3/33/2001
ISSN 0369-2086

Mineralia Slovaca

Materiály zo zjazdu Slovenskej geologickej spoločnosti
Proceedings of the Congress of the Slovak geological society

Banská Štiavnica
2001

Mineralia Slovaca

Časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií
Journal of the Slovak Geological Society and Slovak geological organizations

Vydáva Združenie Mineralia Slovaca
Published by Mineralia Slovaca Corporation

Vedúci redaktor – Chief editor
PAVOL GRECULA
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra
Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia

REDAKČNÁ RADA – EDITORIAL BOARD

Predseda – Chairman
Michal Kaličiak
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

Vladimír Bezák, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Miroslav Bielik, Geofyzikálny ústav SAV, Bratislava
Jozef Franzen, Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava
Jozef Daniel, Uranpres, s. r. o., Spišská Nová Ves
Dušan Hovorka, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Pavel Hvožďara, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Juraj Janočko, Štátny geologický ústav D. Štúra, Košice
Vlastimil Konečný, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Ivan Kraus, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Jozef Lanc, Geocomplex, a. s., Bratislava
František Marko, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Karol Marsina, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Jozef Michalík, Geologický ústav SAV, Bratislava
Peter Hanas, Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava
Ľubomír Petro, Štátny geologický ústav D. Štúra, Košice
Miroslav Pereszlényi, SPP-OZ VVNP, š. p., Bratislava
Martin Radvanec, Štátny geologický ústav D. Štúra, Sp. N. Ves
Peter Reichwalder, Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Igor Rojkovič, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Dionýz Vass, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Ivan Vrubel, Geospektrum, s. r. o., Bratislava
Ján Zuberec, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava

REDAKCIA – EDITORIAL STAFF

Vedúci redakcie – Managing editor
Alena Wolfová
Redaktor – Editorial assistent
Mária Dryjová
Technické spracovanie – Production editor
Alena Wolfová
Jazykový redaktor – Lingual editor
Pavol Kušnír – Martin Ondrášik

Združenie MINERALIA SLOVACA Corporation

Predseda – Chairman
Jozef Franzen
Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava
Členovia združenia – Members of the corporation

Geocomplex, a. s., Bratislava
MŽP SR, Bratislava
Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava
Esprit, s. r. o., Banská Štiavnica
Envigeo, s. r. o., Banská Bystrica
Uranpres, s. r. o. Spišská Nová Ves

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza šesťkrát ročne. Vydavateľ: Geocomplex, a. s., Bratislava. Sadzba v redakcii Mineralia Slovaca systémom DTP Apple Macintosh. Tlač: Grafika, s. r. o., Košice.
Predplatné v roku 2001. Členovia Slovenskej geologickej spoločnosti 90,- Sk (+ 10 % DPH), organizácie 250,- Sk (+ 10 % DPH). Cena jednotlivého čísla je 50,- Sk (+ 10 % DPH), cena dvojčísla je 100,- Sk (+ 10 % DPH). Časopis možno objednať v redakcii.
Inzeráty: Požiadavky zasielať redakcii. Adresa redakcie: Mineralia Slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice. Telefón: 095/6437 846.

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) is published bimonthly by the Geocomplex, a. s., Bratislava.Text was written, edited and composed on a DTP system using Apple Macintosh computers in the editorial office Mineralia Slovaca.
Subscription for 2001 calendar year: 92 USD including postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Subscription can be sent Mineralia Slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia and SLOVART - G.T.G., Krupinská 4, P. O. Box 152, 852 99 Bratislava.
Advertising: Contact managing editor. Address of the Editorial office: Mineralia Slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia; Phone:++ 421/95/6437 846. © Geocomplex, a. s., Bratislava.

ČLÁNKY – ARTICLES

Konečný, V., Lexa, J., Šimon, L. & Dublan, L.
Neogénny vulkanizmus stredného Slovenska
The neogene volcanism in central Slovakia 159

Konečný, V. & Lexa, J.
Stavba a vývoj štiavnického stratovulkánu
Structure and evolution of the Štiavnica stratovolcano 179

Šimon, L. & Kráľ, J.
Charakter pleistocénnej sopečnej aktivity vulkánu Putikov vŕšok v Štiavnických vrchoch
Character of the Pleistocene volcanic activity of the Putikov vŕšok volcano in the Štiavnické vrchy Mts. 197

Lexa, J.
Metalogenéza štiavnického stratovulkánu
Metallogeny of the Štiavnica stratovolcano 203

Háber, M., Jeleň, S., Kovalenker, V. & Černyšev, I.
Model epitermálneho zrudnenia banskoštiavnického rudného poľa
Model of epithermal ore mineralization of the Banská Štiavnica ore district 215

Novák, J.
Banskoštiavnicko-hodrušský región – najvýznamnejšie stredisko baníctva v Európe v minulosti
Banská Štiavnica-Hodruša region – the most significant centre of the mining in Europe in the past 225

Konečný, V. & Smolka, J.
História výskumných a prieskumných prác v banskoštiavnickom regióne
History of research and survey activities in the Banská Štiavnica area 229

Marsina, K. & Klukanová, A.
Využitie výsledkov environmentálnej geológie pri urbanistickom hodnotení banskoštiavnickej oblasti
Use of results of environmental geology for urban evaluation of the Banská Štiavnica region 235

Remšík, A., Maďar, D., Konečný, V., Král, M., Šefara, J., Grand, T. & Weis, K.
Geotermálne vody banskoštiavnického regiónu a možnosti ich získavania
Geothermal waters of the Banská Štiavnica region and possibilities of their obtaining 243

SPRIEVODCA EXKURZIE ZJAZDU SGS 2001
GUIDEBOOK OF THE SLOVAK GEOLOGICAL SOCIETY CONGRESS 2001

Zostavili – Assembled: *Konečný, V., Lexa, J. & Šimon, L.*
Autori – Authors: *Konečný, V., Lexa, J., Šimon, L., Remšík, A., Vlčko, J., Wagner, P., Holzer, R., Fussgänger, E. & Melioris, L.* 253

OBÁLKA: Mladotreťohorné vulkanické pohorie v okolí Banskej Štiavnice. Foto P. Grecula.

COVER: Upper Tertiary volcanic mountain range in vicinity of Banská Štiavnica. Photo by P. Grecula.

ABSTRAKTY – ABSTRACTS

Štiavnický stratovulkán – Štiavnica stratovolcano

Lexa, J. & Konečný, P.
Vzťah metalogenézy k magmatickým procesom štiavnického stratovulkánu
Relation of metallogeny with magmatic processes of the Štiavnica stratovolcano 279

Konečný, V., Lexa, J. & Baráth, I.
Lahary na južnom svahu štiavnického stratovulkánu v sublitorálnej zóne bádenského mora
Lahars at the south slope of the Štiavnica stratovolcano in sublittoral zone of the Badenian sea 280

Koděra, P., Rankin, A. H. & Fallick, A. E.
Štúdium fluíd spätých so subvulkanickým granodioritovým plutónom štiavnického stratovulkánu
Study of fluids related to subvolcanic granodiorite pluton of the Štiavnica stratovolcano 281

Múdry, P.
Abiotická zložka v krajinnoekologickom pláne Banskej Štiavnice
Abiotic component in landscape-urban plan of the Banská Štiavnica city 282

Čajka, R., Kočická, E. & Olah, B.
Environmentálne problémy banskoštiavnického regiónu
Environmental problems of the Banská Štiavnica region 283

Smolka, J.
Žilné štruktúry v banskoštiavnicko-hodrušskom rudnom poli a ich východy
Vein structures in the Banská Štiavnica-Hodruša ore district and teir outcrops 285

Smolka, J.
Banskoštiavnický geopark
Geopark of Banská Štiavnica 285

Iglárová, Ľ., Bodiš, D., Kováčiková, M., Liščák, P. & Matys, M.
Monitoring geologických faktorov v Štiavnických vrchoch
Monitoring of geological factors in the Štiavnické vrchy Mts. 286

Liščák, P., Jánová, V. & Žáková, E.
Monitoring zvetrávania na príklade banskoštiavnických andezitov
Monitoring of weathering processes on an example of Banská Štiavnica andezites 287

Uhlík, P., Šucha, V., Madejová, J., Puškelová, Ľ. & Šamajová, E.
Ílové minerály v oblasti štiavnického stratovulkánu
Clay minerals in the area of the Štiavnica stratovolcano 287

Geologické mapy Slovenskej republiky – Geological maps of Slovak Republic

Lexa, J.
Geologická mapa Západných Karpát a priľahlých území v mierke 1 : 500 000
Geological map of the Western Carpathians and adjacent areas at scale 1 : 500 000 288

Konečný, V., Lexa, J., Halouzka, R., Dublan, L., Šimon, L., Stolár, M., Nagy, A., Polák, M., Vozár, J., Havrila, M. & Pristaš, J.
Geologická mapa Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca (štiavnický stratovulkán)
Geological map of the Štiavnické vrchy Mts. and Pohronský Inovec Mts. (Štiavnica stratovolcano) 289

Konečný, V., Bezák, V., Halouzka, R., Stolár, M. & Dublan, L.
Geologická mapa Javoria
Geological map of the Javorie Mts. 291

Lexa, J., Halouzka, R. & Havrila, M.
Geologická mapa Kremnických vrchov
Geological map of the Kremnické vrchy Mts. 293

Šimon, L., Elečko, M., Lexa, J., Konečný, V., Kohút, M., Gross, P., Halouzka, R.,
Pristaš, J., Mello, J., Polák, M., Havrila, M. & Vozár, J.
Geologická mapa Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny
Geological map of the Vtáčnik Mts. and Hornonitrianska kotlina basin 294

Dublan, L., Bezák, V., ✞Bujnovský, A., Halouzka, R., Hraško, Ľ., Vozárová, A. & Vozár, J.
Geologická mapa Poľany
Geological map of the Poľana Mts. 295

Pristaš, J., Elečko, M., Maglay, J., Fordinál, K., Šimon, L., Gross, P., Polák, M.,
Havrila, M., Ivanička, J., Határ, J., Vozár, J., Mello, J. & Nagy, A.
Geologická mapa Podunajskej nížiny – Nitrianskej pahorkatiny
Geological map of the Podunajská nížina lowland – Nitrianska pahorkatina upland 295

Nagy, A., Halouzka, R., Konečný, V., Dublan, L., Havrila, M., Lexa, J. & Pristaš, J.
Geologická mapa Podunajskej nížiny – východná časť
Geological map of the Podunajská nížina lowland – eastern part 296

Baňacký, V., Elečko, M., Potfaj, M. & Vass, D.
Geologická mapa Chvojnickej pahorkatiny a severnej časti Borskej nížiny
Geological map of the Chvojnická pahorkatina upland and northern part of the Borská nížina lowland 297

Gross, P., Buček, S., Ďurkovič, T., Filo, I., Karoli, S., Maglay, J., Nagy, A., Halouzka, R.,
Spišák, Z., Žec, B., Vozár, J., Borza, V., Lukáčik, E., Mello, J., Polák, M. & Janočko, J.
Geologická mapa Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov,
Spišsko-šarišského medzihoria, Bachurne a Šarišskej vrchoviny
Geological map of the Popradská kotlina basin, the Hornádska kotlina basin, the Levočské vrchy Mts.,
the Spišsko-šarišské medzihorie Mts., the Bachurňa Mts. and Šarišská vrchovina upland 298

Polák, M., Jacko, S., Vozár, J., Vozárová, A., Gross, P., Harčár, J., Sasvári, T., Zacharov, M., Baláž, B.,
Kaličiak, M., Karoli, S., Nagy, A., Buček, S., Maglay, J., Spišák, Z., Žec, B., Filo, I. & Janočko, J.
Geologická mapa Braniska a Čiernej hory
Geological map of the Branisko and Čierna hora Mts. 299

Polák, M., ✞Bujnovský, A., Kohút, M., Filo, I., Pristaš, J., Havrila, M.,
Vozár, J., Mello, J., Rakús, M., Buček, S. & Lexa, J.
Geologická mapa Veľkej Fatry
Geological map of the Veľká Fatra Mts. 300

Mello, J.
Geologická mapa Slovenského krasu
Geological map of the Slovenský kras Mts. 301

Mello, J.
Geologická mapa Slovenského raja, Galmusa a Hornádskej kotliny
Geological map of the Slovenský raj Mts., the Galmus Mts. and Hornádska kotlina basin 302

Ivanička, J., Polák, M., Hók, J., Határ, J., Greguš, J., Vozár, J.,
Nagy, A., Fordinál, K., Pristaš, J., Konečný, V. & Šimon, L.
Geologická mapa Tribeča
Geological map of the Tribeč Mts. 303

Bezák, V., Dublan, L., Hraško, Ľ., Konečný, V., Kováčik, M., Madarás, J., Plašienka, D. & Pristaš, J.
Geologická mapa Slovenského rudohoria – západná časť
Geological map of the Slovenské rudohorie Mts. – western part 304

Maglay, J., Halouzka, R., Baňacký, V., Pristaš, J. & Janočko, J.
Neotektonická mapa Slovenska v mierke 1 : 500 000
Neotectonic map of Slovakia at scale 1 : 500 000 305

Všeobecné – General

Kubeš, P., Filo, M., Šimon, L. & Konečný, V.
Zdroje magnetických anomálií terciérneho vulkanizmu
Sources of magnetic anomalies of the Tertiary volcanism 306

Pauditš, P.
Revízia banských diel v Novej Bani
Inspection of mining works in Nová Baňa 307

Uher, P., Sabol, M., Konečný, P., Gregáňová, M., Táborský, Z. & Puškelová, Ľ.
Zafír vo výplni vrchnopliocénneho maaru pri Hajnáčke
Sapphire in fillings of the Upper Pliocene maar near Hajnáčka 307

Pauditš, P., Bednárik, M., Wagner, P. & Šimon, L.
Hodnotenie a prognóza náchylnosti územia na tvorbu svahových deformácií v Handlovskej kotline
Evaluation and prognosis of land susceptibility to landsliding in the Handlovská kotlina basin 308

Spišiak, J. & Balogh, K.
Mezozoické alkalické lamprofýry – geochémia a geochronológia
Mesozoic alkaline lamprophyre – geochemistry and geochronology 309

Ondrášik, M.
Vplyv mrazu na horniny
Frost influence on rocks 309

Hraško, Ľ., Kucharič, Ľ., Ivanička, J., Madarás, J., Siman, P., Kubeš, P., Filo, M. & Filová, I.
Stavba hercýnskych granitoidov vo východnej časti kohútskeho pásma – predbežné výsledky geofyzikálno-geologických prác
Structure of the Hercynian granite in the eastern part of the Kohút zone – preliminary results of the geophysical-geological works 310

Kováčik, M.
Odlišnosti v mechanizme alpínskej metamorfózy veporického kryštalinika a mladopaleozoicko-mezozoických klastických sedimentov
Differences in the mechanism of the alpine metamorphosis of the Veporicum crystalline complex and the Late Paleozoic-Mesozoic clastic sediments 311

Kohút, M., Poller, U. & Todt, W.
Permské granity vo Veľkej Fatre – záver hercýnskeho magmatického cyklu
Permian granites in the Veľká Fatra Mts. – the end of the Hercynian magmatic cycle 312

Mineralia Slovaca, 33 (2001), 159–178

Neogénny vulkanizmus stredného Slovenska

VLASTIMIL KONEČNÝ, JAROSLAV LEXA, LADISLAV ŠIMON a LADISLAV DUBLAN

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 7. 5. 2001)

The neogene volcanism in central Slovakia

The Central Slovakia Volcanic Field (CSVF), of the Badenian through Pannonian age (16.5–8.5 Ma), is related to subduction of the flysch belt oceanic/suboceanic basement underneath the advancing Carpathian arc and to back-arc extension processes. Hercynian basement including the Late Paleozoic and Mesozoic sedimentary rocks shows a distinct Basin and Range (horst and graben) structure. Volcanic rocks resemble medium- to high-K orogenic volcanic suites of evolved arcs and continental margins. Intrusive rocks show a granodiorite trend, locally with a slight shift towards the monzonite. Petrography and geochemistry indicate mantle source magmas with a variable crustal contamination and differentiation in shallow magma chambers. Late stage rhyolites indicate crustal melting.

Initial Early Badenian andesite volcanic activity (16.5–16.3 Ma) is represented by scattered andesite (often garnet-bearing) extrusive domes and related extrusive and reworked breccias. Two andesite pyroclastic volcanoes were subsequently formed in the SE part of the CSVF, while large andesite stratovolcanoes were build in the remaining parts of the CSVF during the Early to Middle Badenian time (16.3–15.5 Ma). During the Middle and Late Badenian time (15.8–14.5 Ma) evolution of stratovolcanoes continued by subsidence of grabens and caldera associated with activity of both – relatively mafic undifferentiated basaltic andesites/pyroxene andesites and differentiated volcanic rocks-hornblende and biotite-bearing andesites to dacites. Granodiorite, diorite and various porphyries were created at deeper levels and basement. Rhyodacite domes and related pumice tuffs of the Early Sarmatian age occasionally occur. Renewed activity of less differentiated andesites during the Sarmatian time (14.5–12.5 Ma) formed at the south discontinuous complexes on the slopes of older stratovolcanoes, while in the northern part of the CSVF it formed new volcanoes, with centers situated on marginal faults of grabens. An extensive Late Sarmatian rhyolite volcanic activity (13–10.5 Ma) gave rise to a dome/flow complex and related volcanoclastic rocks in the western part of the CSVF along the N–S to NE–SW trending fault system. A small Pannonian age basalt/basaltic andesite stratovolcano at the North and scattered basalt flows and intrusions in the central part of the CSVF are the latest products of the calc-alkali volcanism. Scarce nepheline basanite/trachybasalt volcanic activity took place during the Pliocene and Quaternary.

Key words: Central Slovakia, Neogene, volcanic rocks, basalts, andesites, rhyolites

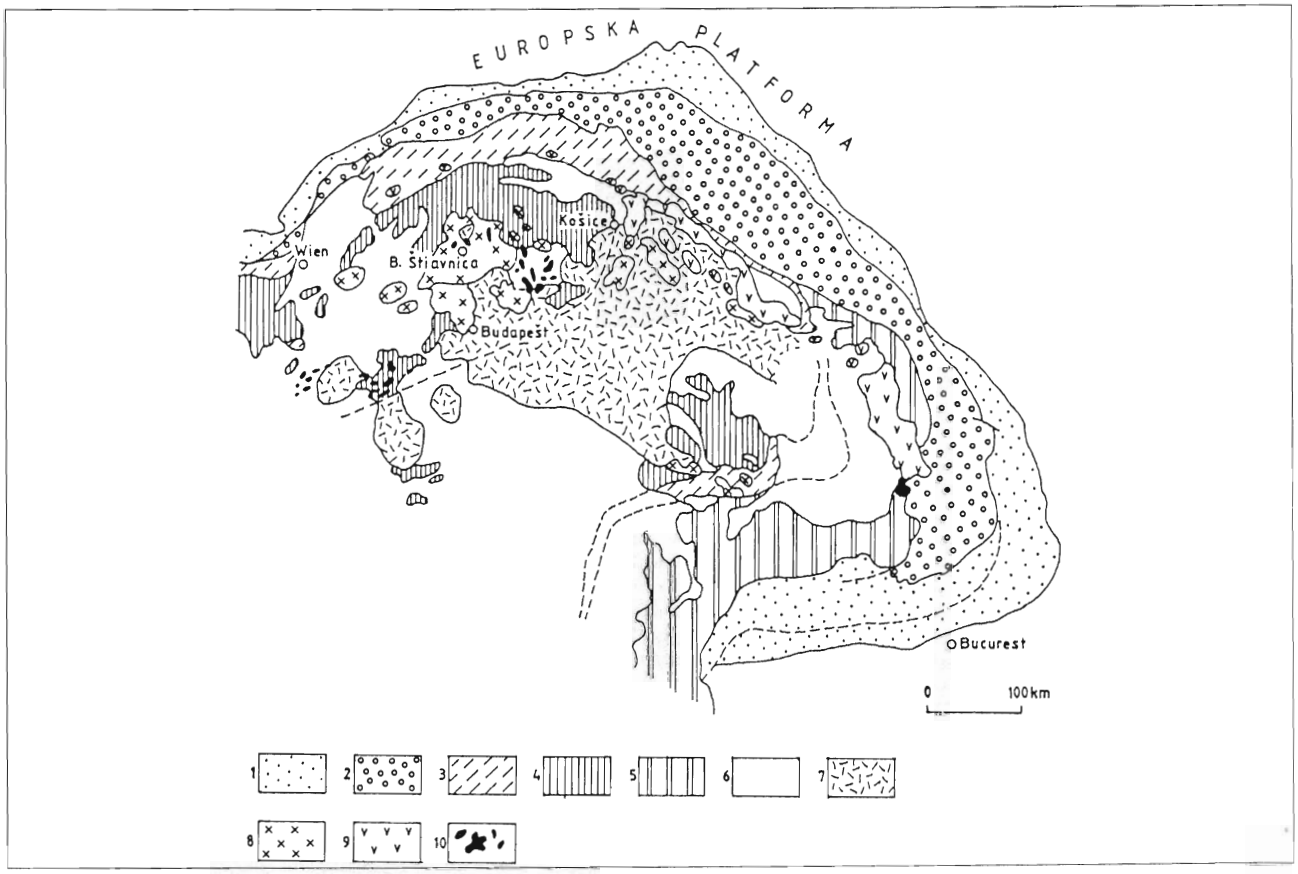
Úvod

Stredoslovenský neovulkanický región leží v západnej časti diskontinuitného pásma neovulkanitov na vnútornej strane karpatského oblúka (obr. 1). V neogéne Karpaty predstavovali ostrovný oblúk s mikrokontinentom centrálnych Západných Karpát, ktorý migroval na S, SV až V zásluhou subdukcie oceánskej, resp. suboceánskej kôry flyšových bazénov a postupne kolidoval s pasívnym okrajom európskej platformy. Ústup oblúka uvedeným smerom kompenzovala zaoblúková extenzia, ktorá zahŕňala diapirický výstup astenosféry a laterálny únik litosféry z kolíznej zóny Álp (Royden, 1988; Csontos et al., 1992; Lexa a Konečný, 1998).

Stredoslovenský neovulkanický región reprezentuje areálny typ andezitového vulkanizmu (Lexa a Konečný, 1998). Magmatické hmoty pochádzajú z parciálneho tavenia metasomovaného plášťa (po predchádzajúcej subdukcii kôry magursko-pieninského flyšového bazéna) s nasledujúcim diapirickým výstupom v podmienkach zaoblúkovej extenzie.

Vulkanická aktivita andezitového vulkanizmu na strednom Slovensku trvala od 16,5 (spodný báden) do 8,5 mil. rokov (panón). Andezitovému vulkanizmu predchádzala aktivita areálneho kyslého vulkanizmu ryodacitovo-ryolitového zloženia s centrami v severnom Maďarsku, ktorý na slovenskom území reprezentujú polohy tufu v sedimentoch egenburgu a v menšej miere karpatu na južnom Slovensku.

Stredoslovenský neovulkanický región zaberá plochu okolo 5000 km^2. Vďaka drahokovovej a polymetalickej mineralizácii, ložiskám síry, uhlia a ďalších nerudných surovín boli stredoslovenské neovulkanity predmetom dlhodobého výskumu a prieskumu, pri ktorých sa sústredilo veľa údajov a syntetizovalo pri tvorbe máp rozličnej mierky. Prvou syntézou po druhej svetovej vojne bola

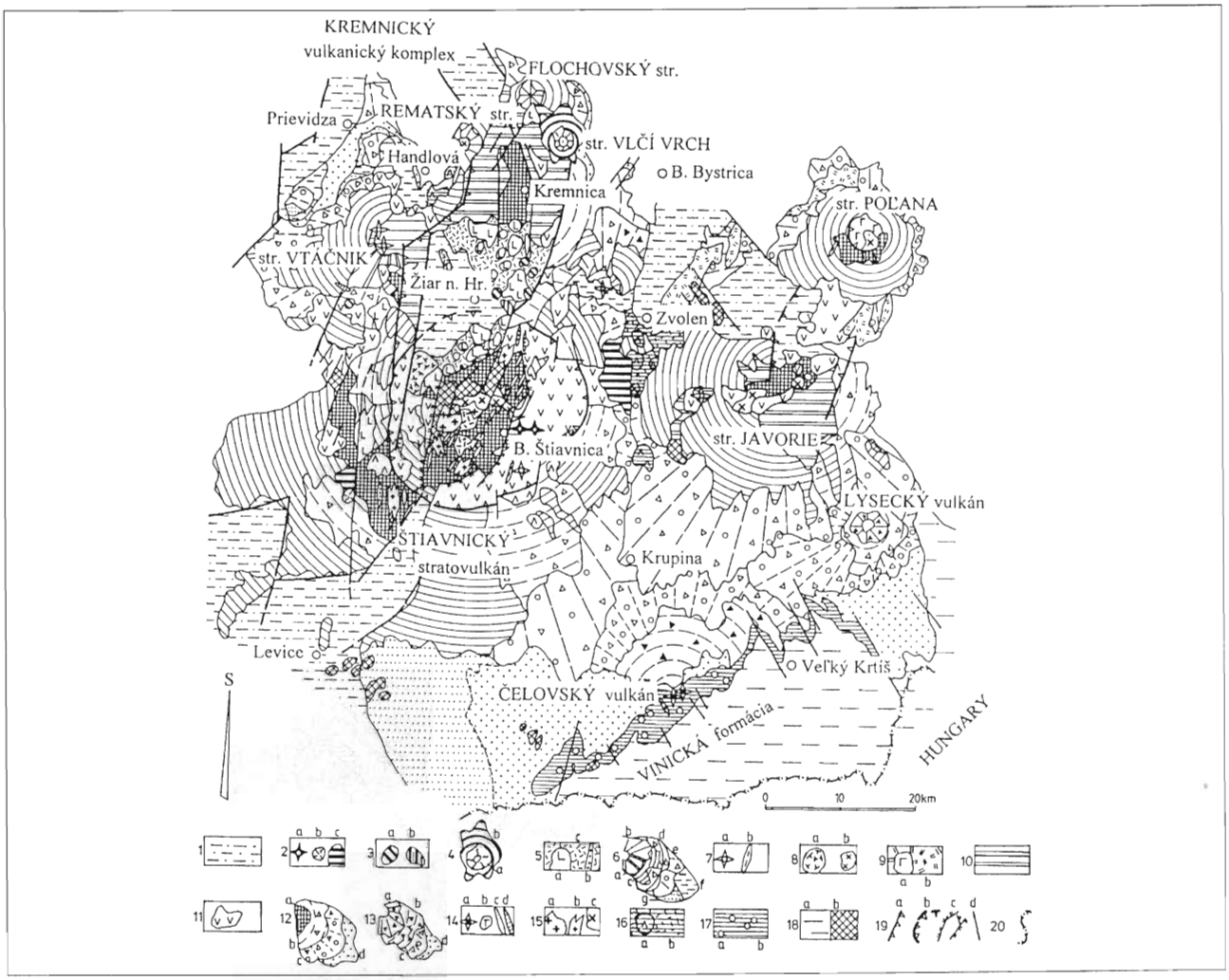


Obr. 1. Postavenie stredoslovenských neovulkanitov v štruktúre Karpát a panónskeho bazéna. 1 – molasa čelnej predhlbne, 2 – flyšové príkrovy zo suboceánskeho(?) bazéna externe od sliezskej kordiléry a stredných dacíd, 3 – príkrovy z pieninsko-magursko-transylvánskeho oceánskeho bazéna, 4 – ostalpín, vnútorné Karpaty a vnútorné dacidy, 5 – stredné dacidy, 6 – terciérne bazény, 7 – produkty dacitového až ryolitového vulkanizmu arálneho typu, 8 – produkty andezitového vulkanizmu areálneho typu, 9 – produkty andezitového vulkanizmu typu vyvinutého oblúka, 10 – alkalické bazalty a bazanity.

Fig. 1. Position of the Central Slovakia Volcanic field in the Carpathian arc and Pannonian basin structure. 1 – foredeep molasse, 2 – flysch nappes from the suboceanic(?) basin external to the Silesian cordillera and Middle Dacides. 3 – flysch nappes from the Pieniny-Magura-Transylvanian oceanic basin, 4 – Ostalpine, Internal Carpathians and Internal Dacides, 5 – Middle Dacides, 6 – Tertiary basins, 7 – areally distributed dacite to rhyolite volcanics, 8 – areally distributed andesite volcanics, 9 – arc type andesite volcanics, 10 – alkali basalts and basanites.

Obr. 2. Štruktúrna schéma stredoslovenských neovulkanitov (*panón až kvartér*). 1 – sedimenty intravulkanických depresií; 2 – produkty vulkanizmu alkalických bazaltov, a) neky, b) troskový kužeľ, c) lávové prúdy a pokrovy; *panón:* 3 – lávové prúdy a sily afanitických bazaltov až bazaltických andezitov (a) a pyroxenických andezitov (b); 4 – stratovulkán porfyrických bazaltov až bazaltických andezitov, a) pyroklastický kužeľ, b) komplex lávových prúdov, *stredný až vrchný sarmat:* 5 – ryolitové vulkanity jastrabskej formácie, a) extruzívne dómy a prúdy, b) dajky, c) vulkanoklastiká (najmä tufy); *spodný až stredný sarmat:* 6 – andezitové vulkanity, a) efuzívne kužele, b) stratovulkanické kužele, c) stratovulkanické komplexy proximálnej zóny, d) epiklastické vulkanické brekcie proximálnej zóny, e) epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty (proximálnej) až distálnej zóny, f) epiklastické pieskovce a konglomeráty distálnej zóny, g) tufitické sedimenty; 7 – andezitové neky (a) a dajky (b); 8 – extrúzie andezitov (a) a intrúzie dioritových porfýrov (b); 9 – ryodacitové vulkanity strelníckej formácie, a) extruzívne dómy a prúdy, b) vulkanoklastiká (najmä tufy); *vrchný báden:* 10 – andezitové efuzívne komplexy s hyaloklastitmi a freatickými pyroklastikami vo výplni grabenov, 11 – komplexy extruzívnych dómov a prúdov diferencovaných andezitov vo výplni grabenov; *spodný až vrchný báden:* 12 – andezitové stratovulkány, a) propylitizované komplexy andezitov a andezitových porfýrov, b) stratovulkanické komplexy proximálnej zóny, c) epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty proximálnej až distálnej zóny, d) epiklastické pieskovce a konglomeráty distálnej zóny; 13 – andezitové pyroklastické vulkány, a) pyroklastický kužeľ, b) pyroklastické komplexy proximálnej zóny, c) epiklastické brekcie a konglomeráty proximálnej až distálnej zóny, d) epiklastické vulkanické pieskovce a konglomeráty distálnej zóny; 14 – andezitové neky (a), sily kremitodioritových porfýrov (b), dajky kremitodioritových porfýrov (c), dajky andezitov (d); 15 – subvulkanické intrúzie, a) granodioritu, b) granodioritových porfýrov, c) dioritu a dioritových porfýrov; *spodný báden:* 16 – komplexy andezitov s granátom v kontinentálnom prostredí, a) extruzívne dómy, b) sprievodné brekcie; 17 – andezitové extruzívne dómy (a) a vulkanoklastiká (b) vinickej formácie; *podložie vulkanitov:* 18 – a) sedimenty spodného miocénu, b) horniny mezozoika a kryštalinika; *zlomy:* 19 – a) okrajové zlomy vulkanotektonických grabenov, b) kalderové zlomy, c) okrajové zlomy vulkanotektonických hrastov, d) ostatné zlomy; 20 – štátna hranica s Maďarskom

Fig. 2. Structural scheme of the Central Slovakia Volcanic Field. *Pannonian to Quaternary*: 1 – sediments of intravolcanic depressions; 2 – products of the alkali basalt volcanism, a) necks, b) cinder cones, c) lava flows, *Pannonian*: 3 – lava flows and sills of aphanitic calc-alkali basalts/basaltic andesites (a) and pyroxene andesites (b); 4 – stratovolcano of porphyritic calc-alkali basalts/basaltic andesites, a) volcanic cone, b) effusive complex; *Middle to Late Sarmatian*: 5 – rhyolite domes/dome flows (a), dykes (b) and pyroclastic and epiclastic rocks (c) of the Jastrabá Formation; *Early to Middle Sarmatian*: 6 – andesite stratovolcanoes, a) effusive cones, b) stratovolcanic cones, c) stratovolcanic complex of the proximal zone, d) epiclastic volcanic breccias of the proximal zone, e) epiclastic volcanic breccias and conglomerates of the proximal/distal zone,



f) epiclastic volcanic conglomerates and sandstones of the distal zone, g) tuffaceous sediments; 7 – andesite necks (a) and dykes (b); 8 – andesite extrusive domes (a) and diorite porphyry intrusions (b); 9 – rhyodacite domes/dome flows (a) and related pumice tuffs and reworked tuffs (b) of the Strelníky Formation; *Late Badenian*: 10 – basaltic andesite/andesite effusive complexes with hyaloclastites and phreatomagmatic pyroclastic rocks filling grabens; 11 – dome/flow complexes and related breccias of intermediate to acid andesites filling grabens and caldera, *Early to Middle Badenian*: 12 – andesite stratovolcanoes: a) propylitized complex of the central zone, b) stratovolcanic complex of the proximal zone, c) epiclastic volcanic breccias of the proximal/distal zone, epiclastic volcanic conglomerates and sandstones of the distal zone; 13 – andesite pyroclastic volcanoes, a) pyroclastic cones, b) pyroclastic complexes of the proximal zone, c) epiclastic volcanic breccias and conglomerates of the proximal/distal zone; 14 – andesite necks (a), quartz-diorite porphyry sills (b) and dykes (c), andesite dykes (d); 15 – subvolcanic intrusions, a) granodiorite, b) granodiorite porphyry, c) diorite and diorite porphyry; *Early Badenian*: 16 – extrusive domes (a) and related breccias (b) of garnet-bearing andesites in the terrestrial environment; 17 – andesite extrusive domes (a) and volcanoclastic rocks of the Vinica Formation, 18 – *pre-volcanic basement*: a) Early Miocene sediments, b)– older rocks, 19 – *faults*: a) marginal faults of volcanotectonic grabens, b) marginal faults of the caldera, c) marginal faults of volcanotectonic horsts, d) other faults; 20 – state boundary.

prehľadná geologická mapa v mierke 1 : 200 000 (Kuthan et al., 1963, 1967), ktorá priniesla rad nových vulkanologických poznatkov najmä o stratovulkanickom type stavby pohorí. Vulkanické produkty sa začlenili do niekoľkých andezitových a ryolitových fáz.

Ďalší pokrok v litologickom a stratigrafickom štúdiu vulkanických hornín, pri ktorom sa využilo rádiometrické datovanie a vulkanologický terénny výskum, sa dosiahol pri mapovaní v mierke 1 : 25 000 a vynútil si prijatie nových princípov členenia vulkanických hornín na základné litostratigrafické jednotky – *formácie* (súvrstvia) a *komplexy* (Konečný et al., 1983). Na báze tohto členenia vznikla geologická mapa v mierke 1 : 100 000 (Konečný a Lexa, 1979, 1984). V rámci tejto druhej syntézy sa definovali monogénne vulkány a stratovulkány, vymedzili sa ich centrálne, prechodné a periférne vulkanické zóny a charakterizovali hlavné prvky ich stavby a vývoja (obr. 2). Nasledujúce systematické mapovanie v mierke 1 : 25 000 umožnilo zostaviť geologické mapy regiónov s vysvetľujúcim textom v takomto poradí: Krupinská planina a Ipeľská kotlina (Konečný et al., 1978), Vtáčnik (Šimon et al., 1997), Poľana (Dublan et al., 1997), Kremnické vrchy (Lexa et al., 1998), Javorie (Konečný et al., 1998), Štiavnické vrchy a Pohronský Inovec – – štiavnický stratovulkán (Konečný et al., 1998). V prehľade geologickej stavby stredoslovenských neovulkanitov

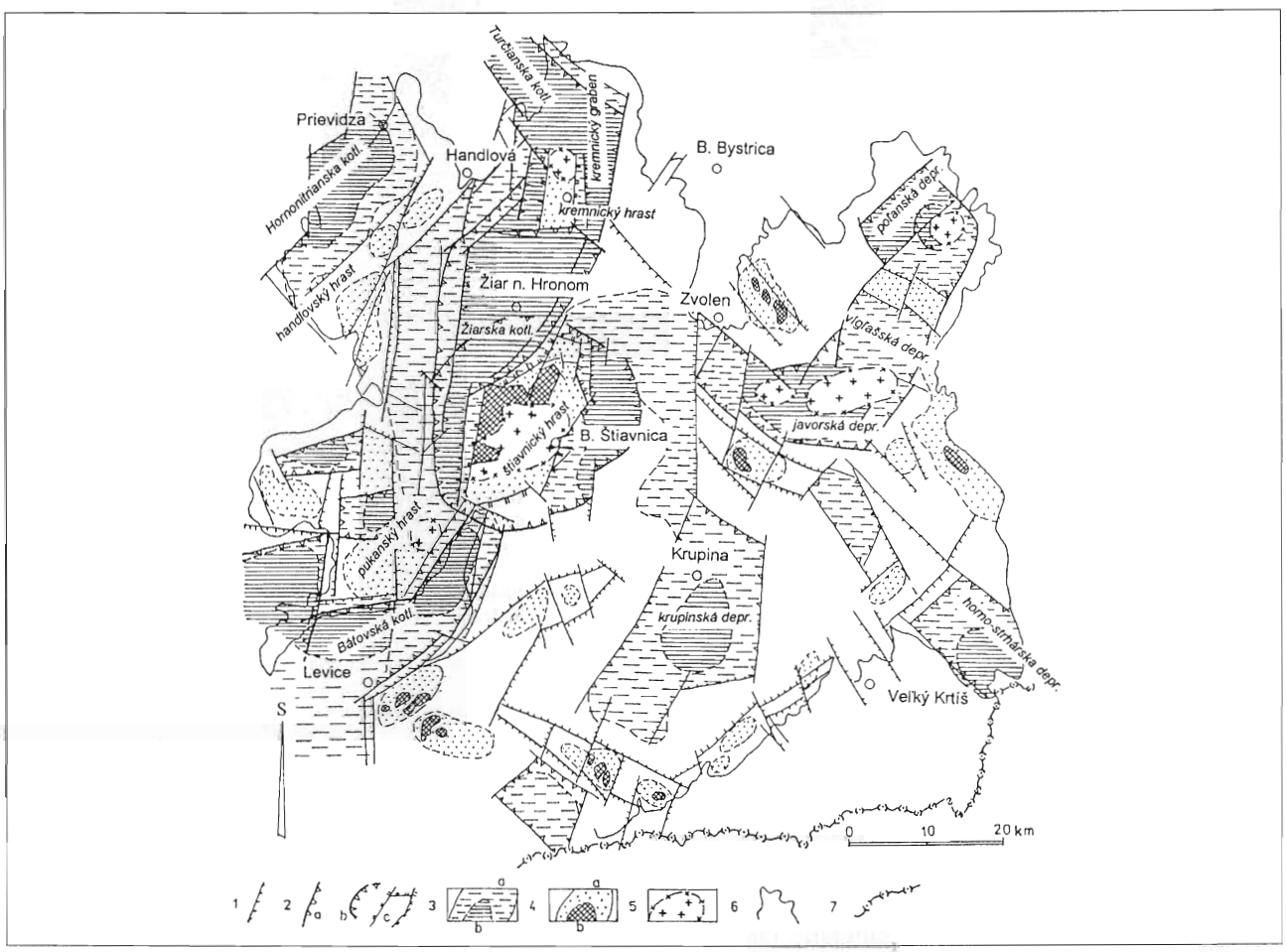
vychádzame najmä z týchto syntéz a zo sumarizujúcej práce Konečného et al. (1995). V týchto prácach je aj úplná bibliografia, a preto sa v tejto štúdii obmedzujeme iba na nevyhnutné odkazy a citácie.

Geologická a morfologicko-tektonická stavba predvulkanického podložia

Pri rekonštrukcii geologickej stavby podložia stredoslovenských neovulkanitov sa zužitkovali výsledky radu štruktúrnych vrtov, poznatky zo štúdia geologickej stavby východov podložia v prostredí neovulkanitov v podobe elevácií a hrastov, ako aj z regionálneho výskumu a mapovania stavby horninových komplexov podložia na Z, S a V od okraja neovulkanitov.

Podložie východnej časti stredoslovenských neovulkanitov tvoria horninové komplexy veporika, ktoré sa pri jeho východnom okraji ponárajú pod neovulkanity, a to granitoidy, kryštalické bridlice a zvyšky paleozoicko-mezozoického obalu. Horninové komplexy pokračujú v pásmach zhruba smeru SV–JZ v podloží neovulkanitov smerom na JZ. Granitoidy v neovulkanitoch vystupujú na povrch v zárezе doliny Madačky pri Ábelovej, v oblasti lieskovského hrastu, a najmä v rozsiahlom odkryve v hodrušsko-štiavnickom hraste, tam spolu s kryštalickými bridlicami. Kryštalické bridlice sú odkryté aj vo vrcholovej časti elevácie na SV od Šiah. Horniny obalovej jednotky vystupujú na povrch v lieskovskej a pliešovskej elevácii a pri Brusníku, ale najmä v oblasti hodrušsko-štiavnického hrastu, kde sa v kompletnejšom vývoji (trias, jura, krieda) zaraďujú do série Veľkého boku. Obdobné mezozoické komplexy pri severnom a západnom okraji neovulkanitov sa už pokladajú za súčasť krížňanského príkrovu.

Hronikum ako vyššia tektonická jednotka sa identifikovalo v oblasti hodrušsko-štiavnického hrastu a zahŕňa



Obr. 3. Morfologicko-tektonická stavba predvulkanického podložia stredoslovenských neovulkanitov (podľa Konečného et al., 1975, 1978, 1995, zostavená na základe interpretácie geofyzikálnych dát a štruktúrnych vrtov). 1 – zlomy v podloží neovulkanitov, 2 – zlomy vymedzujúce: a) grabeny, b) kaldery, c) vulkanotektonické hrasty, 3 – depresie: a) plytká časť, b) hlboká časť, 4 – elevácie: a) svahy elevácie, b) východ podložia na povrch, 5 – subvulkanický intruzívny komplex vymedzený interpretáciou geofyzikálnych údajov, 6 – hranica neovulkanitov, 7 – štátna hranica.

Fig. 3. Structure of the pre-volcanic basement in the area of Central Slovakia Volcanic Field (based on the interpretation of geophysical data and drilling; Konečný et al., 1975, 1978, 1995). 1 – faults in pre-volcanic basement; 2 – faults limiting grabens (a), calderas (b) and volcano-tectonic horsts (c); 3 – depressions: a) shallow, b) deep; 4 – elevations: a) covered, b) outcropping basement; 5 – subvolcanic intrusive complexes based on the interpretation of geophysical data; 6 – extent of volcanics; 7 – state boundary.

sedimenty karbónu, permu a stredného až vrchného triasu. Jeho často uvádzaná príslušnosť k štureckému príkrovu je problematická. Hronikum, zastúpené najmä paleozoickými členmi, tvorí aj priame podložie v jz., západnej a sz. časti neovulkanitov. Karbonátový komplex stredného až vrchného triasu hronika v podloží neovulkanitov je vyvinutý v priestore medzi Zvolenom a Žiarom nad Hronom, a najmä v severnej časti regiónu v oblasti Kremnica – Handlová – – Nováky.

Do silicika, ktoré vystupuje pri sv. okraji neovulkanitov, sa zaraďuje súvrstvie bridlíc s evaporitmi (spodný trias) a vyššie s karbonátmi (stredný trias), ktoré sa zistilo pri banských prácach v Banskej Štiavnici a vo vrtoch v oblasti Štiavnických Baní. Vozár (1968) ho pôvodne zaradil do gemerika. Do silicika sa začleňuje aj časť mezozoických ostrovov pri Santovke (Havrila in Konečný et al., 1998).

Tatrikum v povrchových východoch pri sz. okraji neovulkanitov zastupujú granitoidy, kryštalické bridlice a karbonáty ráztočnianskej skupiny (trias, jura, krieda) v pozícii tektonického okna a v pohorí Žiar. Jeho väčšie rozšírenie v priamom podloží neovulkanitov v tejto oblasti sa nepredpokladá.

Sedimenty paleogénu sú v podloží neovulkanitov rozšírené najmä v severnej časti regiónu (Kordíky – Kremnica – – Handlová – Prievidza). Inde sa vyskytujú iba útržkovite a v malej hrúbke. Paleogénne sedimenty sa zistili vrtmi v pruhu smeru S–J medzi bzovickou (vrt GK-4) až bacúrovskou depresiou (vrt GK-8 pri Ostrej Lúke na Z od Zvolena). Sedimenty spodného miocénu (egenburg – – karpat) zasahujú z Ipeľskej kotliny smerom na S do krupinskej depresie v podloží neovulkanitov zhruba po líniu Krupina – Senohrad – Tisovník. V malej hrúbke vystupujú aj v nadloží paleogénu v Handlovskej kotline.

Na základe výsledkov z vrtov a interpretácie geofyzikálnych údajov, najmä gravimetrie, sa definoval hrastovo-prepadlinový charakter stavby podložia stredoslovenských neovulkanitov (obr. 3; Konečný et al., 1975, 1978). Hrastovo-prepadlinový systém je výsledkom extenzných procesov, ktoré boli najintenzívnejšie v bádene a sarmate. Medzi formovaním hrastovo-grabenových štruktúr a vulkanickými procesmi sa v niektorých prípadoch preukázal úzky časový a priestorový vzťah. Pri výstupe vulkanických hmôt na povrch a umiestňovaní intruzívnych telies sa často využívali zlomové zóny vymedzujúce grabeny a hrasty. Špecifickým prípadom sú vulkanotektonické grabeny a kaldery podmienené subsidenciou blokov kôry do vrchných častí magmatických rezervoárov (grabeny v podloží stratovulkánu Javorie, poľanská a štiavnická kaldera). Amplitúda vertikálneho pohybu v zlomových zónach dosahuje bežne 1000 až 1500 m, v žiarskej depresii až 3000 m.

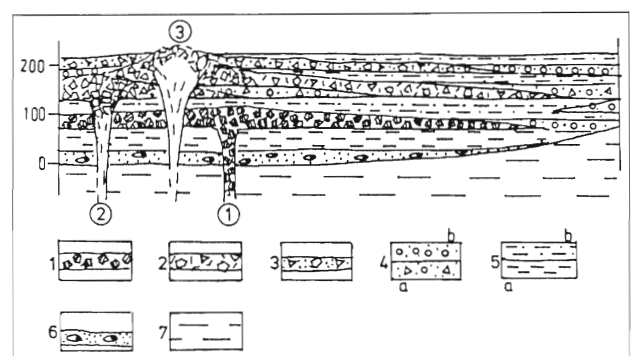
Elevačné štruktúry, ktoré sú nezriedka reliktmi starších predbádenských štruktúr, príp. sa sformovali pri vulkanickej aktivite, v paleoreliéfe často predstavovali bariéry voči šíreniu morských transgresií. Ovplyvňovali vývoj sedimentačných bazénov, ako aj transport vulkanických produktov (šahanská elevácia, santovsko-turovská elevácia).

Najvýraznejší systém hrastov a grabenov smeru S–J v západnej časti neovulkanického regiónu, sformovaný v bádene až sarmate, zahŕňa od S k J turčiansku depresiu (graben), kremnický graben s centrálnym hrastom, žiarsku depresiu (graben), hodrušsko-štiavnický hrast a pukansko-bátovskú depresiu (graben). Bloky hrastov a grabenov na Z od osi symetrie tohto systému vykazujú sklon na Z (handlovský chrbát, Hornonitrianska kotlina), kým bloky na V od tejto osi sú sklonené na V (Zvolenská kotlina). Resurgentný hodrušsko-štiavnický hrast, formovaný v štiavnickej kaldere, a subsidencia žiarskej depresie (graben) asociujú s aktivitou ryolitového vulkanizmu.

Vznik systému hrastov a grabenov ovplyvnili zmeny orientácie a intenzity napäťového poľa. V spodnom bádene kompresia smeru SZ–JV viedla k vzniku hrastov a grabenov tohto smeru. Vo vrchnom bádene os maximálneho napätia rotovala do smeru SV–JZ, a preto sa formovali grabeny a hrasty s orientáciou smeru S–J a SV–JZ (Nemčok a Lexa, 1990; Nemčok et al., 1993).

Submarinný vulkanizmus na južných okrajoch Krupinskej planiny – vinická formácia

Po rozšírení spodnobádenskej morskej transgresie do vnútornejších častí krupinskej depresie sa aktivovali eruptívne centrá vinickej formácie v podobe extruzívnych dómov, dajok a prienikov extruzívnych brekcií amfibolicko-pyroxenického andezitu pozdĺž šahansko-lyseckej vulkanotektonickej zóny smeru SV–JZ (Konečný, 1969; Konečný in Vass et al., 1991). Extruzívne dómy pri vývoji v morskom súvrství podliehali brekciácii a dezintegrácii



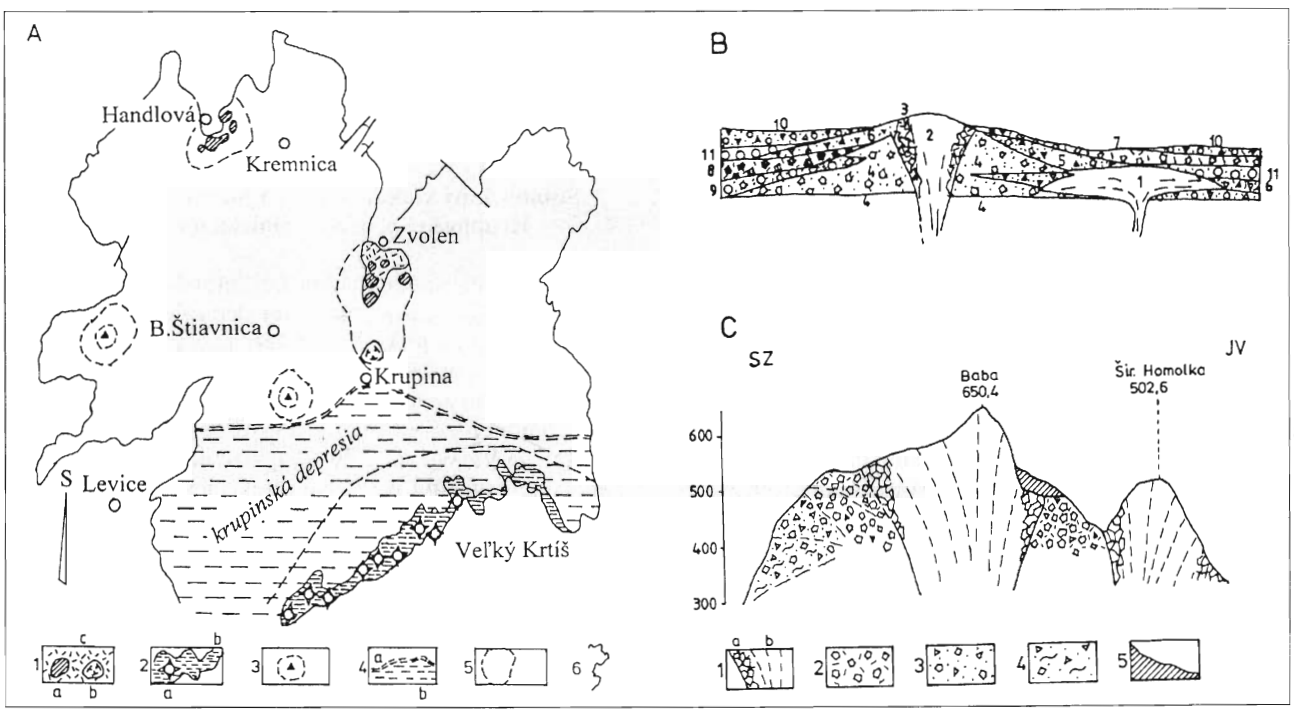
Obr. 4. Extruzívne formy vinickej formácie. 1 – brekciácia v prívodovom ústí s nasledujúcou extrúziou na morské dno, 2 – andezitová extrúzia s brekciáciou v úrovni morského dna, 3 – submarinný extruzívny dóm s povrchovou brekciáciou. Fácie vulkanických hornín: 1 – submarinný pyroklastický prúd, 2 – submarinný brekciový prúd, 3 – submarinný úlomkový prúd (lahar, debris flow), 5 – a) epiklastický vulkanický siltovec, b) epiklastický vulkanický siltovec a pieskovec, 6 – bazálne súvrstvie (piesky a štrky s neovulkanickým materiálom), 7 – nečlenené spodnomiocénne sedimenty

Fig. 4. Schematic section of the Vinica Formation showing submarine extrusive domes involving underground (1), subsurface (2), and surficial (3) brecciation. 1 – submarine pyroclastic flow deposits, 2 – submarine breccia flow deposits, 3 – submarine debris flow deposits, 4 – epiclastic volcanic breccia/conglomerate (a), conglomerate (b), 5 – epiclastic volcanic siltstone (a), sandstone and siltstone (b), 6 – basal gravels and sands with nonvolcanic material, 7 – Early Miocene sedimentary rocks.

s hromadením úlomkovitého materiálu v ich okolí (obr. 4). V etapách explozívnej deštrukcie pri kolapse extruzívnych dómov sa úlomkovitý materiál transportoval do väčšej vzdialenosti masovými brekciovými prúdmi. Vplyvom podpovrchovej brekciácie v prívodovom ústí sa na morské dno často extrudoval už zbrekciovatený materiál a ďalej sa premiestňoval v podobe pyroklastických (?) submarinných prúdov. Primárne akumulácie úlomkovitého materiálu podliehali v morskom prostredí deštrukcii a redepozícii za vzniku triedených a hrubovrstvových epiklastických súvrství. Transport materiálu na S do subsidujúcej krupinskej depresie vyústil do akumulácie epiklastických hornín v hrúbke vyše 300 m.

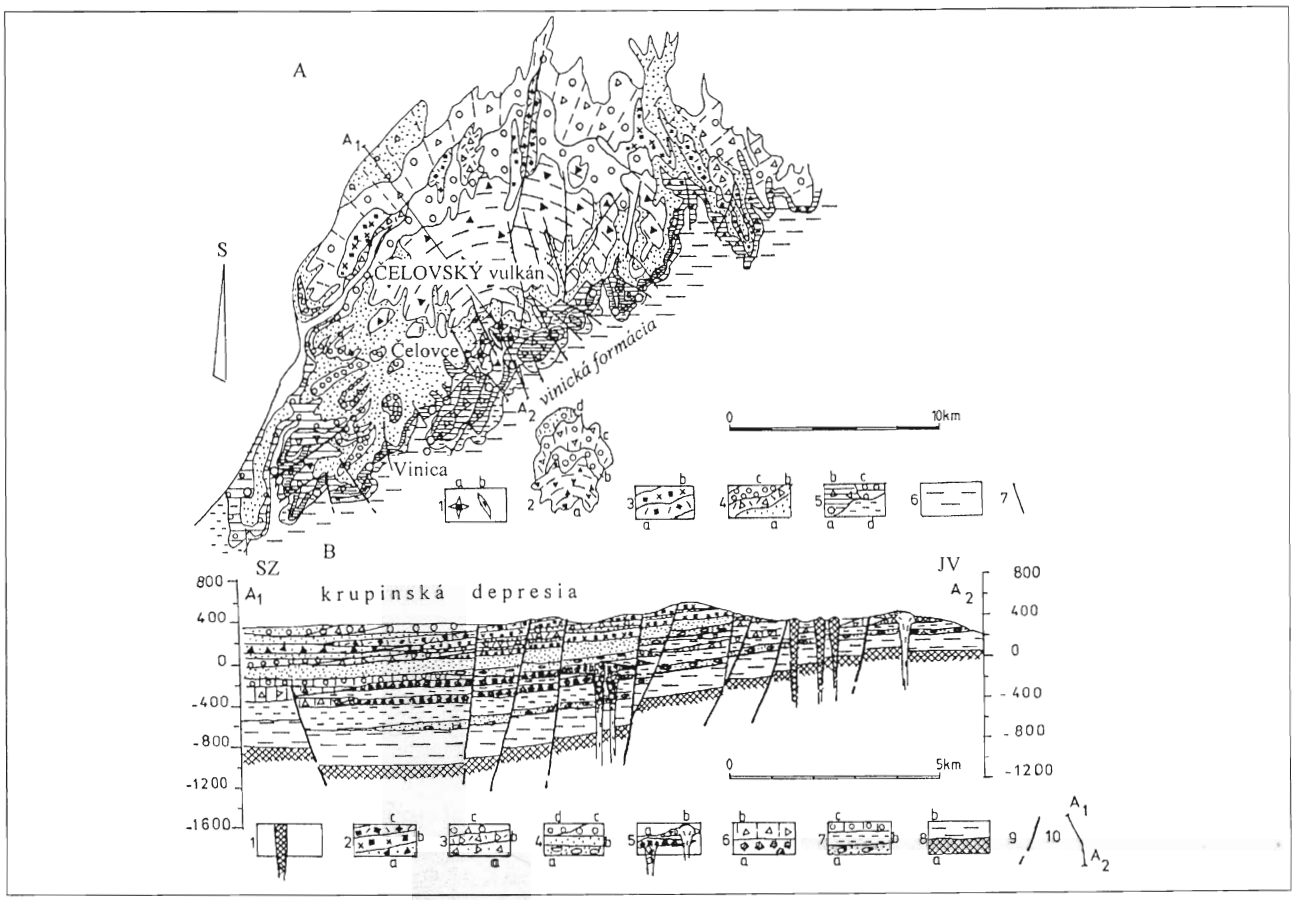
Extruzívny vulkanizmus telies hyperstenicko-amfibolického andezitu s granátom

V spodnom bádene v strednej až severnej časti stredoslovenského neovulkanického regiónu prebiehala extruzívna aktivita telies hyperstenicko-amfibolického andezitu s granátom z väčšieho počtu eruptívnych centier v kontinentálnom prostredí (obr. 5). Extruzívne dómy sa prevažne viazali na okrajové zlomové pásma vznikajúcich grabenových štruktúr, ktoré sa formovali ako výsledok počiatočných prejavov extenzných procesov. Úlomkovitý materiál z deštrukcie extruzívnych dómov sa hromadil v ich okolí a v subsidujúcich grabenoch vo fluviálno-limnickom pro-



Obr. 5. A – rozšírenie produktov extruzívneho vulkanizmu hyperstenicko-amfibolických andezitov (± granát) v kontinentálnom prostredí *(neresnická formácia)* a v morskom prostredí *(vinická formácia)*: 1 – a) extruzívny dóm v kontinentálnom prostredí, b) lakolit, c) extruzívne brekcie, konglomeráty a pieskovce, 2 – a) submarinný extruzívny dóm vinickej formácie, b) extruzívne brekcie v okolí extruzívnych dómov v morskom prostredí, 3 – extruzívne telesá hyperstenicko-amfibolických andezitov zistené vrtmi v podloží mladších vulkanických komplexov, 4 – rozhranie a) kontinentálneho prostredia (fluviálno-terestrické), b) morského prostredia s uložením fácií epiklastického typu (brekcie, konglomeráty, pieskovce), 5 – predpokladaný rozsah produktov extruzívneho vulkanizmu (prevažne epiklastiká) v kontinentálnom prostredí, 6 – hranica neovulkanitov B – schéma stavby neresnickej formácie: 1 – lakolit, 2 – extruzívny dóm, 3 – extruzívna brekcia, 4 – hrubé až blokové epiklastické vulkanické brekcie, 5 – stredné až hrubé epiklastické vulkanické brekcie, 6 – drobné epiklastické vulkanické brekcie, 7 – laharová brekcia, 8 – brekciový prúd, 9 – epiklastická vulkanická brekcia – hrubý až blokový konglomerát, 10 – epiklastická vulkanická brekcia – stredný konglomerát, 11 – epiklastický vulkanický konglomerát. C – schematický rez neresnickou formáciou na J od Zvolena: 1 – extruzívne dómy pyroxenicko-amfibolického andezitu s granátom: a) pásma autoklastických brekcií, b) andezit s fluidálnou textúrou, 2 – hrubobloková chaotické epiklastické vulkanické brekcie, 3 – strednoúlomkovité až hruboúlomkovité epiklastické vulkanické brekcie a epiklastické vulkanické pieskovce, 4 – drobnoúlomkovité triedené epiklastické vulkanické brekcie striedajúce sa s polohami pieskovcov, 5 – relikty lávových prúdov amfibolicko-pyroxenického andezitu javorskej formácie.

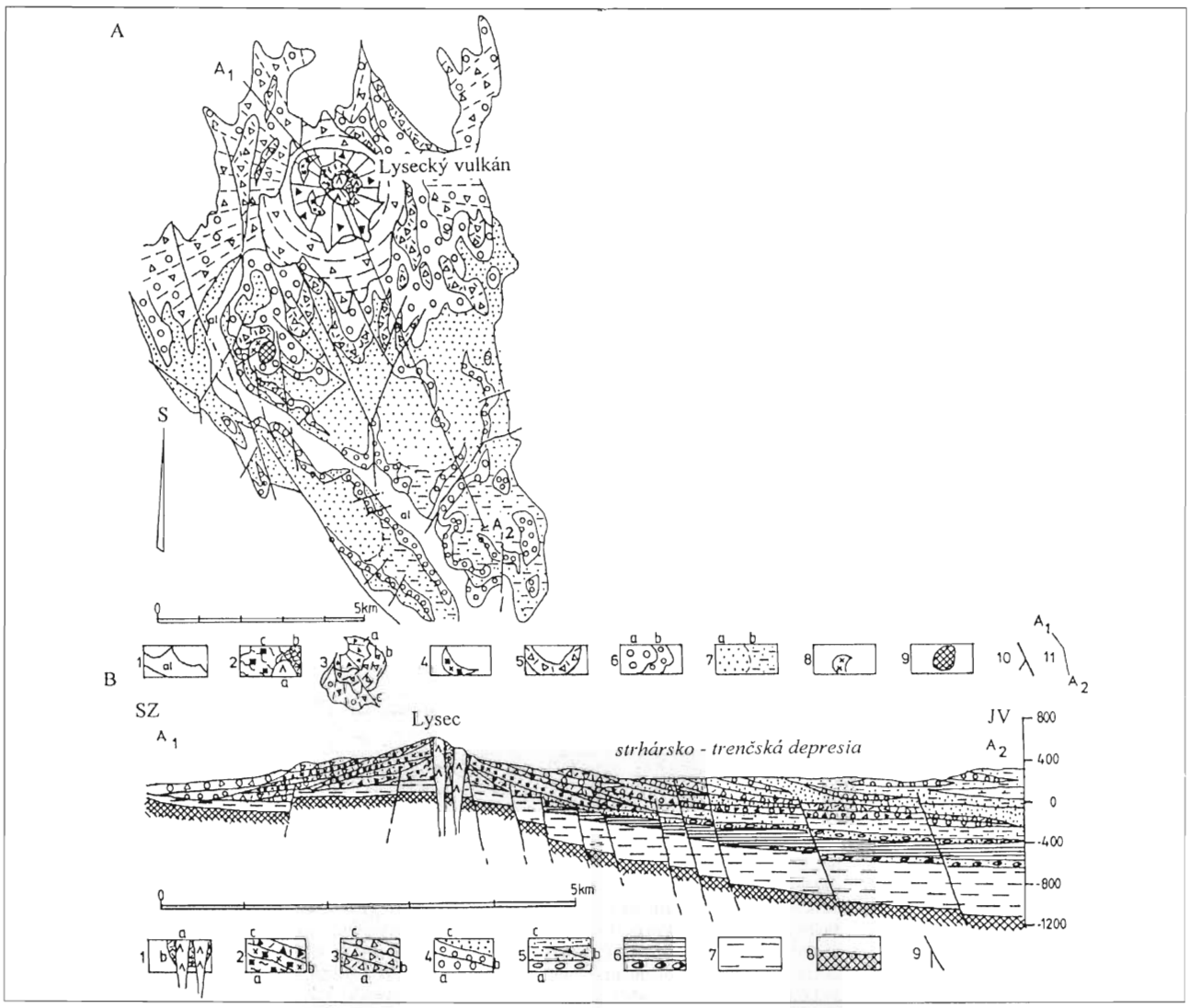
Fig. 5. Early Badenian hypersthene-amphibole ± garnet andesite volcanics. A – *distribution in the terrestrial environment (Neresnica Formation) and marine environment (Vinica Formation)*: 1 – terrestrial extrusive domes (a), laccoliths (b), breccias, conglomerates and sandstones (c), 2 – submarine extrusive domes (a) and related breccias; 3 – covered extrusive domes discovered by boreholes; 4 – extent of the terrestrial (a) and marine (b) environments; 5 – assumed extent of covered volcanics, mostly epiclastic breccias and conglomerates laid down in the terrestrial environment; 6 – limits of the Central Slovakia Volcanic Field. B – *structural scheme of the Neresnica Formation*: 1 – laccolith; 2 – extrusive dome; 3 – extrusive breccia; 4 – coarse to blocky epiclastic volcanic breccia; 5 – medium to coarse epiclastic volcanic breccia; 6 – mostly fine epiclastic volcanic breccia; 7 – laharic breccia; 8 – breccia flow deposits; 9 – coarse to blocky epiclastic volcanic breccia/conglomerate; 10 – fine to coarse epiclastic volcanic breccia/conglomerate; 11 – epiclastic volcanic conglomerate. C – *schematic section of the Neresnica Formation south of Zvolen*: 1 – extrusive domes of garnet-bearing pyroxene-amphibole andesite, a – flow-banded andesite, b – related autoclastic breccias; 2 – blocky epiclastic volcanic breccias; 3 – medium to coarse epiclastic volcanic breccias; 4 – fine epiclastic volcanic breccias and sandstones; 5 – relics of the Javorie Formation pyroxene andesite lava flows.



Obr. 6. Čelovský pyroklastický vulkán a vinická formácia. A – schéma, B – geologický rez. A – *čelovský vulkán,* 1 – prívodový systém centrálnej vulkanickej zóny: a) explozívny nek, b) dajka, 2 – pyroklastický vulkán: a) aglomeráty a pyroklastické brekcie proximálnej vulkanickej zóny (nečlenené), b, c, d) epiklastiká distálnej vulkanickej zóny b) hrubé epiklastické vulkanické konglomeráty, c) epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty, d) epiklastické vulkanické pieskovce a hrubé až drobné konglomeráty; 3 – chaotické pyroklastické brekcie: a) pyroklastické prúdy, b) horúce lahary; 4 – epiklastiká: a) epiklastické vulkanické pieskovce, b) lahar, c) drobné epiklastické vulkanické konglomeráty; *vinická formácia,* 5 – a) submarinné extruzívne dómy, b) epiklastické vulkanické brekcie s piesčitoílovitým matrixom, c) epiklastické vulkanické konglomeráty, d) tufitické piesčitoílovité sedimenty; 6 – podložné sedimenty spodného miocénu, 7 – zlom. B – *čelovský vulkán,* 1 – explozívny nek, 2 – pyroklastiká: a) redeponované pyroklastiká, b) pyroklastické prúdy, c) horúce lahary, 3 – epiklastiká: a) epiklastická vulkanická brekcia, b) brekcia laharov, d) epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty; 4 – epiklastické vulkanické konglomeráty a pieskovce: a) drobné polymiktné epiklastické vulkanické konglomeráty, piesky a štrky s nevulkanickým materiálom, b) epiklastické vulkanické pieskovce, c) hrubé epiklastické vulkanické konglomeráty, d) stredné až drobné epiklastické vulkanické konglomeráty; *vinická formácia,* 5 – submarinné extruzívne dómy: a) s podpovrchovou brekciáciou v prívodovom ústí, b) s brekciáciou na povrchu extruzívneho dómu; 6 – a) submarinné pyroklastické prúdy, b) úlomkové prúdy a lahary; 7 – epiklastiká: a) bazálne tufitické piesky s obliakmi nevulkanických hornín, b) tufitické pieskovce a siltovce, c) epiklastické vulkanické konglomeráty; 8 – predvulkanické podložie: a) predterciérne podložie vcelku, b) sedimenty spodného miocénu; 9 – zlom, 10 – línia profilu.

Fig. 6. Structural scheme (A) and schematic section (B) of the Čelovce volcano and Vinica Formation. A – *Čelovce volcano*: 1 – necks (a) and dykes (b) of the central zone; 2 – a) agglomerates and pyroclastic breccias of the proximal zone complex, b) coarse epiclastic volcanic conglomerates, c) reworked epiclastic volcanic rocks of the distal zone (breccias, conglomerates and sandstones), d) marine conglomerates and sandstones; 3 – a) block and ash pyroclastic flow deposits, b) hot lahar deposits; 4 – epiclastic volcanic sandstones (a), laharic breccias (b) and fine conglomerates (c); *Vinica Formation*: 5 – a) submarine extrusive domes, b)– epiclastic volcanic breccias with sand/clay matrix, c) epiclastic volcanic conglomerates, d) tuffaceous sandstones and siltstones; 6 – basement sediments of the Early Miocene sediments, 7 – faults. B – *Čelovce volcano*: 1 – explosive neck; 2 – reworked pyroclastic rocks (a), block and ash pyroclastic flow deposits (b) and hot lahar deposits (c); 3 – epiclastic volcanic breccias (a), laharic breccias (b) and breccias/conglomerates (c); 4 – fine polymict epiclastic volcanic conglomerates, gravels and sands with nonvolcanic material (a), epiclastic volcanic sandstones (b) and coarse epiclastic volcanic conglomerates (c); *Vinica Formation*: 5 – submarine extrusive domes with underground (a) and surficial (b) brecciation; 6 – submarine pyroclastic flow deposits (a) and debris flow/lahar deposits (b); 7 – epiclastic volcanic rocks: basal tuffitic sandstones with pebbles of nonvolcanic rocks (a), tuffitic sandstones and siltstones (b), epiclastic volcanic conglomerates (c); 8 – basement: undivided pre-Tertiary rocks (a), Early Miocene sediments (b); 9 – faults; 10 – line of the section.

stredí. Extruzívne telesá a vulkanoklastický materiál telies granatických andezitov vystupujú v povrchových východov na JZ od Zvolena (neresnická formácia), pri západnom a východnom okraji Kremnických vrchov, vo Vtáčniku a vrty ich potvrdili aj v podloží štiavnického stratovulkánu. Telesá granatických andezitov v podobe ložných intrúzií silov a lakolitov v prostredí spodnomiocénnych sedimentov vystupujú na južnom Slovensku (Šiator–Karanč) a sú roztrúsené aj v západnej časti Slovenského rudohoria. Biostratigrafické dáta zo súvekých



Obr. 7. Lysecký vulkán: A – štruktúrna schéma, B – geologický rez: A – 1 – aluviálne sedimenty; 2 – komplex centrálnej vulkanickej zóny: a) extrúzie (tholoidy) pyroxenicko-amfibolického andezitu, b) brekcie pri okrajoch extruzívnych telies, c) pyroklastické brekcie, tufy a aglomeráty; 3 – komplex proximálnej vulkanickej zóny: a) prevažne pyroklastické brekcie, podradne epiklastiká, b) prevažne epiklastické vulkanické brekcie, podradne pyroklastiká, c) epiklastické vulkanické brekcie, konglomeráty a pieskovce distálnej vulkanickej zony; 4 – pyroklastické prúdy; 5 – lahary; 6 – epiklastické vulkanické konglomeráty: a) hrubé, b) drobné; 7 – a) epiklastické vulkanické pieskovce, prevažne hrubozrnné, b) epiklastické vulkanické pieskovce a siltovce, 8 – intrúzie amfibolického andezitu; 9 – vydvihnutý blok podložia (triasové kvarcity); 10 – zlom, 11 – línia rezu; B – 1 – centrálna vulkanická zóna: a) extrúzie (tholoidy) pyroxenicko-amfibolického andezitu, b) brekcie pri okrajoch intruzívnych telies, c) pyroklastické brekcie, tufy, konglomeráty; 2 – pyroklastiká proximálnej vulkanickej zóny: a) pyroklastické brekcie, aglomeráty, tuf, b) pyroklastické prúdy (blokovo-popolové), c) brekcie horúcich laharov; 3 – epiklastické vulkanické brekcie proximálnej až distálnej vulkanickej zóny: a) lahary, b) drobné až hrubé epiklastické vulkanické brekcie, c) epiklastické vulkanické brekcie-konglomeráty a pieskovce; 4 – konglomeráty a pieskovce distálnej vulkanickej zóny: a) hrubé epiklastické vulkanické konglomeráty, b) stredné až drobné epiklastické vulkanické konglomeráty, c) strednozrnné až hrubozrnné epiklastické vulkanické pieskovce; 5 – a) drobné epiklastické vulkanické konglomeráty, štrky a piesky, b) tufitické ílovce, c) jemnozrnné pieskovce s vložkami siltovcov; 6 – bazálne súvrstvie, štrky a piesky s nevulkanickým materiálom; 7 – spodnomiocénne sedimenty; 8 – predterciérne podložie (nečlenené); 9 – zlom, 10 – línia rezu.

Fig. 7. Structural scheme (A) and schematic section (B) of the Lysec volcano. A – 1 – alluvial deposits, 2 – central zone complex: pyroxene-amphibole andesite tholoids (a), their marginal breccias (b) and pyroclastic breccias/agglomerates/tuffs (c); 3 – proximal zone complex: mostly pyroclastic rocks (a), mostly epiclastic volcanic breccias (b), epiclastic volcanic breccias, conglomerates and sandstones of the distal zone (c); 4 – pyroclastic flow deposits; 5 – lahar deposits; 6 – coarse (a) and fine (b) epiclastic volcanic conglomerates; 7a – mostly coarse epiclastic volcanic sandstones, 7b – epiclastic volcanic sandstones and siltstones; 8 – amphibole andesite intrusion, 9 – uplifted basement rocks (Triassic quartzites), 10 – faults, 11 – line of the section. B – 1 – central zone: pyroxene-amphibole andesite tholoids (a), their marginal breccias (b), pyroclastic breccias/agglomerates/tuffs (c); 2 – pyroclastic rocks of the proximal zone: breccias, agglomerates and lapilli tuffs (a), block and ash pyroclastic flow deposits (b), hot lahar breccias (c); 3 – epiclastic volcanic breccias of the proximal/distal zone: lahar deposits (a), fine to coarse epiclastic volcanic breccias (b), mixed epiclastic volcanic breccia/conglomerate and sandstones; 4 – epiclastic volcanic conglomerates and sandstones of the distal zone: coarse conglomerates (a), fine to medium conglomerates (b), medium to coarse sandstones (c); 5 – a) fine epiclastic volcanic breccias, conglomerates and sandstones, b) tuffaceous claystones, c) fine sandstones with siltstone intercalations; 6 – basal beds: gravels and sands with nonvolcanic material; 7 – Early Miocene sediments; 8 – pre-Tertiary basement (undivided); 9 – faults; 10 – line of the section.

sedimentov indikujú spodnobádenský vek. Podľa rádiometrických údajov sa extruzívna aktivita prejavovala v intervale 16,4–15,5 mil. rokov (Konečný et al., 1983).

Čelovský pyroklastický vulkán – čelovská formácia

Po krátkej regresii mora (s čiastočnou denudáciou produktov vinickej formácie) sa aktivoval explozívny andezitový vulkanizmus v strednej časti šahansko-lyseckej vulkanotektonickej zóny s eruptívnymi centrami pri Čelovciach (obr. 6A, B) v dôsledku freatických, vulkanických a plinijských erupcií striedaných erupciami pyroklastických prúdov vznikol vulkán, ktorého kužeľ (proximálnu vulkanickú zónu) tvoria prevažne hrubé pyroklastiká a aglomeráty. V pobrežnej zóne jz. časti kužeľa nastala synchrónna deštrukcia pyroklastických hornín a boli nahradené súvrstviami epiklastických vulkanických pieskovcov s polohami konglomerátov. V centrálnej vulkanickej zóne pri Čelovciach denudácia obnažila skupinu explozívnych nekov a dajok pyroxenického andezitu.

Lysecký vulkán – lysecká formácia

V sv. časti šahansko-lyseckej vulkanotektonickej zóny vznikol v kontinentálnom prostredí ďalší pyroklastický vulkán. Budujú ho pyroklastiká a epiklastiká amfibolicko-pyroxenického andezitu. Vo vrcholovej oblasti vulkánu v centrálnej vulkanickej zóne sú zachované relikty pyroklastického kužeľa budovaného produktmi explozívnej aktivity (pyroklastické brekcie, aglomeráty a lapilové tufy; obr. 7A, B). V centrálnej vulkanickej zóne vystupujú telesá amfibolického andezitu. Vejárovitý až strmý priebeh fluidality a pásma brekciácie pri okrajoch zodpovedajú telesám typu dómov, príp. tholoidom.

Mierne asymetrický charakter vulkanickej stavby s väčším rozsahom proximálnej a distálnej vulkanickej zóny v južnom smere podmienila subsidencia strhársko-trenčskej depresie počas vulkanickej aktivity. Vulkanoklastický materiál prevažne epiklastického typu (pieskovce, konglomeráty) sa uložil v depresii vo fluviálno-limnickom až brakickom prostredí v hrúbke okolo 300 m.

Stratovulkán Javorie

Pohorie Javorie je pomerne rozsiahla komplexná stratovulkanická stavba s vulkanotektonickými grabenmi a intruzívnym komplexom (obr. 8A, B). Stratovulkán sa vyvíjal v niekoľkých etapách vulkanickej aktivity v bádene až sarmate. Jeho litostratigrafické jednotky vymedzil Konečný et al. (1979, 1983, 1998).

Spodnú stratovulkanickú stavbu (starohutský komplex) tvoria relikty andezitového stratovulkánu spodnobádenského veku prekryté v značnej miere produktmi mladšej sarmatskej vulkanickej aktivity. Na povrch vychádza len pri východnom okraji pohoria. V proximálnej vulkanickej zóne ju budujú striedajúce sa lávové prúdy pyroxenického a amfibolicko-pyroxenického andezitu a vulkanoklastických hornín. Smerom na J prechádza do distálnej vulkanickej zóny s prevahou polôh epiklastických vulkanických pieskovcov a konglomerátov. V zaklesnutej pozícii spodnú stavbu v centrálnej časti pohoria overil vrt GK-7 v hrúbke okolo 700 m.

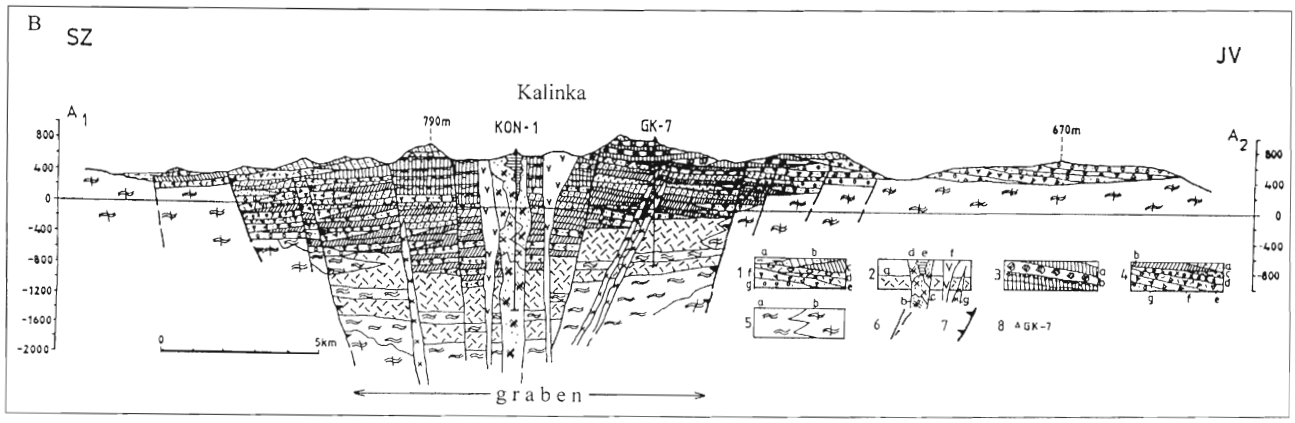
Strednú stavbu tvorí výplň javorskej a vígľašskej vulkanotektonickej depresie v centrálnej a severnej časti stratovulkánu. V spodnej časti sú vo výplni depresií produkty extruzívnej aktivity pyroxenicko-amfibolického andezitu syronskej formácie (extruzívne telesá a brekcie) a vyššiu časť výplne tvoria lávové prúdy pyroxenického andezitu a bazaltického andezitu blýskavickej formácie. Lávové prúdy pri styku s vodným prostredím v depresiách podliehali brekciácii za vzniku hyaloklastitových brekcií. Subsidenciu depresií počas efuzívnej aktivity kompenzovalo hromadenie lávy a hyaloklastitových brekcií v hrúbke 200–300 m. Výplňou depresií (grabenov) potom prenikali štokové telesá kremitodioritových porfýrov až monzodioritov (intruzívny komplex Kalinka a Kráľová). S umiestnením intrúzií bol spätý vývoj hydrotermálnych systémov, ktoré sa v hĺbke prejavujú indíciami Cu porfýrovej mineralizácie (vrt KON-1; Konečný et al., 1977, 1981) a v úrovni súčasného erozívneho zrezu zónami metasomatických kvarcitov a pokročilej argilizácie, v jednom prípade vrátane epitermálnej Au mineralizácie vysokosulfidačného typu (Štohl et al., 1981, 1986, 2000). Najmladším prvkom strednej stavby sú ojedinelé prieniky a extruzie ryodacitov komplexu Lohyňa. Početné andezitové dajky v centrálnej vulkanickej zóne považujeme za prívodové systémy vrchnej stratovulkanickej stavby.

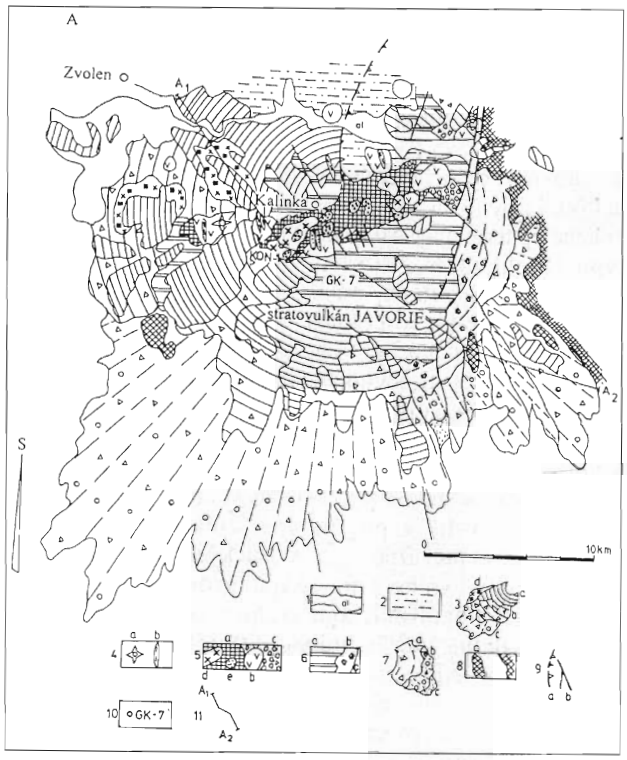
Vrchnú stratovulkanickú stavbu sarmatského veku (vrchné úrovne pohoria Javoria) tvoria lávové prúdy a vulkanoklastické horniny, ktoré v podstatnej miere prekryli staršiu stavbu bádenského stratovulkánu. Stratovulkanické svahy v proximálnej vulkanickej zóne sú v spodnej časti prevažne z pyroklastických a epiklastických hornín, kým vo vrchnej prevládajú lávové prúdy. Lávové prúdy na stratovulkanickom svahu tvoria výplň radiálnych paleodolín. Väčšiu hrúbku (80–150 m) nadobúdajú lávové prúdy najmä na úpätí stratovulkanického svahu. V distálnej vulkanickej zóne na južných svahoch stratovulkánu v oblasti prechodu do Krupinskej planiny prevažujú epiklastické vulkanické brekcie, konglomeráty a pieskovcové telesá. Pôvodný rozsah distálnej vulkanickej zóny v sz., severnej a východnej časti stratovulkánu podstatne zredukovala denudácia.

Stratovulkán Poľana

Poľana je menší stratovulkán s relatívne zachovanou pôvodnou morfológiou vulkánu, centrálnou kalderou a s intruzívnym komplexom predstavuje – podobne ako Javorie – polygenetický vulkán (obr. 9A, B). Jeho základné litostratigrafické jednotky definoval Dublan (1981) a neskôr ich definície mierne upravil (Dublan et al., 1997).

Spodnú stratovulkanickú stavbu (šutovská formácia) bádenského veku, odkrytú zárezom doliny Hučavy, tvorí striedanie lávových prúdov amfibolicko-pyroxenického andezitu a vulkanoklastických hornín. Spodnou stavbou prenikajú početné ložné intrúzie (sily a lakolity) andezitových porfýrov a je hydrotermálne premenená, propylitizo-





Obr. 8. Stratovulkán Javorie. A – štruktúrna schéma, B – geologický rez. A – štruktúrna schéma: 1 – aluviálne sedimenty; 2 – pliocénne sedimenty (piesky, štrky, íly); 3 – *vrchná stavba* (sarmat): a) efuzívny komplex pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov proximálnej vulkanickej zóny, b) stratovulkanický komplex proximálnej vulkanickej zóny (pyroklastické a epiklastické vulkanické brekcie a lávové prúdy, c) brekcie pyroklastických prúdov, d) epiklastiká distálnej vulkanickej zóny (brekcie, konglomeráty, pieskovce); 4 – a) nek, b) dajka; *stredná stavba*; 5 – *intruzívne a extruzívne komplexy centrálnej vulkanickej zóny:* a) propylitizovaný nečlenený komplex centrálnej vulkanickej zóny, b) extrúzie pyroxenicko-amfibolických andezitov (syronská formácia), c) epiklastické vulkanické brekcie, d) štokové intrúzie kremitodioritových porfýrov až monzodioritov, e) telesá sekundárnych kvarcitov (intruzívny komplex Kalinka); 6 – produkty blýskavickej formácie: a) lávové prúdy bázických andezitov, b) hyaloklastitové brekcie; 7 – *spodná stavba* (starohutský komplex): a) stratovulkanický komplex proximálnej vulkanickej zóny (lávové prúdy pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov, pyroklastické a epiklastické brekcie), b) epiklastiká distálnej vulkanickej zóny (brekcie, konglomeráty, pieskovce), c) epiklastické vulkanické pieskovce; 8 – predvulkanické podložie nečlenené; 9 – a) zlomy vymedzujúce graben, b) zlom; 10 – štruktúrny vrt; 11 – línia rezu. B – geologický rez: *vrchná stavba*, 1 – a) pliocénne sedimenty, b) lávové prúdy amfibolicko-pyroxenického andezitu, c) lávové prúdy pyroxenického andezitu, d) pemzové tufy, e) laharové brekcie, f) epiklastické vulkanické brekcie, g) epiklastické vulkanické konglomeráty; 2 – *intruzívne a extruzívne komplexy centrálnej vulkanickej zóny*, a) sil dioritového porfýru; štoková intrúzia, b) kremitý monzodiorit, c) kremitý diorit, d) kremitý dioritový porfýr, e) sekundárne kvarcity (intruzívny komplex Kalinka, f) extrúzie pyroxenicko-amfibolických andezitov (syronská formácia), g) dajka amfibolického andezitu, 3 – produkty blýskavickej formácie: a) lávové prúdy bázických pyroxenických andezitov, b) hyaloklastitové brekcie; *spodná stavba*; 4 – starohutský komplex, a) lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov, b) lávové prúdy pyroxenických andezitov, c) epiklastické vulkanické pieskovce, d) brekcie pyroklastických prúdov, e) laharové brekcie, f) epiklastické vulkanické brekcie, g) epiklastické vulkanické konglomeráty; 5 – predvulkanické podložie; kryštalinikum veporika: a) kryštalické bridlice, b) granitoidy; 6 – zlom; 7 – zlomy vymedzujúce graben; 8 – štruktúrny vrt.

Fig. 8. Structural scheme (A) and schematic section (B) of the Javorie stratovolcano. A – 1 – alluvial deposits; 2 – Pliocene gravels, sands and silts; *Upper structural level (Sarmatian)*: 3 – pyroxene and amphibole-pyroxene andesite effusive complex of the proximal zone (a), stratovolcanic complex of the proximal zone – lava flows, pyroclastic breccias, epiclastic volcanic breccias (b), pyroclastic flow breccias (c), epiclastic volcanic rocks of the distal zone – breccias, conglomerates, sandstones (d); 4 – neck (a) and dyke (b); *Middle structural level (Middle to Late Badenian)*: 5 – intrusive and extrusive complexes of the central zone: undivided complex of propylitized rocks (a), Syroň Formation – pyroxene-amphibole andesite extrusive domes (b), mostly coarse epiclastic volcanic breccia (c), Kalinka Intrusive Complex – – diorite porphyry/diorite stocks (d), metasomatic silicite (e); 6 – Blýskavica Formation: basic pyroxene andesite lava flows (a) and hyalo-clastite breccias (b); *Lower structural level (Early Badenian)*: 7 – undivided pre-volcanic basement; 8 – Stará Huta Complex – pyroxene and amphibole-pyroxene andesite stratovolcanic complex of the proximal zone – lava flows, pyroclastic breccias, epiclastic volcanic breccias (a), epiclastic volcanic breccias and conglomerates (b) and sandstones (c) of the distal zone; 9 – faults limiting graben (a) and other faults (b); 10 – borehole; 11 – line of the section. B – *Upper structural level*: 1 – Pliocene sediments (a), amphibole-pyroxene andesite lava flows (b), pyroxene andesite lava flows (c), pumice tuffs (d), lahar breccias (e), epiclastic volcanic breccias (f), epiclastic volcanic conglomerates (g); *Middle structural level*: 2 – intrusive and extrusive complexes of the central zone: diorite porphyry sill (a), composite stocks of quartz monsonite (b), quartz diorite (c), quartz-diorite porphyry (d), metasomatic silicite (e), Syroň Formation – pyroxene-amphibole andesite extrusive domes (f), amphibole andesite dyke (g); 3 – Blýskavica Formation – basic pyroxene andesite lava flows (a) and hyaloclastite breccias (b), *Lower structural level*: 4 – Stará Huta Complex – amphibole-pyroxene andesite lava flows (a), pyroxene andesite lava flows (b), epiclastic volcanic sandstones (c), block and ash pyroclastic flow deposits (d), lahar breccias (e), epiclastic volcanic breccias (f), and epiclastic volcanic conglomerates (g); 5 – hercynian basement of the Veporicum, formed of metamorphic rocks (a) and granites (b); 6 – faults; 7 – marginal faults of the graben; 8 – boreholes.

vaná. Spodnú stavbu prekrývajú prevažne produkty sarmatského vulkanizmu. Epiklastické vulkanické súvrstvia spodnej stavby (konglomeráty, brekcie, pieskovce) vychádzajú na povrch spod mladších uložení na severnom svahu stratovulkánu.

Stredná stavba (spodný sarmat) zahŕňa produkty ryodacitového vulkanizmu strelníckej formácie späté s vývojom menšej centrálnej kaldery. Počiatočné obdobie vulkanickej aktivity predstavujú erupcie popolovo-pemzových prúdov (erupcie plinijského typu) uložené na severných, sz. a južných svahoch stratovulkánu a sčasti v rámci subsidujúcej kaldery. Pokročilejšie obdobie aktivity predstavujú extrúzie a efúzie láv biotiticko-amfibolicko-hyperstenických ryodacitov s granátom viažuce sa výlučne na kalderu. Subsidencia kaldery počas ryodacitového vulkanizmu dosiahla okolo 300 m (Dublan et al., 1997).

Vrchnú stratovulkanickú stavbu sarmatského veku tvorí stratovulkanický komplex, ktorý buduje vrchnú časť pohoria. V nižších úrovniach vrchnej stavby (abčinská formácia) sú v prevahe produkty explozívnej aktivity (pyroklastické prúdy, aglomeráty, tufy) striedajúce sa s epiklastickými vulkanickými brekciami. Pri úpätí stratovulkánu pribúdajú epiklastické vulkanické konglomeráty a pieskovce. Lávové prúdy sú zriedkavé. Vrchnú úroveň vrchnej vulkanickej stavby tvorí mohutný súbor radiálne orientovaných lávových prúdov pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov (veľkodetvianska formácia).

Intenzívne hydrotermálne premenenými vulkanickými komplexmi v rámci kaldery prenikajú štokové telesá andezitových až dioritových porfýrov. Okrem celkovej propylitizácie intrúzie sprevádzal vývoj metasomatických kvarcitov a vysokoteplotných argilitov vysokosulfidačného typu (Onačila et al., 1989). Pri nasledujúcich erozívnych procesoch vznikla v oblasti staršej subsidenčnej kaldery a hydrotermálnych premien kotlovitá depresia, označovaná ako erozívna kaldera.

Štiavnický stratovulkán

Rozmerný štiavnický stratovulkán v západnej časti neovulkanického areálu (s plochou vyše 2000 km^2) je charakteristický vývojom kaldery, diferencovaných subvulkanických a intravulkanických intruzívnych komlexov a vznikom hrastu v záverečnom období (obr. 10). Jeho stavbou a vývojom sa podrobnejšie zaoberá samostatná štúdia v tomto čísle časopisu Mineralia Slovaca (Konečný a Lexa, 2001), a preto sa obmedzíme len na veľmi stručný prehľad.

Stratovulkán sa vyvinul v bádene a sarmate v niekoľkých etapách (Konečný in Burian et al., 1968; Konečný, 1970, 1971). Jeho stavbu na základné litostratigrafické jednotky rozdelil Konečný a Lexa (1979), Konečný et al. (1983) a Konečný et al. (1998) členenie neskôr mierne upravili a doplnili.

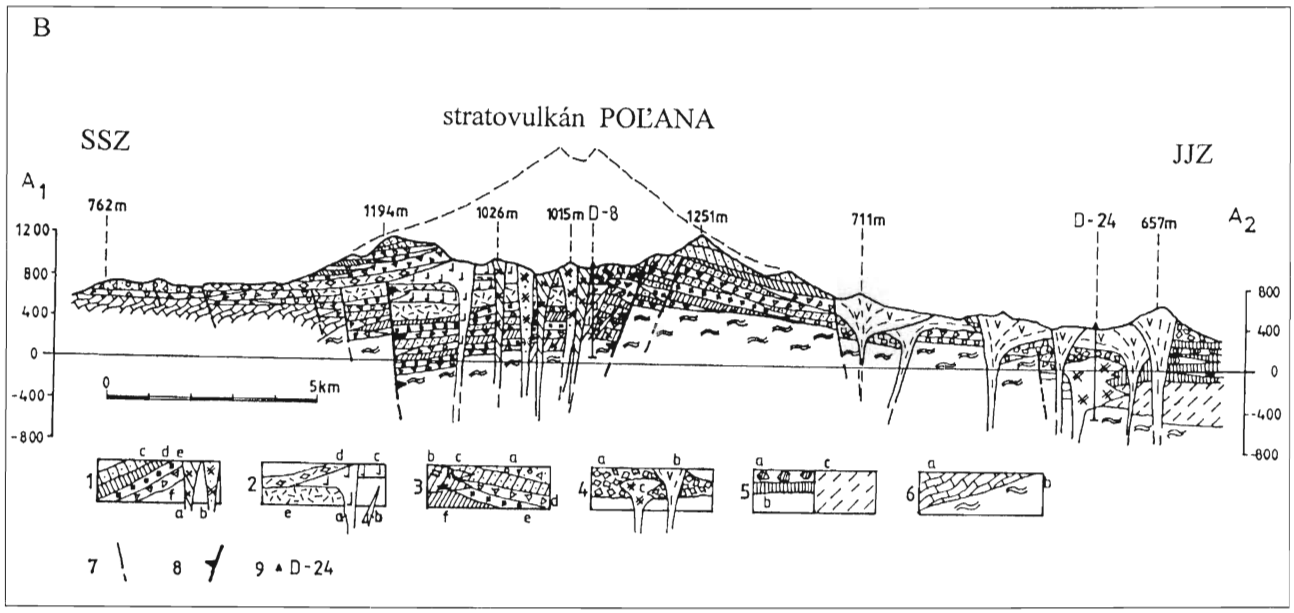
Spodnú stratovulkanickú stavbu tvoria relikty rozsiahleho stratovulkánu, ktorý vznikol v bádene explozívno-efuzívnou aktivitou telies pyroxenického a amfibolicko-pyroxenického andezitu (1. etapa). Stratovulkanický plášť proximálnej zóny v oblasti vyššieho stratovulkanického svahu tvoria prevažne lávové prúdy pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov. Nižšie vo svahu lávové prúdy vykliňujú a prevažujú uloženiny pyroklastických a epiklastických vulkanických brekcií. Stratovulkanickou stavbou v blízkosti kalderového zlomu prenikajú početné extrúzie a intrúzie andezitových až dioritových porfýrov (Beluj, Prochot, Farská hora a i.).

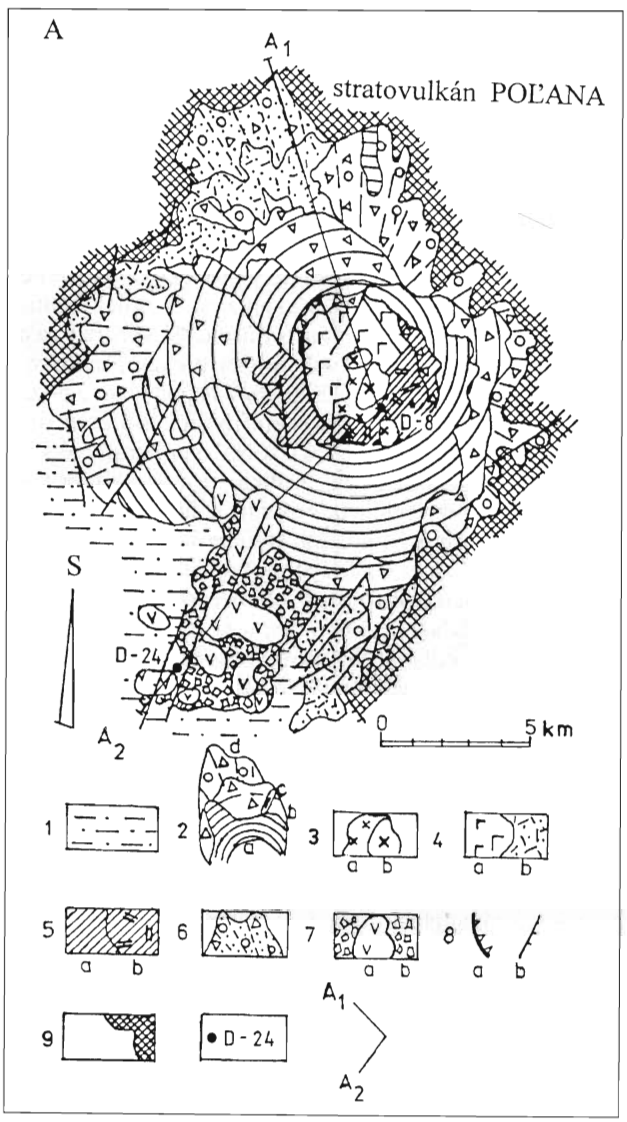
Distálnu vulkanickú zónu pri južnom úpätí stratovulkánu, charakteristickú uložením vulkanických hmôt v morskom prostredí, buduje komplex epiklastických vulkanických konglomerátov a pieskovcov s ojedinelými telesami laharov a s podstatným zastúpením pieskovcov a siltovcov na J. Inde v distálnej zóne vystupujú epiklastické vulkanické konglomeráty a telesá pieskovcov fluviálneho typu s ojedinelými prejavmi močiarnej alebo jazernej sedimentácie.

V centrálnej vulkanickej zóne, odkrytej denudačným zrezom v oblasti resurgentného hodrušsko-štiavnického hrastu v centre kaldery, stratovulkanickou stavbou prenikajú početné ložné intrúzie (sily, lakolity) andezitových porfýrov (obr. 11), ktoré vznikli v záverečných vývojových štádiách spodnej stavby.

Strednú stavbu predstavuje výplň kaldery s rozmermi okolo 18 x 22 km, formovanej vo vrcholovej časti stratovulkánu vo vrchnom bádene až v spodnom sarmate (?). Na báze kalderovej výplne leží červenostudnianske súvrstvie, ktoré zahŕňa lávový prúd biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu v južnej časti kaldery a súvrstvie epiklastických vulkanických pieskovcov a siltovcov s polohami lignitu v celkovej hrúbke 80–100 m. V nadloží tohto súvrstvia sú vo výplni kaldery produkty explozívno-efuzívneho a extruzívneho vulkanizmu biotiticko-amfibolického andezitu studenskej formácie. V spodnej časti sú miestami epiklastické vulkanické brekcie, pemzové a redeponované tufy, vyššiu časť tvoria najmä lávové prúdy a extruzívne telesá biotiticko-amfibolického andezitu, v menšej miere aj hrubé pyroklastické a epiklastické vulkanické brekcie. Celková hrúbka výplne kaldery je 350–500 m. V miestach prerušenia kalderového zlomu bol vulkanoklastický materiál vrátane lávových prúdov transportovaný na vonkajší stratovulkanický svah, kde tvorí výplň radiálne orientovaných paleodolín.

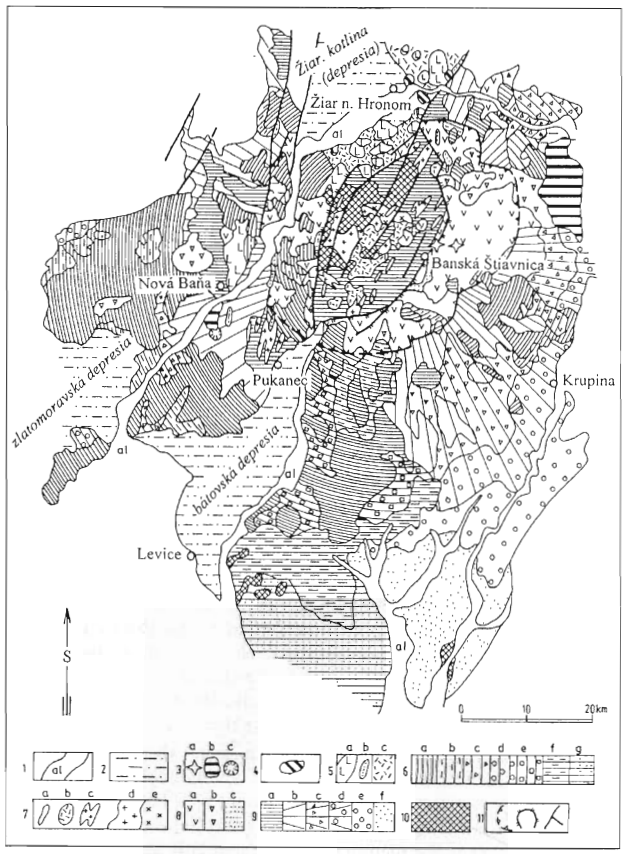
Subvulkanické intruzívne komplexy centrálnej vulkanickej zóny sú odkryté denudačným zrezom v centrálnej až západnej časti resurgentného hrastu (obr. 11). V centre v prostredí hornín podložia vystupuje granodioritová intrúzia lemovaná zo S telesom dioritu. S umiestňovaním týchto intrúzií sú späté hydrotermálne systémy vysokosulfidačného typu, magnetitové skarny (Vyhne–Klokoč a iné lokality) a ložiská prežilkovoimpregnačných polymetalických rúd a Au v bani Rozália v Hodruši (porovnaj Lexa, 2001, v tomto čísle). Pri vonkajšom okraji intruzívneho komplexu vystupujú štokovo-dajkové intrúzie granodioritových porfýrov prenikajúce až do spodnej stratovulkanickej stavby. V podobnej pozícii je aj intruzívny komplex granodioritových a kremitodioritových porfýrov v oblasti pukanského hrastu. S umiestňovaním uvedených intrúzií boli späté intenzívne hydrotermálne premeny a skarnovo-porfýrová Cu mineralizácia (Burian et al.,





Obr. 9. Stratovulkán Poľana. A – štruktúrna schéma, B – geologický rez. A – 1 – pliocénne sedimenty (tufitický piesok, silt, štrk); *Vrchná stavba* (stredný sarmat): 2 – a) lávové prúdy pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov veľkodetvianskej formácie, b) stratovulkanický komplex proximálnej vulkanickej zóny (pyroklastické a epiklastické vulkanické brekcie, podradne lávové prúdy, c) dajky, d) prevažne epiklastické vulkanické horniny (brekcie, konglomeráty, pieskovce distálnej vulkanickej zóny; 3 – štokové intrúzie komplexu Šafraníčka: a) dioritový porfýr, b) diorit; *Stredná stavba* (spodný sarmat): 4 – ryodacitový vulkanizmus (strelnícka formácia): a) extruzívne dómy, b) pemzové tufy a redeponované tufy; *Spodná stavba* (stredný–vrchný báden); 5 – propylitizovaný komplex centrálnej vulkanickej zóny: a) lávové prúdy, b) ložné intrúzie andezitov a andezitových porfýrov; 6 – epiklastické vulkanické horniny distálnej vulkanickej zóny (brekcie, konglomeráty, pieskovce); 7 – extruzívny vulkanizmus pyroxenicko-amfibolických andezitov: a) extruzívne dómy, b) hrubé epiklastické vulkanické brekcie; 8 – a) kalderový zlom, b) zlom, 9 – predvulkanické podložie vcelku (nečlenené); 10 – vrt; 11 – línia rezu; B – *Vrchná stavba* (stredný sarmat), 1 – štokové intrúzie: a) andezitových porfýrov, b) dioritových porfýrov, c) lávové prúdy amfibolicko-pyroxenického andezitu, d) lávové prúdy pyroxenického andezitu, e) pyroklastický prúd, f) epiklastické vulkanické brekcie; *Stredná stavba* (spodný sarmat); 2 – ryodacitový vulkanizmus: a) extrúzie, b) dajky, c) lávové prúdy, d) pemzové tufy, e) redeponované tufy, epiklastiká; *Spodná stavba* (stredný–vrchný báden), 3 – a) epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty, b) ložné intrúzie andezitových porfýrov, c) lávové prúdy amfibolicko-pyroxenického andezitu, d) epiklastické vulkanické brekcie, e) pyroklastické prúdy; 4 – produkty extruzívneho vulkanizmu pyroxenicko-amfibolického andezitu: a) hrubé až blokové brekcie, b) extruzívny dóm, c) lakolit; 5 – produkty stratovulkánu Javorie: a) hyaloklastitové brekcie, b) lávové prúdy bázického andezitu blýskavickej formácie, c) spodná stavba stratovulkánu Javorie (nečlenená); 6 – predvulkanické podložie: a) mezozoikum, b) kryštalinikum; 7 – zlom; 8 – kalderový zlom; 9 – štruktúrny vrt.

Fig. 9. Structural scheme (A) and schematic section (B) of the Poľana stratovolcano. A – 1 – Pliocene tuffaceous gravels, sands and silts; *Upper structural level (Middle Sarmatian)*: 2 – Veľká Detva Formation, pyroxene and amphibole-pyroxene andesite lava flows of the proximal zone (a), stratovolcanic complex of the proximal zone – pyroclastic breccias, epiclastic volcanic breccias, rare lava flows (b), dykes (c), epiclastic volcanic rocks of the distal zone – breccias, conglomerates and sandstones (d); 3 – Šafranička Intrusive Complex – stocks of diorite porphyry (a) and diorite (b); *Middle structural level (Early Sarmatian)*: 4 – Strelníky Formation – rhyodacite extrusive domes (a) and pumice tuffs (b); *Lower structural level (Middle to Late Badenian)*:



5 – complex of propylitized andesite lava flows (a) and andesite porphyry sills; 6 – epiclastic volcanic breccias, conglomerates and sandstones of the distal zone; 7 – amphibole-pyroxene andesite extrusive domes (a) and coarse epiclastic volcanic breccias (b); 8 – caldera fault (a) and other faults (b); 9 – undivided pre-Tertiary basement; 10 – boreholes, 11 – line of the section. B – *Upper structural level*: 1 – andesite porphyry (a) and diorite porphyry (b) stocks, amphibole-pyroxene (c) and pyroxene (d) andesite lava flows, block and ash pyroclastic flow deposits (e) and epiclastic volcanic breccias (f); *Middle structural level*: 2 – rhyodacite extrusive domes (a), dykes (b), lava flows (c), pumice tuffs (d), reworked tuffs and epiclastic volcanic breccias, sandstones and siltstones; *Lower structural level*: 3 – epiclastic volcanic breccias and conglomerates (a), andesite porphyry sills (b), amphibole-pyroxene andesite lava flows (c), epiclastic volcanic breccias (d) and pyroclastic flow deposits (e); 4 – pyroxene-amphibole andesite extrusive breccia (a), extrusive domes (b) and diorite porphyry laccolith (c); *Volcanics of the Javorie stratovolcano*: 5 – hyalo-clastite breccias (a) and basic pyroxene andesite lava flows (b) of the Blýskavica Formation, undivided complex of the lower structural level (c); 6 – Mesozoic (a) and hercynian (b) basement; 7 – faults, 8 – caldera fault; 9 – borehole.

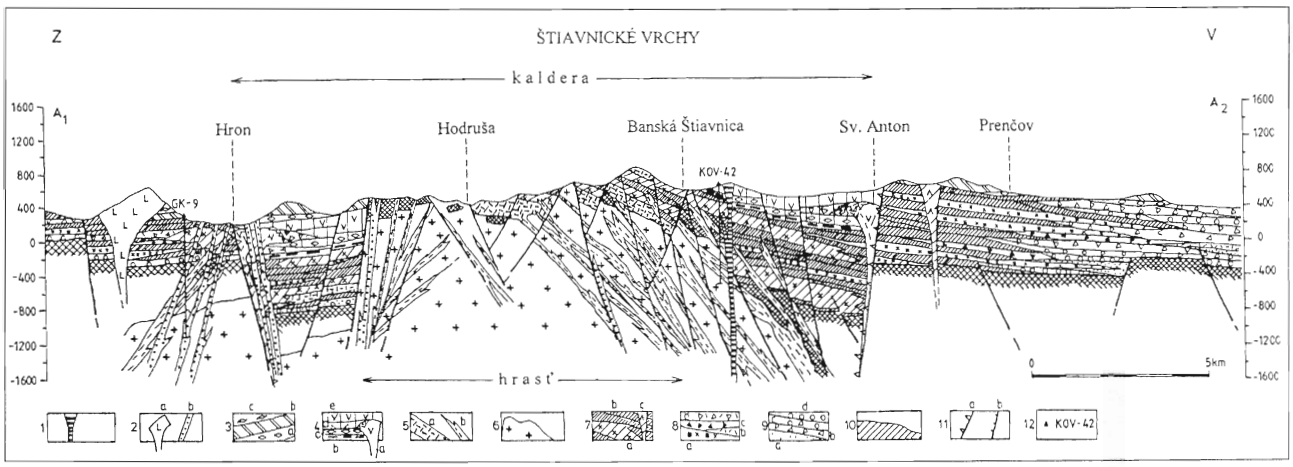
1981; Burian a Smolka, 1982). Zaklesnuté horninové komplexy v rámci kaldery sú intrudované aj telesami kremitodioritových porfýrov ložného typu – silmi a lakolitmi a preniknuté početnými dajkovými rojmi. Ložné intrúzie využili najmä rozhranie medzi podložím a vulkanickou stavbou a rozhrania v spodnej vulkanickej stavbe až po úroveň výplne kaldery. Aj početné dajky a dajkové roje s prevládajúcou orientáciou SV–JZ až SSV–JJZ prenikajú až po úroveň kalderovej výplne.

Vrchná stratovulkanická stavba štiavnického stratovulkánu (4. etapa), vybudovaná v sarmate, prekrýva v podstatnej miere svahy staršieho bádenského stratovul-

◀**Obr. 10.** Štruktúrna schéma štiavnického stratovulkánu. 1 – aluviálne sedimenty; 2 – sedimenty panónu a pliocénu vo výplni kotlín (piesky, íly, štrky); 3 – *alkalický bazaltový vulkanizmus* (panón–kvartér): a) lávový nek, b) lávový prúd, c) troskový kužeľ; 4 – *produkty vulkanizmu bazaltického andezitu*, komplex Šibeničného vrchu (panón), prieniky, lávové prúdy; 5 – *ryolitový vulkanizmus*, jastrabská formácia (sarmat): a) extrúzie, protrúzie, sily, lávové prúdy, b) dajky; 6 – *vrchná stratovulkanická stavba* (sarmat): a) lávové prúdy pyroxenických amfibolicko-pyroxenických andezitov a biotiticko-amfibolicko-pyroxenických andezitov, b) pemzové tufy a ignimbrity, c) epiklastické vulkanické brekcie, d) epiklastické vulkanické konglomeráty, e) hyaloklastitové brekcie, f) redeponované pemzové tufy uložené v morskom prostredí, g) epiklastické vulkanické pieskovce s vložkami siltovcov, pemzy a konglomerátov uložené v morskom prostredí; 7 – *subvulkanické a intravulkanické intruzívne komplexy*: a) dajky kremitodioritových porfýrov, b) ložné intrúzie kremitodioritových porfýrov (a, b, komplex Banisko), c) štokovo-dajkové intrúzie granodioritových porfýrov komplexu Zlatno, d) granodiorit, e) diorit (d, e – hodrušsko-štiavnický intruzívny komplex); 8 – *stredná stavba – výplň štiavnickej kaldery* (vrchný báden–spodný sarmat): a) extrúzie, sily, lávové prúdy biotiticko-amfibolického andezitu studenskej formácie, b) epiklastické a pyroklastické brekcie, c) červenostudnianske súvrstvie, lávový prúd biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu, epiklastické vulkanické pieskovce a siltovce s lignitmi, 9 – *spodná stratovulkanická stavba* (spodný–stredný báden): a) propylitizovaný komplex pyroxenických andezitov a andezitových porfýrov (nečlenený), b) efuzívny komplex pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov, c) stratovulkanický komplex pyroklastických a epiklastických brekcií a lávových prúdov, d) epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, e) epiklastické vulkanické konglomeráty uložené v pobrežnej zóne, f) epiklastické vulkanické pieskovce s vložkami siltovcov a konglomerátov uložené v morskom prostredí; 10 – predvulkanické podložie (nečlenené); 11 – a) kalderový zlom, b) zlom ohraničujúci hrast, c) zlom.

Fig. 10. Structural scheme of the Štiavnica stratovolcano. 1 – Quaternary alluvial deposits; 2 – Pannonian to Pliocene post-volcanic sediments – gravels, sands and clays; 3 – Late Pannonian to Quaternary alkali basalt lava necks (a), lava flows (b) and cinder cone (c); 4 – Pannonian Šibeničný vrch Complex – high-Al basalt/basaltic andesite lava flows and intrusions; 5 – Middle to Late Sarmatian Jastrabá Formation – rhyolite extrusive domes and dome flows (a), dykes (b) and tuffs (c); *Upper structural level* (Sarmatian): 6 – pyroxene, amphibole-pyroxene and biotite-amphibole-pyroxene andesite effusive complex (a), ignimbrites and pumice tuffs (b), epiclastic volcanic breccias (c), conglomerates (d), hyaloclastite breccias (e), marine reworked pumice tuffs (f) and marine tuffaceous sandstones and siltstones (g); *Subvolcanic and intravolcanic intrusions*: 7 – quartz-diorite porphyry dykes (a) and sills (b), granodiorite porphyry stocks and dyke clusters (c), granodiorite (d) and diorite (e); *Middle structural level (Late Badenian – Early Sarmatian ?)*: 8 – Studenec Formation – biotite-amphibole andesite dome/flow complex (a), pyroclastic and epiclastic volcanic breccias (b), Červená studňa Formation – biotite-amphibole-pyroxene andesite lava flow and caldera lake tuffaceous sediments (c); *Lower structural level (Early to Middle Badenian)*: 9 – undivided complex of propylitized pyroxene andesites and andesite porphyry (a), pyroxene to amphibole-pyroxene andesite effusive complex (b) and stratovolcanic complex with block and ash pyroclastic flow deposits and epiclastic volcanic breccias (c), epiclastic volcanic breccias/conglomerates (d), epiclastic volcanic conglomerates of the coastal zone (e), marine epiclastic volcanic sandstones with conglomerate and siltstone intercalations (f); 10 – basement outcrops (undivided); 11 – caldera fault (a), marginal faults of the resurgent horst (b) and other faults (c).

kánu. Ide o produkty opakovaných erupcií v kaldere a na svahoch stratovulkánu. Počiatočné štádium explozívnej aktivity reprezentujú polohy popolovo-pemzových tufov na južnom stratovulkanickom svahu. Nasledujúce efúzie láv pyroxenických a leukokratných andezitov vyplnili jz. časť kaldery a sformovali plošne rozsiahly lávový pokrov (vyše 80 km²) na jz. svahu stratovulkánu, v pobrežnej



Obr. 11. Geologický rez centrálnou časťou Štiavnických vrchov. 1 – lávový nek alkalického bazaltového vulkanizmu (panón); 2 – produkty ryolitového vulkanizmu jastrabskej formácie (sarmat): a) extrúzia, b) dajka; 3 – *vrchná stratovulkanická stavba* (sarmat): a) pemzový tuf biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu (bielokamenské súvrstvie), b) lávový prúd amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom (sitniansky efuzívny komplex), c) ignimbrity amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom (drastvická formácia); 4 – *stredná stavba – výplň štiavnickej kaldery* (vrchný báden – spodný sarmat): a) extruzívny dóm, b) tufitické pieskovce, siltovce s lignitmi (červenostudnianske súvrstvie); c) pemzové tufy, d) epiklastické vulkanické brekcie, e) lávový prúd (a, c, d, e – studenská formácia, produkty vulkanizmu biotiticko-amfibolických andezitov; *Subvulkanické intrúzie,* 5 – intrúzie kremitodioritového porfýru (komplex Banisko): a) sil, b) dajka, 6 – hodrušsko-štiavnický intruzívny komplex, granodiorit; 7 – *spodná stratovulkanická stavba*: a) sily a lakolity andezitových porfýrov, b) lávové prúdy pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov, c) extrúzie amfibolicko-pyroxenických andezitov, 8 – a) brekcie pyroklastických prúdov, b) tuf, c) redeponované pyroklastiká, d) laharové brekcie; 9 – a) epiklastické vulkanické pieskovce, b) epiklastické vulkanické brekcie, c) epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, d) epiklastické vulkanické konglomeráty; 10 – predvulkanické podložie (nečlenené); 11 – a) kalderový zlom, b) zlom; 12 – štruktúrny vrt.

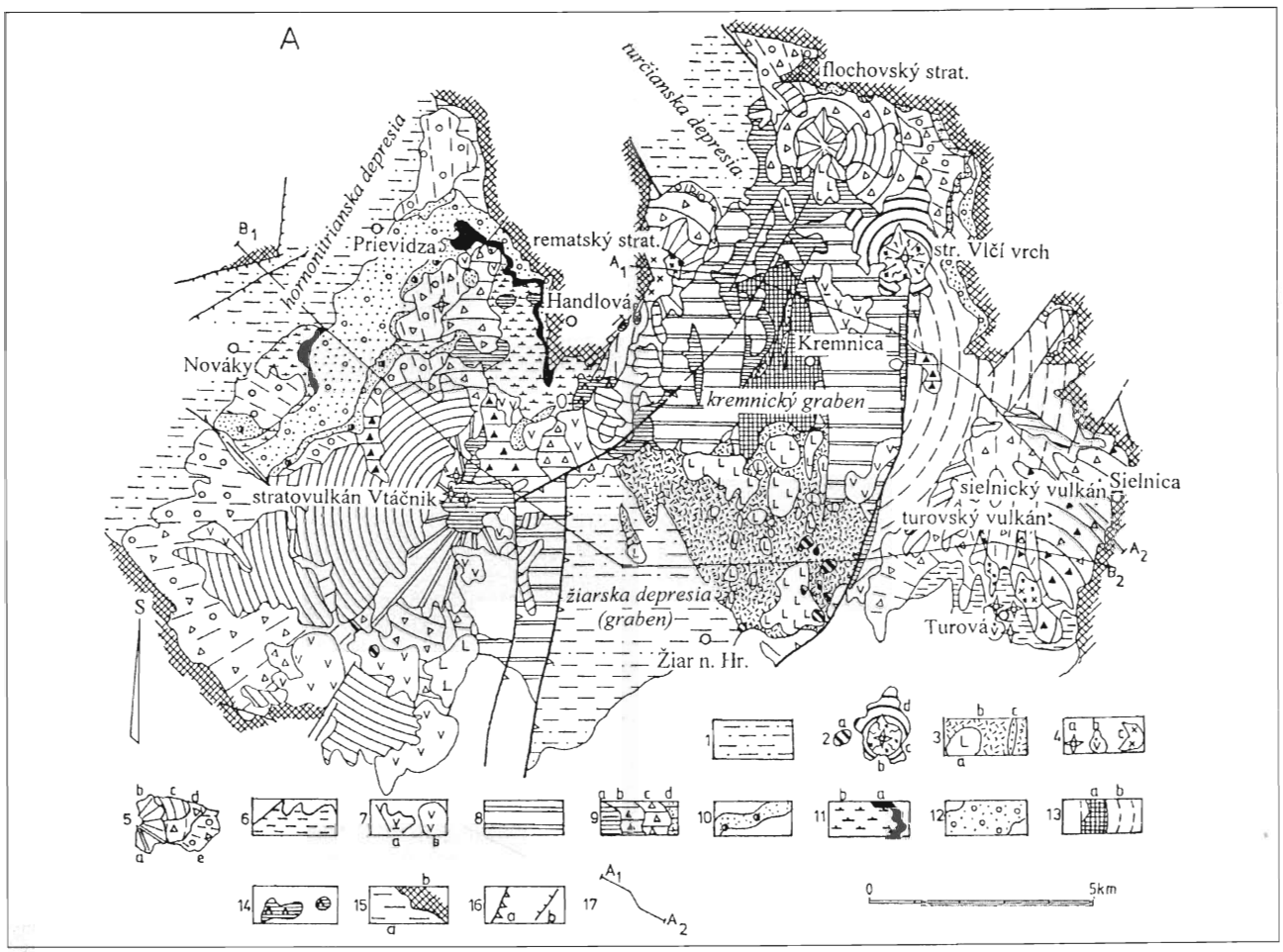
Fig. 11. Section in the central part of the Štiavnica stratovolcano. 1 – alkali basalt neck (Pannonian); 2 – Jastrabá Formation (Middle to Late Sarmatian) – rhyolite extrusive domes (a) and dykes (b); *Upper structural (Sarmatian)*: 3 – Biely kameň Formation – biotite-amphibole-pyroxene andesite pumice tuffs (a), Sitno Effusive Complex – biotite-amphibole-pyroxene andesite lava flows (b), Drastvica Formation – biotite-amphibole-pyroxene andesite ignimbrite (c); *Middle structural level (Late Badenian – Early Sarmatian ?)*: 4 – Červená studňa Formation – biotite-amphibole-pyroxene andesite lava flow (a) and tuffaceous sandstones/siltstones with lignite (b), Studenec Formation – biotite-amphibole andesite extrusive dome (c), pumice tuffs (d), epiclastic volcanic breccias (e) and lava flow (f); *Subvolcanic intrusions:* 5 – Banisko Intrusive Complex – quartz-diorite porphyry sills (a) and dykes (b); 6 – Hodruša-Štiavnica Intrusive Complex – granodiorite; *Lower structural level (Early to Middle Badenian)*: 7 – andesite porphyry sills and laccoliths (a), pyroxene and amphibole-pyroxene andesite lava flows (b), pyroxene-amphibole andesite extrusive domes (c); 8 – block and ash pyroclastic flow deposits (a), tuffs (b), reworked pyroclastic rocks (c), lahar breccias (d); 9 – epiclastic volcanic sandstones (a), breccias (b), breccias/conglomerates (c) and conglomerates (d); 10 – basement (undivided); 11 – caldera fault (a) and other faults (b); 12 – boreholes.

zóne bádenského mora v sprievode hyaloklastitových brekcií. Na J od lávového pokrovu sú uložené epiklastické vulkanické pieskovce a konglomeráty s polohami pemzových tufov (Brhlovce). Ďalšie polohy pemzových tufov, uložené v paleodolinách na stratovulkanickom svahu a sčasti v kaldere, sú prekryté lávovými prúdmi amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom sitnianskeho efuzívneho komplexu. Popolovo-pemzové prúdy drastvickej formácie v západnej časti kaldery a v paleodolinách na západnom a jz. svahu podliehali zváraniu za vzniku ignimbritov. Nasledujúce explozívno-efuzívne erupcie amfibolicko-pyroxenických andezitov priesilskej formácie vyplnili paleodolinu na jz. svahu stratovulkánu smerujúcu od Novej Bane do Kozmálovských kopcov, kde v morskom prostredí lávové prúdy podliehali brekciácii so vznikom hyaloklastitov. Zhruba súčasne vznikajúci efuzívny komplex na sz. stratovulkanickom svahu sa sformoval v terestrických podmienkach. Na sv. svahu stratovulkánu sú vo výplni paleodolín smerujúcich na S do priestoru Kremnických vrchov uložené vulkanické produkty brezničkého komplexu v podobe pyroklastických prúdov, laharových brekcií, epiklastických vulkanických brekcií a vo vrchnej úrovni aj lávových prúdov andezitu. Záver vulkanickej aktivity predstavujú efúzie lávových prúdov pyroxenických, niekedy leukokratných andezitov vo forme súvislého komplexu na západnom svahu (inovecká formácia) a vo výplni paleodolín na východnom a jv. svahu stratovulkánu.

Kremnické vrchy a Vtáčnik

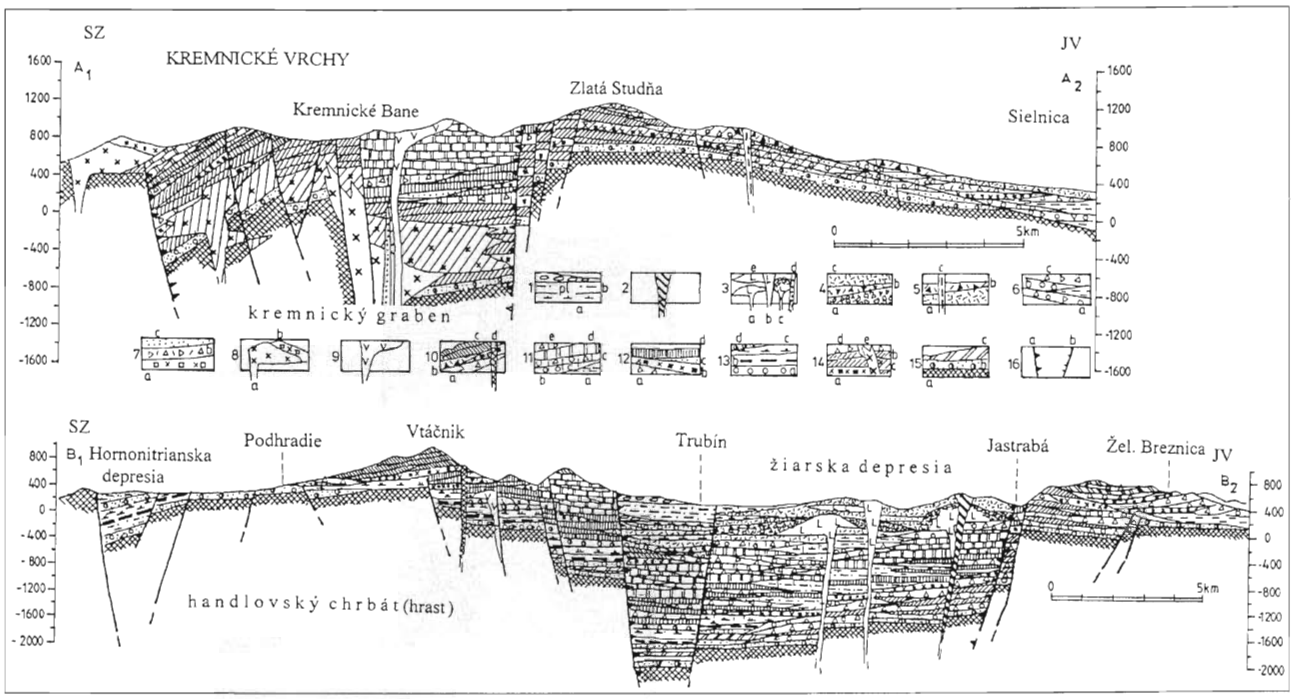
Vulkanické pohoria Kremnických vrchov a Vtáčnika predstavujú komplikovanú stavbu viacerých naložených štruktúrnych jednotiek. Dominantnou štruktúrou v stavbe Kremnických vrchov a západnej časti Vtáčnika je kremnický graben (obr. 12, 13), sformovaný vo vrchnom bádene a vymedzený zlomami smeru SSV–JJZ (Konečný a Lexa, 1979). Litostratigrafické členenie vulkanických komplexov Kremnických vrchov a Vtáčnika predložil Konečný a Lexa (1979), Konečný et al. (1983), mierne ho upravil a zdokonalil Šimon et al. (1997) a Lexa et al. (1998).

Spodnú štruktúrnu etáž (pred vznikom kremnického grabenu) v Kremnických vrchoch predstavujú relikty bádenského stratovulkánu, ktorý tvoria prevažne telesá pyroxenického a amfibolicko-pyroxenického andezitu



Obr. 12. Vulkanické komplexy Kremnických vrchov a Vtáčnika, štruktúrna schéma. 1 – panónske a pliocénne sedimenty vo výplni kotlín; 2 – *vulkanizmus bazaltoidných andezitov* (panón): a) komplex Šibeničný vrch (prieniky, dajky, ložné intrúzie, lávové prúdy): vulkán Vlčí vrch: b) troskový kužeľ, c) nek, d) efuzívny komplex; 3 – *ryolitový vulkanizmus* jastrabská formácia (sarmat): a) extruzívny dóm, lávový prúd, sil, b) pemzové tufy, tufy, epiklastické vulkanické pieskovce a konglomeráty, c) dajka; 4 – *andezitové vulkány a stratovulkány* (sarmat): flochovský, rematský, sielnický, turovský vulkán, stratovulkán Vtáčnik a vulkán Markov vrch: a) lávový nek, b) extrúzia pyroxenicko-amfibolického andezitu (sielnický vulkán), c) intrúzia dioritového porfýru; 5 – a) efuzívny kužeľ, b) stratovulkanický kužeľ, c) lávové efúzie proximálnej vulkanickej zóny, d) pyroklastické a epiklastické brekcie proximálnej vulkanickej zóny, e) epiklastiká distálnej vulkanickej zóny (brekcie, konglomeráty, pieskovce); 6 – tufitické sedimenty (sielnický vulkán); *výplň kremnického grabenu* (vrchný báden – sarmat); 7 – extrúzie krahuľskej formácie: a) biotiticko-amfibolický andezit, b) pyroxenicko-amfibolický andezit; 8 – efuzívny komplex amfibolicko-pyroxenických andezitov (formácia Kremnického štítu) a stránsky efuzívny komplex); 9 – produkty turčeckej formácie a formácie Kľakovskej doliny: a) efúzie bazaltických a pyroxenických andezitov, b) pyroklastické brekcie, aglomeráty a hyaloklastiká, c) epiklastické vulkanické brekcie, d) epiklastický vulkanický pieskovec. *Vrchnobádenské sedimenty* (predgrabenové štádium); 10 – fluviálne štrky, piesky, íly (lehotské súvrstvie); 11 – a) nadložné íly (košianske súvrstvie), b) uhoľné súvrstvie (handlovské a novácke súvrstvie). *Spodná štruktúrna etáž* (spodný – stredný báden); 12 – epiklastické vulkanické pieskovce a konglomeráty (kamenské súvrstvie); 13 – zlatostudnianska formácia: a) propylitizovaný komplex andezitov a andezitových porfýrov centrálnej vulkanickej zóny, b) stratovulkanický komplex proximálnej vulkanickej zóny; 14 – extrúzie amfibolicko-pyroxenických andezitov s granátom; 15 – predvulkanické podložie: a) spodnomiocénne sedimenty, b) staršie horniny vcelku (nečlenené); 16 – a) okrajový zlom grabenu, b) zlom; 17 – línia geologického rezu.

Fig. 12. Structural scheme of the Vtáčnik and Kremnické vrchy volcanic complex. 1 – Pannonian to Pliocene post-volcanic sediments, 2 – Šibeničný vrch Complex (Pannonian) – aphanitic high-Al basalt/basaltic andesite dykes, sills and lava flows (a); Vlčí vrch Volcano – scoria cone (b), neck (c), effusive complex (d); 3 – Jastrabá Formation (Middle to Late Sarmatian) – rhyolite extrusive domes, dome flows (a), pumice tuffs and epiclastic volcanic rocks (b), dykes (c); *Sarmatian andesite stratovolcanoes (Markov vrch, Vtáčnik, Remata, Flochová, Sielnica and Turová Formations)*: 4 – necks (a), pyroxene-amphibole andesite extrusive dome (b), diorite porphyry stock (c); 5 – effusive cone (a), stratovolcanic cone (b), lava flows of the proximal zone (c), pyroclastic and epiclastic volcanic breccias of the proximal zone (d), epiclastic volcanic breccias, conglomerates and sandstones of the distal zone; 6 – tuffaceous sediments; *Kremnica Graben filling (Late Badenian – Early Sarmatian ?)*: 7 – Krahule Formation – biotite-amphibole (a) and pyroxene-amphibole andesite extrusive domes; 8 – Kremnický štít Formation and Stráň Effusive Complex – – effusive complex of amphibole-pyroxene andesites, 9 – Turček and Kľakovská dolina Formations – basalt, basaltic andesite and andesite lava flows (a), pyroclastic breccias, agglomerates, tuffs and hyaloclastite breccias (b), epiclastic volcanic breccias (c), epiclastic volcanic sandstones (d); *Late Badenian sediments*: 10 – Lehota Formation – fluvial gravel with subordinate sand and clay; 11 – a) Koš Formation – limnic clays; b) Handlová and Nováky formations – coal-bearing tuffaceous sediments; *Lower structural level (Early to Middle Badenian)*: 12 – Kamenec Formation – epiclastic volcanic conglomerates and sandstones of the distal zone; 13 – Zlatá studňa Formation – complex of propylitized andesites and andesite porphyry of the central zone (a) and stratovolcanic complex of the proximal zone (b); 14 – Early Badenian garnet-bearing amphibole--pyroxene andesite extrusive domes; 15 – pre-volcanic basement – Early Miocene sediments (a), undivided older rocks (b); 16 – marginal faults of the graben (a) and other faults (b), 17 – line of the section.



Obr. 13. Geologické rezy A_1–A_2, B_1–B_2 vulkanických komplexov Kremnických vrchov a Vtáčnika. 1 – panónske a pliocénne sedimenty vo výplni Žiarskej kotliny: a) íly, b) tufitické sedimenty, c) štrky; 2 – *vulkanizmus bazaltických andezitov,* lávový nek komplexu Šibeničný vrch (panón); 3 – *ryolitový vulkanizmus jastrabskej formácie* (sarmat): a) lakolit, b) protrúzia, c) extruzívny dóm, d) dajka, e) lávový prúd; 4 – vulkanoklastické horniny: a) epiklastické vulkanické brekcie, b) pyroklastický prúd, c) redeponovaný tuf. *Andezitový stratovulkán* (sarmat), 5 – turovská formácia: a) pemzový tuf pyroxenického andezitu, b) pyroklastický prúd, c) dajka; 6 – sielnická formácia: a) epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, b) tufitické sedimenty, c) epiklastické vulkanické konglomeráty, d) epiklastické vulkanické brekcie; 7 – sielnická formácia: a) pyroklastický prúd amfibolicko-pyroxenických andezitov, b) laharové brekcie, c) epiklastické vulkanické pieskovce; 8 – rematská formácia: a) lakolit dioritového porfýru, b) brekcia pyroklastického prúdu; 9 – extrúzia biotiticko-amfibolického andezitu (krahuľská formácia), 10 – vtáčnická formácia. a) epiklastické vulkanické brekcie, b) brekcie pyroklastického prúdu, c) lávové prúdy, d) lávový nek. *Výplň kremnického grabenu:* 11 – a) epiklastické vulkanické pieskovce a siltovce, b) epiklastické vulkanické konglomeráty, c) epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, d) produkty formácie Kremnického štítu a stránskeho efuzívneho komplexu: efuzívny komplex amfibolicko-pyroxenického andezitu, e) epiklastické vulkanické brekcie; 12 – produkty turčeckej formácie a formácie Kľakovskej doliny: a) epiklastické vulkanické brekcie, b) brekcie pyroklastického prúdu, c) epiklastické vulkanické pieskovce, d) lávové prúdy bazaltických a leukokratných pyroxenických andezitov, 13 – *vrchnobádenské sedimenty;* (predgrabenové štádium): a) epiklastické vulkanické pieskovce a konglomeráty, b) uhoľné sedimenty (handlovské a novácke súvrstvie), c) nadložné íly (košianske súvrstvie), d) fluviálne štrky, piesky, íly (lehotské súvrstvie). *Spodná štruktúrna etáž* (spodný – stredný báden): 14 – zlatostudnianska formácia: a) brekcie pyroklastického prúdu, b) lávové prúdy pyroxenického andezitu, c) ložné intrúzie andezitových porfýrov, d) epiklastické vulkanické brekcie, e) dioritová intrúzia; 15 – a) predvulkanické podložie (nečlenené), b) bazálne súvrstvie, pieskovec a konglomeráty prevažne s nevulkanickým materiálom (kordícke súvrstvie), c) efuzívny komplex štiavnického stratovulkánu, 16 – a) zlom vymedzujúci graben, b) zlom.

Fig. 13. Sections A_1–A_2 and B_1–B_2 of the Vtáčnik and Kremnické vrchy volcanic complex. 1 – Pannonian to Pliocene sedimentary rocks in the Žiar basin – clays (a), tuffaceous sediments (b) and gravel (c); *Šibeničný vrch Complex (Pannonian)*: 2 – basaltic andesite neck; Jastrabá Formation (Middle to Late Sarmatian): 3 – rhyolite laccolith (a), protrusion (b), extrusive dome (c), dyke (d), lava flow (e); 4 – rhyolite epiclastic volcanic breccia (a), pyroclastic flow deposits (b) and mostly reworked pumice tuffs (c); *Sarmatian andesite stratovolcanoes*: 5 – *Turová Formation* – – pyroxene andesite pumice tuffs (a), block and ash pyroclastic flow deposits (b), dykes (c), 6 – *Sielnica Formation* – amphibole-pyroxene andesite epiclastic volcanic breccia/conglomerate (a), tuffaceous sediments (b), conglomerate (c), and breccia (d); 7 – *Sielnica Formation* – – amphibole-pyroxene andesite block and ash pyroclastic flow deposits (a), lahar breccias (b), epiclastic volcanic sandstones (c); 8 – *Remata Formation* – diorite porphyry laccolith (a) and pyroxene andesite pyroclastic flow breccia (b); 9 – *Krahule Formation* – biotite-amphibole andesite extrusive domes; 10 – *Vtáčnik Formation* – pyroxene andesite epiclastic volcanic breccia (a), pyroclastic flow deposits (b), lava flows (c) and lava neck (d); *Kremnica Graben filling*: 11 – epiclastic volcanic sandstones and siltstones (a), conglomerate (b), conglomerate/breccia (c), amphibole-pyroxene andesite effusive complex of the Kremnický štít Formation and Stráň Effusive Complex (d), epiclastic volcanic breccia (e); 12 – Turček and Kľakovská dolina formations – basaltic andesite/andesite epiclastic volcanic breccia (a), pyroclastic flow deposits (b), epiclastic volcanic sandstone (c) and lava flows (d); *Late Badenian (pre-graben) sedimentary formations*: 13 – epiclastic volcanic conglomerates and sandstones (a), Handlová and Nováky formations – coal-bearing sediments (b), Koš Formation – clays (c), Lehota Formation – nonvolcanic conglomerates with sandstones (d); *Lower structural level (Early to Middle Badenian andesite volcanics)*: 14 – Zlatá studňa Formation – pyroxene andesite block and ash pyroclastic flow deposits (a), lava flows (b), andesite porphyry sills (c), epiclastic volcanic breccia (d) and diorite intrusion (e); 15 – basement (a), Kordíky Formation – basal conglomerates and sandstones with nonvolcanic material (b), effusive complex of the Štiavnica stratovolcano (c); 16 – marginal faults of the graben (a) and other faults (b).

a ich vulkanoklastiká. Pre oblasť mimo grabenu je charakteristická stratovulkanická stavba s prevahou epiklastických brekcií nad lávovými prúdmi. Prechod do distálnej zóny indikuje absencia lávových prúdov a prevaha epiklastických vulkanických konglomerátov a pieskovcov. V grabene sú relikty stratovulkánu prekryté produktmi mladšej vulkanickej aktivity. Výnimkou je kremnický hrast, v ktorom propylitizovaným stratovulkanickým

komplexom centrálnej zóny preniká mnoho ložných intrúzií andezitových porfýrov a v nižšej úrovni aj štokových intrúzií dioritov až gabrodioritov.

V spodnom až strednom bádene smerom na Z distálna vulkanická zóna opisovaného stratovulkánu zasahovala až do oblasti Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny (sz. časť vulkanického areálu). Do tohto priestoru sz. okrajom distálnej vulkanickej zóny súčasne zasahoval aj štiavnický stratovulkán. Vo fluviálnom prostredí sa v tomto priestore uložili súvrstvia polymiktných konglomerátov s pieskovcovými polohami v hrúbke až 200 m. Pokračujúca subsidencia oblasti podmienila vo vrchnom bádene vznik jazerno-močiarnej sedimentácie s vývojom uhoľných slojov nováckeho a handlovského ložiska a nadložných ílov v hrúbke až 300 m. S extrúziami ojedinelých ryolitových telies (Šimon et al., 1991) sú späté vložky ryolitových tufov v nadložných íloch. Nasledujúci vývoj kremnického grabenu vyvolal dramatické paleogeografické zmeny a čiastočnú denudáciu uvedených vulkanických jednotiek.

Stredná štruktúrna etáž (vrchný báden) reprezentuje výplň kremnického grabenu. V jeho iniciálnom štádiu vývoja sa v oblasti Vtáčnika aktivoval explozívno-extruzívny vulkanizmus hyperstenicko-amfibolických andezitov. Výstup extruzívnych dómov sa viazal na hlavné okrajové zlomy grabenu na jeho západnej strane. V spodnej časti výplne grabenu je komplex lávových prúdov bazaltických, pyroxenických a leukokratných andezitov, hyaloklastitových brekcií, autochtónnych a redeponovaných pyroklastík (často freatomagmatických), ako aj epiklastík v celkovej hrúbke 350–500 m. Korešpondujúce uloženiny za hranicami grabenu sú vyvinuté len lokálne a neprekračujú hrúbku 100 m. Vyššiu časť výplne grabenu tvorí až 500 **m hrubý komplex lávov**ých prúdov amfibolicko-pyroxenických a biotiticko-amfibolicko-pyroxenických andezitov. Najmladšími produktmi vo výplni grabenu sú rozptýlené extrúzie biotiticko-amfibolických andezitov prejavujúce príbuznosť s obdobnými horninami vo výplni štiavnickej kaldery.

Vrchnú štruktúrnu etáž (prekrývajúcu okrajové zlomy) predstavuje niekoľko menších stratovulkánov prevažne pyroxenických andezitov na vonkajšom okraji kremnického grabenu. Stratovulkány pri západnom a sz. okraji grabenu (Markov vrch, vtáčnický, rematský a flochovský) sú budované periklinálne uloženými lávovými prúdmi, pyroklastickými brekciami a aglomerátmi v oblasti centrálnej a proximálnej vulkanickej zóny, kým v distálnej vulkanickej zóne prevládajú epiklastické vulkanické brekcie, konglomeráty a pieskovce. Pri denudácii sa externejšie časti vulkánov silne redukovali, príp. aj zanikli.

Relikty sielnického vulkánu (formácie) na jz. svahoch Kremnických vrchov zahŕňa v centrálnej vulkanickej zóne extruzívny dóm biotiticko-amfibolicko-hyperstenického andezitu, v proximálnej zóne sú pyroklastické prúdy, tufy a hrubé epiklastické vulkanické brekcie s ojedinelými lávovými prúdmi. V distálnej vulkanickej zóne postupne prevládajú epiklastické vulkanické pieskovce a konglomeráty, ktoré smerom na V prechádzajú do vulkanosedimentárneho súvrstvia Zvolenskej kotliny, lokálne s výskytom uhlia (okolie Sielnice). Turovský vulkán (formácia) v nadloží sielnickej formácie je zvyškom malého pyroklastického vulkánu, ktorého aktivita sa skončila efúziami pyroxenických andezitov. Vulkán v centrálnej a proximálnej zóne budujú pyroklastické brekcie, aglomeráty, tufy a hrubé epiklastiká prekryté lávovými prúdmi. V smere na S a V pri prechode do distálnej vulkanickej zóny postupne narastá objem epiklastických vulkanických fácií (pieskovce a konglomeráty) pokračujúcich do vulkanosedimentárnych súvrství Zvolenskej kotliny, kde tvoria vrchnú časť jej výplne.

Veporský vulkán

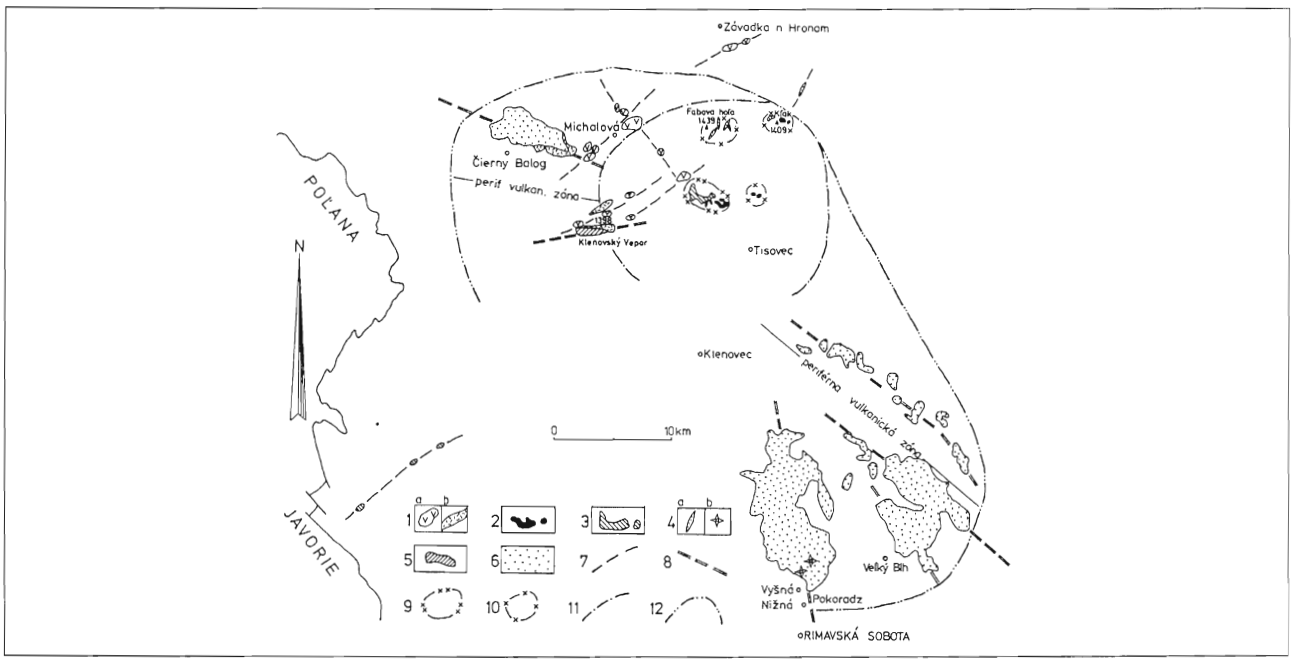
Vulkanické a intruzívne horniny predpokladaného neogénneho veku vo veporiku opísal rad autorov (Kuthan et al., 1963; Bacsó, 1964; Klinec, 1976; Lexa a Konečný in Vass et al., 1982; Lexa in Vass, 1986; Konečný a Lexa in Ivanička et al., 1986; Dublan in Bezák et al., 1999). Okrem intruzívno-extruzívnych telies amfibolicko-pyroxenického andezitu s granátom, považovaných za samostatnú etapu vulkanickej aktivity (pravdepodobne rovnakého veku ako v stredoslovenskej oblasti), sa v západnej časti veporika vyskytujú početné dajky, prieniky a štoky andezitov, andezitových porfýrov, dioritových porfýrov až dioritov, ako aj denudačné relikty lávových prúdov a vulkanosedimentárnych komplexov.

Skupina intruzívnych telies dioritov a dioritových porfýrov pri Tisovci sa vyznačuje kontaktnými účinkami pri styku s okolitými horninami za vzniku rohovcov a skarnov s magnetitom a polymetalickou sulfidickou mineralizáciou (Bacsó, 1964). Na S od Tisovca je skupina dajok a prienikov pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov (andezitových porfýrov) a biotiticko-amfibolických andezitov až dacitov. Ďalšie zhluky dajok a prienikov sú v oblasti Fabovej hole a Kľaku (obr. 14).

Denudačné zvyšky vulkanosedimentárneho komplexu v podobe epiklastických vulkanických súvrství (brekcie, konglomeráty, pieskovce) s lávovým prúdom v nadloží tvoria vrcholovú časť Klenovského Vepra. Rozsiahlejším reliktom je vulkanosedimentárne súvrstvie Hálnej hole na S od Čierneho Baloga (Konečný a Lexa in Ivanička et al., 1986) hrubé do 150 m, ktoré v bazálnej časti tvoria polymiktné štrky a pieskovce s častými obliakmi granatického andezitu, vyššie polohy pemzové tufy, pyroklastické brekcie amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom a vo vrchnej časti epiklastické vulkanické brekcie, konglomeráty a pieskovce amfibolicko-pyroxenických a pyroxenických andezitov. Vulkanosedimentárny komplex Hálnej hole predstavuje výplň paleodoliny orientovanej na SZ.

Súvislejšie zvyšky vulkanosedimentárnych hornín predstavuje pokoradzské súvrstvie (Konečný a Lexa in Vass, 1982; Lexa in Vass, 1986) na severných okrajoch Rimavskej kotliny hrubé 100–150 m. Budujú ho epiklastické vulkanické horniny (brekcie, konglomeráty a pieskovce) a dve polohy pyroklastických prúdov. Za pravdepodobné centrá pyroklastických prúdov sa pokladajú explozívne neky na S od Pokoradze.

K záveru o existencii stratovulkánu, príp. niekoľkých vulkánov dospelo viac autorov zaoberajúcich sa reliktmi



Obr. 14. Denudačné relikty veporského vulkánu. 1 – produkty staršieho extruzívneho vulkanizmu amfibolicko-hyperstenického andezitu s granátom: a) extrúzie a plytké intrúzie, b) epiklastické brekcie, konglomeráty a pieskovce; 2 – intrúzie dioritov a dioritových porfýrov; 3 – intruzívne telesá andezitov a andezitových porfýrov (dajky, štoky, prieniky); 4 – a) andezitová dajka, b) andezitový nek; 5 – lávový prúd pyroxenického andezitu; 6 – nečlenené vulkanoklastické horniny (pyroklastiká a epiklastiká); 7 – predpokladaný priebeh zlomu; 8 – os paleodolín; 9 – oblasť intrúzií centrálnej vulkanickej zóny veporského vulkánu; 10 – centrá predpokladaných parazitických vulkánov, 11 – predpokladaná hranica proximálnej vulkanickej zóny; 12 – predpokladaný rozsah distálnej vulkanickej zóny.

Fig. 14. Denudation relics of the Vepor volcano. 1 – complex of older garnet-bearing amphibole-hypersthene andesites – shallow intrusions and extrusive domes (a), epiclastic volcanic breccias, conglomerates and sandstones (b); 2 – diorite and diorite porphyry intrusions; 3 – andesite porphyry intrusions; 4 – andesite dyke (a) and neck (b); 5 – pyroxene andesite lava flow; 6 – undivided pyroclastic and epiclastic volcanic rocks; 7 – assumed fault system; 8 – course of paleovalleys; 9 – area of intrusions of the Vepor volcano central zone; 10 – assumed parasitic volcanic centres, 11 – assumed boundary of the proximal volcanic zone; 12 – assumed extent of the distal volcanic zone.

vulkanizmu neogénneho veku vo veporiku. Stratovulkán bol odstránený intenzívnym denudačným zrezom vyvolaným regionálnym zdvihom veporika v postvulkanickom období s obnažením prívodových systémov. Stratigrafická pozícia stratovulkánu nie je doriešená. Metódou stôp po delení U (metóda Ft) sa datovali fragmenty z pyroklastického prúdu pri Pokoradzi na 16,2 ± 0,6 a 16,4 ± 0,6 mil. rokov (Repčok, 1981), čo poukazuje na spodný báden, kým zvyšky flóry pri Nižnom Skálniku (Sitár a Dianiška, 1979), ako aj flóra pri Pokoradzi poukazujú na sarmat (Nemejc in Fusán et al., 1962). Uvedené údaje signalizujú dlhší časový vývoj vulkanickej aktivity vo veporiku.

Ryolitový vulkanizmus – vrchný sarmat

Ryolitový vulkanizmus vo vrchnom sarmate bol spätý s pokračujúcimi blokovými pobybmi v stredoslovenskej prelomovej zóne v smere S–J, a najmä s pokračujúcou subsidenciou Žiarskej kotliny. Zlomová zóna pri západnom okraji hodrušsko-štiavnického hrastu, pokračujúca pri jv. a východnom okraji Žiarskej kotliny do Kremnických vrchov (vyhniansko-ihráčska vulkanotektonická zóna), bola využitá pri výstupe ryolitových más na povrch. Produkty ryolitového vulkanizmu označované ako jastrabská formácia zahŕňa extruzívne a efuzívne telesá, dajky, prieniky a plytké ložné intrúzie (sily, lakolity) a v Žiarskej kotline aj súvrstvia pemzových tufov, redeponovaných tufov a epiklastických vulkanických brekcií, ktoré smerom na Z a JZ prechádzajú do epiklastických vulkanických konglomerátov a pieskov s polohami tufitických sedimentov. Vo vulkanosedimentárnych súvrstviach sa vyskytujú aj limnokvarcitové telesá. Ryolitové tufy v okolí lakolitových intrúzií sú hydrotermálne premenené, príp. zeolitizované. Pri viacerých vulkanických centrách sa podarilo definovať sukcesiu vývojových štádií – počiatočné freatomagmatické erupcie boli v pokročilejšom štádiu vystriedané erupciami plinijského typu a v závere extrúziou ryolitovej lávy na povrch vo forme dómu alebo krátkych lávových prúdov (Bezák a Lexa, 1983).

Ryolitové extrúzie sledujú aj zlomový systém smeru S–J (novobansko-kľakovská zlomová zóna na Z od Žiarskej kotliny), využitý extruzívnymi telesami pri Novej Bani a Tisového brala. Ryolitové extrúzie využívajú aj zlomové systémy smeru S–J v oblasti Kremnických vrchov a hodrušsko-štiavnického hrastu.

Paralelne s ryolitovým vulkanizmom prebiehal aj záverečný vývoj dominantných hrastových štruktúr: resurgentného hodrušsko-štiavnického hrastu v centre štiavnickej kaldery, kremnického hrastu v centre kremnického grabenu a hrastových štruktúr pri Pukanci, Novej Bani a Banskej Belej. S vývojom týchto hrastov koincidovalo umiestňo-

vanie dajok ryolitových a granitových porfýrov na ich okrajových zlomoch. Zlomové štruktúry hrastov lokalizovali aj rudné žily rozsiahlych epitermálnych systémov. Ťažba drahokovových a polymetalických rúd epitermálnych žíl podmienila slávu stredoslovenských banských miest – Banskej Štiavnice, Hodruše, Kremnice, Pukanca, Novej Bane a Banskej Belej.

Vulkanizmus bazaltov a bazaltických andezitov – panón

Vulkanická aktivita bazaltov a bazaltických andezitov vo vrchnom sarmate a panóne bola záverečným štádiom alkalicko-vápenatého vulkanizmu v oblasti stredného Slovenska. V severnej časti Kremnických vrchov pri explozívno-efuzívnej aktivite vznikol malý stratovulkán bazaltických andezitov Vlčí vrch (Lexa, 1971). Okolo centrálneho vypreparovaného neku dioritového porfýru sa zachovali zvyšky vulkanického kuželeľa, ktorý tvoria aglutináty, aglomeráty a zbrekciovatené lávové prúdy. Pri úpätí kuželeľa sa akumulovali lávové prúdy v podobe rozsiahlejších pokrovov.

Pri východnom okraji Žiarskej kotliny sú relikty vulkanizmu bazaltov a bazaltických andezitov komplexu Šibeničného vrchu reprezentované zvyškami freatických kuželeľov a lávovými prúdmi (pozri Sprievodcu exkurzie SGS 2001, lokalita 6, obr. 6A, B, C), ako aj dajkami, prienikmi, nekmi a ložnými intrúziami v prostredí ryolitových vulkanoklastík (Lexa et al., 1998). Skupina nekov a dajok telies bazaltických andezitov v prostredí ryolitových tufov vystupuje aj na Z od Sklených Teplíc. Vo Vtáčniku tvoria vypreparované lávové neky impozantné skalné bralá pri kóte Ostrovica (obr. 15).

Alkalický bazaltový vulkanizmus

Prejavom alkalického bazaltového vulkanizmu sú denudačné zvyšky lávových prúdov, lávové neky a pomerne zachovaný troskový kuželeľ s lávovými prúdmi pri Novej Bani. Rozsiahlejší lávový pokrov v severnej časti pliešovskej doliny na JZ od Zvolena tvorí plató s priemernou nadmorskou výškou 450 m a s miernym sklonom na S. Lávové prúdy pohybujúce sa v širokej paleodoline na S zaplnili lokálne nerovnosti terénu a vytvorili ploché bazaltové plató. Pri južnom okraji bazaltového pokrovu sa oddelil priestor, v ktorom prebehla jazerná sedimentácia (Konečný et al., 1998). Rádiometrický vek bazaltu 6,59 ± 0,28 mil. rokov (Balogh in Konečný et al., 1988) je v súlade s výsledkami palynologického výskumu indikujúceho vek sedimentácie panvičky na rozhranie miocénu a pliocénu (Planderová in Konečný et al., 1986). Predpokladaný troskový kuželeľ na JZ od lávového pokrovu sa nezachoval. Relikt lávového prúdu pri obci Devičie (na JZ od Krupiny) v smere SV–JZ pôvodne tvoril výplň paleodoliny a jeho báza je v súčasnosti zhruba 30 m nad dnom Krupinice.

Lávové neky pri Banskej Štiavnici predstavujú erozívne zrezané prívodové systémy k povrchovým formám, ktorými boli pravdepodobne maary. Nek v záreze železnice pri Kysihýbli je zrezaný do úrovne asi 200 m pod pôvodným povrchom. Okrem prevládajúcej mladšej lávovej výplne sa tu vyskytuje aj prvotná freatomagmatická brekcia s opracovanými fragmentmi okolitého biotiticko-amfibolického andezitu (pozri Sprievodcu exkurzie zjazdu SGS 2001, lokalita 11, obr. 10A, B, C). Spektakulárny a erozívne vypreparovaný nek Kalvárie je zrezaný len do úrovne spodnej časti pôvodného maaru. Orientácia stĺpcovej odlučnosti (pozri Srievodcu exkurzie zjazdu 2001, lokalita 11, obr. 11A, B) vo vrchnej časti neku naznačuje, že ide o zvyšky lávovej výplne kráteru vo forme lávového jazera. Rádiometrické datovanie na 7,29 ± 0,41 mil. rokov (Balogh, l. c.) indikuje vek na hranici panónu a pliocénu.

Najmladším prejavom aktivity alkalického bazaltového vulkanizmu je troskový kuželeľ Putikov vŕšok pri Novej Bani (pozri Sprievodcu exkurzie zjazdu SGS 2001, lokalita 8, obr. 8A, B). Jeho vývoj sprevádzala efúzia lávy pohybujúca sa od kuželeľa v smere pôvodnej Chválenskej doliny na S, až sa napokon rozliala ako pokrov na štrkové terasy paleohrona, pravdepodobne riského veku. Styk lávy so zvodnenými štrkmi vyvolal lokálny vývoj malých druhotných troskových kuželeľov (Šimon, 2000). Lávové prúdy vulkánu dočasne prehradili Chválenskú a Liešňanskú dolinu a spôsobili akumuláciu kvartérnych sedimentov. Predpokladaný vek lávových efúzií je blízko rozhrania ris/würm, čo zodpovedá obdobiu 130 – 140 tis. rokov (Šimon a Halouzka 1996; Šimon, 2000).

Literatúra

Bacsó, Z., 1964: Potriasové skarnové ložiská pri Tisovci. *Geol. Práce, Spr., 31, 13–55.*

Balogh, K., Miháliková, A. & Vass, D., 1981 Radiometric dating of basalts in Southern and Central Slovakia. *Západ. Karpaty, Sér Geol., 7, 113–126.*

Bezák, V & Lexa, J., 1983: Genetické typy ryolitových vulkanoklastík v okolí Žiaru nad Hronom. *Geol. Práce, Spr., 79, 83–112.*

Bezák, V., Hraško, L., Kováčik, M., Madarás, J., Siman, P., Pristaš, J., Dublan, L., Konečný, V., Plašienka, M., Vozárová, A., Kubeš, P., Škvarka, J., Slavkay, M. & Liščák, M., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria – západná časť 1 50 000. *Bratislava, GSSR, 178.*

Burian, J., Smolka, J. & Kámen, M., 1981. Vývoj neogénneho magmatického komplexu v oblasti Zlatna a s ním spätej mineralizácie. *Mineralia Slov., 13, 489–508.*

Burian, J. & Smolka, J., 1982: Geologická stavba medinato-porfýrového ložiska Zlatno. *Mineralia Slov., 14, 517–530.*

Burian, J., Slavkay, M., Štohl, J & Tözsér, J., 1985: Metalogenéza neovulkanitov Slovenska. *Bratislava, Alfa, 269.*

Csontoss, L., Nagymarosy, A., Horváth, F. & Kováč, M., 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. *Tectonophysics, 208, 221–241.*

Dublan, L., 1981 Geologická stavba a petrografia neovulkanitov Poľany [Kand. diz. práca.] *Bratislava, ŠGÚDŠ – archív.*

Dublan, L., Bezák, V., Biely, A., Bujnovský, A., Halouzka, R., Hraško, L., Köhlerová, M., Marcin, D., Onačila, D., Scherer, S., Vozárová, A., Vozár, J. & Žáková, E., 1997· Vysvetlivky ku geologickej mape Poľany 1 50 000. *Bratislava, GSSR, 238.*

Fusán, O., et al., 1962. Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 200 000, M-34-XXXIII, Rimavská Sobota. *Bratislava, GÚDŠ, 123.*

Ivanička, J., Bajaník, Š., Halouzka, R., Konečný, V., Lexa, J., Planderová, E., Dovina, V., Modlitba, I., Šucha, P., Kováčik, M. & Vážna, L., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 . 25 000 list Pohronská Polhora (36-241). *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív.*

Klinec, A., 1976: Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nízkych Tatier 1 : 50 000. *Bratislava, GSSR.*

Konečný, V., 1969: Stavba vulkanosedimentárnych formácií južnej periférie neovulkanitov. *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív.*

Konečný, V., 1970: Vývoj neogénneho vulkanického komplexu štiavnického pohoria. *Geol. Práce, Spr., 51, 5–46.*

Konečný, V., 1971: Evolutionary Stages of Banská Štiavnica Caldera and Its Post-volcanic Structures. *Bull. volc., 35, 1, 95–116.*

Konečný, V., Šefara, J. & Zbořil, L., 1973: Investigation of deep structures in the basement of Central Slovakia young volcanic region in respect to Neogene volcanism. *Proc. of the Xth Congr. CBGA, Bratislava, GÚDŠ.*

Konečný, V., Miháliková, A. & Rojkovičová, Ľ., 1977: Štruktúrny vrt KON-1. *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív.*

Konečný, V., Lexa, J. & Šefara, J., 1978: Vzťah vulkanizmu k morfotektonickým štruktúram predvulkanického podložia. *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív.*

Konečný, V. & Lexa, J., 1979: Štruktúrno-geologická schéma stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000. *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív.*

Konečný, V & Miháliková, A., 1981. Intrusive Complex of the Javorie MTS. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 247–268.*

Konečný, V., Lexa, J. & Planderová, E., 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 9, 1–203.*

Konečný, V. & Lexa, J., 1984: Geologická mapa stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000. *Bratislava, GÚDŠ.*

Konečný, V., Mihaliková, A., Dovina, V., Štohl, J., Marsina, K., Stankovič, J., Planderová, E., Panáček, A., Šefara, J. & Straka, P., 1985: Vysvetlivky k listom geologickej mapy 1 : 25 000 Krupina-2. *Manuskript. Bratislava, GÚDŠ – archív.*

Konečný, V., Lexa, J. & Hojstričová, V., 1995: The Central Slovakia Neogene volcanic field: a review. *In: Downes, H. & Vaselli, O. (Eds.): Neogene and related magmatism in the Carpatho-Pannonian region. Acta Volcanologica, 7, 63–78.*

Konečný, V., Bezák, V., Halouzka, R., Konečný, P., Miháliková, A., Marcin, D., Iglárová, Ľ., Panáček, A., Štohl, J., Žáková, E., Gabčo, R., Rojkovičová, Ľ. & Onačila, D., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Javoria 1 : 50 000. *Bratislava, GSSR, 304.*

Konečný, V., Lexa, J., Halouzka, R., Hók, J., Vozár, J., Dublan, L., Nagy, A., Šimon, L., Havrila, M., Ivanička, J., Hojstričová, V., Miháliková, A., Vozárová, A., Konečný, P., Kováčiková, M., Filo, M., Marcin, D., Klukanová, A., Lisčák, P. & Žáková, E., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca (štiavnický stratovulkán). I., II. *Bratislava, GSSR, 473.*

Konečný, V. & Lexa, J., 2001: Stavba a vývoj štiavnického stratovulkánu. *Mineralia Slov., 33, 3, 179–196.*

Kuthan, M., Biely, A., Böhm, V., Čechovič, V., Fusán, O., Hovorka, D., Mazúr, E. & Regásek, F., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 . 200 000 list Zvolen. *Bratislava, GÚDŠ, 132.*

Kuthan, M., Biely, A., Brestenská, E., Brlay, A., Krst, E., Kullman, E. & Mazúr, E., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 list Nitra. *Bratislava, GÚDŠ, 171.*

Lexa, J., 1971. Stratovulkán bazaltoidného andezitu v severnej časti Kremnického pohoria. *Geol. Práce, Spr., 55, 139–146.*

Lexa, J., Konečný, V., Kaličiak, M. & Hojstričová, V., 1993: Distribúcia vulkanitov karpatsko-panónskeho regiónu v priestore a čase. *In: Rakús, M. & Vozár, J. (Eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ, 57–70.*

Lexa, J., Halouzka, R., Havrila, M., Hanzel, V., Kubeš, P., Lisčák, P. & Hojstričová, V., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Kremnických vrchov 1 : 50 000. *Bratislava, GSSR, 308.*

Lexa, J. & Konečný, V., 1998: Geodynamic aspects of the Neogene to Quaternary volcanism. *In: Rakús, M. (Ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. Bratislava, Geological Survey of Slovak Republic, 219–240.*

Lexa, J., 2001 Metalogenéza štiavnického stratovulkánu. *Mineralia Slov., 33, 3, 203–214.*

Nemčok, M. & Lexa, J., 1990: Evolution of the Basin and range structure around the Žiar Mountain range. *Geologica Carpath., 41, 229–258.*

Nemčok, M., Hók, J., Kováč, P., Marko, F., Madarás, J. & Bezák, V., 1993: Tektonika Západných Karpát v terciéri. *In: Rakús, M & Vozár, J. (Eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ, 263–268.*

Onačila, D., Hojstričová, V & Marková, M., 1989: Manifestations of hydrothermal activity in the central volcanic zone of Poľana and their relation to metallogenesis (in Slovak, English summary). *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Ložiská, 12, 177–228.*

Repčok, I., 1981: Datovanie niektorých stredoslovenských neovulkanitov metódou stôp po delení uránu. *Západ. Karpaty, Sér Mineral. Petrogr Geochém. Metalogen., 8, 59–104.*

Royden, L. H. & Dövenyi, P., 1988: Variations in extensional styles at depth across the Pannonian basin system. *In: Royden, L. & Horváth, F. (Eds.): The Pannonian Basin: a study in basin evolution. AAPG Memoirs 45, 235–253.*

Sandulescu, M., 1988: Cenozoic tectonic history of the Carpathians: *In. Royden, L. & Horváth, F (Eds.): The Pannonian Basin. A study in basin evolution. AAPG Memoirs 45, 17–26.*

Sitár, V & Dianiška, J., 1979: Flóra v mladoterciérnych vulkanitoch od Vyšného a Nižného Skálnika. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 4, 147–159.*

Šimon, L., Elečko, M., Lexa, J., Kohút, M., Halouzka, R., Gross, P., Pristaš, J., Konečný, V., Mello, J., Polák, M., Vozárová, A., Vozár, J., Havrila, M., Köhlerová, M., Stolár, M., Janová, V., Marcin, D. & Szalaiová, V., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny 1 : 50 000. *Bratislava, GSSR, 281*

Šimon, L. & Halouzka, R., 1996: Putikov vŕšok volcano: the youngest volcano in the Western Carpathians. *Slovak Geol. Mag., Bratislava, GSSR, 103–123.*

Šimon, L., 2000: Volcanic structure of the youngest volcano in the Western Carpathians- the Putikov vŕšok volcano. *Mineralia Slov., 32, 241–242.*

Štohl, J., Konečný, V., Mihaliková, A., Žáková, E., Marková, M. & Rojkovičová, Ľ., 1981: Metalogenetický výskum Javoria. *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív.*

Štohl, J., Dublan, L., Hojstričová, V., Marková, M., Marsina, K., Miháliková, A., Mihaliková, K., Onačila, D., Stankovič, J. & Žáková, E., 1986: Zhodnotenie prognóz Cu (Pb-Zn) zrudnení v oblasti Javoria (Stožok – Klokoč) a Poľany. *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív.*

Štohl, J., Lexa, J., Földessy, J., Konečný, P., Konečný, V., Kollárová, V., Onačila, D., Rojkovičová, Ľ. & Žáková, E., 2000: High-sulfidation epithermal gold mineralization at Podpolom, Javorie Mts., Slovakia. *In: Jacko, S., Janočko, J. & Lexa, J. (Eds.): Geology and Prospecting in the Carpathians. Mineralia Slov., 32, 257–262.*

Vass, D., Bodnár, J., Elečko, M., Gaál, J., Hanáček, J., Hanzel, V., Lexa, J., Mello, J., Pristaš, J. & Vozárová, A., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape Rimavskej kotliny a priľahlej časti Slovenského rudohoria. *Bratislava, GÚDŠ, 117.*

Vass, D., Elečko, M. & Bodnár, J., 1982: Stavba Rimavskej kotliny a paleogeografia terciérnej výplne. *Manuskript. Bratislava, Geofond.*

Vass, D., Konečný, V., Šefara, J., Pristaš, J., Škvarka, J. & Filo, M., 1979: Geologická stavba Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny. *Bratislava, GÚDŠ, 277.*

Mineralia Slovaca, 33 (2001), 179–196

Stavba a vývoj štiavnického stratovulkánu

VLASTIMIL KONEČNÝ a JAROSLAV LEXA

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, lexa@gssr.sk

(Doručené 7. 5. 2001)

Structure and evolution of the Štiavnica stratovolcano

The Štiavnica stratovolcano is the largest volcano in the Carpathian volcanic arc. A large caldera, an extensive subvolcanic intrusive complex and a resurgent horst with late stage rhyolite volcanics are the most characteristic features. Evolution of the stratovolcano took place in five stages during the Early Badenian to Early Pannonian time: (1) construction of an extensive andesite stratovolcano, (2) denudation of the volcano and contemporaneous emplacement of a subvolcanic intrusive complex of diorite, granodiorite and granodiorite porphyries, (3) subsidence of the caldera and its filling by differentiated andesites, contemporaneous emplacement of quartz-diorite porphyry sills and dykes, (4) renewed explosive and effusive activity of less differentiated andesites, (5) an uplift of the resurgent horst in the central part of the caldera accompanied by rhyolite volcanism and epithermal mineralization.

Key words: Central Slovakia, stratovolcano, caldera, resurgent horst, andesite, rhyolite, intrusions

Úvod

Štiavnický stratovulkán sa plochou vyše 2000 km^2 zaraďuje medzi najväčšie vulkány na vnútornej strane karpatského oblúka. Vyznačuje sa komplikovanou stavbou, diferencovanými vulkanickými produktmi, viacfázovým vývojom intruzívnych komplexov, vznikom kaldery a v závere vývojom hrastovej štruktúry. Jeho vývoj sprevádzali metalogenetické procesy produkujúce drahokovovú a polymetalickú mineralizáciu, ktorá založila bohatú tradíciu baníctva a podmienila vznik banských miest – Banskej Hodruše a Banskej Štiavnice.

Výskum vulkanických a intruzívnych hornín centrálnej časti Štiavnických vrchov má dlhú históriu. V rámci syntézy pri tvorbe prehľadnej geologickej mapy v mierke 1 : 200 000 (Kuthan et al., 1963), pri ktorej sa využili a zhodnotili aj staršie poznatky, sa štiavnický stratovulkán nevymedzil ako samostatná vulkanická štruktúra. Vulkanické horniny stredoslovenského neovulkanického regiónu sa v tom čase členili a charakterizovali v zmysle vulkanických fáz a ich príslušnosť k vulkanickým centrám sa nestanovovala (Kuthan et al., 1963; Kuthan, 1969).

Štiavnický stratovulkán ako samostatnú vulkanickú štruktúru (vulkanický aparát) so vznikom kaldery, subvulkanických intruzívnych komplexov a s vývojom hrastu v záverečnom období vulkanickej aktivity definoval Konečný (1970, 1971) a v jeho vývoji rozlíšil päť etáp.

Pri tvorbe geologickej mapy stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000 (Konečný a Lexa, 1979, 1984) sa prijali nové princípy litostratigrafickej klasifikácie a v stavbe štiavnického stratovulkánu sa rozlíšili základné litostratigrafické jednotky, formácie a komplexy (Konečný et al., 1983). Nasledujúce detailné mapovanie centrálnej oblasti Štiavnických vrchov, z neho vychodiaca geologická mapa v mierke 1 : 10 000 (Konečný a Lexa, 1993) a geologické mapy v mierke 1 : 25 000 celého stratovulkánu vytvorili predpoklady na syntézu geologickej stavby štiavnického stratovulkánu v mierke 1 : 50 000 (Konečný et al., 1988). V štúdii vychodiacej z tejto syntézy kladieme dôraz najmä na paleovulkanologickú rekonštrukciu vývoja stratovulkánu, a interpretáciu niektorých vulkanických procesov a fenoménov. S ohľadom na to, ako aj na povahu príspevku uvádzame odkazy a citácie iba v najzávažnejších prípadoch a čitateľov hľadajúcich pôvodné zdroje informácií odkazujeme na publikované vysvetlivky ku geologickej mape Konečného et al. (1998).

Paleogeografická situácia pred vznikom štiavnického stratovulkánu

V období bezprostredne pred rozšírením spodnobádenskej morskej transgresie do južnej časti vulkanického areálu prebiehala vo vznikajúcich grabenoch sladkovodná sedimentácia vo fluviálno-limnickom prostredí. Sladkovodné sedimenty ležiace na spodnotriasovom kremencovom podloží v semerovskej depresii overuje vrt ŠV-8 (interval 487,0–548,0 m) a sedimentárne súvrstvie sladkovodného typu (bez morskej fauny) v pukansko-bátovskej depresii v nadloží permských hornín štruktúrny vrt PKŠ-1 (pri Gondove, interval 1032–1200 m).

Od J postupujúca spodnobádenská morská transgresia sa rozšírila do vnútornejších častí krupinskej depresie a dosiahla zhruba líniu Krupina – Hontianske Nemce (S) – – Pukanec – Orovnica. V centrálnej časti Štiavnických vrchov v oblasti hodrušsko-štiavnického hrastu a na Z

v oblasti Novej Bane, Pohronského Inovca a Veľkej Lehoty (vrt GK-5) priame dôkazy o morskom prostredí chýbajú. Vulkanické produkty sa v tejto oblasti ukladali v kontinentálnom prostredí suchozemského až fluviálno-limnického typu alebo v močiarnom prostredí. Pri banských prácach sa v štiavnickom rudnom rajóne na báze vulkanického komplexu zistili sedimenty so slojkami uhlia.

Morské prostredie preniklo do Žiarskej kotliny a oblasti Handlovej, kde jeho prítomnosť potvrdila foraminiferová fauna a vápnitá nanoflóra vo vrte HV-9 (Gašparíková in Blaško et al., 1987). Predpokladá sa, že spojenie medzi spodnobádenským morom (v tom čase v oblasti Želiezoviec) so Žiarskou kotlinou bolo pravdepodobne cez koridor v oblasti Zlatých Moraviec. Ďalším komunikačným kanálom, ktorým more prenikalo z krupinskej depresie na S do bacúrovskej depresie, bol úzky prieliv v smere na Babinú – Ostrú Lúku (vrt GK-8 pri Ostrej Lúke).

Pri počiatočnom rozpade územia na systém grabenov a hrastov sa aktivoval extruzívny vulkanizmus telies hyperstenicko-amfibolického andezitu s granátom. Extruzívne telesá využívali na výstup najmä zlomové zóny pri okrajoch subsidujúcich grabenov. Extrúzie telies granatického andezitu obklopených hruboúlomkovitými až blokovými brekciami vystupujú v povrchových východoch na JZ od Zvolena v doline Neresnice a v Pliešovskej kotline. Extruzívne telesá sú aj na východných a západných svahoch Kremnických vrchov a v severnej časti Vtáčnika (pozri štúdiu Neogénny vulkanizmus..., obr. 5A, B, C).

V centre Štiavnických vrchov na báze vulkanických komplexov prítomnosť andezitových telies s granátom potvrdil vrt GK-2 (na J od Antola; 1198–935 m), a PK-5 (na J od Prenčova; 280,7–724,0 m). Vulkanoklastické horniny s andezitovým materiálom s granátom prevažne v epiklastickom vývoji zistilo viac vrtov na južných svahoch Štiavnických vrchov (GK-1, GK-3, PKŠ-1 a i.). V západnej časti v podloží stratovulkánu na báze stratovulkanického komplexu overil teleso hyperstenicko-amfibolického andezitu s granátom hrubé 461 m vrt GK-5 pri Veľkej Lehote.

Väčším počtom rádiometrických datovaní metódou stôp po delení U (metóda Ft) sa stanovil vek aktivity vulkanizmu hyperstenicko-amfibolického andezitu s granátom na 16,2 ± 0,2, 15,7 ± 1,4 a 16,6 ± 0,3 mil. rokov (Repčok, 1978, 1981), čo korešponduje s biostratigrafickými údajmi o spodnobádenskom veku vulkanosedimentárnych súvrství obsahujúcich andezitový materiál s granátom. Vulkanosedimentárne súvrstvie tohto typu tvorí spodnú úroveň vrtných profilov vrtu GK-3 (Horné Rykynčice) v intervale 619,0–815,0 m a PKŠ-1 (Gondovo) v intervale 921,4–1061,7 m.

Z uvedeného vyplýva, že bezprostredne pred vznikom štiavnického stratovulkánu bol v centrálnej až západnej časti vulkanického areálu členitý paleoreliéf so systémom grabenových a hrastových štruktúr a s morfologicky vystupujúcimi rozptýlenými extrúziami andezitov s granátom obklopených akumuláciami vulkanoklastického materiálu uloženého najmä v subsidujúcich grabenoch. Do južnej časti vulkanického areálu zasahovalo morské prostredie a úzkymi zálivmi prenikalo do Žiarskej kotliny a do oblasti Handlovej. V lokálnych grabenových štruktúrach vznikali podmienky na vývoj močiarneho prostredia s uhoľnou sedimentáciou.

Stavba a vývoj štiavnického stratovulkánu

Vo vývojovej schéme štiavnického stratovulkánu sa vymedzilo päť vývojových etáp (Konečný in Burian et al., 1968; Konečný, 1970, 1971) a neskôr sa vyčlenili príslušné litostratigrafické jednotky (Konečný a Lexa, 1979; Konečný et al., 1983, 1998), (obr. 1).

1. etapa – vývoj spodnej stratovulkanickej stavby (báden)

Počiatky aktivity andezitového vulkanizmu prvej etapy, ktorá vytvorila spodnú stratovulkanickú stavbu, sú zaznamenané vo vrtných profiloch na južných svahoch Štiavnických vrchov. Vo vrte PKŠ-1 (Gondovo) v pukansko-bátovskej depresii je počiatok aktivity vulkanizmu pyroxenických andezitov (± amfibol) reprezentovaný náhlym masovým prínosom popolového materiálu do sedimentov (cca 65 % pyroxénov v minerálnej frakcii v úseku 822,4 m; Karolusová in Karolus et al., 1975). Vyššie vo vrtnom profile je popolovo-pemzový tuf, brekcie a lávové prúdy pyroxenického andezitu (822,4–194,7 m). Biostratigraficky sa sedimenty v podloží polôh popolovo-pemzových tufov zaraďujú do stredného, príp. až do spodných častí vrchného bádenu (Brestenská in Karolus, 1975).

Počiatočné štádium vulkanizmu pyroxenických andezitov (± amfibol) vo vrte GK-3 (Horné Rykynčice) je zaznamenané prínosom pemzových tufov, brekcií pyroklastického prúdu a epiklastík od hĺbky 618 m vyššie. Tento úsek (0–618 m) podľa palynologických údajov (Planderová in Konečný et al., 1983) patrí do mladšieho obdobia bádenu s arktoterciérnymi typmi a s alochtónnym peľovým spoločenstvom. Vo vyššej časti vulkanosedimentárneho komplexu sa v súvrství epiklastických pieskovcov s vložkami siltovcov (0,0–237 m) vyskytuje mikrofaunistické spoločenstvo zodpovedajúce vrchnej časti spodného bádenu (Lehotayová in Konečný et al., 1966; Brestenská, 1980).

Podľa poznatkov zo štúdia vrtných profilov možno predpokladať, že sa vulkanická aktivita štiavnického stratovulkánu začala v mladšom období spodného bádenu alebo až v strednom bádene.

Po úvodných explozívnych erupciách s masovým prínosom vitrokryštálových a pemzových tufov vo vrte PKŠ-1 (725,5–822,4 m) nasledovali mohutné efúzie láv pyroxenických andezitov (569,0–725,0 m). Lávové prúdy pri kontakte s morským prostredím nadobúdali sklovitý vývoj základnej hmoty a podliehali dezintegrácii so vznikom hyaloklastitových brekcií. Komplex sklovitých pyroxenických andezitov vystupuje v povrchových východoch na jz. a západných svahoch stratovulkánu v oblasti pukanského hrastu a v spodných úrovniach doliny Hrona pri Tekovskej Breznici a pri Brehoch. Sklovitý charakter a hyaloklastitová brekciácia dokumentujú dosah morského prostredia po S v tomto období. Hyaloklastitovú brekciáciu lávových prúdov pyroxenických andezitov aj v oblasti Krupiny potvrdilo viac hydrogeologických vrtov.

Vzdialenejšie oblasti na južných svahoch stratovulkánu (vrt GK-3) v tomto štádiu lávové prúdy nedosiahli. Nástup vulkanickej aktivity tu reprezentoval masový prínos popolovo-pemzových tufov, po ktorých vyššie nasledoval prínos epiklastík a pyroklastický prúd (276,0–333,0 m) a opätovný prínos popolovo-pemzových tufov amfibolicko-pyroxenického andezitu v úseku 180,0–233,0 m. Vyššie sú epiklastické vulkanické pieskovce s vložkami siltovcov, konglomerátov a s hojnou morskou faunou sublitorálnej zóny.

Možno zhrnúť, že sa v priebehu explozívno-efuzívnej aktivity pyroxenických andezitov (± amfibol) už v počiatočnom štádiu sformoval pomerne rozsiahly stratovulkán, ktorý v južnej časti zasahoval do pobrežnej zóny bádenského mora. Kým vo vyšších úrovniach stratovulkanického svahu dominovali lávové prúdy, v nižších postupne prevládali pyroklastické a epiklastické horniny. Lávové prúdy, ktoré dosiahli pobrežnú zónu, podliehali brekciácii, pričom vznikali hyaloklastitové brekcie.

Pri nasledujúcej vulkanickej aktivite vo vyšších úrovniach stratovulkanického svahu vzniklo viac výstupov telies diferencovanejších a acidnejších amfibolicko-hyperstenických andezitov v podobe extruzívnych dómov sprevádzaných vznikom hrubobloková pyroklastických prúdov (oblasť na J od Prenčova). V prostredí stratovulkanickej stavby na južných svahoch sa umiestnili štokové a lakolitové intrúzie amfibolicko-hyperstenických andezitových porfýrov (± kremeň, ± granát) v oblasti obce Beluj.

V západnom až v sz. sektore stratovulkánu po období vulkanizmu pyroxenických andezitov nastali v rozsiahlejšom meradle efúzie láv amfibolicko-pyroxenických a pyroxenicko-amfibolických andezitov a erupcie pyroklastických prúdov. S efuzívnou aktivitou asociovali aj extruzívne procesy, ktoré viedli k vzniku extruzívnych dómov a ložných intrúzií v podobe silov a lakolitov (oblasť na V od Malej Lehoty v sz. časti areálu). V lokálnom fluviálno-limnickom sedimentačnom prostredí sa uložili súvrstvia epiklastických vulkanických pieskovcov, brekcií a konglomerátov (sz. okraje vulkanického areálu). V sv. sektore stratovulkánu (oblasť Hronskej Breznice) zhruba v adekvátnej pozícii prebiehali v tomto období efúzie láv diferencovaných biotiticko-amfibolicko-pyroxenických andezitov, ktoré podliehali dezintegrácii a vznikali pritom hrubé až blokové brekcie.

V rozsiahlejšom meradle odkrytý južný sektor stratovulkanickej stavby umožnil paleogeografickú a paleovulkanologickú rekonštrukciu. Po dočasnom vulkanickom pokoji (reprezentovanom sedimentmi s morskou faunou vo vrte GK-3 v úseku 0–180 m) sa vulkanická aktivita amfibolicko-hyperstenických andezitov sebechlebskej formácie obnovila a sformovala sa stratovulkanická stavba na južnom svahu stratovulkánu (obr. 2). Efúzie láv sa striedali s erupciami pyroklastických prúdov, popolovo-pemzových prúdov a so sporadickými extrúziami viskóznejších láv v podobe extruzívnych dómov. Lávové prúdy, pyroklastické prúdy a lahary, ktoré pri pohybe na stratovulkanickom svahu smerom na J dosiahli litorálnu zónu, sa v pásme príboja deštruovali a hrubý až blokový materiál sa v podobe výrazného konglomerátového horizontu uložil v pásme Krupina – Devičie – Hontianske Nemce – – Ladzany (pozri sprievodcu exkurzie, lokalita 15, obr. 15A, B). Na J od pobrežnej zóny sa v plytkom sublitorále ukladal prevažne jemnozrnnejší materiál v podobe epiklastických vulkanických pieskovcov s polohami drobných brekcií, konglomerátov a siltovca. Popolovo-pemzový materiál produkovaný pri plinijských erupciách sa zachoval iba v lokálnych depresiách v blízkosti litorálnej zóny (Hontianske Nemce, Krupina). V sublitorálnej zóne sa rozplavil a zostal v podobe vložiek a polôh redeponovaných pemzových tufov v súvrstviach epiklastických vulkanických pieskovcov. Početné lahary, vznikajúce na stratovulkanickom svahu pri pohybe na J, prekročili litorálnu zónu a pokračovali v pohybe na morskom dne ako subakválne úlomkové alebo bahenné prúdy do vzdialenejších oblastí, 10–15 km od pobrežia (Konečný, 1966). Dutiny po stromoch v laharových brekciách svedčia o svahoch pokrytých lesnou vegetáciou, cez ktoré sa lahary pohybovali. Aj pyroklastické prúdy pri pohybe zo stratovulkanického svahu po vniknutí do pobrežnej zóny pri styku s morským prostredím stratili pri ochladení podstatnú časť svojej teploty a pokračovali v pohybe na morskom dne ako subakválne brekciové prúdy (pozri sprievodcu exkurzie, lokalita 15, obr. 16A, B).

V južnej časti sedimentačného priestoru, kde je prevaha epiklastických vulkanických pieskovcov s hrubšími polohami siltovcov, sú pozorovateľné telesá podmorských zlzov v podobe izolovaných šošoviek konglomerátov (pozri sprievodcu exkurzie, lokalita 16, obr. 17) a pieskovcové telesá s chaotickými úlomkami siltovca. Masový transport v podobe hustotných prúdov opísal Vass (1971) v širšej oblasti Plášťoviec. Masové gravitačné prúdy končili pri pohybe na J pred santovsko-turovskou elevációu, ktorá ako bariéra oddeľovala sedimentačný priestor semerovskej depresie situovanej na J od elevácie.

V stratovulkanickom svahu vystupuje viac extrúzií hyperstenicko-amfibolických andezitov (± biotit), extrúzia Chlm pri Novej Bani, pri Hrabičove a Župkove, ložná intrúzia Farská hora pri Šášovskom Podhradí, ložné a štokové intrúzie andezitových až dioritových porfýrov pri Prochote. Údaje na stratigrafické zaradenie týchto intrúzií chýbajú, ale predpokladáme, že vznikli v pokročilejších až záverečných štádiách vývoja spodnej stavby.

V závere vývoja spodnej stratovulkanickej stavby prevládali efúzie láv pyroxenických, bázických andezitov, ktoré budujú vrchnú časť stratovulkanickej stavby na jv. svahoch stratovulkánu v širšej oblasti Žibritova (žibritovský efuzívny komplex). Lávové prúdy bázických andezitov vystupujú aj na jz. svahoch stratovulkánu (na V od Tekovskej Breznice) a na západných až sz. svahoch stratovulkánu (na V od Veľkej Lehoty, Horných Hámrov a na SZ od Župkova).

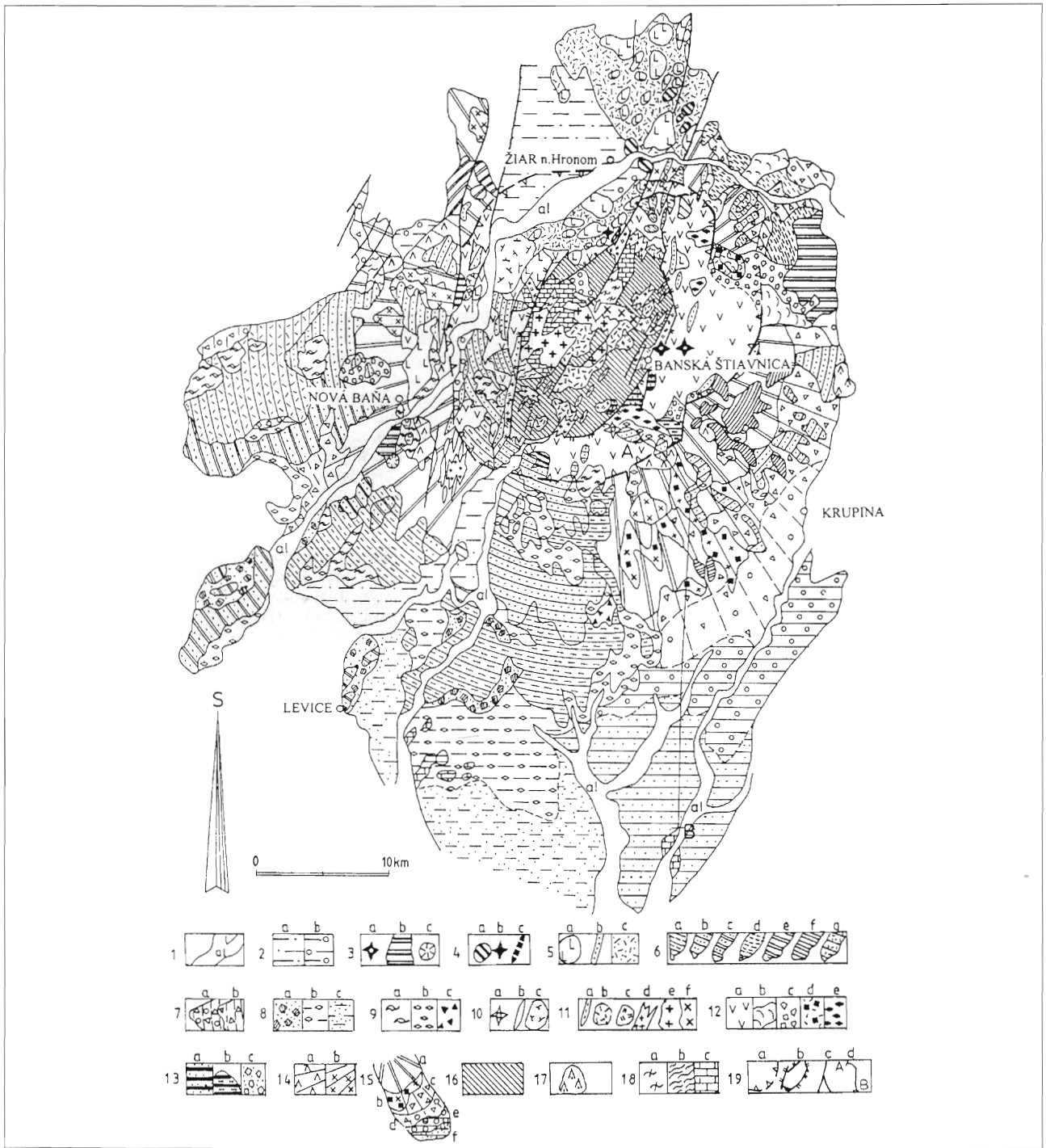
Cenné informácie o spodnej úrovni stratovulkanickej stavby v *centrálnej vulkanickej zóne* sú z oblasti hodrušsko-štiavnického hrastu (obr. 3). Pre celkový sklon hrastového bloku na JV, okolo 10–15° (s intenzívnejším zdvihom v sz. časti hrastu), denudačný zrez odkryl podložie a subvulkanický intruzívny komplex a vo východnej časti spodnú stratovulkanickú stavbu v jej najnižšej úrovni

Obr. 1. Geologickoštruktúrna schéma štiavnického stratovulkánu. 1 – aluviálne sedimenty; 2 – pliocénne sedimenty: a) tufitické piesky, silty, ílovce, b) piesky a polymiktné konglomeráty; *alkalický bazaltový vulkanizmus (pliocén – kvartér)*: 3 – a) nek, b) lávový prúd, c) troskový kužeľ; *vulkanizmus bazaltických/ých andezitov komplexu Šibeničný vrch (panón)*: 4 – a) lávové prieniky, ložné intrúzie, lávové prúdy, b) nek, c) dajka; *produkty ryolitového vulkanizmu jastrabskej formácie (sarmat)*: 5 – a) ryolitové intrúzie, ložné intrúzie, lávové prúdy, b) dajky, c) pemzové tufy a tufity; *vrchná stratovulkanická stavba štiavnického stratovulkánu* (sarmat): 6 – a) lávové prúdy pyroxenických, často leukokratných andezitov badenskej formácie humenického komplexu, b) lávové prúdy amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom sitnianskeho komplexu, c) lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov priesilskej formácie, d) lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov a pyroxenických andezitov breznického komplexu, e) lávové prúdy amfibolicko-pyroxenického andezitu žiarskeho komplexu, f) lávové prúdy pyroxenického andezitu komplexu Jabloňový vrch, g) lávové prúdy pyroxenických často sklovitých a leukokrátnych andezitov inoveckej formácie; 7 – a) epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty a pieskovce distálnej vulkanickej zóny, b) epiklastické vulkanické brekcie proximálnej vulkanickej zóny; 8 – a) hyaloklastitové brekcie, b) redeponované pemzové tufy uložené v morskom prostredí, c) epiklastické vulkanické pieskovce s polohami siltovcov, pemzových tufov a drobných konglomerátov uložené v morskom prostredí; 9 – a) ignimbrity, b) pemzové tufy, c) brekcie pyroklastických prúdov; 10 – a) andezitový nek, b) andezitová dajka, c) extrúzia amfibolicko-pyroxenického andezitu; *intruzívne komplexy* (báden, sarmat): 11 – a) dajka kremitodioritového porfýru, b) ložná intrúzia kremitodioritového porfýru, c) ložná intrúzia andezitového porfýru (a, b, c intruzívny komplex Banisko), d) štokovo-dajkové intrúzie granodioritových porfýrov (intruzívny komplex Zlatno), e) granodiorit, f) diorit (e, f – hodrušsko-štiavnický intruzívny komplex); *výplň štiavnickej kaldery* (vrchný báden–spodný sarmat): 12 – a) produkty vulkanizmu biotiticko-amfibolických andezitov (studenská formácia): a) extrúzie, ložné intrúzie, b) lávové prúdy, c) epiklastické vulkanické brekcie, d) chaotické brekcie pyroklastických prúdov, e) popolovopemzové tufy; 13 – spodná časť výplne kaldery; červenostudnianske súvrstvie: a) epiklastické vulkanické pieskovce s polohami siltovcov a lignitov, b) lávový prúd amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom, c) hrubé až blokové epiklastické vulkanické brekcie; *spodná stratovulkanická stavba štiavnického stratovulkánu:* 14 – extruzívne a intruzívne komplexy v oblasti stratovulkanického svahu: a) extrúzie amfibolicko-pyroxenických andezitov (± biotit), b) ložné a štokové intrúzie andezitových až dioritových porfýrov; 15 – efuzívny komplex proximálnej vulkanickej zóny (prevažne pyroxenické a amfibolicko-pyroxenické andezity), b) chaotické brekcie pyroklastických prúdov v oblasti proximálnej vulkanickej zóny, c) prevažne epiklastické vulkanické brekcie v oblasti proximálnej vulkanickej zóny, d) epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, e) hrubé až blokové epiklastické vulkanické konglomeráty, f) epiklastické vulkanické pieskovce s polohami konglomerátov, brekcií a siltovcov (d, e, f – epiklastické komplexy distálnej zóny); 16 – propylitizovaný komplex centrálnej vulkanickej zóny vcelku (lávové prúdy, ložné intrúzie, vulkanoklastiká); 17 – ložná intrúzia hyperstenicko-amfibolického andezitu (± granát); 18 – predvulkanické podložie: a) nečlenené kryštalinikum veporika, b) nečlenené mladšie paleozoikum (karbón, perm); 19 – zlomy: a) kalderový zlom, b) zlomy vymedzujúce hrast, c) zlom, d) línia rezu A-B.

Fig. 1. Structural scheme of the Štiavnica stratovolcano. 1 – Quaternary alluvial deposits; 2 – Pliocene sediments – tuffaceous sandstones, siltstones and clays (a), sands and polymict gravels (b); 3 – Pliocene to Quaternary alkali basalt lava necks (a), lava flows (b) and cinder cone (c); 4 – Pannonian Šibeničný vrch Complex – high-Al basalt/basaltic andesite lava flows and intrusions (a), neck (b), dykes (c); 5 – Middle to Late Sarmatian Jastrabá Formation – rhyolite extrusive domes and dome flows (a), dykes (b) pumice tuffs and epiclastic volcanic rocks (c); *Upper structural level (Sarmatian)*: 6 – pyroxene/pheldsparphyric andesite lava flows of the Baďan Formation and Humenica Complex (a), biotite-amphibole-pyroxene andesite lava flows of the Sitno Effusive Complex (b), amphibole-pyroxene andesite lava flows of the Priesil Formation (c), amphibole-pyroxene and pyroxene andesite lava flows of the Breznica Complex (d), amphibole-pyroxene andesite lava flows of the Žiar Complex (e), pyroxene andesite lava flows of the Jabloňový vrch Complex (f), pyroxene andesite (often glassy and leucocratic) lava flows of the Inovec Formation; 7 – epiclastic volcanic breccias/conglomerates of the distal zone (a), epiclastic volcanic breccias of the proximal zone; 8 – hyaloclastite breccias (a), marine reworked pumice tuffs (b), marine epiclastic volcanic sandstones with pumice tuff, siltstone and fine conglomerate intercalations (c); 9 – ignimbrites (a), pumice tuffs (b), pyroclastic flow breccias (c); 10 – andesite neck (a) and dyke (b), amphibole-pyroxene andesite extrusive dome (c); *Intrusive complexes (Late Badenian – Early Sarmatian ?)*: 11 – Banisko Intrusive Complex – quartz-diorite porphyry dykes (a) and sills (b), andesite porphyry sills (c), Zlatno Intrusive Complex – granodiorite porphyry stocks and dyke clusters (d), Hodruša-Štiavnica Intrusive Complex – granodiorite (d) and diorite (e); *Štiavnica Caldera filling (Late Badenian – Early Sarmatian ?)*: 12 – Studenec Formation – biotite-amphibole andesite extrusive domes and laccolithes (a), lava flows (b), epiclastic volcanic breccias (c), pyroclastic flow breccias (d) and pumice tuffs (e); 13 – Červená Studňa Formation – epiclastic volcanic sandstones with siltstones and lignite seams (a), biotite-amphibole-pyroxene andesite lava flow (b), fine to coarse epiclastic volcanic breccias; *Lower structural level (Early to Middle Badenian)*: 14 – extrusive and intrusive complexes in the proximal zone – amphibole-pyroxene±biotite andesite extrusive domes (a), intrusions of andesite and diorite porphyry (b); 15 – proximal zone – pyroxene and amphibole-pyroxene andesite lava flows (a), pyroclastic flow breccias (b) and mostly epiclastic volcanic breccias (c), distal zone – epiclastic volcanic breccias/conglomerates (d), coarse to blocky epiclastic volcanic conglomerates (e), and epiclastic volcanic sandstones with breccia, conglomerate and siltstones intercalations (f); 16 – undivided complex of propylitised rocks in the central zone – pyroxene andesites, andesite porphyry, volcanoclastic rocks; 17 – garnet-bearing hypersthene-amphibole andesite laccolith/sill, *Pre-volcanic basement*: 18 – undivided hercynian basement of the Veporic unit (a), undivided Late Paleozoic rocks (b); 19 – caldera fault (a), marginal faults of the resurgent horst (b) and other faults (c), line of the section A–B (d).

(pozri článok Neogénny vulkanizmus..., obr. 11). Na báze vulkanickej stavby sa lokálne vyskytujú polohy vulkanomiktných konglomerátov (štôlňa Juraj pri Banskej Štiavnici a dolina Handerlová pri Sklených Tepliciach) a epiklastických vulkanických pieskovcov s polohami drobných brekcií a konglomerátov (širšia oblasť Uhlísk pri jz. okraji hrastu), ktoré svedčia o prítomnosti lokálnych depresií s fluviálno-limnickou sedimentáciou. Pri banských prácach v Banskej Štiavnici sa zistili sedimenty s vložkami lignitu na báze vulkanického komplexu. V spodnej úrovni vulkanickej stavby prevládajú lávové prúdy pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov a v strednej sú telesá diferencovanejšieho amfibolicko-pyroxenických andezitov s biotitom. Vo vyšších úrovniach stavby sa zistila prítomnosť intermediálnych až bázických pyroxenických andezitov. Vulkanická sukcesia má podobné črty ako v stratovulkanickom svahu. Okrem lávových prúdov sa na stratovulkanickej stavbe v menšej miere zúčastňujú aj vulkanoklastické horniny prevažne epiklastického typu (odkryvy pri jz. okraji hrastu nad jazerom Štampoch a pri východnom na V od jazera Klinger).

Charakteristickým znakom stavby centrálnej vulkanickej zóny sú početné ložné intrúzie andezitových porfýrov (sily a lakolity) tanadského intruzívneho komplexu, ktoré intrudovali do horninového prostredia spodnej stratovulkanickej stavby (pozri sprievodcu exkurzie, lokalita 1, obr. 1). Jednotlivé ložné intrúzie sa vyznačujú veľkým plošným rozsahom (niekoľko km^2) a hrúbkou od niekoľko desiatok metrov do 300 m. Ložné intrúzie sa umiestňovali prevažne v spodnej časti vulkanickej stavby alebo pri rozhraní s podložím. Pre intrúzie je typický masívny až rovnorodý charakter a hrubá bloková odlučnosť. Pri vrchnom



a spodnom okraji je pozorovateľný intruzívny kontakt spätý so vznikom intruzívnych brekcií. Zrnitý vývoj základnej hmoty a intruzívna pozícia zodpovedajú kategórii andezitových porfýrov. Podľa obsahu tmavých minerálov sa rozlišuje viac petrografických typov, z ktorých medzi najrozšírenejšie patrí pyroxenický andezitový porfýr (tanadský typ), amfibolicko-pyroxenický andezitový porfýr a amfibolicko-hyperstenický andezitový porfýr s biotitom a kremeňom (typ Myšia hora). Posledný typ tvorí rozsiahle hrubé teleso v podobe zložitého lakolitu, ktorý prenikol až do vyšších úrovní spodnej stavby. Vznik ložných intrúzií kladieme do záverečných štádií formovania spodnej stratovulkanickej stavby (obr. 5A). Horninové komplexy spodnej stavby vrátane intrúzií sú intenzívne propylitizované, čo identifikáciu jednotlivých telies veľmi sťažuje.

Vo vrchnom bádene sa na S od štiavnického stratovulkánu vyvíjal kremnický graben pozdĺž zlomov smeru

Obr. 2. Litologický profil južného stratovulkanického svahu a distálnej vulkanickej zóny štiavnického stratovulkánu. 1 – aluviálne sedimenty. *Vrchná stratovulkanická stavba – produkty sarmatského vulkanizmu (3. etapa)*: 2 – lávové prúdy biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu sitnianskeho komplexu, 3 – pemzové tufy amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom bielokamenského súvrstvia. *Výplň kaldery – vrchný báden–spodný sarmat, studenská formácia (3. etapa)*: 4 – biotiticko-amfibolické andezity: a) extruzívny dóm, b) lávový prúd, 5 – chaotická brekcia pyroklastického prúdu; 6 – pemzové prúdy a redeponované pemzové tufy; 7 – hrubé až blokové epiklastické vulkanické brekcie. *Červenostudnianske súvrstvie – (2. etapa)*: 8 – epiklastické vulkanické pieskovce s polohami siltovcov a lignitov; 9 – hrubé až blokové epiklastické vulkanické brekcie s polymiktným materiálom, 10 – lávový prúd biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu na báze kalderovej výplne; *Intrúzie kremito-dioritových porfýrov komplexu Banisko*: 11 – a) ložné intrúzie, b) dajky. *Spodná stratovulkanická stavba – produkty bádenského vulkanizmu (1. etapa): sebechlebská formácia:* 12 – extrúzia amfibolicko-hyperstenického andezitu; 13 – lávové prúdy amfibolicko-hyperstenických a pyroxenických andezitov (± amfibol); 14 – chaotické brekcie pyroklastických prúdov; 15 – redeponované pyroklastiká, 16 – pemzové tufy a redeponované pemzové tufy; 17 – laharové brekcie; 18 – epiklastické vulkanické brekcie: a) hrubé až blokové, b) stredné až drobné; 19 – epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty: a) hrubé až blokové, b) stredné až drobné; 20 – epiklastické vulkanické konglomeráty: a) hrubé až blokové, b) stredné až drobné; 21 – epiklastické vulkanické pieskovce: a) stredno- až hrubozrnné, b) s polohami drobných konglomerátov, c) s polohami drobných brekcií, d) s vložkami siltovcov, e) s vložkami pemzy; 22 – a) jemnozrnné epiklastické vulkanické pieskovce s polohami siltovcov, b) epiklastické vulkanické siltovce. *Vulkanický komplex v podloží sebechlebskej formácie:* 23 – lávové prúdy pyroxenických andezitov (± amfibol, ± biotit); 24 – chaotické brekcie pyroklastických prúdov; 25 – a) pemzové tufy, b) redeponované pyroklastiká; 26 – laharové brekcie; 27 – epiklastické vulkanické brekcie: a) hrubé až blokové, b) stredné až drobné; 28 – epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty: a) hrubé až blokové, b) stredné až drobné; 29 – epiklastické vulkanické konglomeráty: a) hrubé až blokové, b) stredné až drobné, c) drobné; 30 – epiklastické vulkanické pieskovce: a) stredno- až hrubozrnné, b) s polohami drobných brekcií, c) s polohami drobných konglomerátov; 31 – a) jemnozrnné epiklastické vulkanické pieskovce a siltovce, b) epiklastické vulkanické siltovce. *Produkty extruzívneho vulkanizmu hyperstenicko-amfibolických andezitov s granátom:* 32 – extrúzie; 33 – epiklastické vulkanické brekcie: a) hrubé až blokové, akumulované v okolí extruzívnych telies, b) hrubé až stredné, transportované, triedené a zvrstvené; 34 – laharové brekcie; 35 – epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty: a) hrubé až blokové, b) stredné až drobné; 36 – epiklastické vulkanické konglomeráty: a) hrubé až blokové, b) stredné až hrubé, c) drobné; 37 – epiklastické vulkanické pieskovce s obliakmi hyperstenicko-amfibolických andezitov s granátom; 38 – bazálne súvrstvie: a) tufitické pieskovce, rozpadavé až tufitické piesky, b) tufitické ílovce, siltovce s vložkami tufitických pieskovcov; 39 – a) polohy brekcií z mezozoických karbonátov, b) drobné konglomeráty, štrky s prevahou nevulkanického materiálu (mezozoické horniny, metamorfity) a tufitické piesky; 40 – horniny predvulkanického podložia: a) sedimenty spodného miocénu (nečlenené), b) mezozoické karbonátové horniny (nečlenené), c) metamorfované kremité pieskovce, kremence, bridlice a zlepence, federatská skupina; 41 – vrt; 42 – a) kalderový zlom, b) zlom.

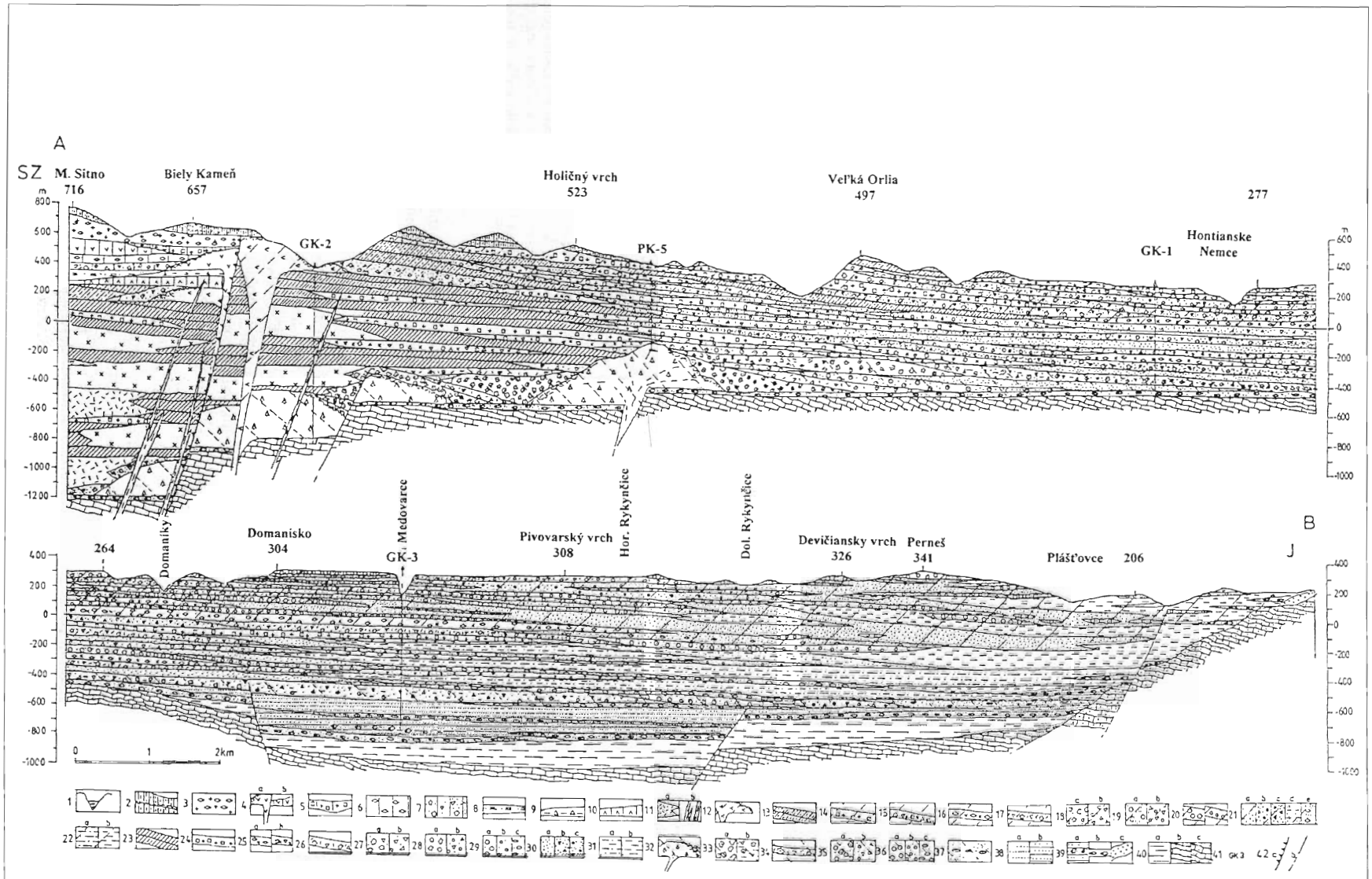
Fig. 2. Section of the proximal and distal zones at southern slopes of the Štiavnica stratovolcano. 1 – Quaternary alluvial deposits; *Upper structural level (4th stage, Sarmatian)*: 2 – biotite-amphibole-pyroxene andesite lava flows of the Sitno Effusive Complex, 3 – biotite-amphibole-pyroxene andesite pumice tuffs of the Biely kameň Formation; *Štiavnica Caldera filling (2nd and 3rd stages, Late Badenian – Early Sarmatian ?)*: Studenec Formation (3rd stage): 4 – biotite-amphibole andesite extrusive dome (a), lava flow (b); 5 – pyroclastic flow breccias; 6 – pumice flow deposits and reworked pumice tuffs; 7 – coarse to blocky epiclastic volcanic breccias; Červená studňa Formation (2nd stage): 8 – epiclastic volcanic sandstones with siltstones and lignite seams; 9 – coarse to blocky polymict epiclastic volcanic breccias; 10 – biotite-amphibole-pyroxene andesite lava flow at the base of caldera filling; Banisko Intrusive Complex: 11 – quartz-diorite porphyry sills (a) and dykes (b); *Lower structural level (1st stage, Early to Middle Badenian)*: Sebechleby Formation: 12 – amphibole-pyroxene andesite extrusive dome; 13 – pyroxene and amphibole-pyroxene andesite lava flows; 14 – pyroclastic flow breccias; 15 – reworked pyroclastic rocks; 16 – autochthonous and reworked pumice tuffs; 17 – lahar breccias; 18 – coarse to blocky (a) and medium to coarse (b) epiclastic volcanic breccias; 19 – coarse to blocky (a) and medium to coarse (b) epiclastic volcanic breccias/conglomerates; 20 – coarse to blocky(a) and fine to medium (b) epiclastic volcanic conglomerates; 21 – medium to coarse epiclastic volcanic sandstones (a) with fine conglomerate (b), fine breccia (c), siltstone (d) and pumice tuff (e) intercalations; 22 – fine epiclastic volcanic sandstones and siltstones (a), tuffaceous siltstones (b); Volcanic complex underlying the Sebechleby Formation: 23 – pyroxene ± amphibole ± biotite andesite lava flows; 24 – pyroclastic flow breccias; 25 – pumice tuffs (a) and reworked pyroclastic rocks (b); 26 – lahar breccias; 27 – coarse to blocky (a) and fine to medium (b) epiclastic volcanic breccias; 28 – coarse to blocky (a) and fine to medium (b) epiclastic volcanic breccias/conglomerates; 29 – coarse to blocky (a), fine to medium (b) and fine (c) epiclastic volcanic conglomerates; 30 – medium to coarse epiclastic volcanic sandstones (a) with fine breccia (b) and fine conglomerate (c) intercalations; 31 – fine epiclastic volcanic sandstones and siltstones (a), tuffaceous siltstones (b); *Volcanics of garnet-bearing hypersthene-amphibole andesites (Early Badenian)*: 32 – extrusive domes; 33 – epiclastic volcanic breccias – coarse to blocky accumulated next to extrusive domes (a), reworked and sorted medium to coarse breccias (b); 34 – lahar breccias, 35 – coarse to blocky (a) and fine to medium (b) epiclastic volcanic breccias/conglomerates; 36 – coarse to blocky (a), fine to medium (b) and fine (c) epiclastic volcanic conglomerates; 37 – epiclastic volcanic sandstones with rare pebbles; basal beds: 38 –tuffitic sandstones/sands (a), tuffaceous claystones and sitltstones with sandstone intercalations (b); 39 – breccias made of Mesozoic carbonate rocks (a), fine conglomerates, gravels and tuffitic sandstones rich in nonvolcanic material (b); *Pre-volcanic basement*: 40 – undivided Early Miocene sedimentary rocks (a), undivided Mesozoic carbonate rocks (b), Federata Group – metamorphose quartzites, sandstones, shales and conglomerates; 41 – borehole; 42 – caldera fault (a) and other faults (b).

SSV–JJZ a zasiahol až do svahov stratovulkánu. Jeho subsidenciu kompenzovali efúzie láv bazaltických, pyroxenických a leukokratných pyroxenických andezitov s vývojom hyaloklastitových brekcií a uloženie pyroklastických a epiklastických hornín v celkovej hrúbke až 500 m (formácia Kľakovskej doliny, turčecká formácia) a potom efúzie láv amfibolicko-pyroxenických andezitov (stránsky efuzívny komplex, formácia Kremnického štítu) v hrúbke až 500 m. Efuzívna aktivita diferencovaných porfyrických amfibolicko-pyroxenických andezitov bola pravdepodobne výsledkom laterálneho odtoku z magmatického rezervoára štiavnického stratovulkánu a možno už súvisí s iniciálnym štádiom subsidencie štiavnickej kaldery (Lexa et al., 1997).

2. etapa – vývoj depresie s močiarnou sedimentáciou vo vrcholovej časti stratovulkánu

Táto etapa zahŕňa obdobie dočasného vulkanického pokoja s denudáciou vrchnej časti stratovulkánu a s formovaním depresie vo vrcholovej časti stratovulkánu (obr. 5) v súvislosti s počiatočnými subsidenčnými pohybmi kaldery. Pri deštrukcii a denudácii stratovulkanickej stavby, ktoré prebiehali sčasti synchrónne s vulkanickou aktivitou, sa vrcholová časť stratovulkánu znížila a denudácia pritom dosiahla až úroveň intravulkanických intrúzií.

V počiatočnom štádiu subsidencie nastala v jv. časti tvoriacej sa kaldery efúzia lávového prúdu amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom (s hrúbkou do 150 m),


A
SZ
M. Sitno
716
Biely Kameň
657
Holičný vrch
523
Veľká Orlia
497
277
Hontianske Nemce
GK-1
GK-2
PK-5
m
800
600
400
200
0
-200
-400
-600
-800
-1000
-1200
B
J
264
Domaníky
Domanisko
304
Medovarce
GK-3
Pivovarský vrch
308
Hor. Rykyničice
Dol. Rykyničice
Devičiansky vrch
326
Perneš
341
Plášťovce
206
0
1
2km

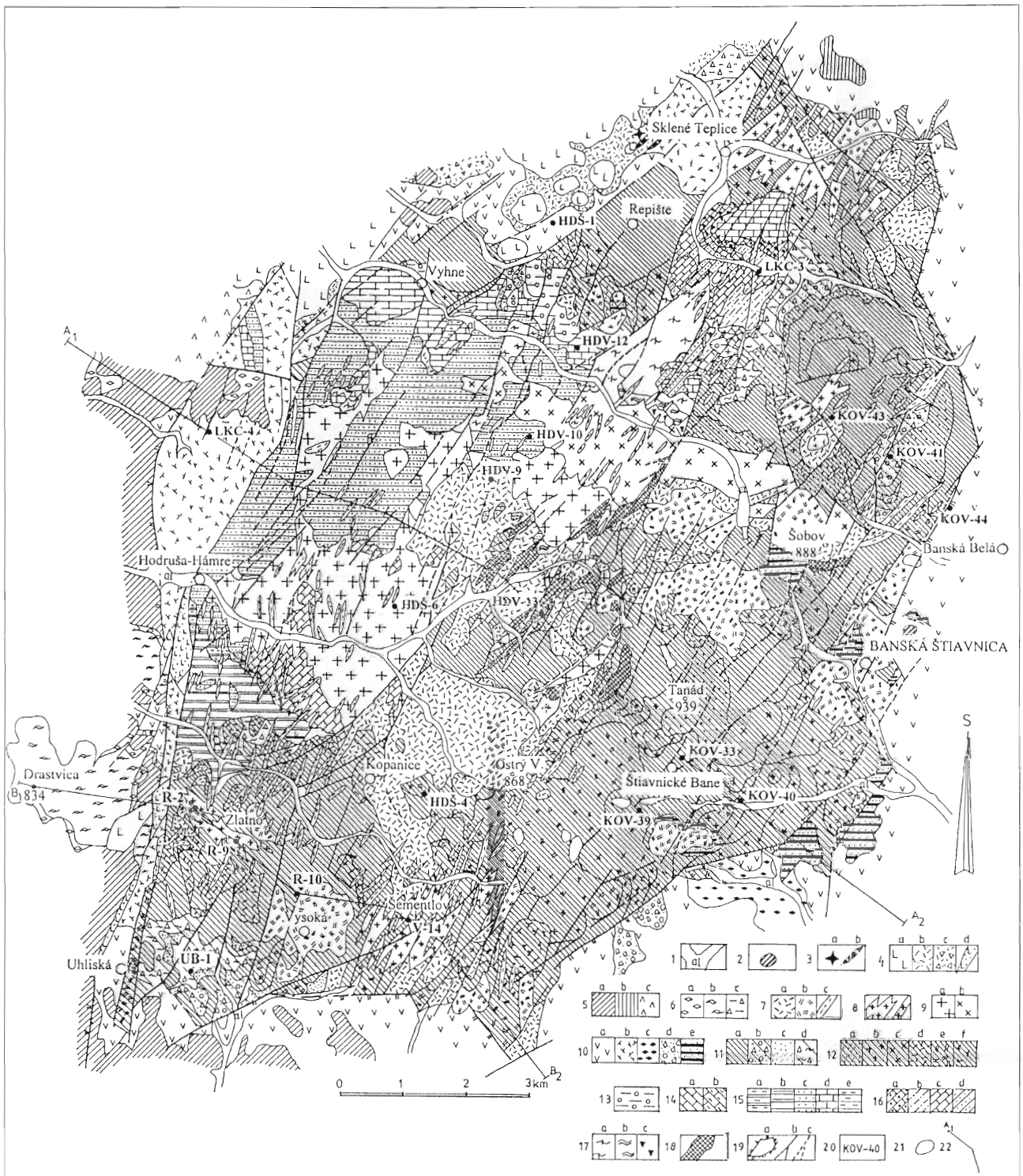
Obr. 3. Geologickoštruktúrna schéma centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. 1– aluviálne sedimenty; 2 – lávový nek alkalického bazaltu (pliocén); 3 – *produkty vulkanizmu bazaltických andezitov (panón)*: a) nek, b) dajka; 4 – *produkty ryolitového vulkanizmu jastrabskej formácie (stredný – vrchný sarmat)*: a) ryolitové extrúzie, ložné intrúzie, lávové prúdy, b) ryolitové tufy a tufity, c) epiklastiká, d) ryolitová dajka, *vrchná stratovulkanická stavba štiavnického stratovulkánu* (sarmat): 5 – a) lávové prúdy amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom (sitniansky komplex), b) lávové prúdy pyroxenického a amfibolicko-pyroxenického andezitu (breznický komplex), c) extrúzie amfibolicko-pyroxenického andezitu (± biotit), 6 – vulkanoklastické horniny: a) pemzové tufy, b) konglomeráty, c) triedené epiklastické vulkanické brekcie. *Intruzívne komplexy* (báden, spodný sarmat ?): 7 – intruzívny komplex Banisko, ložné intrúzie (sily, lakolity): a) kremitodioritových porfýrov, b) biotiticko-amfibolických andezitových porfýrov, c) dajky kremitodioritových porfýrov; 8 – intruzívny komplex Zlatno, štokovo-dajkové intrúzie granodioritových porfýrov a kremitodioritových porfýrov; 9 – hodrušsko-štiavnický intruzívny komplex, a) granodiorit, b) diorit. *Výplň štiavnickej kaldery* (vrchný báden – – spodný sarmat): 10 – produkty vulkanizmu biotiticko-amfibolických andezitov studenskej formácie: a) extrúzie, lávové prúdy, b) ložné intrúzie andezitov a andezitových porfýrov, c) pemzové tufy, d) červenostudnianske súvrstvie, epiklastické vulkanické pieskovce a siltovce s lignitmi *Spodná stavba štiavnického stratovulkánu:* 11 – a) lávové prúdy pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov, b) epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty, c) epiklastické vulkanické pieskovce, d) tufizitové brekcie; 12 – ložné intrúzie (sily, lakolity): a) pyroxenický andezitový porfýr bohatý na augit (± amfibol, ± biotit), tanádsky typ, b) pyroxenický andezitový porfýr, c) pyroxenický andezitový porfýr (± amfibol), d) amfibolicko-pyroxenický andezitový porfýr, trstenský typ, e) amfibolicko-hyperstenický andezitový porfýr (± kremeň, ± biotit, ± granát), typ Myšia hora, f) amfibolicko-biotiticko-pyroxenický andezitový porfýr, typ Dedinské. *Predvulkanické podložie:* 13 – sedimenty paleogénu (eocén), konglomeráty, pieskovce; 14 – mezozoikum silicika: a) vápence, dolomity (str. trias), b) pestré bridlice, evapority (sp. trias); 15 – príkrovová jednotka hronika: a) nižnobocianske súvrstvie, pieskovce, zlepence, vložky tmavých bridlíc (vestfál – stefan), b) malužinské súvrstvie, pieskovce, bridlice, drobné konglomeráty, telesá paleobazaltov a ich tufov (autun, saxón, türing), c) benkovské súvrstvie, kremenné pieskovce, piesčité bridlice (spodný trias), d) vápence, dolomity (str. trias), e) lunzké vrstvy, piesčité bridlice, pieskovce (vrchný trias); 16 – mezozoikum série Veľkého boku: a) vápence, rádiolarity, slienité vápence a sliene, tmavé piesčité bridlice (jura, krieda), b) pestré bridlice, pieskovce, dolomity, evapority (vrchný trias), c) vápence, dolomity (stredný trias), d) piesčité bridlice, kvarcity (spodný trias); 17 – kryštalinikum veporika: a) vyhnianska drvená žula, b) kryštalické bridlice, c) tektonické brekcie; 18 – sekundárne kvarcity; 19 – a) zlomy vymedzujúce resurgentný hrast, b) zlomy, c) rudné žily; 20 – vrt; 21 – vodná nádrž; 22 – línia profilu.

Fig. 3. Structural scheme of the Štiavnica stratovolcano central zone. 1 – Quaternary alluvial deposits; 2 – Pliocene alkali basalt lava necks; 3 – Pannonian Šibeničný vrch Complex – high-Al basalt/basaltic andesite necks (a), dykes (b); 4 – Middle to Late Sarmatian Jastrabá Formation – – rhyolite extrusive domes and dome flows (a), tuffs and tuffites (b), epiclastic volcanic rocks (c) and dykes (d); *Upper structural level (Sarmatian)*: 5 – biotite-amphibole-pyroxene andesite lava flows of the Sitno Effusive Complex (a), pyroxene and amphibole-pyroxene andesite lava flows of the Breznica Complex (b), amphibole-pyroxene±biotite andesite extrusive domes (c), 6 – pumice tuffs (a), epiclastic volcanic conglomerates (b), sorted epiclastic volcanic breccias (c); *Intrusive complexes (Late Badenian – Early Sarmatian ?)*: 7 – Banisko Intrusive Complex – quartz-diorite porphyry (a) and andesite porphyry sills (b), quartz-diorite porphyry dykes (c); 8 – Zlatno Intrusive Complex – granodiorite to quartz-diorite porphyry stocks and dyke clusters; 9 – Hodruša-Štiavnica Intrusive Complex – granodiorite (a) and diorite (b); *Štiavnica Caldera filling (Late Badenian – Early Sarmatian ?)*: 10 – Studenec Formation – biotite-amphibole andesite extrusive domes and lava flows (a), biotite-amphibole andesite porphyry sills and laccolithes (b), pumice tuffs (c), epiclastic volcanic breccias (d), Červená studňa Formation – epiclastic volcanic sandstones with siltstones and lignite seams (e); *Lower structural level (Early to Middle Badenian)*: 11 – pyroxene and amphibole-pyroxene andesite lava flows (a), epiclastic volcanic breccias and conglomerates (b), epiclastic volcanic sandstones (c), tuffisite breccias (d); 12 – sills and laccoliths of the Tanád type pyroxene±amphibole±biotite andesite porphyry rich in augite (a), pyroxene andesite porphyry (b), pyroxene±amphibole andesite porphyry (c), Trstené type amphibole-pyroxene andesite porphyry (d), Myšia hora type amphibole-hypersthene ± biotite ± quartz ± garnet andesite porphyry (e), Dedinské type biotite-amphibole-pyroxene andesite porphyry; *Pre-volcanic basement*: 13 – Eocene conglomerates and sandstones; 14 – Silicicum unit – Middle Triassic limestones and dolomites (a), Early Triassic variegated shales and evaporites (b); 15 – Hronicum unit – Late Carboniferous sandstones, conglomerates and shales of the Nižná Boca Formation (a), Permian sandstones, conglomerates, variegated shales, basalts and basaltic tuffs of the Malužiná Formation (b), Early Triassic sandstones and sandy shales of the Benkov Member (c), Middle Triassic limestones and dolomites (d), Late Triassic sandstones and shales of the Lunz Formation (e); 16 – Veľký bok Group – Jurassic/Cretaceous limestones, marly limestones, radiolarian cherts and shales (a), Late Triassic variegated shales, sandstones, dolomites and evaporites of the Keuper Facies (b), Middle Triassic limestones and dolomites (c), Early Triassic shales, sandy shales and quartzites (d); 17 – Hercynian basement of the Veporic unit – – Vyhne granite (a), crystalline schists (b); 18 – metasomatic quartzites; 19 – faults limiting resurgent horst (a), other faults (b), epithermal veins (c); 20 – borehole; 21 – water reservoirs; 22 – line of the section.

ktorý smeroval od okraja kalderového zlomu na SZ do centra vznikajúcej depresie. V nadloží lávového prúdu pri jv. okraji kaldery leží hrubý až blokový epiklastický materiál pochádzajúci zo stien kaldery (bloky veľké 5–10 m). Uloženie materiálu signalizuje gravitačný transport v podobe sutiny a sutinových prúdov. V jazerno-močiarnom prostredí v centrálnej časti depresie vznikli súvrstvia epiklastických vulkanických siltovcov až ílovcov s vložkami pieskovcov a drobných epiklastík s polohami lignitov v celkovej hrúbke 60–80 m (červenostudnianske súvrstvie). Uhoľná substancia sa v ílovcových súvrstviach vyskytuje ako bituminózna prímes a tvorí aj samostatné vložky až polohy ílovcových lignitov (spaliteľný C dosahuje 32 %; Kováčik, 1964). Na povrchu súvrstvie vystupuje v širšej oblasti Banskej Štiavnice (Červená studňa, Banská Štiavnica, oblasť Štefultova) a viac vrtov ho overilo pri Iliji (BB-20, 21, 28), na J od Antola (PKL-2), pri Drieňovej (LKC-1) a pri Banskej Belej (BBR-1). Vrchná časť súvrstvia obsahuje vložky až polohy vitrokryštálových a popolovo-pemzových tufov s biotiticko-amfibolickým andezitovým materiálom, čo signalizuje nástup vulkanickej aktivity studenskej formácie.

Sporadické východy súvrstvia sú aj v sz. časti kaldery (na V od Konického vrchu a na S od Močiara). Súvrstvie s polohami bituminóznych sedimentov až lignitu zistil vrt GK-11 pri Močiari (sv. časť kaldery) a ST-4 (na SZ od Sklených Teplíc). Výsledky palynologického štúdia sedimentov s lignitom v oblasti Banskej Štiavnice a Štefultova poukazujú na močiarne prostredie s vrchnobádenskou flórou (Planderová in Konečný et al., 1983).

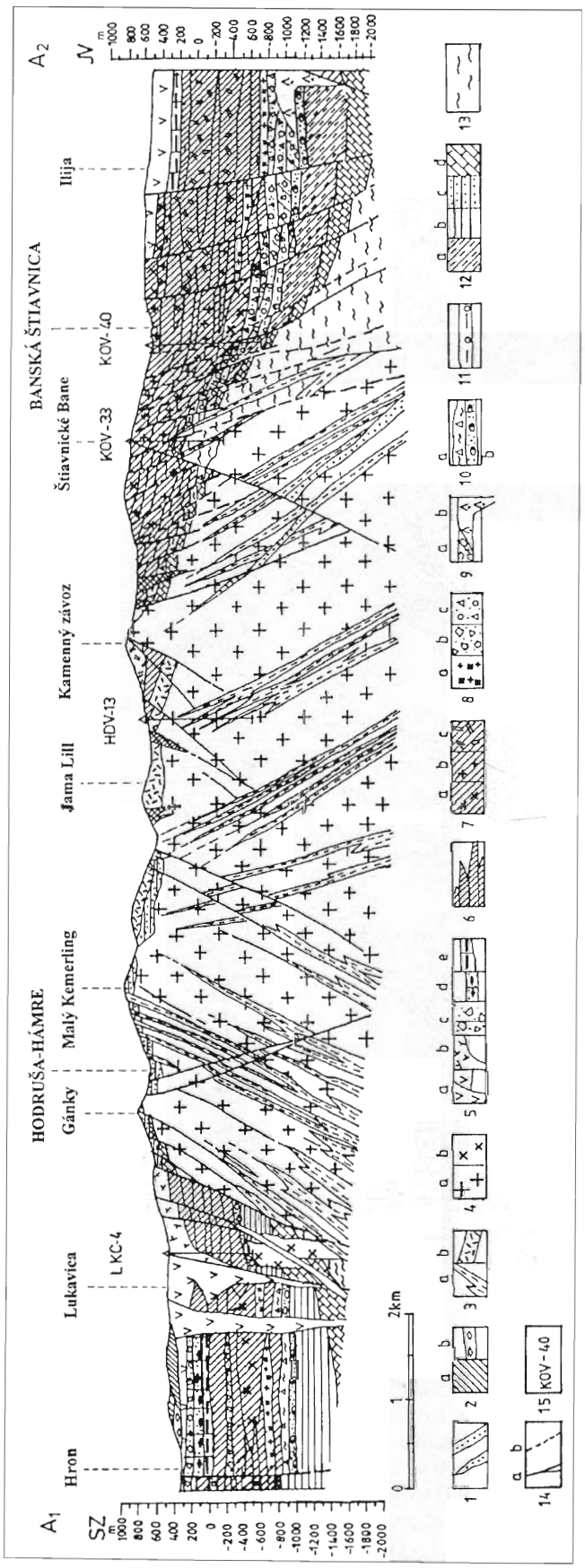
Počiatočnú etapu subsidencie štiavnickej kaldery nesprevádzali mohutnejšie prejavy vulkanizmu v depresii. Pokladáme za pravdepodobné, že subsidenciu v tomto štádiu vyvolal už spomenutý laterálny odtok diferencovaných amfibolicko-pyroxenických andezitov z magmatického rezervoára štiavnického stratovulkánu do kremnického grabenu, ktorý v tom období subsidoval (Lexa et al., 1997).



3. etapa – vznik štiavnickej kaldery

Synchrónne s pokračujúcou subsidenciou vrcholovej časti stratovulkánu pozdĺž zakriveného kalderového zlomu prebiehala explozívno-efuzívna a extruzívna aktivita biotiticko-amfibolických andezitov až andezito-dacitov studenskej formácie. Vulkanický materiál, nahromadený v kaldere v hrúbke 350 až 500 m, v tomto štádiu kompenzoval subsidenciu kalderového bloku do vrchných častí vyprázdňovaného magmatického rezervoára. Konečným výsledkom subsidencie bola kaldera veľká zhruba 18 x 22 km, sformovaná vo vrcholovej časti stratovulkánu (obr. 1, 5C).

Analýza kalderovej výplne umožňuje v hrubých črtách rekonštruovať vývoj vulkanickej aktivity. Spočiatku pre-



Obr. 4A. Geologický rez centrálnou zónou štiavnického stratovulkánu. 1 – dajka ryolitového porfýru (sarmat); *vrchná stratovulkanická stavba štiavnického stratovulkánu* (sarmat): 2 – a) lávový prúd amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom (sitniansky komplex), b) pemzové tufy amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom (bielokamenské súvrstvie); *intruzívne komplexy* (báden, spodný sarmat?): 3 – intruzívny komplex Banisko, kremitodioritové porfýry; a) dajka, b) ložná intrúzia; 4 – hodrušsko-štiavnický intruzívny komplex: a) granodiorit, b) diorit; *výplň štiavnickej kaldery* (vrchný báden – spodný sarmat), produkty vulkanizmu biotiticko-amfibolických andezitov (studenská formácia): 5 – a) extrúzie a lávové prúdy, b) ložné intrúzie andezitových porfýrov, c) hrubé epiklastické vulkanické brekcie, d) popolovo-pemzové tufy, e) červenostudnianske súvrstvie, epiklastické vulkanické pieskovce s polohami siltovcov a lignitov, *spodná stratovulkanická stavba štiavnického stratovulkánu*, (báden): 6 – lávové prúdy pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov; 7 – ložné intrúzie (sily, lakolity) andezitových porfýrov, a) pyroxenický andezitový porfýr (± amfibol), b) pyroxenický andezitový porfýr, c) amfibolicko-hyperstenický andezitový porfýr (± kremeň, ± biotit, ± granát), typ Myšia hora; 8 – vulkanoklastiká: a) chaotické brekcie pyroklastických prúdov, b) hrubé epiklastické vulkanické brekcie, c) epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty; 9 – produkty extruzívneho vulkanizmu hyperstenicko-amfibolických andezitov s granátom: a) extrúzia, b) hrubé až blokové epiklastické vulkanické brekcie andezitov s granátom, 10 – a) tufizitové brekcie, b) bazálne súvrstvie, tufitické piesky a konglomeráty s materiálom nevulkanických hornín; *predvulkanické podložie* 11 – sedimenty paleogénu, zlepence, pieskovce (eocén); 12 – a) príkrovová jednotka silicika, nečlenené mezozoikum, vápence, dolomity, pestré bridlice s evaporitmi, b) príkrovová jednotka hronika, paleozoikum, nečlenené mezozoikum, c) kremenné pieskovce, piesčité bridlice na povrchu (spodný trias), d) nečlenené mezozoikum série Veľkého boku (trias, jura, krieda); 13 – nečlenené kryštalinikum veporika (vyhnianska drvená žula, kryštalické bridlice); 14 – a) zlom, b) rudná žila; 15 – štruktúrny a prieskumný vrt.

Fig. 4A. Section in the Štiavnica stratovolcano central zone. 1 – Middle to Late Sarmatian Jastrabá Formation – rhyolite porphyry dyke; *Upper structural level (Sarmatian)*: 2 – biotite-amphibole-pyroxene andesite lava flows of the Sitno Effusive Complex (a), pumice tuffs of the Biely Kameň Formation (b); *Intrusive complexes (Late Badenian – Early Sarmatian ?)*: 3 – Banisko Intrusive Complex – – quartz-diorite porphyry dykes (a) and sills (b); 4 – Hodruša-Štiavnica Intrusive Complex – granodiorite (a) and diorite (b); *Štiavnica Caldera filling (Late Badenian – Early Sarmatian ?)*: 5 – Studenec Formation – biotite-amphibole andesite extrusive domes and lava flows (a), biotite-amphibole andesite porphyry sills and laccoliths (b), mostly coarse epiclastic volcanic breccias (c), pumice tuffs (d), Červená studňa Formation – epiclastic volcanic sandstones with siltstones and lignite seams (e); *Lower structural level (Early to Middle Badenian)*: 6 – pyroxene and amphibole-pyroxene andesite lava flows; 7 – sills and laccoliths of pyroxene±amphibole andesite porphyry (a), pyroxene andesite porphyry (b), the Myšia hora type amphibole hypersthene ± biotite ± ± quartz ± garnet andesite porphyry (c); 8 – pyroclastic flow breccias (a), coarse epiclastic volcanic breccias (b), epiclastic volcanic breccias and conglomerates (c); 9 – garnet-bearing hypersthene-amphibole andesite extrusive dome (a) and coarse to blocky epiclastic volcanic breccias; 10 – tuffisite breccias (a) and basal beds of tuffitic sandstones and conglomerates with nonvolcanic material (b); *Pre-volcanic basement*: 11 – Eocene conglomerates and sandstones, 12 – undivided Mesozoic rocks of the Silicicum unit (a), undivided Late Paleozoic and Mesozoic rocks of the Hronicum unit (b), Early Triassic quartzites and silicic shales of the Hronicum unit (c), Mesozoic rocks of the Veľký bok Group (d); 13 – undivided Hercynian basement of the Veporic unit; 14 – faults (a) and epithermal veins (b); 15 – boreholes.

vládali freatické a freatomagmatické erupcie ako výsledok kontaktu vystupujúcej lávy s vodným prostredím. Nasledujúce erupcie plinijského typu produkovali popolovo-pemzové prúdy v jv. časti kaldery (odkryvy pri obci Ilija) (pozri sprievodcu exkurzie, lokalita 13, obr. 13). V niektorých prípadoch po uložení nastalo čiastočné „zváranie" popolovo-pemzového materiálu so vznikom ignimbritov (ssz. svahy od Ilije). Po explozívnej fáze nasledovali efúzie láv biotiticko-amfibolických andezitov striedajúce sa s etapami explozívnej aktivity (východné svahy Sitna). Viskóznejšie lávy tvorili extruzívne formy typu dómov, prípadne na svahu prechádzala do hrubých lávových prúdov. Pri raste extruzívnych dómov ich rýchlejšie tuhnúce povrchové časti podliehali brekciácii a úlomkovitý materiál sa hromadil v ich bezprostrednom okolí vo forme blokových brekcií. Vývoj extruzívnych dómov sa často končil ich explozívnou deštrukciou a vznikom hruboúlomkovitých až blokových pyroklastických prúdov, príp. žeravých lavín (typu Merapi). Odkryvy pyroklastických prúdov sú najmä v sv. časti kaldery na S od Podhoria a pri Močiari. Viskózne a silne odplynené lávy boli vytláčané v podobe strmých až vertikálnych telies s izometrickým až eliptickým prierezom (formy typu protrúzií, resp. tholoidov – telesá pri Močiari, na J od Repištia, teleso Holík na J od Počúvadla a i.). Telesá, ktoré nedosiahli povrch, sa umiestnili vo výplni kaldery ako ložné intrúzie v podobe silov a lakolitov (západné svahy Sitna nad Počúvalským jazerom, Zadný háj pri Banskej Belej, na J od Lukavice, na SV od Dekýša). V prestávkach vulkanickej aktivity sa v lokálnych depresiách v rámci kaldery ukladali aj jemnozrnnejšie sedimenty, ktoré boli potom prekryté lávovými telesami (napr. panvička pri Dekýši).

V miestach prerušenia kalderového zlomu lávové prúdy pokračovali z oblasti kaldery na vonkajší stratovulkanický svah a pohybovali sa ďalej v rámci paleodolín. V tomto smere boli transportované aj vulkanoklastické horniny, tufy a brekcie. V širšom úseku prerušenia kalderového zlomu pri Kozelníku vo východnej časti kaldery nastal výnos úlomkovitého materiálu epiklastického typu a pyroklastické prúdy sa pohybovali na SV do priestoru Budče a do bacúrovskej depresie. Vo vrchnej časti tejto paleodoliny na kratšiu vzdialenosť pokračovali aj lávové prúdy (medzi vrchom Tri kamene a Bacúrovom). Od severného okraja kalderového zlomu smerovali do priestoru Kremnických vrchov relatívne úzke a hlboké paleodoliny vyplnené v spodnej časti vulkanoklastikami a vo vrchnej lávovými prúdmi biotiticko-amfibolických andezitov.

V paleodoline smerujúcej na Z do priestoru na J od Veľkej Lehoty sa transportoval pyroklastický materiál (pemzové tufy v spodnej časti výplne paleodoliny) a vyššie hruboúlomkovitý až blokový epiklastický materiál. Z južnej časti kaldery cez oblasť, v ktorej bol kalderový zlom prerušený, sa lávové prúdy pohybovali na juh na stratovulkanický svah (potvrdzujú to výsledky z vrtu KU-1 južne od obce počúvadlo.

Uvedené paleodoliny aj v nasledujúcom období – v priebehu sarmatského vulkanizmu 4. etapy – opäť poslúžili na transport vulkanického materiálu na stratovulkanický svah. Po skončení vulkanickej aktivity v lokálnych depresiách na povrchu kalderovej výplne pokračovala limnická sedimentácia s vývojom jemnozrnnejších sedimentov sprevádzaná vznikom limnokvarcitov (na SV od Podhoria), diatomitov (Močiar) a sedimentov s drobnými konglomerátmi v blízkosti kalderového zlomu (na S od Žarnovice).

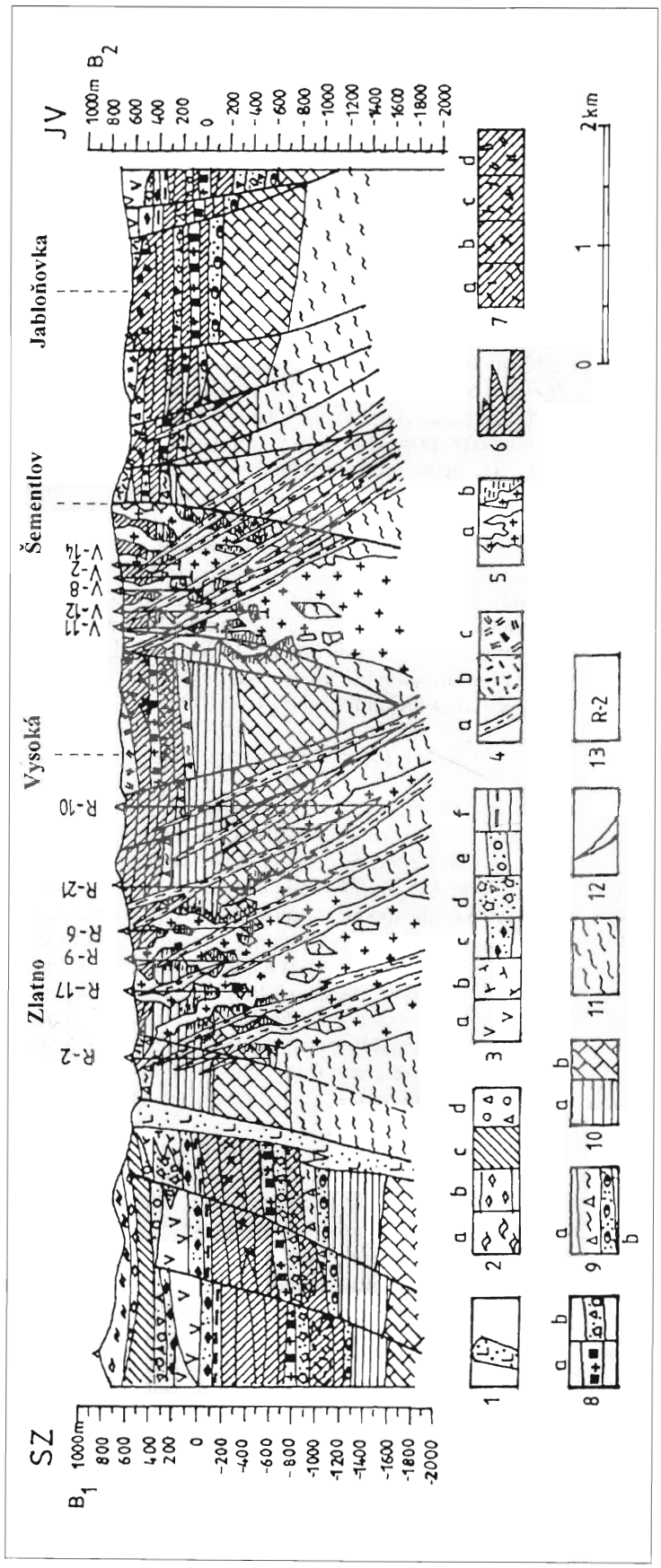
V čase formovania kaldery vo vrchnom bádene (až spodnom sarmate?) synchrónne prebiehala deštrukcia a denudácia svahov stratovulkánu s redepozíciou úlomkovitého materiálu na jeho úpätí a do priľahlých depresií v podobe epiklastických súvrství. V distálnej vulkanickej zóne na západnom svahu stratovulkánu vzniklo vulkanosedimentárne súvrstvie hrubé 200–250 m so slojkami uhlia na báze (lignitové ložisko na S od Obýc). Súvrstvie ležiace bezprostredne na horninách predvulkanického podložia predstavuje výplň lokálnej depresie s fluviálno-limnickým, príp. až brakickým prostredím.

Na jz. úpätí stratovulkánu – v pásme sublitorálu, do ktorého vyúsťovala delta sa uložili vrchnobádenské sedimenty reprezentované epiklastickými vulkanickými pieskovcami so siltovcovými vložkami a s polohami polymiktných konglomerátov s výrazným zastúpením nevulkanického materiálu (oblasť na Z od Semeroviec, pri Demandiciach, Sazdiciach a pri Ipeľskom Sokolci). V semerovskej depresii (vrt ŠV-8; Vass et al., 1968) sa vo vrchnom bádene uložili vápnité tufitické ílovce s piesčitými vložkami hrubé okolo 170 m.

Subvulkanické intruzívne komplexy

V oblasti hodrušsko-štiavnického hrastu denudačný zrez odkryl zložitý súbor subvulkanických intrúzií s viacfázovým vývojom (obr. 5, pozri článok Neogénny vulkanizmus..., obr. 11). Začal vznikať možno už v záverečných štádiách vývoja spodnej stratovulkanickej stavby, ale vyvíjal sa najmä v nasledujúcom období vulkanického pokoja pred vznikom štiavnickej kaldery. Najmladší intruzívny komplex Banisko intrudoval pravdepodobne až v priebehu vývoja kaldery. Presnejšie datovať umiestnenie intrúzií pre rozsiahly postih hydrotermálnymi procesmi viacerých generácií nemožno (pozri štúdiu o metalogenéze štiavnického stratovulkánu v tomto čísle časopisu Mineralia Slovaca, Lexa, 2001)

Najhlbšiu úroveň vzniku predstavuje subvulkanický hodrušsko-štiavnický intruzívny komplex dioritu a granodioritu, vystupujúci v centrálnej časti hrastového bloku v prostredí hornín predvulkanického podložia (obr. 3, 4A). Granodioritový plutón, ktorý obsadzuje vnútorný priestor intruzívneho komplexu, sa javí ako teleso s relatívne plochým, konkordantným stropom a od centra odklonenými okrajmi. Pokračovanie plutónu na V v podloží vulkanických komplexov v štiavnickej oblasti potvrdil rad vrtov a banské práce až po východný okraj Banskej Štiavnice (vrt KOV-42, na JZ od Kalvárie). Celkový plošný rozsah plutónu prekračuje 100 km^2. Sedimenty a karbonátové horniny mezozoika, ktoré predstavujú strop intrúzie (obr. 5B), sú zrohovcovatené, resp. skarnizované (Kyslá, Včelín, Hodruška, Kohútska dolina, Klokoč). V miestach, kde magma prenikala do nadložných sedimentov vo forme



Obr. 4B. Geologický rez jz. časťou centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. 1 – dajka ryolitového porfýru (sarmat); *vrchná stratovulkanická stavba štiavnického stratovulkánu* (sarmat) 2 – a) ignimbrity amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom (drastvická formácia), b) pemzové tufy (drastvická formácia), c) lávový prúd amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom (sitniansky komplex), d) epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty: *výplň štiavnickej kaldery* (vrchný báden – spodný sarmat); produkty vulkanizmu biotiticko-amfibolických andezitov (studenská formácia): 3 – a) extrúzie a lávové prúdy, b) ložná intrúzia andezitového porfýru (lakolit), c) popolovopemzové tufy, d) hrubé epiklastické vulkanické brekcie, e) epiklastické vulkanické konglomeráty, f) červenostudnianske súvrstvie, epiklastické vulkanické pieskovce s polohami siltovcov a lignitov; 4 – *intruzívny komplex Banisko*. a) dajky kremitodioritových porfýrov, b) ložné intrúzie (sily) kremitodioritových porfýrov, c) ložné intrúzie andezitových porfýrov, 5 – *intruzívny komplex Zlatno:* a) štokovo-dajkové intrúzie granodioritových porfýrov, b) skarny, skarnizované mezozoické horniny a rohovce: *spodná stratovulkanická stavba štiavnického stratovulkánu* (báden): 6 – lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických a pyroxenických andezitov, 7 – ložné intrúzie andezitových porfýrov (sily, lakolity): a) amfibolicko-pyroxenický andezitový porfýr, trstenský typ, b) pyroxenický andezitový porfýr (± amfibol), c) amfibolicko-biotiticko-pyroxenický andezitový porfýr, typ Dedinské, d) amfibolicko-hyperstenický andezitový porfýr (± kremeň), typ Myšia hora; 8 – a) chaotické brekcie pyroklastických prúdov, b) hrubé epiklastické vulkanické brekcie; 9 – a) tufizitové brekcie, b) bazálne súvrstvie, tufitické piesky a konglomeráty s materiálom nevulkanických hornín; 10 – *predvulkanické podložie:* a) príkrovová jednotka hronika, nečlenené paleozoikum a mezozoikum, b) nečlenené mezozoikum série Veľkého boku (trias, jura, krieda); 11 – nečlenené kryštalinikum veporika (vyhnianska drvená žula, kryštalické bridlice); 12 – zlom; 13 – štruktúrny a prieskumný vrt.

Fig. 4B. Section in the Štiavnica stratovolcano central zone. 1 – Middle to Late Sarmatian Jastrabá Formation – rhyolite porphyry dyke; *Upper structural level (Sarmatian)*: 2 – biotite-amphibole-pyroxene andesite ignimbrite of the Drastvica Formation (a), pumice tuffs of the Drastvica Formation (b), biotite-amphibole-pyroxene andesite lava flows of the Sitno Effusive Complex (c), epiclastic volcanic breccias/conglomerates (d), *Štiavnica Caldera filling (Late Badenian – Early Sarmatian ?)*: 3 – Studenec Formation – biotite-amphibole andesite extrusive domes and lava flows (a), biotite-amphibole andesite porphyry sills and laccoliths (b), pumice tuffs (c), mostly coarse epiclastic volcanic breccias (d), epiclastic volcanic conglomerates (e), Červená studňa Formation – epiclastic volcanic sandstones with siltstones and lignite seams (f); *Intrusive complexes (Late Badenian – Early Sarmatian ?)*: 4 – Banisko Intrusive Complex - quartz-diorite porphyry dykes (a) and sills (b), andesite porphyry sills (c); 5 – Zlatno Intrusive Complex – granodiorite to quartz-diorite porphyry stocks and dyke clusters (a), related skarns and hornfelses (b), *Lower structural level (Early to Middle Badenian)*: 6 – pyroxene and amphibole-pyroxene andesite lava flows; 7 – sills and laccoliths of the Trstené type amphibole-pyroxene ± ± amphibole andesite porphyry (a), pyroxene± amphibole andesite porphyry (b), Dedinské type biotite-amphibole-pyroxene andesite porphyry (c), Myšia hora type amphibole-hypersthene ± biotite ± quartz ± garnet andesite porphyry (d); 8 – pyroclastic flow breccias (a), coarse epiclastic volcanic breccias (b); 9 – tuffisite breccias (a) and basal beds of tuffitic sandstones and conglomerates with nonvolcanic material (b); *Pre-volcanic basement*: 10 – undivided Late Paleozoic and Mesozoic rocks of the Hronicum unit (a), Mesozoic rocks of the Veľký bok Group (b); 11 – undivided Hercynian basement of the Veporic unit; 12 – faults; 13 – boreholes.

krátkych apofýz možno vidieť vývoj granitických variet ako výsledok subsolidových reakcií s fluidami. Tesne pod stropom plutónu sa často vyskytujú uzavreté rozsiahle ploché bloky kryštalinika. Plutón je hrubý viac ako 2 km (vrt B-1; Štohl et al., 1990), pravdepodobne až 4–5 km. Plochý reliéf stropu intrúzie svedčí v prospech formy obráteného zvona (pozri sprievodcu exkurzie, lokalita 9, obr. 9). Vznik tejto formy sa interpretuje ako výsledok poklesu centrálneho bloku do magmatického rezervoára s nasledujúcim vyplnením priestoru v nadloží bloku granodioritovou magmou (Konečný et al., 1998).

Dioritová intrúzia pri severnom okraji granodioritového telesa smeru V–Z sa strmo skláňa na S. Výstup dioritovej intrúzie predchádzal umiestneniu granodioritovej intrúzie (Pástor, 1969). Čiastočne ploché kontakty dioritu s nadložnými sedimentmi mezozoika a jeho ojedinelé relikty v strope granodioritového plutónu naznačujú, že jeho umiestnenie súvisí s počiatočnou etapou subsidencie centrálneho bloku, ktorá potom viedla k umiestneniu granodioritového plutónu.

Druhú fázu subvulkanickej intruzívnej aktivity predstavuje vznik väčšieho počtu štokovo-dajkových intrúzií granodioritových až kremitodioritových porfýrov intruzívneho komplexu Zlatno (obr. 4B) a Tatiar (obr. 3) na periférii granodioritového telesa, resp. v oblasti Pukanca. Intrúzie zodpovedajú zložitým štokom (zhruba po úroveň rozhrania podložia a vulkanického komplexu), ktoré vyššie prechádzajú do apofýz až dajkových telies prenikajúcich do spodnej stratovulkanickej stavby (obr. 5B). Intrúzie sa vyznačujú dominantným zastúpením granodioritových porfýrov sprevádzaných dajkovými rojmi variabilného zloženia od kremitodioritových porfýrov až po dioritové porfýry. Vzájomný kontakt dajok indikuje viacnásobné injekcie magmy. Pri vzniku štokovo-dajkových intrúzií predpokladáme magmatický stoping s rozpadom sedimentov v strope štoku na veľké bloky a ich nasledujúce pohltenie v intrúzii, ako aj násilné umiestnenie využívajúce hydraulické štiepenie hornín prenikajúcou magmou. Intrúzie sa vyznačujú výraznými metasomaticko-hydrotermálnymi prejavmi s mineralizáciou skarnovo-porfýrového typu (Burian et al., 1981).

Najmladší intruzívny komplex Banisko zahŕňa ložné intrúzie a dajky kremito-dioritových porfýrov (pozri sprievodcu exkurzie, lokalita 2, obr. 2) obnažené denudačným zrezom v centrálnej časti hrastového bloku. Ložné intrúzie sa umiestnili v rozličných úrovniach vulkanickej stavby. V najnižšej úrovni pri rozhraní podložia a vulkanického komplexu je na veľkej ploche intrúzia hruboporfyrického--kremitodioritového porfýru kyslého zloženia (s modálnym obsahom kremeňa 2–8 %) v podobe mohutného silu s variabilnou hrúbkou 50–200 m (obr. 5C). Intrúzia obnažená na povrchu pri Banskej Hodruši sa smerom na V ponára pod vulkanické komplexy a pokračuje do štiavnickej oblasti. Vyznačuje sa alotriomorfne zrnitým vývojom základnej hmoty.

Pre ďalšie ložné intrúzie, umiestnené v stredných až vyšších úrovniach spodnej stratovulkanickej stavby a reprezentované kremitodioritovými porfýrmi stredného až bázickejšieho zloženia, sú charakteristické relatívne menšie plošné rozmery, menšia hrúbka a nižší stupeň kryštalinity základnej hmoty v porovnaní so spodnou intrúziou. Vo vrchných úrovniach vulkanickej stavby až na báze výplne kaldery sú ložné intrúzie andezitového porfýru s relatívne najnižším stupňom kryštalinity základnej hmoty. Príkladom je ložná intrúzia biotiticko-amfibolického andezitového porfýru, ktorá leží v spodnej úrovni výplne kaldery medzi červenostudnianskym súvrstvím a nadložným efuzívnym komplexom studenskej formácie. Relikty tohto telesa, zhruba doskovitej formy a hrubého 75–100 m, vystupujúce vo vrcholovej časti Paradajzu, v oblasti Šobova (kóta 888), a vo východnej časti Banskej Štiavnice a pri Belianskom rybníku, sú iba zvyškami pôvodne rozsiahlejšej intrúzie (jej súčasná plocha je okolo 12 km^2), ktorej západnú časť odstránila denudácia.

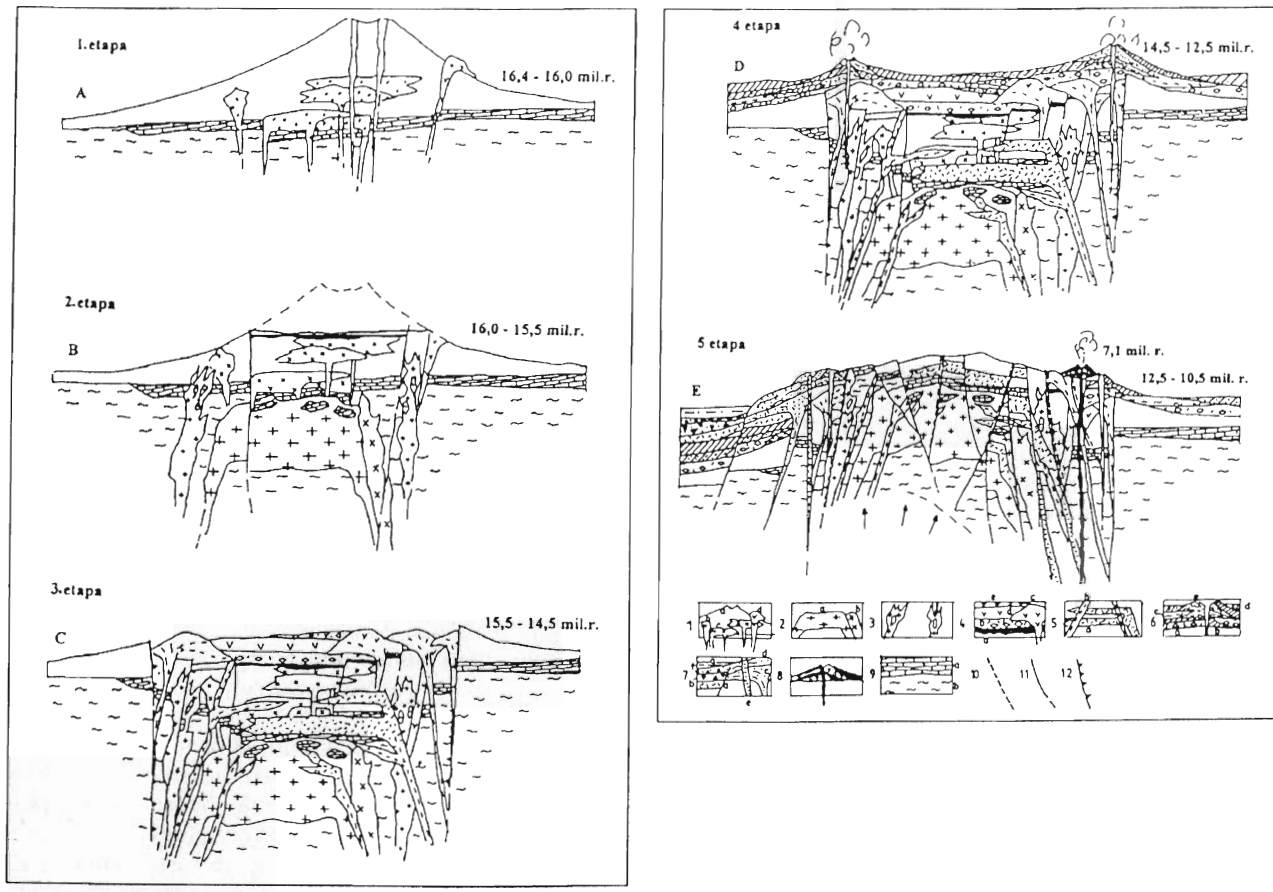
Vznik ložných intrúzií bol spätý s poklesmi čiastkových blokov do vrchných úrovní magmatického rezervoára pri formovaní kaldery, pričom uvoľňované priestory medzi odlúčenými blokmi bezprostredne vypĺňala vystupujúca magma (pozri sprievodcu exkurzie, lokalita 2, obr. 2). Najpriaznivejšie litologické rozhranie na odlúčenie blokov je rozhranie podložia a vulkanického komplexu (v tejto úrovni sa umiestnil mohutný sil), ako aj rozhranie medzi sedimentmi na báze kaldery a nadložným efuzívnym komplexom.

Dajky a dajkové roje kremitodioritových porfýrov obnažené v oblasti hrastu sú prevažne orientované v smere SV–JZ, pričom pri východnom okraji hrastu v štiavnickej oblasti prevláda sklon na JV, v centrálnej časti hrastu, a najmä pri jeho západnom okraji je častý sklon na Z. Od centra odklonené dajky sú nižšie často prepojené na sily (obr. 5C), ale zistilo sa aj prenikanie cez ložné intrúzie, čo dokumentuje mladšiu pozíciu časti dajok. Pri formovaní systému ložných intrúzií a dajok predpokladáme mechanizmus typu „ring dyke" s poklesom centrálneho bloku (pozri sprievodcu exkurzie, lokalita 2, obr. 2). Nevylučujeme, že časť dajkového systému, najmä v západnej časti hrastu, mohla vzniknúť aj v režime magmatického pretlaku mechanizmom kužeľových dajok (mechanizmus typu „cone sheets").

4. etapa – vývoj vrchnej stratovulkanickej stavby (sarmat)

Vulkanická aktivita v sarmate bola obnovená z viacerých eruptívnych centier v oblasti kaldery v blízkosti kalderového zlomu. Produkty tejto aktivity sa uložili v kaldere a na stratovulkanickom svahu, kde tvoria výplň paleodolín alebo plošne rozsiahlejšie akumulácie na úpätí stratovulkanického svahu. Na jz. svahu sa vulkanické produkty uložili v morskom prostredí v pásme litorálu až plytkého sublitorálu.

Počiatočné štádium vulkanickej aktivity predstavovali erupcie popolovo-pemzových tufov, amfibolicko-pyroxenických andezitov s biotitom ladzianskej formácie. Pyroklastický materiál bol transportovaný prevažne popolovo--pemzovými prúdmi, eolicky a splachom z vyšších svahov a uložil sa na južnom stratovulkanickom svahu bezprostredne na denudovanom povrchu spodnej stavby. Podľa



Obr. 5. Vývojové štádiá štiavnického stratovulkánu. *Spodná stratovulkanická stavba:* 1 – a) andezitový stratovulkán, b) štokové intrúzie andezitových až dioritových porfýrov, c) ložné intrúzie (sily, lakolity) andezitových porfýrov, d) extrúzie na stratovulkanickom svahu; 2 – hodrušsko-štiavnický intruzívny komplex: a) intrúzia granodioritu zvonovej formy, b) diorit; 3 – štokové intrúzie granodioritových porfýrov (intruzívny komplex Tatiar a Zlatno); *výplň štiavnickej kaldery:* 4 – a) červenostudnianske súvrstvie (lávový prúd, epiklastické vulkanické brekcie, siltovce, pieskovce s lignitmi), produkty studenskej formácie (vulkanizmus biotiticko-amfibolických andezitov, b) pemzové tufy a pyroklastiká, c) extrúzie, d) lávové prúdy, e) epiklastické vulkanické brekcie; 5 – *intruzívny komplex Banisko* (kremitodioritové porfýry): a) sily, b) dajky; *vrchná stratovulkanická stavba:* 6 – a) pemzové tufy, b) lávové prúdy pyroxenických andezitov, c) ignimbrity, d) lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov s biotitom, e) pyroklastické brekcie, aglomeráty; *jastrabská formácia (produkty ryolitového vulkanizmu:* 7 – a) tufy, pyroklastiká, b) epiklastické vulkanické brekcie, c) extrúzie, d) lávové prúdy, e) dajka, f) epiklastické vulkanické konglomeráty, pieskovce, g) tufitické pieskovce, silty a íly vo výplni Žiarskej kotliny; 8 – vulkán alkalického bazaltu (Kalvária); *horniny predvulkanického podložia:* 9 – a) mezozoikum, b) veporidné kryštalinikum; 10 – rudná žila; 11 – zlom; 12 – kalderový zlom.

Fig. 5. Evolutionary stages of the Štiavnica stratovolcano. 1 – *Lower structural level:* andesite stratovolcano (a), andesite to diorite porphyry stocks (b), andesite porphyry sills and laccoliths; 2 – *Hodruša-Štiavnica Intrusive Complex:* granodiorite bell-jar pluton (a), diorite (b); 3 – *Zlatno and Tatiar Intrusive Complexes:* granodiorite to quartz-diorite porphyry stocks and dyke clusters; 4 – *Štiavnica Caldera filling:* lava flow, epiclastic volcanic breccias and sandstones, siltstones and lignite seams of the Červená Studňa Formation (a), Studenec Formation – pumice tuffs and pyroclastic rocks (b), extrusive domes (c), lava flows (d) and epiclastic volcanic breccias (e); 5 – *Banisko Intrusive Complex:* quartz-diorite porphyry sills (a) and dykes (b); 6 – *Upper structural level:* pumice tuffs (a), pyroxene andesite lava flows (b), ignimbrites (c), biotite-amphibole-pyroxene andesite lava flows (d), pyroclastic breccias and agglomerates (e); 7 – *Rhyolite volcanics of the Jastrabá Formation:* tuffs and tuffites (a), epiclastic volcanic breccias (b), extrusive domes (c), lava flows (d), dykes (e), epiclastic volcanic conglomerates and sandstones (f), tuffaceous sediments in the Žiar basin (g); 8 – alkali basalt volcano; 9 – *Pre-volcanic basement:* Mesozoic sedimentary rocks (a), granites and crystalline schists of the Veporicum unit (b); 10 – epithermal veins; 11 – faults; 12 – caldera fault.

doterajších poznatkov po explozívnej fáze nenasledovali efúzie lávových prúdov. Predpokladáme, že centrá explozívnej aktivity boli v južnej časti kaldery.

V jz. časti kaldery ako výsledok efuzívnej aktivity vznikol komplex lávových prúdov pyroxenických andezitov, často sklovitých a leukokratných (efuzívny humenický komplex), uložený na kalderovej výplni. Brekciácia hyloklastitového typu na báze niektorých lávových prúdov poukazuje na existenciu vodného prostredia pravdepodobne limnického typu. Mohutnejšími efúziami láv pyroxenických andezitov, často sklovitých a leukokratných, sa sformoval rozsiahlejší lávový komplex badanskej formácie na južnom až jz. svahu stratovulkánu. Úvodnú fázu vulkanickej aktivity reprezentovali explozívne, často freatomagmatické erupcie popolovo-pemzových prúdov a padaných tufov uložených v plytkovodnom prostredí sublitorálnej zóny (oblasť Lišov – Brhlovce – Demandice). Lávové prúdy začínajúce sa pri južnom okraji kaldery tvoria

výplň paleodoliny na povrchu stratovulkanického svahu (na J od obce Počúvadlo a Badan), ktorá sa rozšírila v smere na J prechodom do plochého reliéfu delty. Lávové prúdy tu majú veľké plošné rozšírenie a tvoria rozsiahle lávové plató (s plošným rozsahom vyše 80 km^2 v pásme Žemberovce – Krškany – Hontianske Trsťany – Ladzany). Po prerušení v pukansko-bátovskej depresii (v rámci ktorej je komplex zaklesnutý) pokračujú sklovité lávové prúdy na jz. svahoch pohoria na S od Gondova a Čajkova. Pri styku s vodným prostredím lávové prúdy podliehali brekciácii hyaloklastitového typu. Deštruované lávové prúdy a hyaloklastitové brekcie boli zdrojom na tvorbu hrubých až blokových epiklastických vulkanických konglomerátov uložených v pobrežnej zóne pri južnom okraji lávového pokrovu. Južnejšie v morskom až brakickom prostredí boli súvrstvia epiklastických vulkanických pieskovcov s polohami siltovcov, drobných konglomerátov a redeponovaných pemzových tufov (pozri sprievodcu exkurzie, lokalita 18, obr. 18B).

V novej explozívnej fáze amfibolicko-hyperstenického andezitu s biotitom eruptovali pemzové tufy bielokamenského súvrstvia v podobe pemzovo-popolových prúdov a padaných tufov uložené v kaldere v hrúbke do 200 m a na stratovulkanickom svahu na dne erozívnych paleodolín. Pyroklastický materiál sčasti podliehal redepozícii, pričom vznikali redeponované tufy a tufopieskovce. Bezprostredne po explozívnej fáze nasledovali efúzie láv a amfibolicko-pyroxenických andezitov s biotitom sitnianskeho komplexu. Lávové prúdy vytvorili v západnej časti kaldery komplex hrubý do 180–200 m. Po prekročení kalderového zlomu pokračovali lávové prúdy po stratovulkanickom svahu v rámci paleodolín až po jeho úpätie. Na južnom svahu lávové prúdy uložené na plochom reliéfe badenskej formácie nadobudli značné plošné rozšírenie. Lávový prúd, ktorý buduje vrcholovú časť Sitna, pokračoval na JV v rámci paleodoliny na stratovulkanickom svahu do vzdialenosti 11 km. Podľa priestorového rozloženia reliktov lávových prúdov predpokladáme v jz. časti kaldery dočasnú existenciu vulkanického kužeľa, ktorý potom odstránila denudácia.

Nasledujúca explozívna aktivita amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom drastvickej formácie vyprodukovala veľký objem pyroklastického materiálu, ktorý v podobe popolovo-pemzových prúdov vyplnil západnú časť kaldery v hrúbke 250–300 m. Popolovo-pemzové prúdy sa pohybovali ďalej po západnom svahu stratovulkánu v rámci rozširujúcej sa paleodoliny do vzdialenosti vyše 25 km až do oblasti Obýc. V dôsledku vysokej teploty sa popolovo-pemzový materiál „zváral" a vznikli ignimbrity s charakteristickými textúrami „fiamme" a hrubostĺpcovou odlučnosťou. Hrúbka ignimbritov na stratovulkanickom svahu je približne 150 m (vrt GK-5 pri Veľkej Lehote), čo v porovnaní s hrúbkou v rámci kaldery (do 300 m) vedie k predpokladu o subsidencii jej západnej časti. Popolovo-pemzový tuf, ktorý sa pohyboval v rámci paleodolín smerom na JV, pre ochladenie nepodliehal výraznejšiemu „zváraniu" a uložil sa ako chaotický pemzový tuf, a to aj v litorálnej až sublitorálnej zóne v pásme, kde dosiahol morské pobrežie (pri Čajkove).

Produkty nasledujúcej, prevažne efuzívnej aktivity amfibolicko-pyroxenických andezitov priesilskej formácie, s predpokladaným centrom v jz. časti kaldery, vyplnili paleodolinu, ktorá smerovala od Novej Bane na JZ a postupne sa rozšírila do delty vyúsťujúcej do litorálnej zóny. Na báze výplne tejto paleodoliny – delty ležia sedimenty lagunárnej fácie v podobe tufitických ílovcov, siltovcov s polohami pieskovcov a v spodnej časti s polohami lignitu v celkovej hrúbke cca 130 m (vrty na uhlie pri Orovnici; Blaško et al., 1989). Mikrofaunistické spoločenstvo poukazuje na spodný sarmat (Brestenská, 1955). Postupným zapĺňaním paleodoliny – delty pyroklastickým a epiklastickým materiálom a vo vyššej úrovni lávovými prúdmi sa pásmo litorálu postupne presúvalo na JZ do oblasti Levíc, Tlmáč a Kozároviec, kde lávové prúdy podliehali brekciácii hyaloklastitového typu (pozri sprievodcu exkurzie, lokalita 19, obr. 19A, B) a súčasne deštrukcii v pásme príboja so vznikom hrubých až blokových konglomerátov. O epizodicky obnovovanej sedimentácii svedčia vložky tufitických siltovcov až ílovcov s litorálnou faunou spodného sarmatu (Váňová, 1960; Brestenská, 1965). V závere efuzívnej aktivity lávové prúdy smerujúce na JZ dosiahli oblasť Kozmálovských vŕškov a Mochoviec, kde – tak isto v pásme litorálu v príbojovej zóne – lávové prúdy a hyaloklastitové brekcie deštruovali a stali sa zdrojom blokových konglomerátov.

Zhruba v rovnakom období prebiehala v oblasti západných svahov stratovulkánu efuzívna aktivita amfibolicko-pyroxenických andezitov žiarskeho komplexu s pravdepodobným centrom pri západnom okraji kaldery. Lávové prúdy, ktoré vytvorili takmer súvislý pokrov na horninách 1. etapy, dosiahli až úpätie susedných sarmatských stratovulkánov Markovho vrchu a Vtáčnika.

V spodnom sarmate v sv. časti kaldery a na priľahlom svahu stratovulkánu vznikla stratovulkanická stavba pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov breznického komplexu. Po denudácii sa zachovali jej zvyšky v kaldere a vo výplni paleodolín na stratovulkanickom svahu smerujúcich na S a SV do Kremnických vrchov. V spodných úrovniach výplne paleodolín prevládajú epiklastické horniny s telesami laharových brekcií (zárezy cesty pri Hronskej Breznici). V stredných úrovniach vo výplni paleodolín narastá objem pyroklastík (pyroklastické prúdy a redeponované pyroklastiká) a v závere vulkanickej aktivity prevládajú efúzie lávových prúdov, ktoré tvoria vrchnú časť výplne paleodolín. Existenciu vysokého reliéfu pôvodného sarmatského vulkánu signalizuje hĺbka kaňonovitých paleodolín (vyše 300 m) so strmým sklonom na S. Podobne aj výskyt veľkých blokov (vyše 2 m) v laharových brekciách poukazuje na vysokú gravitačnú energiu podmienenú sklonom reliéfu paleodolín. Na S uvedené paleodoliny vyústili do širokého proluviálneho kužeľa, ktorý na úrovni Železnej Breznice vykliňuje v sedimentoch spodného sarmatu (Lexa et al., 1998).

V strednom až vrchnom (?) sarmate na jv. svahu stratovulkánu a sčasti v kaldere sa uložil efuzívny komplex pyroxenických andezitov (formácia Jabloňového vrchu). Lávové prúdy pohybujúce sa z kaldery po prekročení kalderového zlomu smerovali v rámci paleodolín na JV.

Rádiometrický údaj 11,5 mil. rokov lávového prúdu vo výplni pomerne hlbokého erozívneho zárezu na S od Hontianskych Nemiec (pod kótou Žarnosek (pozri sprievodcu exkurzie, lokalita 14, obr. 14)) dokonca poukazuje až na vrchnosarmatský vek vulkanickej aktivity.

Na západnom svahu stratovulkánu sa v záverečnom štádiu sformoval mohutný efuzívny komplex pyroxenických až leukokratných andezitov inoveckej formácie. Lávové prúdy tvoria výplň paleodoliny, ktorá sa v smere na Z rozšírila a vyústila do proluviálneho kužeľa. Lávové prúdy využili reliéf paleodoliny, v ktorej bol predtým uložený ignimbritový komplex, pričom sledovali početné erozívne zárezy a kanály na ignimbritovom povrchu. Južný okraj tejto paleodoliny tvoria lávové prúdy v oblasti vrcholov Veľkého a Malého Inovca. Sklovitá povaha andezitu a brekciácia hyaloklastitového typu lávových prúdov v nižších úrovniach svahu poukazuje na kontakt s vodným prostredím.

5. etapa – ryolitový vulkanizmus a vývoj hodrušsko-štiavnického hrastu (stredný ? až vrchný sarmat)

Prejavy ryolitového vulkanizmu jastrabskej formácie vo vrchnom sarmate boli späté so zdvihom centrálnej časti štiavnickej kaldery a s formovaním resurgentnej hrastovej štruktúry (obr. 5D). Syngeneticky so vznikom hrastu pokračovala subsidencia bloku Žiarskej kotliny (ktorá sa začala už pred ryolitovým vulkanizmom). Na výstup ryolitových más na povrch boli využité najmä extenzné zlomy. V súčasnom erozívnom zreze sú pri západnom okraji hrastu v intruzívnej pozícii obnažené telesá ryolitov so zrnitou základnou hmotou (ryolitové porfýry). V severnej časti hrastového bloku vystupujú ryolitové dajky a dajkové roje, ktoré sledujú zlomový systém priebehu S–J. Ryolitové dajky sa zistili aj pri banských prácach v štiavnickom rudnom poli, v povrchových východoch pri Banskej Belej a pri jv. okraji kaldery (na V od Banského Studenca).

Zlomová zóna medzi subsidujúcim blokom Žiarskej kotliny a dvíhaným blokom hrastu pokračujúcom pri jv. a východnom okraji kotliny na S do Kremnických vrchov (vyhniansko-ihráčska vulkanotektonická zóna) poslúžila pri výstupe ryolitových más na povrch akumulovaných pri jv. a východnom okraji kotliny. Výstup ryolitovej magmy v Žiarskej kotline sprevádzali freatické a freatomagmatické erupcie iniciované stykom prenikajúcej magmy s vodným prostredím, príp. s vodou nasýtenými sedimentmi. Výsledkom bol vznik prstencových tufových valov alebo freatopyroklastických kužeľov, ktoré potom deštruoval výstup ryolitovej extrúzie (Lehôtka pod Brehmi; pozri sprievodcu exkurzie, lokalita 5, obr. 5). Fluidálnejšia láva tvorila krátke a hrubé lávové prúdy. Výstup viskóznejšej lávy v podobe extruzívnych dómov sprevádzala dezintegrácia a explozívna deštrukcia a tie boli zdrojom úlomkovitého materiálu hromadeného ich okolí. Odplynená a silne viskózna láva bola vytláčaná v podobe protrúzií, resp. tholoidov s vertikálnym priebehom fluidality (teleso Pustý hrad pri Sklených Tepliciach), pričom v niektorých prípadoch vznikali sklovité obsidiánové okraje (Szabóova skala pri Hliníku nad Hronom; pozri sprievodcu exkurzie, lokalita 4, obr. 4). Lávové telesá, ktoré nedosiahli povrch, sa umiestnili v prostredí tufov a brekcií v podobe silov a lakolitov. Umiestňovanie týchto plytkých intrúzií sprevádzali hydrotermálne premeny okolitých tufových komplexov a tie vyvolali argilitizáciu a zeolitizáciu tufov. Pemzové a popolovo-pemzové tufy sú produktom plinijských erupcií uloženým vo fluviálno-limnickom až suchozemskom prostredí, príp. sa opätovne redeponovali do západnej časti depresie, ktorá subsidovala intenzívnejšie, a uložili sa tam v podobe polôh jemnozrnných tufitických pieskovcov s polohami siltovcov, drobných konglomerátov a redeponovaných tufov. V oblasti výronu hydrotermálnych prameňov s výnosom SiO_2 vznikli limnokvarcity a tufové súvrstvia v ich okolí podliehali argilitizácii.

Zlomovú zónu smeru S–J na Z od okraja Žiarskej kotliny (novobansko-kľakovská vulkanotektonická zóna) sledoval výstup extruzívnych telies s prechodmi do krátkych hrubých lávových prúdov (novobanské ryolitové teleso) a v severnej časti extrúzie s pásmami brekciácie pri okrajoch (komplex Tisové bralo pri Ostrom Grúni).

Resurgentná hrastová štruktúra, formovaná syngeneticky s ryolitovým vulkanizmom, nadobudla pre intenzívnejší zdvih v západnej časti asymetrickú povahu so sklonom 10–15° na JV. Hrastová stavba sa v priebehu zdvihu dezintegrovala na čiastkové segmenty (čiastkové hrasty a grabeny) prevažne podľa zlomov smeru SSV–JJZ až S–J (čiastkový hrast Kamenný závoz, Šobovský graben a i.). Zlomy resurgentného hrastu sa využili aj na cirkuláciu hydrotermálnych roztokov, ktorá podmienila vývoj epitermálnych polymetalických a drahokovových žíl štiavnicko-hodrušského rudného obvodu.

Vznik resurgentného hrastu v predtým kolapsovanom bloku kaldery je pozoruhodným prírodným fenoménom (obr. 5). Vyklenutie sa identifikovalo pri niektorých veľkých kolapsových kalderách andezitových stratovulkánov v západnej časti USA (Creed, Silverton, Valles). Vyklenutie kaldery Valles sprevádzali extrúzie ryolitov pozdĺž okrajových a vnútorných zlomov, čo viedlo k názoru, že zdvih podmienilo umiestnenie väčšieho objemu ryolitovej magmy pod vyklenutím (Smith a Bailey, 1961). Konečný (1970, 1971) túto koncepciu aplikoval pri vysvetľovaní vzniku hrastu v centrálnej časti štiavnickej kaldery a poukázal na analógiu so synchrónnym priebehom ryolitového vulkanizmu. Lexa et al. (1997) predpokladajú, že sa ryolitová magma podstielajúca resurgentný hrast vyvinula ako výsledok anatexie bloku kôry, ktorý pri vývoji kaldery subsidoval do magmatického rezervoára.

Vo vrchnom sarmate prebiehala subsidencia v západnej časti Žiarskej kotliny s uložením sedimentov vo fluviálno-limnickom prostredí. Podobné procesy, pri ktorých sa formovali grabenové štruktúry, prebiehali aj pri jz. okraji stratovulkánu (pukansko-bátovská a čajkovská depresia). V subsidujúcich depresiách a v priľahlej východnej časti Podunajskej panvy pokračovala sedimentácia v brakicko-limnickom až limnickom prostredí. Relatívne intenzívnejšiu subsidenciu čajkovskej depresie dokumentuje vrt GK-6 pri Čajkove, ktorým sa zistila hrúbka sedimentov

225 m. Overená hrúbka sedimentov v bátovskej depresii je 95 m (vrt PKŠ-1).

V panóne sa v závere vulkanizmu alkalicko-vápenatého typu aktivovali eruptívne centrá bazaltických andezitov vo východnej časti Žiarskej kotliny. V dôsledku kontaktu vystupujúcej lávy s vodou nasýtenými sedimentmi prebiehali freatomagmatické explózie, ktoré viedli k vzniku maarov a tufových kužeľov (pozri sprievodcu exkurzie, lokalita 6, obr. 6A, B). V niektorých prípadoch v závere vystúpila bazaltická andezitová láva a vyplnila centrálnu depresiu (Šibeničný vrch; pozri sprievodcu exkurzie, lokalita 6, obr. 6B, C). Rad telies sa v podobe silov a lakolitov umiestnil v prostredí ryolitových tufov. Obnažené prívodové systémy (dajky a neky) na JZ od Sklených Teplíc a na sz. svahu stratovulkánu (Ostrovica na Z od Kľaku) svedčia o prítomnosti povrchových maarových štruktúr a troskových kužeľov odstránených denudáciou.

Nasledujúcu mladšiu aktivitu alkalického bazaltového vulkanizmu na východnom svahu stratovulkánu reprezentuje efúzia lávového prúdu pri Devičí (na JZ od Krupiny), ktorý vyplnil riečnu dolinu smeru V–Z. Rozsiahlejšie efúzie láv v Pliešovskej kotline vyplnili širokú paleodolinu s fluviálnymi a fluviálno-limnickými sedimentmi na báze. Predpokladaný troskový kužeľ na JZ od lávového pokrovu sa nezachoval. Lávové efúzie pri ich južnom okraji oddelili priestor, v ktorom vznikla lokálna limnická panvička vyplnená sedimentmi v hrúbke až 55 m. Zvyšky flóry v jej spodnej časti indikujú vek na rozhraní miocénu a pliocénu (Planderová in Konečný et al., 1985). Aktivita alkalického bazaltového vulkanizmu pri východnom okraji stratovulkánu bola pravdepodobne spätá s oživením zlomového systému smeru S–J.

Lávové neky pri Banskej Štiavnici boli prívodovými systémami k povrchovým formám (maary, príp. troskové kužele), ktoré potom odstránila denudácia (pozri sprievodcu exkurzie, lokalita 11, obr. 10, 11). Pozícia nekov poukazuje na ich väzbu na zlomový systém vymedzujúci hrastovú štruktúru z východnej strany.

V panóne až ponte pokračovala subsidencia Žiarskej kotliny, najmä jej západnej časti. Sedimenty sladkovodného prostredia dosahujú hrúbku až 300 m (vrt Trubín-1). Pri jz. okraji stratovulkánu pokračovala v panóne až ponte sedimentácia v brakickom a neskôr v sladkovodnom prostredí, pričom vznikali íly, bituminózne íly až lignity (lignitové ložisko pri Pukanci). Sedimenty panónu označované ako ivanské súvrstvie (Priechodská a Harčár, 1988) neprekračujú hrúbku 200 m.

Na svahoch doliny Hrona sú v pozícii vysokej terasy v nadmorskej úrovni 420–430 m hrubé až blokové konglomeráty s ryolitovým materiálom, ktoré predstavujú najstaršie fluviálne sedimety paleohrona s predpokladaným panónskym vekom (Konečný et al., 1998). Polymiktný štrk hronského súvrstvia (Halouzka in Konečný et al., 1998) v terasových sedimentoch Hrona a v jeho poriečnom pásme sa vyvíjal v pliocéne (dák).

Intenzívna denudácia, ktorej bol vystavený hrastový blok, odstránila produkty sarmatského vulkanizmu, v sz. časti spodnú stratovulkanickú stavbu a obnažila horninové komplexy predvulkanického podložia. V centrálnej časti hrastu bol odkrytý subvulkanický komplex a vo východnej (štiavnická oblasť) denudačný zrez odkryl spodné úrovne stratovulkanickej stavby preniknutej dajkovými a ložnými intrúziami. Súčasne sa obnažili aj vrchné časti rudných žíl.

Na zlomovom systéme smeru S–J na západnom svahu stratovulkánu vznikol troskový vulkán Putikov vŕšok (pozri sprievodcu exkurzie, lokalita 8, obr. 8A, B). Lávové prúdy smerujúce na S prekryli terasu paleohrona pravdepodobne riského veku, čo zodpovedá veku okolo 140–130 tisíc rokov (Šimon a Halouzka, 1996; Šimon, 2000).

Literatúra

Blaško, D., et al., 1987: Záverečná správa Handlová - východ VP Hnedé uhlie, stav k 1.5.1987 *Manuskript Spišská Nová Ves, GSSR – archív*

Blaško, P., Laffers, F., Gembalová, M., Lukaj, M. & Kontrošová, M., 1989: Záverečná správa Slovensko – lignit. *Manuskript. Bratislava, Geofond.*

Brestenská, E., 1955: Správa o geologickom a mikropaleontologickom vyhodnotení vrtu SB-1 na sv. od Sv. Beňadika. *Manuskript. Bratislava, GÚDŠ – archív.*

Brestenská, E., 1965: Mikrobiostratigrafické začlenenie miocénnych sedimentov v okolí Kozároviec. *Manuskript. Bratislava, GÚDŠ – archív.*

Brestenská, E., 1980: Biostratigrafia. In: Brestenská, E., Konečný, V., Lexa, J., Priechodská, Z., 1980: Geologická mapa a vysvetlivky 1 : 25 000 listy Tekovské Trsťany a Hontianske Tesáre. *Manuskript. Bratislava, GÚDŠ – archív*

Burian, J., Konečný, V., Krist, T., Lexa, J. & Vozár, J., 1968: Regionálny ložiskový výskum neovulkanitov, oblasť Banská Štiavnica. [Záverečná správa.] *Manuskript. Bratislava, Geofond.*

Burian, J., Smolka, J. & Kámen, M., 1981: Vývoj neogénneho magmatického komplexu v oblasti Zlatna a s ním spätej mineralizácie. *Mineralia Slov., 13, 489–508.*

Karolus, K., Karolusová, E., Vozár, J., Brestenská, E., Priechodská, Z., Vozár, J., Škvarka, L., Ritter, J. & Kúšik, M., 1975: Komplexné spracovanie a vyhodnotenie štruktúrneho vrtu PKŠ-1 Gondovo. *Manuskript. Bratislava, GÚDŠ – archív*

Konečný, V., 1966: O mechanizme transportu pyroklastických hornín v subakválnych podmienkach. *Geol. Práce, Zpr., 46, 111–125.*

Konečný, V., 1970: Vývoj neogénneho vulkanického komplexu Štiavnického pohoria. *Geol. Práce, Spr., 51, 5–46.*

Konečný, V., 1971: Evolutionary Stages of Banská Štiavnica. Caldera and Its Post-volcanic structures. *Bull. volc. tome 35, 1, Napoli, 95–116.*

Konečný, V. & Lexa, J., 1979: Štruktúrno-geologická schéma stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000. *Manuskript. Bratislava, GÚDŠ – archív*

Konečný, V. & Lexa, J., 1984: Geologická mapa stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000. *Bratislava, GÚDŠ.*

Konečný, V., Lexa, J., Halouzka, R., Hók, J., Vozár, J., Dublan, L., Nagy, A., Šimon, L., Havrila, M., Ivanička, J., Hojstričová, V., Miháliková, A., Vozárová, A., Konečný, P., Kováčiková, M., Filo, M., Marcin, D., Klukanová, A., Lisčák, P. & Žáková, E., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca (štiavnický stratovulkán). I., II. *Bratislava, GSSR, 473.*

Konečný, V., Lexa, J. & Planderová, E., 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 9, 1–203.*

Konečný, V., Miháliková, A., Dovina, V., Štohl, J., Marsina, K., Stankovič, J., Planderová, E., Panáček, A., Šefara, J. & Straka, P., 1985: Vysvetlivky k listom geologickej mapy 1 : 25 000 Krupina-2. *Manuskript. Bratislava, GÚDŠ – archív.*

Konečný, V., Planderová, E., Ondrejičková, A., Lehotayová, R., Klablenová, K. & Škvarka, L., 1966: Záverečná správa z vrtu GK-3 Horné Rykynčice. *Manuskript. Bratislava, GÚDŠ – archív*

Kováčik, J., 1964: Tufity a sedimenty v okolí Šobova a Červenej studne. *In Burian, J., Kováčik, M. & Štohl, J., 1964: Geologicko-ložiskový*

výskum v oblasti Banskej Štiavnice. Správy o geologických výskumoch v roku 1963, 2. Bratislava, GÚDŠ, 186–188.

Kuthan, M., Biely, A., Böhm, V., Čechovič, V., Fusán, O., Hovorka, D., Mazúr, E. & Regásek, F., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 list Zvolen. *Manuskript. Bratislava, GÚDŠ – archív.*

Kuthan, M., Biely, A., Brestenská, E., Brlay, A., Krst, E., Kullman, E. & Mazúr, E., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 . 200 000 list Nitra. *Manuskript. Bratislava, GÚDŠ – archív*

Lexa, J., Halouzka, R., Havrila, M., Hanzel, V., Kubeš, P., Liščák, P & Hojstričová, V., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Kremnických vrchov. *Bratislava, GSSR, 308.*

Lexa, J., Konečný, P., Hojstričová, V., Konečný, V. & Köhlerová, M., 1997: Petrologický model Štiavnického stratovulkánu. *Manuskript. Bratislava, GÚDŠ – archív.*

Maheľ, M. & Buday, T., et al., 1968: Regionálna geológia Československa. Praha, 1–707

Pástor, J., 1969: Niekoľko poznámok k veku dioritu a granodioritu v štiavnickom rudnom poli. *Mineralia Slov., 1, 218–219.*

Priechodská, Z. & Harčár, J., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape severovýchodnej časti Podunajskej nížiny 1 : 50 000. *Manuskript. Bratislava, GÚDŠ – archív.*

Repčok, I., 1978: Vek niektorých stredoslovenských neovulkanitov zistený metódou stôp po delení uránu. *Geol. Práce. Spr., 71*

Repčok, I., 1981 Datovanie niektorých stredoslovenských neovulkanitov metódou stôp po delení uránu. *Západ. Karpaty, Sér Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., 8.*

Smith, R. L. & Bailey, R. H., 1968: Resurgent cauldron. *Geol. Soc Amer Mem., 116, 613–662.*

Šimon, L. & Halouzka, R., 1996: Putikov vŕšok volcano the youngest volcano in the Western Carpathians. *Slov Geol Mag., Z/96, 103–123.*

Šimon, L., 2000: Volcanic structure of the youngest volcano in the Western Carpathians- the Putikov vŕšok volcano. *Mineralia Slov., 32, 241–242.*

Vaňová, M., 1960: Sarmatská mäkkýšová fauna zo sv. časti Podunajskej nížiny (Stručný súhrn a hodnotenie sarmatských faun v r 1954–1957.) *Manuskript. Bratislava, GÚDŠ – archív*

Vass, D., 1971 Sedimentological characterization of the Plášťovce Beds (Southern Slovakia). *Geol. Zbor Geol. carpath., 22/1, 25–47*

Vass, D., Brestenská, E., Fejdiová, O., Franko, O., Gazda, S., Lehotayová, R., Marková, M., Ondrejičková, A., Planderová, E., Reichwalder, P & Vozárová, A., 1968: Štruktúrny vrt ŠV-8 Dolné Semerovce. *Manuskript. Bratislava, GÚDŠ – archív*

Mineralia Slovaca, 33 (2001), 197–202

Charakter pleistocénnej sopečnej aktivity vulkánu Putikov vŕšok v Štiavnických vrchoch

LADISLAV ŠIMON a JÁN KRÁĽ

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava, 817 04

(Doručené 7. 5. 2001)

Character of the Pleistocene volcanic activity of the Putikov vŕšok volcano in the Štiavnické vrchy Mts.

The volcano Putikov vŕšok was formed during Pleistocene (Late Riss). The volcanic activity of the volcano is the youngest in the Western Carpathians. The volcano is made of two lithogenetic types of volcanic rocks, represented by: lava flows and pyroclastic rocks. The volcanic rocks have been classified as alkali basalts and/or nepheline basanites.

Key words: Putikov vŕšok volcano, Quaternary volcano, lava flows, pyroclastic rocks, alkali basalts, Sr isotopes

Úvod

Najmladším prejavom aktivity alkalického bazaltového vulkanizmu na strednom Slovensku je vulkán Putikov vŕšok pri Novej Bani v Štiavnických vrchoch. Vulkán leží medzi kótou 477 m Putikov vŕšok, Tekovskou Breznicou a Novou Baňou-Brehmi (obr. 1, 2, 3). Pri vulkanickej aktivite vznikol sopečný kužeľ a lávový pokrov (obr. 2). Vývoj kužeľa bol sprevádzaný výlevom lávy, ktorá sa pohybovala od kužeľa v smere pôvodnej Chválenskej doliny na S k paleorieke Hron. Čelo lávových prúdov je v súčasnosti v okrajovej časti Novej Bane-Brehov a odtiaľ sa odobrala vzorka na izotopový výskum (obr. 1). Styk lávy s vrstvami zvodneného terasového štrku paleorieky Hron vyvolal lokálny vývoj pseudokráterov, malých druhotných troskových kužeľov (Šimon, 2000).

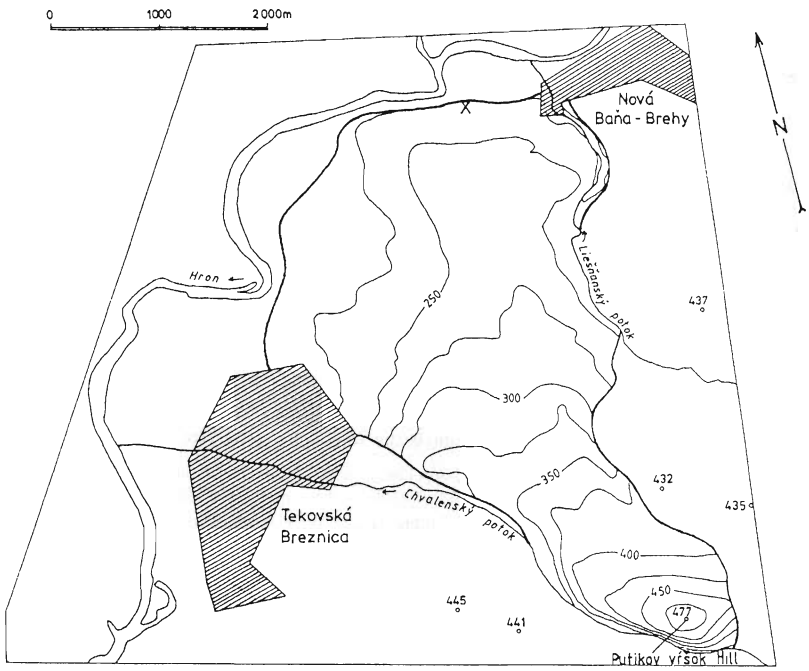
Charakter efuzívnej aktivity

Pleistocénny Putikov vŕšok je najmladším vulkánom v Západných Karpatoch (Šimon a Halouzka, 1996). Lávové prúdy sú produktom efuzívnej vulkanickej aktivity vychádzajúcej z centrálneho krátera. Prúdy na kuželi (centrálna z óna vulkánu) ležia vejárovite okolo centra. 90 % lávy sa vylialo smerom na SSZ (obr. 1, 2, 3) medzi Tekovskú Breznicu a Nová Baňa-Brehy (prúdy využili geomorfológiu terénu). Lávové prúdy majú rozličnú dĺžku a hrúbku. Krátke prúdy sú v okolí kráteru (foto 1), majú dĺžku do 10 m a hrúbku do 30 cm, stredné dĺžku 10–100 m a hrúbku od 10 cm do 10 m. Najdlhšie prúdy sa vyliali až po Brehy (foto 2), sú dlhé až 3,2 km a hrubé do 15 m. Počet lávových prúdov nemožno presne určiť, lebo sa navzájom prekrývajú, prepletajú, majú variabilnú hrúbku a dĺžku a od prúdov sa nedajú odlíšiť ani čiastkové jazyky. Prúdy tiekli v korytách (hlavné prúdy), z ktorých sa rozlievajú jazyky lávy (bočné prúdy). Sukcesia hlavných a bočných lávových prúdov vytvorila lávové plató (lávový pokrov). Celá masa lávových prúdov sa vyliala na povrch na ploche okolo 4 km^2.

Na svahu pod troskovým kužeľom lávové prúdy vypĺňajú dolinu širokú okolo 500 m (pôvodný tok Chválenskej doliny?), na kvartérnych uloženinách v doline Hrona sa rozlievali do plató širokého až 1,5 km. Prúdy sú produktom vulkanickej aktivity s kolísavou intenzitou a s nízkym stupňom explozivity. Erupcie generovali hlavne lávu typu Aa, ale aj *pahoehoe*. Rozdiel medzi lávou typu Aa a *pahoehoe* je v povahe povrchu telesa. Lávové prúdy typu pahoeloe zvyčajne nemajú vyvinuté lávové brekcie, majú jemný, hladký a pórovitý povrch a niektoré prešli efektom prasknutia bubliny. V lávovom telese sa vytvorila plynová bublina, po istom čase praskla a spôsobila malú a slabú lokálnu erupciu mimo centrálneho otvoru vulkánu. Spomenutý efekt sa prejavil rozbitím povrchovej kôry prúdu a nasledujúcim rozprsknutím lávy na krátku vzdialenosť od zdroja erupcie. Úlomky sa uložili na povrchu lávového prúdu v blízkosti deformácie (prasknutie).

Podstatnú časť lávovej masy, ktorá tvorí lávové plató, reprezentujú lávové prúdy typu Aa. Láva má hrubý, drsný povrch a skladá sa z telesa masívnej lávy a z lávových brekcií. Brekcie sa vyvinuli v spodnej a vrchnej časti lávového prúdu pri pohybe a nasledujúcom chladnutí lávy. Sú červenej, ružovej a hnedočervenej farby a niektoré časti – hlavne spodné brekcie – sú červenožltkasté alebo okrovoružové. Brekcie sú z angulárnych, troskovitých alebo aj zo sférických fragmentov červenej, hnedočervenej, no i žltočervenej farby a sú veľké 1 až 60 cm. Matrix je brekciovitý, drvený materiál z lávy spomenutých farieb.

Žltkastý odtieň v brekcii signalizuje vplyv vody pri erupcii. Predpokladáme, že vodné prostredie, ktoré vytvorila podzemná voda (v centrálnej zóne vulkánu) alebo povrchová voda paleorieky Hron (periférna zóna vulkánu), spôsobilo pri kontakte s lávou lokálny vývoj hyaloklastitov a freatomag-



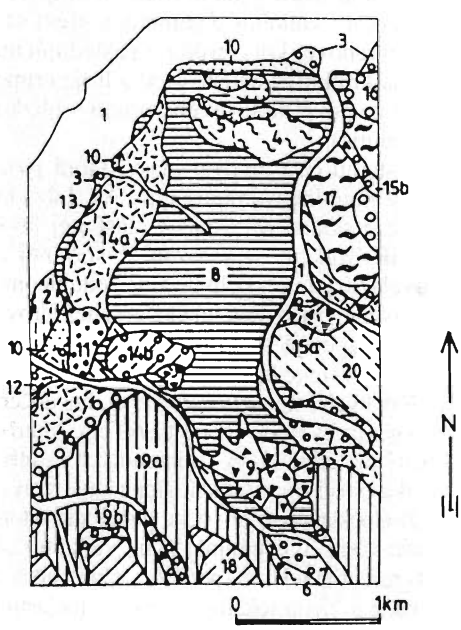
Obr. 1. Morfológia vulkánu Putikov vŕšok medzi Novou Baňou-Brehmi, Tekovskou Breznicou a kótou Putikov vŕšok (477 m, Šimon, 2001). X – miesto odberu vzorky horniny z lávového prúdu na Sr izotopovú analýzu.

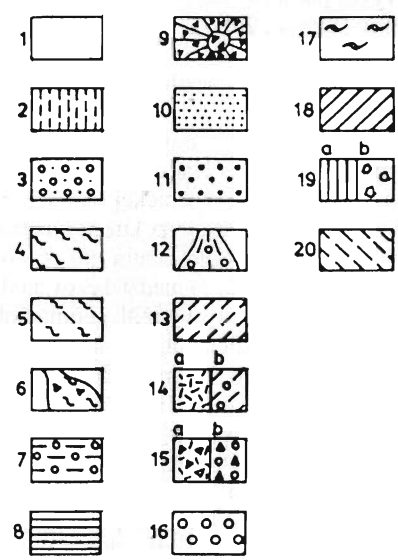
Fig. 1. Morphology of the Putikov vŕšok volcano among Nová Baňa-Brehy, Tekovská Breznica and Putikov vŕšok Mt. (477 m; Šimon, 2000).

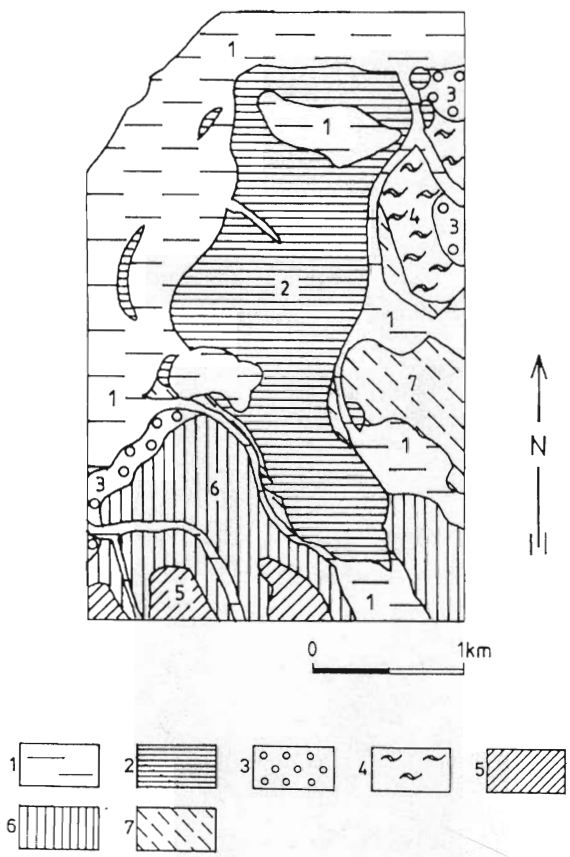
matických procesov, čo sa prejavilo práve zmenou farby, čiže červená, žeravá láva sa dezintegrovala do červených (s odtienkami), hnedých, okrových a žltých (s odtienkami) fragmentov. Charakteristické zožltnutie je prejavom palagonitizácie, ktorá prebehla ako znak interakcie lávy s vodnou parou.

Na čele lávových prúdov (v súčasnosti je to okolie lomu Brehy) mali freatomagmatické erupcie takú intenzitu, že vytvorili pseudokrátery (Šimon, 2000), a to prevažne zo zvrstvených troskových uložení so znakmi interakcie s vodou (obr. 5, 6).

Na okraji troskového kužeľa (v prechodnej zóne vulkánu) prebiehali erupcie lávových prúdov syngeneticky s explozívnymi erupciami pyroklastík, čo je najlepšie doložené v okolí kóty 303, pre ktoré je charakteristické striedanie tenkých prúdov (v hrúbke 0,5–1,5 m) s pyroklastikami (hrubými 0,2–1,5 m). V spodnej a vrchnej časti niekoľkých tenkých prúdov má láva typu Aa povrch s náznakmi drvenia a kvázitvorby brekciovitej štruktúry s tvorbou karfiolovitých tvarov. Lávové prúdy typu Aa majú vo vrchnej časti vulkánu doskovitú odlučnosť s náznakmi stĺpcovej odlučnosti, v periférnej zóne (napr. v lome pri Brehoch) nepravidelne stĺpovitú, stĺpovitú, vejárovitú, doskovitú a doskovito-lavicovitú odlučnosť. Pri niektorých prúdoch typu Aa je pozorovateľný efekt injektáže lávy do vrchných lávových brekcií. Telesá lávových prúdov vyliate vo vrchnej, strednej a v spodnej časti vulkánu zahradili a zmenili







Obr. 3. Schéma formácií a komplexov v okolí vulkánu Putikov vŕšok (Šimon, 2001). Kvartér: 1 – sedimenty nečleneného kvartéru, 2 – kvartérne vulkanity vulkánu Pútikov vŕšok. Terciér: 3 – sedimenty panónu – pontu, 4 – sarmatské pyroklastiká drastvickej formácie, 5 – sarmatské efuzíva sitnianskeho komplexu, 6 – bádenské lávové prúdy a epiklastiká nešpecifikovaného pyroxenického andezitu, 7 – nečlenené lávové prúdy bádenského veku.

Fig. 3. Schematic map of formations and complexes of the Putikov vŕšok Mt. vicinity (Šimon, 2001). Quaternary: 1 – unspecified Quaternary sediments, 2 – volcanic rocks of the Putikov vŕšok volcano – – Quaternary. Tertiary: 3 – Pannonian – Pontian sediments, 4 – Štiavnica stratovolcano: Sarmatian pyroclastic rocks of the Drastvice Formation, 5 – efusive rokes of the Sitno Complex. 6 – Badenian unspecified lava flows and epiclastic volcanic rokes, 7 – unspecified lava flows.

smer vodných tokov, a tak vytvorili podmienky na akumuláciu kvartérnych sedimentov.

Charakter explozívnej aktivity

Pyroklastické horniny vulkánu Putikov vŕšok vznikli pri explóziách a vytvorili nasypaný troskový kužeľ v centre vulkánu. Ide o produkty erupcií havajského, strombolského alebo vulkánskeho typu. Kužeľ reprezentujú nekonsolidované až spečené pyroklastické horniny s dobre definovateľnými vrstvami.

V spodnej časti kužeľa je žltookrový palagonitizovaný lapilový tuf. Horniny sú produktom freatomagmatickej erupcie vulkánskeho typu, ktorá nastala pri kontakte magmy s podzemnou vodou. Práve táto prvotná silná explózia začala formovať kužeľ. Horniny tvoria vrstvu hrubú asi 20 cm na báze vulkanického komplexu. Tuf je jemnozrnný, bazaltového zloženia a leží priamo na terciérnych podložných horninách. V zmysle modernej terminológie označujeme bazaltový palagonitizovaný tuf v okolí kóty 303 na svahu vulkánu (v prechodnej zóne vulkánu) za freatopyroklastikum reprezentujúce uloženiny pyroklastických prívalov na svahu vulkánu. Opísaný tuf v centrálnej časti vulkánu zas reprezentujú napadané freatopyroklastiká, ktoré sa uložili blízko krátera vulkánu.

Vyššie v stratigrafickom slede sú vyvinuté silne spečené aglutináty červenej a tehlovočervenej farby. Vo vrchnej časti kužeľa sú uložené hrubo spečené aglutináty so štruktúrou tečenia a masívne bezkôrové veľmi tenké lávové prúdy. Sklon vrstiev v kuželi je 6 až 30°. Vo vrcholovej časti sú voľne uložené tehlovočervené, bordové, hnedo-

Obr. 2. Geologická mapa vulkánu Putikov vŕšok (Šimon a Halouzka, 2000). Kvartér: Holocén: 1 – fluviálna nivná hlina, piesčitá hlina a piesok, holocén vcelku. Pleistocén – würm (vislan): 2 – fluviálna hlina, 3 – fluviálny piesčitý štrk (dnovej akumulácie), 4 – eolická vápnitá spraš (nečlenený pleistocén alebo würm), 5 – eolicko-deluviálna vápnitá sprašovitá hlina a jej série, 6 – periglaciálny soliflukčnosutinový kamenitý prúd (prevažne úlomky bazaltov v Tekovskej Breznici). Ris/würm – würm: 7 – fluviálno-limnický hlinitý piesok a štrk (séria v Tekovskej Breznici). Mladší ris – – báza ris/würm – vulkán Putikov vŕšok, 8 – lávové prúdy, 9 – pyroklastiká troskového kužeľa. Mladší ris (vartan): 10 – fluviálny piesčitý štrk (akumulácia 3. strednej terasy). Starší ris (sál s. s., drent): 11 – fluviálny piesčitý štrk a štrk (akumulácia 2. čiže hlavnej strednej terasy) s pokryvom mladšieho splachu, 12 – proluviálny hlinitý štrk s úlomkami hornín (náplavový kužeľ). Nečlenený kvartér: 13 – deluviálno-fluviálna splachová hlina, piesčitá hlina, 14 – polygenetické deluviálne sedimenty: a) svahová hlina, b) svahový hlinitý štrk (resedimentovaný), 15 – deluviálne sedimenty: a) prevažne hlinitokamenitá a kamenitá sutina, b) kamenitoštrkovitá sutina. Terciér: panón – pont: 16 – hrubé a blokovité konglomeráty prevažne s ryolitovým materiálom (fluviálne sedimenty vo výplni paleodolín). Štiavnický stratovulkán: sarmat: 17 – drastvická formácia – zváraný pemzový tuf, 18 – sitniansky komplex – lávové prúdy amfibolicko-pyroxenického andezitu. Spodný vrchný báden: 19 – a) lávové prúdy nešpecifikovaného pyroxenického andezitu, b) epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty (hrubé až blokové), 20 – nečlenené lávové prúdy

Fig. 2. Geological map of the Putikov vŕšok volcano (Šimon and Halouzka, 2000). Quaternary: Holocene: 1 – fluvial, flood plain, mostly loams and sandy loams. Pleistocene – Würm (Vislan), 2 – fluvial loams, 3 – fluvial sandy gravels bottom accumulation), 4 – eolian (subaeric) calcareous loesses (Pleistocene, unspecified, or Würm), 5 – eolian – deluvial, calcareous loess loams and their series, 6 – periglacial solifluction-scree-stony flow (in Tekovská Breznica mostly basalt fragments). Riss/Würm – Würm: 7 – fluvial-limnic loamy sands and gravels (series in Tekovská Breznica). Late Riss – base Riss/Würm – the Putikov vŕšok volcano: 8 – nepheline basanite lava flows, 9 – cinder cone pyroclastics. Late Riss (Vartan): 10 – fluvial sandy gravels (3rd middle terrace accumulation). Early Riss (Saale s. s., Drent): 11 – fluvial sandy gravels and gravels (the 2nd, i. e. the main middle terrace accumulation) with younger outwash cover, 12 – proluvial loamy gravels with rock fragments (alluvial fan). Quaternary, unspecified: 13 – deluvial-fluvial outwash (run-off) loams, sandy loams, 14 – deluvial sediments-polygenetic: a) slope loams, b) slope, loamy gravels (resedimented), 15 – deluvial sediments – a) screes, mostly loamy-stony and stony, b) stony-gravely screes. Tertiary: Pannonian – Pontian: 16 – coarse to blocky conglomerates, mostly with rhyolitic material (fluvial sadiments within paleovalley fills). Štiavnica stratovolcano: Sarmatian: 17 – Drastvice Formation – welded pumice flows, 18 – Sitno Complex – lava flows of the amphibole-pyroxene andesite. Early to Late Badenian: 19 – a) lava flows of the unspecified pyroxene andesite, b) epiclastic volcanic breccias-conglomerates (coarse to blocky), 20 – unspecified pyroxene andesite.

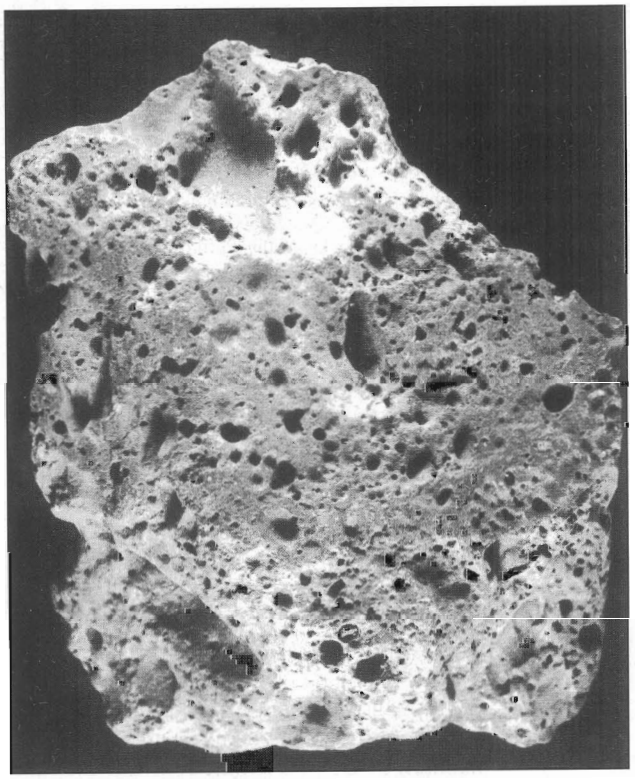


Foto 1. Fragment lávového prudu porovitého bazanitu v centrálnej zóne vulkanu Putikov vršok. Skutočná veľkosť vzorky je 20 cm x 20 cm.

Photo 1. Fragment of lava flow of porous basanite in the central zone of the Putikov vršok volcano. Real size of the sample is 20 cm x 20 cm.

Foto 2. Lávový prúd so stĺpcovou odlúčnostou v distálnej zóne vulkánu Putikov vršok. Hrúbka stĺpcov je v skutočnosti 40 cm.

Photo 2. Lava flow with regular columnar joints in the distal zone of the Putikov vršok volcano. The thickness of the column is 40 cm.

čierne a čierne vulkanické bomby a bombičky veľké od 1 do 50 cm sférického, rybieho, mandľovcového, cylindrického, kravincového a mušľovitého tvaru s chvostom. Dominantné zastúpenie v kuželi majú aglutináty. Sú stredne alebo veľmi silne spečené, masívneho vzhľadu, heterogénne, zložené z nepravidelných, vretenovitých a sférických aglutinátov, bômb, bombičiek a troskových lapíl. Aglutináty majú pórovitú textúru a tvoria ich napadané pyroklastiká veľkosti lapíl a aglomerátov. Popol je zastúpený vo veľmi malom množstve, ale väčšinou chýba. Aglutináty ojedinele obsahujú aj bloky a megabloky veľké 70 až 120 cm. V silne spečených aglutinátoch sa zriedka vyskytujú aj polohy so spečenými, natiahnutými a sploštenými bombami, čo môže byť výsledkom tečenia aglutinátu dolu svahom (gravitačný efekt). Takýto efekt sa mohol uplatniť iba ak bol aglutinát dosť horúci a svah, na ktorom sa ukladal, strmý a nestabilný. Fragmenty sa môžu splošťovať aj pri voľnom páde do vulkanickej masy.

Pri explozívnej vulkanickej aktivite vznikali aj vulkanické bomby, ktoré jedinečným tvarom pútali pozornosť geológov už dávnejšie (Beudant, 1822, in Fiala, 1952). Bomby sú kúskami lávy vychrlenými z krátera, ktoré pod vplyvom gravitácie padali v okolí otvoru krátera. Na tejto lokalite sme rozlíšili tieto genetické typy bômb: 1. bomby vyleteli z krátera rigidné; sú to fragmenty zo starších lávových prúdov (blokové bomby); 2. bomby boli vychrlené vysoko, a preto niektoré schladli už za letu; tie, ktoré boli sčasti žeravé, padali ako bombové kométy a po dopade vytvorili bomby v podobe mandlí (foto 3), mušlí a pod. (strombolské erupcie); 3. slabá erupcia vychrľovala telesá z krátera do malej výšky, a tak sa vytvorili bomby rybieho, vretenovitého, kravincového tvaru, niektoré sa po dopade skrútili, rozpukali a rozlámali (havajské erupcie – lávové fontány).

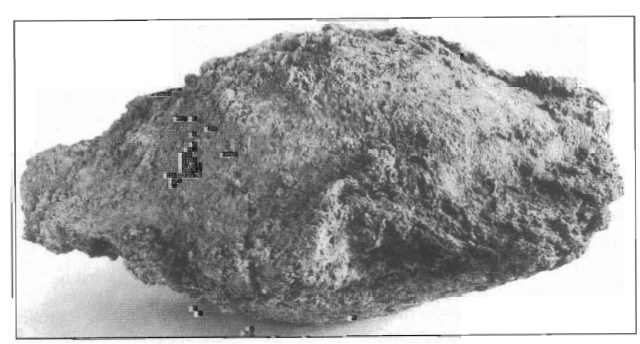


Foto 3. Vulkanická bomba mandľovitého tvaru z vrchola troskového kužeľa Putikovho vršku. Bomba je v skutočnosti široká 45 cm.

Photo 3. Amygdaloidal bomb in the top of cinder cone of the Putikov vršok volcano. The breadth of the bomb is 45 cm.

Foto 4. Pyroklastické horniny v centrálnej zóne vulkánu Putikov vŕšok.
Photo 4. Pyroclastic rokes in the central zone of the Putikov vŕšok volcano.

Foto 6. Vulkanická bomba vo zvrstvených pyroklastikách pseudokrátera v lome Brehy.
Photo 6. Volcanic bomb in the beded pyroclastic rokes of the pseudocraters in the quarry Brehy.

Charakter hornín bazaltového zloženia

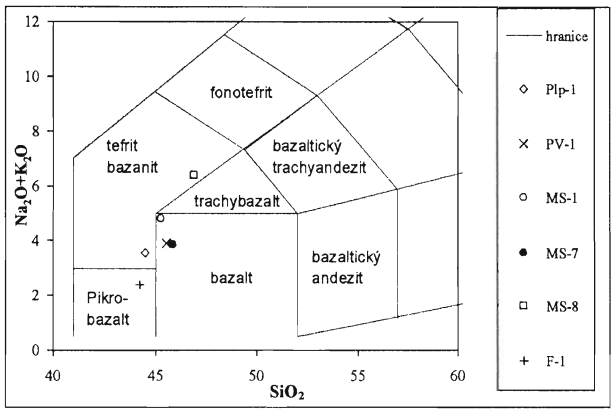
Neogénny vulkanizmus v Západných Karpatoch je odrazom geodynamického vývoja karpatsko-panónskeho regiónu a geochemické charakteristiky vulkanických hornín zodpovedajú zmenám geodynamického režimu v čase

Foto 5. Zvrstvené pyroklastické horniny pseudokrátera v lome Brehy.
Photo 5. Beded pyroclastic rokes of the pseudocrater in the quarry Brehy.

(Lexa a Konečný, 1998). Na základe geofyzikálnych údajov sa hrúbka kôry v priemere odhaduje iba na cca 25 km a stenčená je aj litosféra plášťa, ktorú nahradil výstup astenosféry do hĺbky okolo 60 km (Horváth, 1993). Alkalické bazalty až bazanity najmladšej vulkanickej aktivity (panón až kvartér), ktorých vznik sa viazal na tento proces a nasledujúcu extenziu, sa sporadicky vyskytujú v celom regióne, ale sú charakteristickou črtou celej oblasti.

Horniny vulkánu petrograficky charakterizoval Fiala (1952), Mihaliková a Šímová (1989), Šimon a Halouzka, (1996). Fiala (1952) vykonal prvú podrobnú petrografickú analýzu horniny a horniny Putikovho vŕšku zaradil medzi alkalické bazalty (bazanity; vzorka F-1 v tab. 1).

Mihaliková a Šímová (1989) podľa výsledkov petrografickej analýzy hornín opísali dve vzorky z centrálnej zóny vulkánu (MS-7, MS-8) a jednu z lávového pokrovu v blízkosti lomu Brehy (MS-1). MS-1 a MS-7 označili za bazanity. Bazanit je sivý kompaktný, prevažne afanitický, s výrastlicami olivínu a pyroxénu (30–50 %) a jeho základná hmota obsahuje olivíny, pyroxény , plagioklasy a ojedinele aj vulkanické sklo. MS-8 zaradili medzi tefrity. Ide o sivú až sivočiernu kompaktnú, ako aj riedko pórovitú,



Tab. 1. TAS diagram hornín vulkánu Pútikov vŕšok podľa Le Basa et al. (1986). Plp-1 – lávový prúd z lomu Brehy (Šimon, 1996). PV-1 – lávový prúd v troskovom kuželi (Šimon, 1996). F-1 – lávový prúd z lomu Brehy (Fiala, 1952), MS-1 – lávový prúd z lomu Brehy (Miháliková a Šímová, 1989), MS-7 – Chválenská dolina (Miháliková a Šímová, 1989). MS-8 – Chválenská dolina (Miháliková a Šímová, 1989).

Table 1. TAS classification diagram according to Le Bas et al. (1986). Plp-1 – lava flow in the quarry Brehy (Šimon, 1996). PV-1 – lava flow in the cinder cone (Šimon, 1996). F-1 – lava flow in the quarry Brehy (Fiala, 1952). MS-1 – lava flow in the quarry Brehy (Miháliková and Šímová, 1989). MS-7 – Chválenská dolina valley (Miháliková and Šímová, 1989). MS-8 – Chválenská dolina valley (Miháliková and Šímová, 1989).

zrnitú, afanatickú horninu. Okom sú viditeľné všesmerne orientované čierne až 1 cm veľké stĺpikovité zrniečka pyroxénov v afanitickej hmote. Štruktúra je poikiloofitická. Plagioklasy, pyroxény a v menšom množstve olivíny tvoria podstatnú časť horniny.

Šimon a Halouzka (1996) opísali lávové prúdy vyliate smerom na J od centrálnej zóny vulkánu, ktoré predtým neboli známe (PV-1), a novoodkryté lávové prúdy (Plp-1) lávového pokrovu v okrajovej časti lomu Brehy. Lávové prúdy sú čierne alebo sivočierne, kompaktné aj pórovité. Makroskopicky sú v nich viditeľné výrastlice zeleného olivínu, čierne výrastlice pyroxénov, sklovito lesklé ihličky živcov. Základná hmota sa skladá z plagioklasu, olivínu, pyroxénu a rudného pigmentu. Ojedinele sa vyskytuje nefelín, analcím a vulkanické sklo. Vulkán Putikov vŕšok z petrogeochemického hľadiska budujú horniny reprezentujúce alkalické bazalty až nefelinické bazanity (tab. 1).

Pomer izotopov Sr

Izotopové zloženie Sr z celej horniny sa zistilo po rozložení vzorky a vyseparovaní Sr metódou elučnej chromatografie. Pomer izotopov $^{87}Sr/^{86}Sr$ sa meral na hmotnostnom spektrometri VG 54E v multikolektorovom režime a výsledok je priemerom zo 100 izotopových meraní. Izotopový pomer sa štandardizoval na hodnotu SRM 987, ktorého akceptovaná hodnota je 0.710248, pričom použitý pomer $^{86}Sr/^{88}Sr$ na korekciu frakcionácie bol 0.1194. Nameraný izotopový pomer sa nekorigoval na koncentráciu Rb a Sr v celohorninovej vzorke, pretože pri predpokladaných koncentráciách týchto prvkov a predpokladanom veku horniny je korekcia v rámci analytickej chyby (12 x 10^{-6} meraného pomeru).

Výsledný pomer $^{87}Sr/^{86}Sr$ v olivinickom bazalte Putikov vŕšok = 0.703605 ± 12

Izotopové zloženie Sr v bazaltových horninách, ako aj v prítomných mafických granulitických enklávach publikoval Embey-Isztin et al. (1993), Downes et al. (1995), Kempton et al. (1997) a Salters et al. (1988).

Zistený izotopový pomer je nízky a leží v rozpätí publikovaných údajov z pliocénnych alkalických bazaltov z rozličných častí Európy (Centrálny masív, Eifell, Poľsko, štajerská, panónska a transylvánska panva). Mnoho z týchto bazaltov má prakticky rovnaký izotopový pomer Sr. Wilson a Downes (1991) v rešerši o neogénnom alkalickom magmatizme zo západnej a centrálnej Európy za zdroj takejto magmy považujú zmiešanú obohatenú (EM) a ochudobnenú zložku plášťa (DM). Zložka ochudobneného plášťa tvorila vystupujúcu astenosféru, kým obohatená predstavovala litosférický plášť. Mnohé bazalty z karpatsko-panónsko-transylvánskej oblasti majú identický izotopový pomer napriek tomu, že vystupujú v inej tektonickej doméne. Ich vznik sa viaže na finálne štádiá zaoblúkovej extenzie po skončení subdukcie v blízkych častiach karpatského oblúka.

Poďakovanie. Izotopový pomer Sr sa meral v laboratóriu izotopovej geochronológie Inštitútu geologických vied Poľskej akadémie vied vo Varšave v rámci bilaterálnej dohody medzi týmto inštitútom a ŠGÚDŠ pri plnení témy *Izotopové zloženie Sr, Pb, Nd v horninách Západných Karpát.*

Literatúra

Downes, H., Seghedi, I., Szakacs, A., Dobosi, G., James, D. E., Vaselli, O., Rigby, I. J., Ingram, G. A., Rex, D. & Pecskay, Z., 1995: Petrology and geochemistry of late Tertiary/Quaternary mafic alkaline volcanism in Romania. *Lithos, 35, 65–81.*

Embey-Isztin, A., Downes, H., James, D. E., Upton, B. G. J., Dobosi, G., Ingram, G. A., Harmon, R. S. & Scharbert, H. G., 1993: The petrogenesis of Pliocene alkaline volcanic rocks from the Pannonian Basin, Eastern central Europe. *J. Petrology, 34, 317–343.*

Fiala, F., 1952: Alkali basalt (basanoids) from Tekovská Breznica and Brehy near Nová Baňa in Slovakia. *Acta Mus. Nationalis Prague, Vol. VIII. B, No. 5 Geol. et paleon., 2, 1–44.*

Horváth, F., 1993: Towards a mechanical model for the formation of Pannonian Basin. *Tectonophysics, 226, 333–357.*

Kempton, P. D., Downes, H. & Embey-Isztin, A., 1997: Mafic granulite xenolith in Neogene alkali basalts from the western Pannonian basin: insight into the lower crust of a collapsed orogen. *J. Petrology, 38, 941–970.*

Lexa, J. & Konečný, V., 1998: Geodynamic aspects of the Neogene to Quaternary volcanism. *In: Rakús, M. (Ed.): Geodynamic development of Western Carpathians. Vyd. D. Štúra, ŠGÚDŠ, Bratislava, 219–240.*

Salters, V. J. M., Hart, S. R. & Pantó, Gy., 1988: Origin of late Cenozoic volcanic rocks of the Carpathian Arc, Hungary *In: Royden, L. H. & Horváth, F. (Eds.): The Pannonian Basin. Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull., 45, 279–292.*

Mihaliková, A. & Šímová, M., 1989: Geochémia a petrológia miocénno-pleistocénnych alkalických bazaltov stredného a južného Slovenska. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., 12, 7–142.*

Šimon, L. & Halouzka, R., 1996: Pútikov vŕšok volcano. The youngest volcano in the Western Carpathians. *Slov. Geol. Mag., 2/96, 103–123.*

Šimon, L., 2000: Volcanic structure of the youngest volcano in the Western Carpathians – the Pútikov vŕšok volcano. *Mineralia Slov., 32, 241–242.*

Wilson, M. & Downes, H., 1991: Tertiary-Quaternary extension-related alkaline magmatism in western and central Europe. *J. Petrology, 32, 811–849.*

Mineralia Slovaca, 33 (2001), 203–214

Metalogenéza štiavnického stratovulkánu

JAROSLAV LEXA

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, lexa@gssr.sk

(Doručené 7. 5. 2001)

Metallogeny of the Štiavnica stratovolcano

The Štiavnica stratovolcano, including an extensive subvolcanic intrusive complex, sizeable caldera and remarkable resurgent horst, hosts following types of mineralization: 1. *A high-sulphidation system at Šobov*, related to the subvolcanic diorite intrusion; 2. *Magnetite skarn deposits and occurrences* at contacts of the subvolcanic granodiorite pluton with Mesozoic carbonate rocks; 3. *Stockwork/disseminated base metal deposit* along an irregular network of fractures in apical parts of the granodiorite pluton and in remnants of basement rocks; 4. *Intrusion related high temperature epithermal gold deposit* in the andesitic environment just above the granodiorite pluton; 5. *Porphyry/skarn Cu ± Mo, Au deposits and occurrences* related to granodiorite/quartz-diorite porphyry dyke clusters and stocks around the granodiorite pluton; 6. *Hot spring type advanced argillic systems* in the caldera filling. 7. *A high sulfidation system of Varta* related to the assumed granodiorite porphyry stock; 8. *Vein type low-sulphidation epithermal precious/base metal deposits and occurrences* at faults of the resurgent horst 9. *Replacement precious/base metal mineralization* of a limited extent in the Mesozoic carbonate rocks next to epithermal veins. 9. *Carlin-like Au ± Hg, Tl, Sb, As mineralization at Bukovec* in Triassic dolomites; 10. *Low temperature Au ± Hg, Sb, As mineralization* in rhyolite extrusive domes around the resurgent horst.

Key words: Štiavnica stratovolcano, metallogeny, ore deposits, ore potential, mineralization

Úvod

V rozsiahlom štiavnickom stratovulkáne sa vyvinuli mimoriadne významné telesá drahokovových a polymetalických rúd a viacerých typov mineralizácie. V tomto príspevku sa sústreďujeme iba na centrálnu zónu stratovulkánu, teda na štiavnicko-hodrušský rudný obvod, ktorý je z pohľadu metalogenetického vývoja reprezentatívny. Ostatnými ložiskami a mineralizáciami stratovulkánu v oblasti Pukanca, Rudna nad Hronom, Novej Bane, Župkova, Prochotu a Beluja sa nezaoberáme.

O súčasnú úroveň poznania metalogenézy centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu (štiavnicko-hodrušského rudného obvodu) sa zaslúžilo niekoľko generácií geológov. Dnešné úsilie nadväzuje na rozsiahly geologický výskum a prieskum z rokov 1950–1995, ale najmä na výsledky komplexného bádania veľkého kolektívu GÚDŠ v rokoch 1986–1995 (Štohl et al., 1990; Onačila et al., 1995). Metalogenetický model geologického vývoja centrálnej zóny stratovulkánu obsahuje aj publikácia Lexu et al. (1999). Náš text je v podstate jej zostručnenou slovenskou verziou, v niečom doplnenou o novšie poznatky z práce Lexu et al. (1997), Lexu (2000), Lexu a Konečného (2001), Koděru (2001) a Hábera et al. (2001).

Geologická stavba a vývoj

Geologická stavba a vývoj štiavnického stratovulkánu sa podrobne analyzujú vo vysvetlivkách ku geologickej mape Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca (Konečný et al., 1998), stručnejšie v osobitnom príspevku v tomto čísle časopisu Mineralia Slovaca (Konečný a Lexa, 2001), a preto sa obmedzíme na prehľad vo forme tab. 1, ktorá obsahuje aj základné petrologické aspekty vývojových štádií stratovulkánu prevzaté z práce Lexu a Konečného (2001).

Metalogenéza

Hlavné typy mineralizácie centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu vrátane ich genetickej príslušnosti k vývojovým štádiám stratovulkánu uvádza tab. 1. V nasledujúcom texte ich komentujeme podrobne.

Vysokosulfidačný šobovský systém

Vysokosulfidačný šobovský systém sa vyvinul v prostredí andezitov I. etapy (predkalderového štádia) a geneticky súvisí s hydrotermálnym systémom vyvolaným umiestnením intrúzie dioritu (Onačila et al., 1995, Lexa et al., 1997). Pre neskorší zdvih je dnes eróziou obnažený v úrovni okolo 600 m pod pôvodným povrchom (Oružinský a Hurai, 1985). Charakteristická laterálna zonalita je od relatívne čistého metasomatického silicitu cez pyrofylitové silicity s pyritom, pyrofylitovo-sericitové argility s pyritom a sericitizované horniny po vonkajšiu zónu propylitizácie. Pravdepodobne pre príliš hlboký zrez sa alunit a typické sulfidy – enargit a luzonit – nezistili.

Metasomatické silicity a argility zhruba 100 až 200 m pod súčasným povrchom zanikajú alebo prechádzajú do hornín postihnutých pervazívnou silicifikáciou, sericitizáciou a pyritizáciou, ktoré už predstavujú vonkajšiu zónu „porfýrového systému" dioritu vo väčšej hĺbke. Šobovský hydrotermálny systém je teda príkladom hlboko zrezaného vysokosulfidačného systému.

v tomto štádiu. Na oddelenie pary z magmatického fluida v apikálnej časti intrúzie dioritu poukazuje prítomnosť sekundárneho ortoklasu a biotitu, ktoré sú výsledkom interakcie horniny s reziduálnym hypersalinickým fluidom. V druhej fáze, korešpondujúcej so skončením kryštalizácie vo vrchnej časti intrúzie, sa fluidá pochádzajúce z hlbšej časti intrúzie, miešajú s meteorickou vodou a nepodlie-

Tab. 1
Vývojové štádiá, petrologické aspekty a mineralizácia štiavnického stratovulkánu
Development phases, petrological aspects and mineralization of the Štiavnica stratovolcano

Vývojové štádium	Vek	Petrologické aspekty	Mineralizácia
dlhodobý výzdvih resurgentného hrastu v centre kaldery sprevádzaný vulkanickou aktivitou ryodacitov a ryolitov vrátane dajok granitových porfýrov na okrajových zlomoch hrastu	spodný panón až stredný sarmat	anatektická ryolitová magma, ktorá sa vyvinula vo vrchnej časti plytkého kôrového rezervoára dlhodobým pôsobením diferenciujúcej andezitovej magmy	mohutný zonálny systém polymetalických a drahokovových epitermálnych žíl nízko-sulfidačného typu s výskytmi metasomatických rúd na styku s karbonátmi mezozoika
obnovená aktivita px, amf-px a bi-amf-px andezitov z centier v okrajových častiach kaldery a na svahoch stratovulkánu	stredný až spodný sarmat	alternatívna magma priamo z hlbinného zdroja a magma, ktorá je výsledkom diferenciácie v plytšej úrovni	bez prejavov mineralizácie
subsidencia kaldery a jej vyplnenie biotiticko-amfibolickým andezitom; v subvulkanickej úrovni umiestnenie rozsiahleho systému silov a dajok kremitodioritových porfýrov	vrchný báden	tretia (nová) etapa diferenciácie v plytkom kôrovom magmatickom rezervoári, pokračujúci vývoj anatektickej ryolitovej magmy indikujú ryolitové okraje niektorých dajok	systémy pokročilej argilizácie typu horúcich prameňov (Dekýš, Červená studňa); vysokosulfidačný systém Varty pri Banskej Belej
umiestnenie štokov až dajkových rojov granodioritových a kremitodioritových porfýrov po obvode intrúzie granodioritu	vrchný báden	druhá (nová) etapa diferenciácie v plytkom kôrovom magmatickom rezervoári	ložiskové výskyty skarnovo-porfýrovej Cu ± Mo, Au mineralizácie (Zlatno, Šementlov, Sklené Teplice-Vydričná dolina)
umiestnenie plošne rozsiahleho subvulkanického plutónu granodioritu	vrchný báden	pokročilé štádium diferenciácie v plytkom kôrovom magmatickom rezervoári; ojedinelé aplity predstavujú prvý prejav vývoja anatektickej ryolitovej magmy	magnetitové skarny (Vyhne-Klokoč a iné lokality); prežilkovoimpregnačná polymetalická mineralizácia vrátane vysokosulfidačného systému v jej nadloží (baňa Rozália); epitermálna Au mineralizácia na 14. obzore bane Rozália
umiestnenie subvulkanickej intrúzie dioritu v severnej časti centrálnej zóny	vrchný báden	iniciálne štádium diferenciácie v plytkom kôrovom magmatickom rezervoári	vysokosulfidačný šobovský systém s nevýraznými prejavmi Au a polymetalickej mineralizácie
sformovanie plošne rozsiahleho mohutného stratovulkánu pyroxenických a pyroxenicko-amfibolických andezitov v závere s umiestnením ložných intrúzií andezitových porfýrov	vrchný až spodný báden	málo diferencovaná magma z hlbinného zdroja, v závere prvé prejavy diferenciácie v plytšej úrovni	bez prejavov mineralizácie

Šobovský hydrotermálny systém má všetky znaky vyššietermálneho vysokosulfidačného systému (v zmysle Arribasa, 1995). Systémy tohto druhu sa formujú v dvoch fázach. Prvú fázu, charakteristickú vývojom metasomatických kvarcitov a argilitov s pyritom, vyvolala kondenzácia oxidovanej magmatickej pary so zvýšeným obsahom CO_2, HCl a SO_2 v podzemnej vode a nasledujúca interakcia kyslých roztokov s andezitovým prostredím. Prítomnosť pyrofylitu indikuje teplotu nad 270 °C. Izotopické zloženie S v pyrite a O s H v masívnych kvarcitoch (Kantor et al., 1990) potvrdzuje dominantne magmatický pôvod fluíd

hajú štiepeniu na paru a soľanku, takže sú menej oxidované a iba málo kyslé až neutrálne. V tomto štádiu nastal aj vlastný transport a depozícia kovov. V šobovskom hydrotermálnom systéme tomuto štádiu zodpovedajú na povrchu relatívne mladšie chalcedónové žilky a brekcie, ako aj kryštalický kremeň v dutinách, v hĺbke potom žilníky s polymetalickou mineralizáciou sprevádzané silicifikáciou a sericitizáciou, resp. adularizáciou. Štúdium fluidných inklúzií kryštalického kremeňa z povrchových vzoriek (Oružinský a Hurai, 1985) preukázalo homogenizačnú teplotu 200 až 300 °C, maximum v intervale

250–270 °C. Zistil sa aj samostatný nízkoteplotný pulz pri teplote 150 °C. Kremeň kryštalizoval zo slabo koncentrovaných roztokov s prevahou NaCl a KCl, ktorých celková koncentrácia neprekročila 2,7 hmot. % NaCl ekv. Izotopické zloženie O a H (Oružinský, 1985; Kantor et al., 1990) v tomto štádiu poukazuje na dominantne meteorický pôvod vody. CO_2 v karbonátoch je magmatického pôvodu. Za materskú intrúziu (zdroj tepla a magmatického fluida) šobovského hydrotermálneho systému pokladáme subvulkanickú intrúziu kremitého dioritu. Vedú nás k tomu nasledujúce dôvody: 1. Šobovský hydrotermálny systém je dokázateľne starší ako štiavnické epitermálne žily a kremitodioritové porfýry intruzívneho komplexu Baniska. 2. Pervazívna pyritizácia a silifikácia sprevádzajúce šobovský hydrotermálny systém sa vyvinuli v telesách I. etapy a v kremitom diorite, no nie v intrúzii granodioritu. 3. Šobovský hydrotermálny systém leží nad časťou kremitého dioritu mimoriadne postihnutého premenami vrátane prítomnosti sekundárneho ortoklasu a biotitu. Výskyt týchto minerálov indikuje subsolidové reakcie s hypersalinickým fluidom, ktoré vznikalo pri oddeľovaní sa pary a plynov vyvolávajúcich intenzívne premeny šobovského hydrotermálneho systému.

V šobovskom hydrotermálnom systéme sa okrem rozsiahlej pyritizácie vyvinula iba rudimentárna rudná mineralizácia. Maximálny zistený obsah Au bol 0,6 g/t pri celkovom priemere 0,14 g/t a Ag 43 g/t pri priemere 8,27 g/t (Oružinský a Sombathy, 1986). Vyšší obsah sa zistil okrem kvarcitov v argilizovanom obale s pyritom a v mladšej generácii tmavých chalcedónových žiliek a brekcií. Štohl (1969) do šobovského hydrotermálneho systému zaradil aj niekoľko desiatok metrov hrubú silicifikovanú zónu s vtrúsenou polymetalickou mineralizáciou na nárazisku Novej šachty na 12. obzore. Zistená priemerná kovnatosť Pb 0,54 %, Zn 0,80 %, Cu 0,07 %, Au 0,74 g/t a Ag 11,3 g/t nedáva tomuto zrudneniu perspektívu. V širšom kontexte prejavov mineralizácie spätej s intrúziou dioritu treba uviesť aj žilníkovoimpregnačnú pyritovo-magnetitovú mineralizáciu vystupujúcu v telese dioritu a v susednej vyhnianskej drvenej žule, ktorá vystupuje v úseku asi 400 m v prekope na žilu Terézia na 12. obzore v poli Juraj (Koděra, 1989).

Celkove možno konštatovať, že diorit spolu so šobovským hydrotermálnym systémom predstavujú porfýrovo-skarnovo-vysokosulfidačný (Cu)-Au systém, ktorého potenciál treba ďalej skúmať, aj keď perspektíva objaviť ekonomickú mineralizáciu je malá.

Magnetitové skarny

Magnetitové skarny sú známe z ložiska Vyhne–Klokoč a z viacerých lokalít v širšom okolí Hodruše. Vystupujú systematicky v prostredí rekryštalizovaných triasových karbonátov série Veľkého boku v blízkosti kontaktu s granodioritovým plutónom, ale najmä s jeho apofýzami prenikajúcimi do rozpadajúceho sa stropu budovaného karbonátmi. Vývoj na Fe chudobných granitických variet, ako aj endoskarnov v apofýzach jednoznačne priraďuje magnetitové skarny ku granodioritovému telesu (Lexa et al., 1997). Novšie takýto náhľad podporil aj výskyt inklúzií s vysoko salinickým roztokom bohatým na Fe (Koděra et al., 1998).

V zhode s klasickými schémami (Einaudi et al., 1981) rozlišujeme vo vývoji Ca skarnov tri základné vývojové štádiá: 1. izochemické alebo bezrudné (grossulár–andradit, diopsid–hedenbergit, epidot, amfibol), 2. metasomatické (magnetit, andradit, epidot, amfibol, chlorit) a 3. retrográdne. Retrográdne štádium ešte možno rozdeliť na 3a. skarnové (hematit, magnetit, grossulár–andradit, amfibol, epidot, chlorit) a 3b. hydrotermálne (kremeň, kalcit, pyrit, sfalerit, hematit). Vývoj skarnov úzko súvisel s vývojom fluidného režimu. V okrajovej časti granodioritového plutónu sa v dôsledku oddelenia pary a plynov lokálne akumulovala hypersalinická magmatická kvapalina. Chemická reekvilibrácia s materskou horninou vyvolala subsolidové reakcie prejavujúce sa deštrukciou tmavých minerálov a novotvoreným ortoklasom a biotitom, pričom sa kvapalina ďalej obohacovala o Fe. Magmatické fluidum bolo schopné prenikať do karbonátov cez apofýzy a potom vďaka vyššej hustote sledovalo sklonené vrstvy karbonátov. V hydrodynamickom režime sa miešalo s cirkulujúcou meteorickou vodou a vytváralo metasomaticky magnetitové a skarnové šošovky. Na ne sa neskôr naložila retrográdna mineralizácia, pri ktorej dominovala prehriata meteorická voda s malou prímesou magmatického komponentu. Detailnejšie sa vývojom fluíd v granodiorite v súvislosti s genézou magnetitových skarnov zaoberá iná práca v tomto čísle časopisu Mineralia Slovaca (Koděra et al., 2001).

Všetky výskyty skarnov viažuce sa na kontakty granodioritu možno z hľadiska úžitkovej zložky kvalifikovať ako Fe skarny. Šošovky s magnetitovým zrudnením sú lokalizované pri podloží skarnových telies a predstavujú zrudnené telesá nepravidelného tvaru s nerovnakou koncentráciou úžitkovej zložky (max. 36 % Fe – Klokoč). Magnetitové telesá nie sú v súčasnosti ekonomicky zaujímavé (Lexa et al., 1997). Polymetalické zrudnenie sa na väčšine lokalít alebo vôbec nezistilo, alebo sa vyskytuje iba v zanedbateľnej koncentrácii (Klokoč). Okrem jednej výnimky v západnej okrajovej časti klokočského ložiska (Knésl - ústna informácia) sa nenašli ani zvýšené koncentrácie Au, aj keď sa sledovalo vo viacerých typoch skarnovej mineralizácie (Káčer et al., 1993). Príčinou bol zrejme slabý až rudimentárny vývoj retrográdneho štádia skarnov, pri ktorom sa polymetalická alebo drahokovová mineralizácia formuje. Absencia intenzívnejšej frakturácie a alterácie v granodioritovom telese (okrem okrajových častí a apofýz v blízkosti skarnových výskytov) naznačuje, že sa hlavné teleso granodioritu do záverečnej cirkulácie fluíd efektívne nezapojilo, a preto je rozsiahlejší výskyt skarnového typu Au mineralizácie veľmi nepravdepodobný.

Prežilkovoimpregnačná (PIŽ) polymetalická mineralizácia

Prežilkovoimpregnačná polymetalická mineralizácia tvorí ložiskovú akumuláciu iba v bani Rozália, v nadloží žily Rozália (Gavora et al., 1984) a vo vrte B-1 (Štohl et

al., 1990). Ložiskovo významné akumulácie vystupujú ako žilník v strope granodioritovej intrúzie v hrúbke do 30–50 m a vo forme metasomatických rúd v reliktoch kryštalinika a v slienitých alebo karbonatických horninách mezozoika v kontaktnej zóne granodioritu. Do nadložného komplexu andezitov a andezitových porfýrov I. etapy štiavnického stratovulkánu zasahuje iba zriedka a nie ďaleko od bázy. Priestorovo sa mineralizácia viaže na apikálnu časť granodioritového telesa, kde možno očakávať maximálne nahromadenie fluíd. Potvrdzujú to intenzívne rozpukanie intrúzie sprevádzané premenami až do hĺbky 300 m. V nadložných telesách andezitu s ložiskotvorným procesom súvisí 100–300 m hrubá zóna intenzívnych kyslosulfátových (vysokosulfidačných) premien s typickou zonalitou od metasomatických kvarcitov cez argility s kaolinitom alebo pyrofylitom po argilizované andezity s illitom a kaolinitom a propylitizované andezity (Štohl et al., 1993).

Vlastná polymetalická mineralizácia sa vyvíjala v troch periódach (Koděra, 1978; Rojkovičová in Štohl et al., 1993). Bola to (1) predrudná perióda, vyvinutá hlavne v granodiorite so zastúpením pyritu, epidotu, malého množstva albitu, kremeňa a karbonátu; (2) 1. rudonosná perióda, reprezentovaná najmä sfaleritom a galenitom s malým podielom pyritu a chalkopyritu, s väzbou na kremenno-epidotové žilky; (3) 2. rudonosná perióda, reprezentovaná chalkopyritom, galenitom a sfaleritom s akcesoricky zastúpeným tetraedritom, zlatom, hematitom, chalkozínom, bornitom a digenitom; z nerudných minerálov sa uplatnil kremeň, karbonát a málo epidotu.

Štohl et al. (1993) interpretovali vývoj mineralizácie v dvoch štádiách: po štádiu vysokosulfidačných premien tesne po umiestnení intrúzie vyvolaných kondenzáciou HCl a SO_2 unikajúcich z oddeľujúcich sa magmatických fluíd nasledovalo štádium polymetalickej mineralizácie v súvislosti s cirkuláciou meteorickej vody. Tento model potvrdil a na základe fluidných inklúzií a stabilných izotopov detailne rozpracoval Koděra et al. (2001; pozri abstrakt v tomto čísle časopisu Mineralia Slovaca). Tu ho podrobnejšie rozoberáme v súvislosti s vyššieteplotnou epitermálnou Au mineralizáciou bane Rozália.

Pre prežilkovoimpregnačnú mineralizáciu (na rozdiel od žily Rozália) je charakteristické dominantné zastúpenie galenitu a sfaleritu, ako aj nižší obsah Cu a Ag. Gavora et al. (1984) pri vypočítaných zásobách udávajú priemernú kovnatosť 0,82 % Pb, 0,81 % Zn, 0,21 % Cu a 5,64 g/t Ag. Obsah Au je zanedbateľný. Z ekonomického hľadiska teda nejde o dôležitú mineralizáciu (Lexa et al., 1997), a preto sa jej ťažba po vyťažení najbohatších partí s metasomatickými rudami v roku 1992 zastavila.

Vyššieteplotná epitermálna Au mineralizácia

Vyššieteplotná epitermálna Au mineralizácia, ktorú objavil Gavora (1988), vznikla v predkalderovom štádiu vývoja štiavnického stratovulkánu, veľmi pravdepodobne v úzkom vzťahu s umiestnením granodioritovej intrúzie (Lexa et al., 1997, 1999). Vyvinutá je v spodnej časti komplexu andezitov a andezitových porfýrov I. etapy v celkovej hrúbke 50–100 m. Do podložného granodioritu nezasahuje a v nadložných andezitových telesách možno pozorovať iba argilizáciu slabej intenzity. Mineralizácia sa vyvinula prevažne na subhorizontálnych štruktúrach kopírujúcich povrch granodioritu. Podľa Šályho a Veselého (1997) mohutné kremenné žily typu Svetozár s prechodmi do silicifikovaných brekcií sú nositeľom len malej časti mineralizácie. Väčšina Au sa viaže na mladšiu generáciu páskovaných žíl a žilníkov menšej hrúbky – niekedy aj strmšieho priebehu alebo v kombinácii so subvertikálnym systémom trhlín. Charakteristickým znakom vysokomineralizovaných štruktúr je výskyt aduláru, rodonitu a Mn karbonátov (Maťo et al., 1996). Mineralizácia sa rozdeľuje do blokov oddelených silmi mladšieho kremitodioritového porfýru. Niektoré bloky sú v porfýroch celkom uzavreté. Mineralizáciu potom rozsegmentovali dve generácie poklesov (Šály a Veselý, 1997). Výraznejšiu segmentáciu spôsobili najmä zlomy hodrušsko-štiavnického hrastu smeru SSV–JJZ. Pokiaľ boli tieto zlomy nositeľmi mladšej epitermálnej mineralizácie (žila Rozália), staršia mineralizácia v ich blízkosti je remobilizovaná.

Maťo et al. (1996) definovali tri mineralizačné štádiá. Pre prvé štádium vyššieteplotnej epitermálnej drahokovovo-kremennej mineralizácie, ktoré zodpovedá vzniku žily Svetozár a pervazívnej silicifikácie a pyritizácie, je charakteristické Au_1 vysokej rýdzosti (90,5–95,8 % Au), pre druhé, korešpondujúce s páskovanými žilami a žilníkmi a časťou priečnych (subvertikálnych) naložených štruktúr, minerálna asociácia kremeň – adulár – rodonit – rodochrozit/Mn kalcit – pyrit – sfalerit – galenit – chalkopyrit – Au_2 vyššej rýdzosti (80,6–87,8 % Au), pre tretie, korešpondujúce so vznikom žily Rozália a ostatných epitermálnych žíl rudného obvodu, minerálna asociácia kremeň – Fe/Ca karbonát – pyrit – sfalerit – galenit – chalkopyrit – tetraedrit – polybázit – hessit – Au_3 nižšej rýdzosti (73,9–78,8 % Au).

Na rozdiel od Maťa et al. (1996) a Hábera et al. (2001) Lexa et al. (1997, 1999) pokladajú mineralizáciu za výsledok dvoch mineralizačných procesov oddelených umiestnením kremitodioritových porfýrov. Prvý mineralizačný proces prebiehal v predkalderovom štádiu vývoja stratovulkánu a zahrnul uvedené prvé a druhé mineralizačné štádium, druhý v postkalderovom štádiu v súvislosti s formovaním resurgentného hodrušsko-štiavnického hrastu a je súčasťou rozsiahleho systému epitermálnych žíl štiavnicko-hodrušského rudného obvodu. Jeho mineralizácia sa uložila na staršiu mineralizáciu, pričom sa remobilizovala a prepracovala. Podobnosť nižšietermálnych produktov z konečného štádia staršej mineralizácie s produktmi mladšej epitermálnej mineralizácie spôsobuje, že sa nerozlišujú ľahko.

Ložiskový model (Lexa et al., 1997, 1999) predpokladá genetickú súvislosť s hydrotermálnym systémom, ktorý je nositeľom opísanej polymetalickej prežilkovoimpregnačnej mineralizácie. Model rešpektuje teoretické poznatky o vývoji intrúziou iniciovaných hydrotermálnych systémov (napr. Hedenquist a Arribas, 1999) a predpokladá laterálny odtok fluíd hydrotermálneho systému po subhorizontálnych štruktúrach na báze vulkanického komplexu

ako výsledok celkových cirkulačných pomerov podzemnej vody v predkalderovom štádiu.

Prvé štádium vývoja mineralizácie (prežilkovoimpregnačnej aj vyššieteplotnej Au) bolo – v súlade s výsledkami Koděru et al. (2001) – iniciované umiestnením granodioritovej intrúzie v bezprostrednom podloží stratovulkánu. Kryštalizácia a migrácia fluíd viedli v jej apikálnej časti veľmi rýchlo k saturácii magmy fluidami a k oddeleniu magmatických fluíd. Ako uvádza napr. Hedenquist a Arribas (1999), pri vyššom tlaku sa oddelené magmatické fluidá štiepia na fluidá vyššej salinity a hustoty, ktoré stagnujú v apikálnej časti intrúzie, a na fluidá (paru) obohatené o SO_2, CO_2 a HCl, ktoré migrujú nahor a kondenzujú sa vo vode nadložného andezitového komplexu. Pri kondenzácii nastáva disproporcionácia SO_2 za účasti vody na H_2SO_4 a H_2S, čo vyvoláva ďalší pokles Ph a intenzívne premeny vysokosulfidačného typu sprevádzané pervazívnou pyritizáciou, ktoré sú lokalizované v nadloží ložiska prežilkovoimpregnačnej mineralizácie. Reziduálne hypersalinické fluidum v apikálnej časti granodioritu bolo príčinou intenzívnej subsolidovej rekryštalizácie za vzniku sekundárneho ortoklasu. Fluidá pre veľkú hustotu a napäťové pole s minimom vo vertikálnom smere nemohli migrovať vertikálne, ale boli schopné laterálne unikať pričom sledovali subhorizontálne štruktúry paralelné s bázou vulkanitov a s kontaktom granodioritu. Hydraulické štiepenie tu zrejme podporovala aj tepelná kontrakcia v kontaktnej zóne granodioritu (Nemčok et al., 2000). Tomuto štádiu na ložisku Au zodpovedá vývoj silicitov typu žily Svetozár, ako aj pervazívnej silicifikácie a pyritizácie.

Druhé štádium mineralizácie nasledovalo po skončení kryštalizácie vrchnej časti granodioritovej intrúzie a v hydrotermálnom systéme s ním súvisel prechod z litostatického na hydrostatický, resp. hydrodynamický tlak (Hedenquist a Arribas, 1999). Za takýchto podmienok sa obnovil descendentný pohyb podzemnej vody v horninách centrálnej zóny stratovulkánu s laterálnym odtokom v úrovni styku s podložím, daný primárnou morfológiou vulkánu a výškovým rozdielom medzi jeho centrálnou a distálnou zónou. Tepelná energia intrúzie mobilizovala aj laterálne konvekčné prúdenie. Miešanie vody meteorického pôvodu s primárne magmatickými fluidami spôsobovalo v zóne miešania precipitáciu sulfidov. Dominantným procesom precipitácie Au bol zrejme pokles jeho rozpustnosti v dôsledku varu fluíd a s ním spätým únikom H_2S. Var fluíd potvrdzuje koexistencia fluidných uzavrenín s prevládajúcou plynnou, resp. kvapalnou zložkou karbonátov (Maťo et al., 1996) a paralelná precipitácia aduláru a Mn karbonátov, vyvolaná únikom CO_2 pri vare a nasledujúcim zvýšením pH. Miesto varu laterálne odtekajúcich hydrotermálnych roztokov (a teda aj Au mineralizácie) mohlo vyplynúť zo zníženia hydrostatického tlaku, ktoré mohol vyvolať reliéf vulkánu (hlboká dolina), resp. relatívna otvorenosť odtokových ciest do oblasti s nízkym hydrostatickým tlakom (okrajové časti vulkánu).

Variabilný vývoj mineralizačných štádií sa odráža vo veľkej variabilite mineralizácie. Šály a Veselý (1997) uvádzajú, že sa drahokovová mineralizácia dominantne viaže na páskované žily a žilníky v prostredí telies silicifikovaného a pyritizovaného andezitu, ale najmä silicitu, silicifikovaných brekcií žily Svetozár a paralelných štruktúr. Žily sú hrubé 0,1–2 m a obsah Au je 5–600 g/t, v priemere 20–50 g/t. Suma Pb, Zn a Cu je 0,3–0,5 % a pomer Au/Ag v závislosti od prevládajúceho mineralizačného štádia od 2 : 1 po 1 : 10. Kaňa (1997) uvádza priemernú kovnatosť rudy ťaženej v rokoch 1994–1996 7,5–8 g/t. Úžitková hodnota rudy s uvedenými parametrami je porovnateľná s predpokladanými nákladmi na podzemnú ťažbu, a preto ďalšie možné výskyty tejto mineralizácie sú v súčasnosti najreálnejším potenciálom štiavnicko-hodrušského obvodu. Podľa uvedeného ložiskového modelu možno za perspektívnu pokladať plochu asi 15 km^2 okolo hydrotermálneho systému prežilkovoimpregnačnej mineralizácie bane Rozália, do vzdialenosti 2–3 km od jeho centra. Ale fakt, že Au mineralizácia v oblasti svojho vzniku vertikálne nepokračuje, a teda sa neprejavuje na povrchu, robí jej vyhľadávanie veľmi problematickým.

Skarnovo-porfýrová Cu ± Mo ± Au mineralizácia

Mineralizáciu tohto typu objavil Rozložník a Zábranský (1971) a po jej pôvodnom spracovaní na základe výsledkov z geologického prieskumu (Burian et al., 1980, 1981; Burian a Smolka, 1982; Smolka, 1995) sa opätovne skúmala z hľadiska genézy a celkového potenciálu (Marsina et al., 1995; Onačila et al., 1995; Lexa et al., 1997). Významnejšia mineralizácia sa viaže na exoskarny a endoskarny dajkových rojov až malých štokov granodioritových až kremitodioritových porfýrov v prostredí karbonátov mezozoika, prevažne vápenca a dolomitu stredného až vrchného triasu série Veľkého boku. Dajkové roje a štoky intruzívneho komplexu Zlatno nie sú apofýzami granodioritového plutónu, ale samostatnou intruzívnou fázou mladšou ako granodiorit a staršou ako mladšie členy intruzívneho komplexu Baniska.

Ložiskové akumulácie predstavuje najmä skarnovo-porfýrová chalkopyritovo-pyrotínovo-pyritová mineralizácia s malým zastúpením rýdzeho Au a molybdenitu viažuca sa na exoskarny a endoskarny v miestach, kde sa triasové vápencové a dolomitové telesá rozpadávajú a sú pohlcované v apikálnej časti štoku granodioritového porfýru. Ložiskovo zaujímavé mineralizácie sú známe len z lokality Zlatno, Šementlov a Sklené Teplice-Vydričná dolina, kým ostatné lokality sú iba výskytmi. Vtrúsená porfýrová mineralizácia pyritu, pyrotínu a chalkopyritu s menším zastúpením molybdenitu a Au v prostredí telies premeneného andezitu sa vyvinula len na lokalite Šementlov. Z hľadiska zastúpenia kovov je to Cu ± Mo ± Au mineralizácia, ale obsah Au miestami zodpovedá aj porfýrovej Au mineralizácii v zmysle Sillitoa (1979). Najpodstatnejším rozdielom pri ťažených ložiskách tohto typu je mohutnejší vývoj skarnov aj za hranicami intruzívneho telesa – až do vzdialenosti niekoľko sto metrov – a podstatne výraznejší prejav retrográdneho štádia vrátane sulfidickej mineralizácie.

Obsah Cu je veľmi variabilný, závislý od geometrie prenikajúcich porfýrov a skarnov. Výsledná forma ložiska

je podriadená voľbe minimálneho obsahu na výpočet zásob. Maximálny obsah Cu je až 4,5 % a Au 20 g/t. Pri nízkych hodnotách okrajových vzoriek a tomu zodpovedajúcom priemerom obsahu Cu (okolo 0,25–0,3 %) a Au (okolo 0,3–0,4 g/t) majú rudné telesá tvar subhorizontálne alebo šikmo uložených šošoviek veľkého rozsahu s celkovým objemom desiatok miliónov ton. Pri zvyšovaní obsahu okrajových vzoriek možno dosiahnuť priemerný obsah Cu vyše 0,5 % a Au nad 0,5 g/t, ale pri týchto parametroch sa už rudné teleso rozpadá na menšie bloky a celkový objem klesá na úroveň miliónov ton. Úseky s priemerným obsahom Au nad 1 g/t sú ojedinelé a neprekračujú hrúbku niekoľkých metrov. S výnimkou lokality Sklené Teplice-Vydričná dolina, kde mineralizácia vystupuje už od povrchu, sú mineralizované zóny v hĺbke od 300 do 1000 m.

Popri lokalite Zlatno a Šementlov, kde sa vykonal vyhľadávací prieskum a vypočítali zásoby (Burian et al., 1980; Daubner et al., 1992), Marsina et al. (1995) prognózne zhodnotili ďalších päť výskytov skarnovo-porfýrovej mineralizácie a použili simultánne viaceré parametre. Zo semikvantitatívneho hodnotenia vyplynulo, že lepšie parametre ako referenčná lokalita Zlatno dosahuje iba lokalita Sklené Teplice-Vydričná dolina. Veľmi dôležité je, že zrudnenie tam vystupuje v povrchovej úrovni. Na základe dostupných dát Lexa et al. (1997) variantne dospeli k takýmto jej prognóznym zdrojom: 1. 30 mil. t, 0,25 % Cu, 0,6 g/t Au, hĺbka 0–200 m; 2. 10 mil. t, 0,40 % Cu, 1,0 g/t Au, hĺbka 0–200 m v niekoľkých telesách.

Podľa bilancie zásob výhradných ložísk Slovenskej republiky k 1. januáru 1997 sú evidované zásoby lokality Zlatno nebilančné (18,062 mil. t, 0,6 % Cu). Marsina et al. (1990) zdôraznili, že v uvedených zásobách tohto ložiska možno predpokladať ešte obsah 0,3 g/t Au, ale úžitková hodnota rudy aj tak predstavuje iba asi jednu tretinu predpokladaných nákladov na ťažbu vo veľkej hĺbke. V prípade lokality Sklené Teplice-Vydričná dolina úžitková hodnota rudy prekračuje 50 % predpokladaných nákladov na povrchovú ťažbu, a tak by sa zdroje mohli pokladať za potenciálne ekonomické. Problémom tejto lokality je navyše stret záujmov súvisiaci s ochranou kúpeľov v Sklených Tepliciach. Celkovo možno konštatovať, že porfýrovo-skarnové Cu ± Mo ± Au mineralizácie sú zlatonosné, ale nemajú parametre ťažiteľných ložísk.

Z literatúry je známe, že s Cu porfýrovými alebo skarnovo-porfýrovými systémami môžu asociovať rozličné typy vysokosulfidačnej a nízkosulfidačnej epitermálnej Au-Cu mineralizácie (Sillitoe, 1993; Meinert, 1993; Corbett a Leach, 1996). Pre hlbokú denudáciu pod úroveň premien typu pokročilej argilizácie nie je výskyt vysokosulfidačného typu mineralizácie v našom prípade aktuálny. Metasomatická Cu-Au a Au, kremenno-sulfidická Au ± Cu, karbonátovo-polymetalická Au a nízkosulfidačná epitermálna Au-Ag mineralizácia sú výsledkom interakcie fluíd retrográdneho štádia porfýrového systému s karbonátovými horninami za hranicami dosahu prográdneho štádia skarnizácie, resp. výsledkom precipitácie rudných zložiek fluíd v prostredí vulkanických hornín alebo nekarbonatických sedimentov ako výsledok miešania s meteorickou vodou alebo varu fluíd. Obmedzený rozsah hydrotermálnej aktivity retrográdneho štádia našich skarnovo-porfýrových systémov je príčinou, pre ktorú neboli vhodným zdrojom na vývoj uvedených typov mineralizácie.

Hydrotermálne systémy kalderového štádia

Hydrotermálne systémy s vývojom metasomatických kvarcitov alebo opalitov a argilitov s kaolinitom a pyritom (Dekýš a Červená studňa) sú situované v prostredí telies biotiticko-amfibolického andezitu studenskej formácie a ich vulkanoklastík, ako aj v sedimentoch červenostudnianskeho súvrstvia, teda vo výplni štiavnickej kaldery. V priestore premien nie sú mladšie horniny. S výnimkou Červenej studne, kde sú premenené horniny tektonicky uťaté na žile Terézia, nie je možné zistiť ani vzťah k zlomovej tektonike hodrušsko-štiavnického hrastu. Vzhľadom na povahu metasomatitov a prítomnosť pervazívnej pyritizácie uvažujeme o možnom vzťahu k hypotetickým štokovitým intrúziám (granodioritových či kremitodioritových porfýrov?), ktoré sa umiestnili v závere vývoja štiavnickej kaldery. Žáková et al. (1995) definovali takúto vertikálnu zonalitu premien, charakteristickú pre prostredie horúcich prameňov (napr. Henley a Ellis, 1983; Henley 1985; Bonham, 1988): 1. *Zóna intenzívnej argilizácie* s asociáciou minerálov kaolinit – opál (cristobalit) – alunit. Tvoria ju okrové argility so subhorizontálnymi polohami sivobielych opalitov a siaha do hĺbky 10-30 m. 2. *Prechodná kaolinitovo-smektitová zóna* s cristobalitom, kremeňom, pyritom ± alunitom, v ktorej je už výraznejšie zastúpený kremeň na úkor cristobalitu. 3. *Smektitová zóna* s kremeňom, kaolinitom, plagioklasom a pyritom ± illit. Ani ona netvorí celú polohu, ale úseky s intenzívnou premenou sa v nej striedajú s pomerne čerstvejšími a nerovnakou intenzitou propylitizovanými horninami. 4. *Zóna zmiešanovrstvových ílových minerálov illit/smektit, chlorit/vermikulit a chlorit/smektit.* Vyvinula sa v polohách epiklastického pieskovca s polohami ílu v hrúbke 10 cm – 2 m. 5. *Zóna hydrotermálnoexplozívnych brekcií.* Býva zastúpená v polohách brekcií, redšie v epiklastikách s tmelom resp. s hniezdami mliečnobieleho kremeňa, v menšej miere karbonátu. Argilizované horniny v hĺbke prechádzajú do propylitov s asociáciou minerálov chlorit – sericit – karbonát – pyrit.

Intenzívne hydrotermálne premeny vysokosulfidačného typu sú okrem magmaticko-hydrotermálnych vysokosulfidačných systémov charakteristické aj pre pripovrchové časti vriacich hydrotermálnych systémov nad úrovňou a v úrovni hladiny podzemnej vody (zóna termálnych prameňov), kde je kyslé sulfátové (vysokosulfidačné) prostredie vyvolané druhotne oxidáciou síry v styku s kyslíkom vadóznej vody. Vysokosulfidačné premeny termálnych prameňov teda môžu koexistovať aj s nízkosulfidačnými (adulárovo-sericitovými) epitermálnymi systémami, ak je v nich dostatočná koncentrácia H_2S. Pokiaľ sú metasomatity horúcich prameňov mineralizované, charakteristická je asociácia Hg, As, Sb, Tl ± Au, Ag, ktorá s hĺbkou prechádza do kremenno-adulárovo-sericitovo-zlato-striebornej mineralizácie nízkosulfidačného systému. Takéto

ekonomicky dôležité mineralizácie môžu priamo nadväzovať na metasomatity horúcich prameňov, ale častejšie ich od nich oddeľuje bezrudná zóna alterovaných hornín v hrúbke do 200 m a výraznejšia mineralizácia korešponduje s hĺbkovým intervalom varu v hydrotermálnom systéme.

Metasomatity termálnych prameňov v štiavnickej kaldere nie sú priamymi nositeľmi metalickej mineralizácie a ich hlbšie pokračovanie nie je známe. V ich podloží vystupujú horniny s prejavmi areálovej pervazívnej pyritizácie (VP anomálie), čo naznačuje možný prechod do magmaticko-hydrotermálneho systému vo vzťahu k hlbšie uloženým intrúziám kremitodioritového alebo granodioritového porfýru. Ale nedá sa vylúčiť ani vzťah k nízkosulfidačným epitermálnym systémom, ktoré by mohli byť nositeľom zaujímavej mineralizácie. Metalogenetický význam týchto systémov treba ešte skúmať.

Medzi hydrotermálne systémy kalderového štádia treba zaradiť aj vysokosulfidačný systém Varty pri Banskej Belej, vyvinutý – na rozdiel do Šobova (s ktorým sa niekedy spájal) – v prostredí telies biotiticko-amfibolického andezitu studenskej formácie vo výplni kaldery. Laterálna zonalita premien je od metasomatického silicitu cez kaolinitové argility a kaolinicko-ilitové argility s pyritom do argilizovaných andezitov s illitom, I/S zmiešanovrstvovým minerálom a smektitom. Alunit alebo mladšia fáza mineralizácie so sulfidmi sa nezistili. Podľa Oružinského a Huraia (1985) sa v kvarcitoch Varty spoločne vyskytujú fluidné inklúzie bohaté na plynnú resp. kvapalnú fázu, čo indikuje stav varu fluíd. Nameranú homogenizačnú teplotu na inklúziách s prevládajúcou kvapalnou fázou v rozmedzí 200–300 °C teda ovplyvňuje nerovnaký pomer zachytenej plynnej fázy, a tak sa reálna teplota kryštalizácie pravdepodobne pohybovala v nižšej časti uvedeného intervalu. Ak sa vezme do úvahy variabilnosť fluidných inklúzií, možno konštatovať, že kvarcity kryštalizovali v dynamickom hydrotermálnopneumatolytickom systéme s premenlivými teplotnými a tlakovými podmienkami, ktorý bol v istých momentoch v stave varu. Zistená teplota pritom zodpovedá hĺbke niekoľko sto metrov. Vývoj premien a pervazívna pyritizácia indikujú vysokosulfidačný systém, ktorý sa vyvíjal kondenzáciou pary s SO_2 v spodnej vode s nasledujúcim prehriatím až do varu a disproporcionáciou SO_2 na H_2SO_4 a H_2S, ktoré boli zdrojom intenzívnych premien (vylúhovania) a pervazívnej pyritizácie. Takémuto procesu zodpovedá aj veľmi nízka salinita fluíd. Kryometrické údaje indikujú salinitu do 2,7 hmot. % NaCl ekv. (Oružinský a Hurai, 1985). Zdrojom pary s SO_2 boli magmatické fluidá oddeľujúce sa z kryštalizujúcej intrúzie po jej umiestnení. Systém zrejme geneticky súvisel s miestom intrúzie kremitodioritového alebo granodioritového porfýru, ktorá sa prejavuje pozitívnou gravimetrickou anomáliou (Lexa et al., 1997). Systém nebol hlboko denudovaný a dnes je obnažený plytšie pod pôvodným povrchom.

Hydrotermálny systém Varty sprevádzajú výrazné VP anomálie a slabé prejavy Au mineralizácie s obsahom Au do 0,15 g/t (Oružinský a Sombathy, 1986), ktoré sú indíciou nevýraznej zlatonosnosti systému. V hĺbke okolo 200-300 m sa vrtmi zistila asociácia sekundárnych minerálov sericit – pyrofylit – kremeň – pyrit – anatas ± diaspor a v hĺbke 500–650 m v prostredí silicifikovaných, argilizovaných a pervazívne pyritizovaných hornín pyritovo-bizmutínová mineralizácia s tetradymitom, chalkopyritom a tennantitom s obsahom Bi do 0,8 %, v priemere 0,01–0,1 % (Lexa et al., 1989). Výskyt rozsiahlejšej Au mineralizácie nepovažujeme za pravdepodobný, ale pri súčasných poznatkoch sa nedá ani jednoznačne vylúčiť. Pri aktuálnej cene Au je ešte nepravdepodobnejší výskyt ekonomicky efektívnej mineralizácie, a preto lokalitu nateraz nepokladáme za perspektívnu.

Epitermálne žilné a žilnometasomatické mineralizácie postkalderového štádia

O metalogenéze epitermálnej mineralizácie je v tomto čísle časopisu Mineralia Slovaca samostatný príspevok Hábera et al. (2001), a preto sa obmedzíme najmä na to, čím sa Háber et al. (ibid.) nezaoberajú. Zároveň zdôrazňujeme, že sa najmä v nasledujúcich aspektoch naše názory rozchádzajú: 1. vekové zaradenie subvulkanického intruzívneho komplexu a vývoja kaldery, ktoré považujeme za staršie (výsledky rádiometrického datovania pravdepodobne ovplyvnilo preteplenie v súvislosti s mladším epitermálnym systémom); 2. vekové zaradenie Au mineralizácie bane Rozália v Hodruši, ktorú pokladáme za samostatnú etapu mineralizácie v predkalderovom štádiu a nedávame ju do jednotného modelu s vývojom pokalderovej epitermálnej mineralizácie; 3. pokalderovú epitermálnu mineralizáciu nespájame s vývojom subvulkanického intruzívneho komplexu, ale s ryolitovým magmatizmom vyvolaným rozsiahlou anatexiou kôrového materiálu v záverečnom štádiu vývoja magmatického rezervoára (porovnaj tab. 1 a Lexa a Konečný, 2001); 4. jednotnosť epitermálneho systému je doteraz problematická (porovnaj Koděra, 1969), a preto je otázka, či ho možno vyjadriť jedným modelom.

Rozsiahly systém epitermálnych žíl štiavnicko-hodrušského rudného obvodu v centrálnej zóne štiavnického stratovulkánu zahŕňa 120 väčších rudných žíl na ploche okolo 100 km^2. Najväčšie sú dlhé až 8 km. Mineralizácia sa zo štruktúrneho hľadiska viaže na vývoj resurgentného hodrušsko-štiavnického hrastu v strede štiavnickej kaldery. Rudné žily sú priamo na jej zlomoch. Žily sa variabilne vyvinuli v prostredí hornín podložia, subvulkanického intruzívneho komplexu, andezitov I. etapy a andezitov studenskej formácie – výplne kaldery. Epitermálny systém je teda pokalderový. Vzťah k horninám IV. etapy stratovulkánu nemožno doložiť priamo, ale zlomová tektonika hrastov ich porušuje. Ryolitové telesá a vulkanoklastiká jastrabskej formácie, ktoré sú syngenetické s vývojom hrastov, sú syngenetické aj s vývojom epitermálnej mineralizácie. Ryolitová dajka v žile Klotilda má intermineralizačnú pozíciu, dekrepituje minerály starších periód a sama je mineralizovaná najmladšími periódami epitermálnej mineralizácie (Eliáš et al., 1968). Draselnou metasomatózou sú postihnuté aj ryolity. Takémuto postaveniu zodpovedajú i výsledky rádiometrického dato-

vania ryolitov (12,4–10,7 mil. rokov), sericitov rudných žíl (12,8–11,4 mil. rokov) a adulárov zo žilných štruktúr (12,0–10,7 mil. rokov; Konečný et al., 1983; Kantor a Ďurkovičová, 1985; Kantor et al., 1988; Kraus et al., 1998; Háber et al., 2001).

Vývoj epitermálnych žíl bol kontrolovaný štruktúrnym vývojom hodrušsko-štiavnického hrastu, ktorý podľa geologických argumentov a datovania asociujúcich ryolitov a mineralizácie prebiehal v strednom sarmate až spodnom panóne. Štruktúrny vývoj hrastu kontrolovalo meniace sa napäťové pole vo vzťahu k záverečnému vývoju karpatského oblúka a zaoblúkovej extenzie (Nemčok et al., 1993, 2000). Pre sarmat až spodný panón bola charakteristická výlučná existencia extenzie smeru SZ–JV. Napäťová konfigurácia nadobudla oblátny tvar elipsoidu, čo geologicky znamenalo výraznú regionálnu extenziu. Zlomy smeru S–J až SSV–JJZ sa reaktivovali ako dextrálne horizontálne posuny. Pri takomto vývoji napäťového poľa boli pohyby na žilách tak v smere sklonu, ako aj šikmé, s dextrálnym laterálnym komponentom. Zatiaľ čo sa výrazná extenzia odráža v častom malom sklone štruktúr a v lystrickom charaktere štruktúr so zmenšujúcim sa sklonom s rastúcou hĺbkou, dextrálny laterálny komponent pohybu sa prejavil vo vývoji rudných stĺpov a v orientácii odžilkov a štruktúr *konského chvosta* na koncoch žíl. Lystrický charakter štruktúr je charakteristický najmä pre hodrušské žily, kde zásadne ovplyvnil distribúciu mineralizácie. S rastúcou hĺbkou hrúbka žíl rýchlo klesala a naopak smerom na povrch narastala, a to aj vďaka vývoju vejárovitých kompenzačných zlomov druhého rádu.

Systém epitermálnych žíl vykazuje celkovú zonalitu (Štohl, 1960; Štohl in Burian et al., 1985). Najtermálnejšiu Cu-(Bi) zónu v strede postupne obkolesuje Pb-Zn-Cu, Ag-Au a vonkajšia Au-Ag-(Sb?) zóna. Ale takáto zonalita je funkciou priestorového rozloženia žíl, ktoré sú výsledkom viacštádiového vývoja za meniacich sa štruktúrnych a hydrotermálnych podmienok. Na základe štruktúrnych aspektov, vertikálneho rozsahu, priestorového rozšírenia a prevládajúcich minerálnych paragenéz možno rozlíšiť (Lexa et al., 1997, 1999): 1. na sulfidy bohaté polymetalické žily štiavnického typu, 2. strieborno-polymetalické žily hodrušského typu, 3. drahokovové žily kremnického typu.

Polymetalické epitermálne žily štiavnického typu

Spoločným znakom polymetalických epitermálnych žíl štiavnického typu je veľký vertikálny rozsah, vcelku jednotný vývoj mineralizačných období (Koděra, 1969, 1989), charakteristický vývoj premien v okolí žíl (Forgáč, 1966) so zónami silicifikácie a sericitizácie a ich dominantne polymetalický charakter s hlavnými minerálmi – chalkopyritom, galenitom, sfaleritom, sulfosoľami Ag a zlatom v kremenno-karbonátovej žilovine.

Žily sú vyvinuté na zlomoch vo východnej a jv. časti hodrušsko-štiavnického hrastu. S výnimkou protiklonnej žily Terézia (a niektorých diagonálnych odžilkov) sú sklonené na V až JV s amplitúdou poklesu jednotlivých žíl desiatky až prvé stovky metrov. Niektoré žily sa vetvia do podložných a nadložných odžilkov a vetiev. Horizontálny komponent pohybu sa prejavil vývojom rudných stĺpov a štruktúr *konského chvosta* na severnom a južnom konci žíl. Polymetalické žily štiavnického typu vystupujú najmä v prostredí propylitizovaných andezitov I. etapy. Ich hlbšie časti, najmä v prípade západnejšie situovaných žíl, zasahujú do silov kremitodioritových porfýrov, hornín pred-vulkanického podložia a intrúzie granodioritu. Naopak najvýchodnejšie ležiace žily Ján a Grüner v hornej časti zasahujú až do telies biotiticko-amfibolického andezitu studenskej formácie. Ich smerná dĺžka je až 8 km a vertikálny rozsah mineralizácie až 1000 m. Hrúbka žíl je veľmi variabilná. Ťažiteľné úseky hrubé vyše 1 m majú prevažne charakter rudných stĺpov s maximálnou hrúbkou až 10 m. Keďže žily sú na okraji hrastu, externejšie sú v nižšej úrovni a neboli erodované do tej miery ako vnútornejšie. To sa odráža v nerovnakej úrovni ich zonálneho vývoja – externejšie majú zachované vrchnejšie, (pôvodne) plytšie zóny, vnútornejším chýbajú vrchné zóny a ich hlbšie zóny sú prístupné už od povrchu.

Kvalitu žilnej výplne v rozhodujúcej miere ovplyvňuje zonalita žíl. Koděra (1963, 1969) rozlíšil štyri zóny (smerom do hĺbky). Je to:

1. Zóna bohatá na Au a Ag. Reprezentuje vrchné časti žíl najmä v južnej a východnej časti rudného poľa. Charakteristické pre ňu sú bohaté akumulácie primárnych a pravdepodobne aj sekundárnych minerálov Ag (argentit, sulfosoli Ag). V minulosti bola hlavným objektom ťažby. Podľa dostupných údajov (Smolka et al., 1993) je takýto obsah kovov v žilovine: Pb 1,5–2,5 %, Zn 1,5–5 %, Cu 0,1–0,2 %, Ag 30–70 g/t a Au 2–4 g/t.

2. Vrchná Pb-Zn zóna. Typicky je vyvinutá v podpovrchovej časti žíl s výnimkou externých a vnútorných žíl. Charakteristický pre ňu je výskyt rodonitu v najstarších periódach, polymetalický vývoj v staršej a kremenno-karbonátový v mladšej rudonosnej perióde. Jej verifikovaný rozsah je 150–300 m. Podľa dostupných údajov (Smolka et al., 1993) je takýto obsah kovov v žilovine: Pb 1,2–2,5 %, Zn 1,5–5 %, Cu 0,2–0,4 %, Ag 10–40 g/t a Au 1–2 g/t.

3. Spodná Pb-Zn zóna. Tvorí ju dostupná a nedávno exploatovaná časť ložiska. Sústreďuje sa v nej hlavná časť Pb-Zn rúd obidvoch rudonosných období. Jej verifikovaný rozsah je 300–400 m. Podľa dostupných údajov (Smolka et al., 1993) je obsah kovov v žilovine zhruba takýto: Pb 1,0–1,5 %, Zn 1,5–3 %, Cu 0,3–0,6 %, Ag 10–20 g/t a Au pod 1 g/t.

4. Cu zóna. Je charakteristická pre žilu Rozália a Bakali, ako aj hlbšie časti východnejšie situovaných žíl. Reprezentujú ju produkty najmladších období, najmä 4., s prevahou chalkopyritu nad galenitom a sfaleritom. Lokálne je hojnejší pyrit, miestami aj bornit, scheelit, Cu-Bi, Cu-Pb-Bi a Ag-Bi sulfosoli. Jej vertikálny rozsah môže dosahovať až 500 m. Podľa dostupných údajov (Smolka et al., 1993) je obsah kovov v žilovine zhruba takýto: Pb 0,5–1,3 %, Zn 0,5–2 %, Cu 0,4–0,8 %, Ag 10–15 g/t a Au pod 1 g/t.

Pripovrchové partie žíl, najmä žíl s vyvinutou 1. zónou, boli obohatené pri oxidačnom a cementačnom procese

a práve ony boli predmetom počiatočnej stredovekej ťažby. Vyťaženie pripovrchových obohatených zón podstatne ovplyvnilo ekonomiku ťažby, a tak ďalšie pokračovanie ťažby už bolo závislé od technického pokroku.

Žilnometasomatická polymetalická mineralizácia

Všetky známe žilnometasomatické polymetalické rudné telesá sú vo východnom krídle nevýraznej elevácie komplexu sedimentárnych hornín v blízkosti hlavných štruktúr štiavnických polymetalických žíl prenikajúcich týmto komplexom. Metasomatické telesá sa viažu na slienito-karbonatické súvrstvia silického príkrovu (pravdepodobne spodný a stredný trias). V piesčitoílovitých súvrstviach s karbonatickými vložkami vznikali telesá menšej hrúbky viažuce sa na litologicky priaznivejšie polohy. V kremitých, piesčitoílovitých a kontaktne silne premenených sedimentoch vznikalo iba chudobnejšie žilníkovoimpregnačné zrudnenie, ktoré však mohlo dosahovať značnú hrúbku (Koděra et al., 1965).

Na tvorbe žilnometasomatického zrudnenia sa zúčastňovala iba 4. (mladšia rudonosná) prínosová perióda. V jednoduchom minerálnom zložení prevláda sfalerit nad galenitom (± chalkopyrit, pyrit), ale lokálne je v prevahe galenit, ojedinele aj chalkopyrit. Metasomatické rudy sa vyznačovali dva až päť ráz vyššou priemernou kovnatosťou ako žilné rudy. Väčšia koncentrácia Au a Ag sa nezistila (Koděra et al., 1965).

Strieborno-polymetalické epitermálne žily hodrušského typu

Strieborno-polymetalické žily hodrušského typu sa od polymetalických štiavnických žíl odlišujú podstatne, a preto je namieste názor o ich samostatnosti (Koděra, 1969). Vyvinuli sa prevažne v granodiorite alebo v siloch kremitodioritového porfýru a západné žily zasahujú aj do kremitých sedimentov spodného triasu. Smerná dĺžka žíl neprekračuje 3 km a zdanlivo dlhšie štruktúry zvyčajne obsahujú prvky „en-echelonového" usporiadania. Pre hodrušské žily je charakteristický malý sklon (od 30–50°) a vykliňovanie s rastúcou hĺbkou. Väčšina hodrušských žíl pravdepodobne vykliňuje už v hĺbke od 200 do 500 m pod povrchom, teda v úrovni od + 200 po 0 m n. m. Pri mnohých hodrušských žilách je pozorovateľné dovrchné hrubnutie, vetvenie a vývoj vejárovitých štruktúr až žilníkov v blízkosti povrchu, čo zreteľne indikuje menší erozívny zrez žíl ako pri štiavnických žilách. Charakteristický je aj mohutný vývoj silicifikácie a adularizácie, ktorá s rastúcou hĺbkou prechádza do sericitizácie.

Podľa Koděru (1963, 1969, 1987) je zonálnosť v systéme strieborno-polymetalických žíl hodrušského typu menej výrazná a odlišnej povahy ako polymetalických žíl štiavnického typu. Vertikálna zonálnosť sa prejavila najmä rýchlym poklesom obsahu Ag a Au v rude a postupným pribúdaním Cu s hĺbkou. Priemerný obsah kovov podľa Smolku et al. (1993) a Onačilu et al. (1993) je zhruba takýto: Au 1–3 g/t, Ag 80–200 g/t, Pb 0,02–0,5 %, Zn 0,05–1 % a Cu 0,01–0,2 %. Druhotné výrazné obohatenie Ag v podpovrchových častiach (lokálne aj niekoľko kg/t Ag) nastalo pri procesoch prebiehajúcich v oxidačnej a cementačnej zóne, ako aj hydrotermálnym vylúhovaním Ag z galenitu a jeho premiestnením do vrchnejších častí žíl. Z archívnych dát je zrejmé, že práve obohatené pripovrchové partie žíl boli predmetom úspešnej počiatočnej stredovekej ťažby. Vyčerpanie takýchto partií neskôr zvyčajne viedlo už iba k stratám striedajúcim sa s dočasnými úspechmi.

Drahokovové epitermálne žily kremnického typu

Charakteristickým znakom tohto typu mineralizácie je užšia asociácia s ryolitovým vulkanizmom, relatívne malý erozívny zrez a mohutný vývoj adularizácie v povrchovej časti hydrotermálnych systémov. Žilné štruktúry dovrchne hrubnú, vetvia sa a prechádzajú do vejárovitého alebo žilníkového usporiadania. Dĺžka mineralizovaných štruktúr neprekračuje 1 km a hĺbka 300 m. Primárny vertikálny diapazón štruktúr bol okolo 500 m. Hĺbka erózie systémov je okolo 100–200 m.

Výplň žíl je prevažne kremenná, niekedy s adulárom, často kavernózna alebo brekciovitá. Au vystupuje samostatne, ale aj vo forme zlatonosného pyritu, neviaže sa iba na kremennú žilovinu, ale aj na argility v bezprostrednom susedstve žíl, resp. v priestore žilníkov. Pomer Au : Ag je od 1 : 1 po 1 : 10, obsah Au pri povrchu je až 5 g/t, ale s hĺbkou zvyčajne pomerne rýchlo klesá, a to až na 1–2 g/t v hĺbke 200–300 m. Primárnu zonálnosť vyvolala pôvodná hĺbka precipitácie Au, podmienená najmä varom fluíd v hydrotermálnom systéme relatívne blízko povrchu. Keďže var fluíd zvyšoval ich pH a stabilizoval adulár, rozsah bohatšej mineralizácie zhruba korešponduje so zónou adularizácie. S prechodom adularizácie do sericitizácie s rastúcou hĺbkou klesá obsah Au a Ag a mierne stúpa obsah polymetálov, ktorých precipitáciu pravdepodobne kontrolovalo skôr chladnutie a riedenie fluíd. K primárnej vertikálnej zonalite pristúpilo ešte aj obohacovanie pripovrchových partií oxidáciou a cementáciou. Práve obohatené partie boli predmetom počiatočnej a veľmi úspešnej stredovekej ťažby.

Prognózny potenciál epitermálnych žíl súborne hodnotil Smolka et al. (1993). Z vecnej stránky s ich hodnotením súhlasíme, ale nazdávame sa, že v niektorých prípadoch hodrušských žíl sa nevzala dostatočne do úvahy zonalita žíl, najmä rýchly pokles kovnatosti s hĺbkou. Ale Smolkom et al. (1993) vyčlenené prognózne zdroje neprešli ekonomickým hodnotením so súčasnými parametrami (Lexa et al., 1997). Úžitková hodnota žilných polymetalických rúd pri kvalite 1–1,5 % Pb, 1,5–3,0 % Zn, 0,2–0,4 % Cu a 10–50 g/t Ag je iba 300–700 Sk/t, kým výrobné náklady na 1 t sa odhadujú na 1300 až 1600 Sk. Aby sa úžitková hodnota rudy aspoň priblížila hranici ekonomickej bilančnosti, musela by ruda obsahovať 4-6 g/t Au. Podobný stav je pri Ag rudách hodrušských žíl. Pri Au rudách je pri súčasnej cene spodná hranica bilančnosti okolo 6–8 g/t.

Pri takomto hodnotení predpokladanej kovnatosti prognóznych zdrojov žíl (Smolka et al., 1993) možno medzi

potenciálne ekonomické zaradiť iba prognózne zdroje siedmich žíl, medzi ekonomické nijaké prognózne zdroje a všetky ostatné zdroje ani nemožno pokladať za prognózne. Medzi potenciálne ekonomické prognózne zdroje sa dajú zaradiť iba: 1. žily a žilníky Baumgartner a Goldfahrten v Banskej Belej, 2. časti polymetalických žíl Grüner, Štefan a Ján, 3. Au žila pri Kopaniciach, 4. Trojkráľová žila na J od Vyhní a 5. časť žily Rummel-Hoffer pri Bankách.

Drahokovové mineralizácie v prostredí karbonatických sedimentov

Vonkajšia zóna nižšietermálnej drahokovovej mineralizácie v sz. a severnej časti hodrušsko-štiavnického hrastu zasahuje do karbonátov série Veľkého boku a hronika, čo vytvára predpoklady na výskyt metasomatických typov drahokovovej mineralizácie. Takúto možnosť v ostatných rokoch na niekoľkých lokalitách zisťovala Slovenská banská spoločnosť (Šály a Veselý, 1997).

Na lokalite Klokoč-západ preniká severné pokračovanie žily Trojkráľová a Peter-Pavol do komplexu karbonatických hornín stredného a vrchného triasu série Veľkého boku variabilne ovplyvnených skarnizáciou, čím vzniká, ako to už potvrdili vrty (Šály a Veselý, 1997), vhodné prostredie na vývoj metasomatických rúd. Na základe doterajšieho prieskumu sa vypočítali zásoby s obsahom Au 3,22 g/t a Ag 9,17 g/t v hĺbke 100–300 m pod povrchom. Vzhľadom na geologickú situáciu predpokladáme rozšírenie zásob.

Na lokalite Veterný vrch zasahuje žilná štruktúra Remeň a Ján Benedikti do karbonátov stredného triasu hronika. Potenciálna mineralizácia je doteraz známa iba v podobe niekoľkých pozitívnych litogeochemických vzoriek (Šály a Veselý, 1997). Rozsiahlejšie zóny jasperoidov alebo limonitizovaných brekcií a iné charakteristické znaky drahokovovej mineralizácie v karbonátovom prostredí sa zatiaľ nezistili. Plochu pokladáme za perspektívnu na výskyt podobnej mineralizácie ako na lokalite Klokoč-západ.

Drahokovová mineralizácia podobná typu Carlin

Ložiská carlinského typu sú dokladom toho, že nižšietermálne fluidá sú vo vhodnom karbonátovom prostredí schopné vyvolať metasomatický proces s depozíciou Au vyššej rýdzosti v asociácii s Hg, Sb a As minerálmi. Metasomatický proces charakteristicky sprevádzajú fenomény disolúcie (vznik pseudokrasových fenoménov a disolučných brekcií) a nízkotermálnej silicifikácie vedúcej k vzniku metasomatických silicitov a jasperoidov. Pre mineralizované objekty je charakteristický výskyt pyritovo-markazitových impregnácií, ktoré sa pri zvetrávaní prejavujú intenzívnou limonitizáciou alebo až vznikom gosanov.

V štiavnicko-hodrušskom obvode sa identifikovali prejavy mineralizácie s niektorými znakmi carlinského iba na lokalite Bukovec pri Sklených Tepliciach (Šály a Oružinský, 1989; Štohl et al., 1990). Masív Bukovca je maximálne zdvihnutým segmentom hodrušsko-štiavnického hrastu. Budujú ho horniny predvulkanického podložia – kryštalinikum severného veporika, mezozoikum série Veľkého boku v rozpätí spodný trias až alb, vápencové a dolomitové telesá stredného triasu hronika. Jeho extenzné štruktúry zodpovedajú napäťovému režimu v sarmate až spodnom panóne, čo zvýrazňuje prítomnosť ryolitových dajok v niektorých zlomoch na S od bloku Bukovca. V poklesnutej kryhe bezprostredne na S od bloku je v prostredí hornín podložia intruzívny komplex granodioritových a kremitodioritových porfýrov sprevádzaný skarnovo-porfýrovou Cu ± Au, Mo mineralizáciou (lokalita Sklené Teplice-Vydričná dolina).

Mineralizácia sa makroskopicky prejavuje zónami metasomatických kvarcitov a jasperoidov pozdĺž hlavných zlomových zón v dĺžke až niekoľko sto metrov. Kvarcity a jasperoidy, sú alebo masívne s reliktmi bunkovej textúry, alebo charakteristicky bunkovité, čo súvisí s disolúciou a silicifikáciou dolomitu. V okrajových častiach kvarcitových telies miestami vystupujú telesá čiastočne silicifikovaného dolomitu, ktorými preniká sieť kremenných žiliek. Detailné štúdium textúry indikuje sukcesiu niekoľkých fáz disolúcie a silicifikácie. Na silicifikácii a výplni dutiniek sa zúčastňuje kremeň aj chalcedón. Špecifickým typom sú čisto kremenné polohy s pseudomorfózami goethitu po pyrite. Metasomované klasty karbonátov sú veľmi zriedkavé. Vrt A-22 a A-23 (Onačila et al., 1994) potvrdili, že metasomatické kvarcity a jasperoidy sú iba povrchovým fenoménom. Vo väčšej hĺbke nie sú. Tam sa zistili už iba tektonické zóny sprevádzané slabým prekremenením a drobnými kremennými a kremenno-karbonátovými žilkami, resp. pseudokrasové fenomény sprevádzané okrom a silicifikáciou. Mineralogicky sa identifikovala pyritizácia a vo vrte A-23 aj sporadický výskyt markazitu, chalkopyritu, galenitu a sfaleritu. Geochemicky sa z povrchových vzoriek zistil takýto priemerný a maximálny obsah prvkov (Onačila et al., 1994): Au 0,05 a 0,36 ppm, Ag 1,8 a 14,2 ppm, Hg 0,3 a 4,4 ppm, As 25 a 170 ppm, Sb 23 a 142 ppm, Cu 26 a 92 ppm, Pb 58 a 347 ppm a Zn 50 a 697 ppm.

Onačila et al. (1994) na základe detailného povrchového výskumu a vrtov konštatovali, že mineralizácia vykazuje niektoré charakteristické znaky carlinského typu, ako je vývoj jasperoidov a asociácia Au s Sb, As, Hg a Tl, ale má iba lokálny rozsah, nedostatočnú kovnatosť a v hĺbke nepokračuje. Pre odolnosť kvarcitov a jasperoidov voči vetraniu sa na povrchu akumulujú bloky v podobe plošne rozsiahlych blokových polí, a tak vyvolávajú zdanie plošnej silicifikácie. Výskyt nepokladáme za potenciálny zdroj ekonomickej Au mineralizácie.

Nízkotermálna Au ± Hg, Sb, As mineralizácia

V ryolitoch jastrabskej formácie na sz. strane hodrušsko-štiavnického hrastu sú lokálne prejavy nízkotermálnej drahokovovej mineralizácie vo forme silicifikovaných zón, často s brekciovitou textúrou, a chalcedónových žíl a žiliek. Chalcedónovú žilu hrubú až 1 m v smernej dĺžke asi 30 m sme identifikovali iba v jednom prípade na Z od Vyhní. Prejavy mineralizácie spracoval Onačila et al. (1993). Mineralogicky ide o jemnokryštalický mliečny alebo biely

kremeň a chalcedón. Najmä pri chalcedóne je časté tmavé sfarbenie, pravdepodobne od jemne dispergovaných sulfidov. V litogeochémii sa mineralizácia prejavuje zvýšeným obsahom Au, Ag, Pb a Hg, ale najmä Sb a As. Výskytom nateraz nepripisujeme prognózny význam.

Záver

Výskum, prieskum a dôsledná aplikácia teoretických poznatkov vyústili do kvalitatívne nového pohľadu na metalogenézu štiavnického stratovulkánu, ale v rovnakom čase nastala zmena ekonomických podmienok a viedla k postupnému skončeniu ťažby – najprv polymetalických a teraz už aj drahokovových rúd. Náš pohľad na zostávajúci drahokovový potenciál štiavnicko-hodrušského rudného obvodu nie je príliš optimistický. Pri súčasnej cene Au a Ag možno za potenciálne ekonomické zdroje pokladať už iba ďalšie výskyty mineralizácie typu baňa Rozália a Svetozár, ale ich efektívne vyhľadanie bude problematické a bude vyžadovať hlbšie pochopenie genézy mineralizácie tohto druhu. Kvalitatívne parametre potenciálnych zdrojov viažucich sa na žilné typy mineralizácie vrátane žilnometasomatických typov v karbonátovom prostredí zaraďujú tieto zdroje iba do kategórie potenciálne ekonomických, efektívne využiteľných len v prípade podstatného rastu ceny Au a Ag. Do podobnej kategórie zaraďujeme aj potenciálne zdroje viažuce sa na porfýrovo-skarnový typ mineralizácie na lokalite Sklené Teplice-Vydričná dolina, kde je navyše stret záujmov s kúpeľmi Sklené Teplice. Ostatné ložiská a výskyty porfýrovo-skarnovej mineralizácie pre veľkú hĺbku uloženia nespĺňajú ani kritéria na potenciálne ekonomické zdroje. Teoretické úvahy nepripúšťajú možnosť výskytu ekonomicky efektívnej drahokovovej mineralizácie viažucej sa na známe porfýrovo-skarnové a skarnové mineralizácie. Perspektívny nie je ani výskyt carlinského typu mineralizácie na Bukovci pri Sklených Tepliciach. Z hľadiska poznania rudného potenciálu si ďalší výskum zaslúži Au mineralizácia bane Rozália, azda i vysokosulfidačný šobovský systém a hydrotermálny systém kalderového štádia pri Červenej studni. Zmysel ďalšieho výskumu metalogenézy mineralizácií štiavnického stratovulkánu v súčasnosti treba vidieť najmä v možnosti a povinnosti pomôcť pri riešení fundamentálnych úloh svetovej vedy. Príroda nás obdarovala objektom, ktorý pri aplikácii moderných bádateľských metód môže dať odpoveď na také otázky, ako je spätosť metalogenézy s magmatizmom, oddeľovanie rudonosných fluíd zo subvulkanických intrúzií, vzťah medzi rozličnými typmi mineralizácie, príčiny precipitácie minerálov z roztokov a pod. Preto by sa v metalogenetickom výskume štiavnického stratovulkánu malo nevyhnutne pokračovať.

Literatúra

Arribas, A. Jr., 1995: Characteristics of high-sulphidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid. *In: Thompson, J. F. H. (Ed.): Magmas, fluids and ore deposits. Mineral. Ass. of Canada Short Course Series, 23, 419–454.*

Bonham, H. F. Jr., 1988: Models for volcanic-hosted epithermal precious metal deposits. In: Schafer, R. W., Cooper, J. J. & Vikre, P. G. (Eds.): Bulk mineable precious metal deposits of the Western United States. *Geol. Soc. (Nevada), 259–271.*

Burian, J., Smolka, J., Januš, J. & Valko, P., 1980: Záverečná správa a výpočet zásob - Zlatno, VP. *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív.*

Burian, J., Smolka, J. & Kámen, M., 1981: Vývoj neogénneho magmatického komplexu v oblasti Zlatna a s ním spätej mineralizácie. *Mineralia Slov., 13, 489–508.*

Burian, J. & Smolka, J., 1982: Geologická stavba medňato-porfýrového ložiska Zlatno. *Mineralia Slov., 14, 517–538.*

Corbett, G. J. & Leach, T. M., 1996: Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: structure, alteration, and mineralization. *Manual for an exploration workshop presented in Jacarta, August 1996, 186 s.*

Daubner, J., Mihálik, F., Novák, P., Petr, K., Martuševová, I., Jurenka, S., Sovíček, S., Tarhanič, L., Mjartanová, H. & Stupák, I., 1992: Vysoká - Šementlov, Cu rudy, stav k 31.7.1992. [Záverečná správa.] *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív.*

Eliáš, K., Kantor, J. & Štohl, J., 1968: Intermineralizačné postavenie ryolitov v Banskej Štiavnici. *Geol. Práce, Spr., 43, 141–156.*

Forgáč, J., 1966: Petrografia a geochémia premenených hornín v štiavnicko-hodrušskom rudnom obvode. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, Bratislava, 5, 103–154.*

Gavora, Š., Hromada, J. & Skaviniak, M., 1984: ZS Hodruša-okolie – – VP – Pb, Zn, Cu ruda. *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív.*

Háber, M., Jeleň, S., Kovalenker, V. & Černyšev, I., 2001: Model epitermálneho zrudnenia banskoštiavnického rudného poľa. *Mineralia Slov., 33, 3, 215–224.*

Henley, R. W. & Ellis, A. J., 1983: Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review. *Earth Sci. Rev. (Amsterdam), 19, 1–50.*

Henley, R. W., 1985: The geothermal framework for epithermal deposits. *In: Berger, B. R. & Bethke, P. M. (Eds.): Geology and Geochemistry of Epithermal Systems. Rev. Econ. Geology, 2, 1–24.*

Hedenquist, J. W. & Arribas, A., 1999: Epithermal gold deposits: I. Hydrothermal processes in intrusion related systems. II. Characteristics, examples and origin of epithermal gold deposits. *In: Molnár, F., Lexa, J. & Hedenquist, J. W. (Eds.): Epithermal mineralization of Western Carpathians. Society of Economic Geologists guidebook series, 31, 13–63.*

Káčer, Š., Koděra, P., Hojstričová, V. & Lexa, J., 1993: Zhodnotenie Fe skarnových mineralizácií v oblasti centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív. 67 s.*

Kantor, J. & Ďurkovičová, J., 1985: Genetická charakteristika vybraných mineralizácií v Západných Karpatoch. *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív.*

Kantor, J., Ďurkovičová, J., Eliáš, K. & Repčok, I., 1988: Izotopický výskum metalogenetických, petrogenetických a hydrogenetických procesov Západných Karpát. *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív.*

Kantor, J., Ďurkovičová, J., Eliáš, K., Rúčka, I., Ferenčíková, E., Hašková, A., Kovářová, A. & Sládková, M. 1990: Izotopový výskum metalogenetických procesov – II. časť A. Oblasť stredoslovenských neovulkanitov (Banská Hodruša, Banská Štiavnica, Šobov, Banská Belá, Sklené Teplice, Prochot). *Manuskript. Bratislava, GÚDŠ, 96 s.*

Kaňa, R., 1997: Vývoj činnosti banského závodu v Hodruši po roku 1990. *Spravodaj, Banský výskum Prievidza, 3–5, 233–240.*

Koděra, M., 1963: Gesetzmässigkeiten der zonalen Verteilung der Mineralization an der subvulkanischen polymetallischen Lagerstätte Banská Štiavnica. *In: Problems of postmagmatic ore deposition, Prague, 1, 184–189.*

Koděra, M., 1965: Výskyt metasomatického zrudnenia v Banskej Štiavnici. *Geol. Práce, Spr., 37, 135–144.*

Koděra, M., 1969: K otázke vzťahu štiavnického a hodrušského rudného obvodu. *Mineralia Slov., 1, 247–250.*

Koděra, M., 1978: Mineralogickoparagenetický výskum mineralizácie v hlbokom pokračovaní Rozália žily a žilníkovoimpregnačného zrudnenia na Rozália bani a vo vrte K-5. *Manuskript. Bratislava, PFUK – archív. 190 s.*

Koděra, M. et al., 1989: Topografická mineralógia Slovenska I. *Bratislava, Veda, 577 s.*

Koděra, P., Rankin, A. H. & Lexa, J., 1998: Evolution of fluids responsible for iron skarn mineralisation: an example from the Vyhne-

-Klokoč deposit, Western Carpathians, Slovakia. *Miner. Petrology, 64, 119–147.*

Koděra, P., Rankin A. H. & Fallick, A. E., 2001: Štúdium fluíd spojených so subvulkanickým granodioritovým plutónom štiavnického stratovulkánu. *Mineralia Slov., 33, 3, 281.*

Konečný, V., Lexa, J. & Planderová, E., 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. *Bratislava, GÚDŠ, 203 s.*

Konečný, V., Lexa, J., Halouzka, R., Hók, J., Vozár, J., Dublan, L., Nagy, A., Šimon, L., Havrila, M., Ivanička, J., Hojstričová, V., Mihaliková, A., Vozárová, A., Konečný, P., Kováčiková, M., Filo, M., Marcin, D., Klukanová, A., Liščák, P & Žáková, E., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca (štiavnický stratovulkán). *Bratislava, ŠGÚDŠ.*

Konečný, V. & Lexa, J., 2001. Stavba a vývoj štiavnického stratovulkánu. *Mineralia Slov., 33, 3, 179–198.*

Kraus, I., Černyšev, I., Šucha, V., Kovalenker, V., Lebedev, V. & Šamajová, E., 1998: The age of hydrothermal alterations in central Slovakian neovolcanites. *Abstracts, XVIth congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, Vienna: s. 309.*

Lexa, J., Štohl, J., Brlay, A., Marsina, K., Mihaliková, A., Žáková, E., Rojkovičová, Ľ., Panáček, A., Onačila, D. & Káčer, Š., 1989: Vyhodnotenie vrtu B-2 a prognózne zhodnotenie okoliaBanskej Belej. *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív. 175 s.*

Lexa, J., Koděra, P., Onačila, D., Rojkovičová, Ľ., Žáková, E. & Tréger, M., 1997: Komplexné hodnotenie prognóznych zdrojov nerastných surovín v oblasti centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív. 233 s.*

Lexa, J., Koděra, P., Prcúch, J., Šály, J. & Veselý, M., 1999: Multiple stages of Mineralization at the Rozália Mine, Hodruša. *In: Molnár, F., Lexa, J. & Hedenquist, J. W (Eds.): Epithermal mineralization of the Western Carpathians. Society of Economic Geologists, Guidebook Series, 31, 229–248.*

Lexa, J., 2000: Metallogeny of the Central Slovakia Volcanic Field. *In: Jacko, S., Janočko, J. & Lexa, J. (Eds.): Geology and Prospecting in the Carpathians. Mineralia Slov., 32, 251–256.*

Lexa, J. & Konečný, P., 2001: Vzťah metalogenézy k magmatickým procesom štiavnického stratovulkánu. *Mineralia Slov., 33, 3, 279.*

Marsina, K., Lexa, J., Rojkovičová, Ľ., Konečný, V., Žáková, E., Hojstričová, V., Konečný, P. & Káčer, Š., 1995: Porovnanie skarnovo-medenoporfýrových objektov v centrálnej zóne štiavnického stratovulkánu a ich prognózne zhodnotenie. *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív.*

Maťo, Ľ., Sasvári, T., Bebej, J., Kraus, I., Schmidt, R. & Kalinaj, M., 1996: Štruktúrne kontrolovaná žilná mezotermálna zlato-kremeňová a epitermálna drahokovovo-polymetalická mineralizácia v hodrušskom rudnom poli, stredoslovenské neovulkanity. *Mineralia Slov., 28, 455–490.*

Meinert, L. D., 1989: Gold skarn deposits – geology and exploration criteria. *In: Groves, D., Keays, R. & Ramsay, R. (Eds.): Proc. of Gold 1988. Econ. geol. Monograph, 6, 537–552.*

Nemčok, M., Hók, J., Kováč, P., Marko, F., Madarás, J. & Bezák, V., 1993 Tektonika Západných Karpát v terciéri. *In: Rakús, M & Vozár, J. (Eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ, 263–268.*

Nemčok, M., Lexa, O. & Konečný, P., 2000: Calculations of tectonic, magmatic and residual stress in the Štiavnica Stratovolcano, Western Carpathians: implications for mineral precipitation paths. *Geol. Carpath., 51, 19–36.*

Onačila, D., Hojstričová,V., Havrila, M., Káčer, Š., Marsina, K., Rojkovičová, Ľ., Žáková, E., Repčok, I., Eliáš, K., Ferenčíková, E., Harčová, M., Kovářová, A., Rúčka, I., Sládková, M., Filo, M., Ardová, M., Gretsch, J., Stercz, M., Daniel, J. & Lajčák, Š., 1994: Metalogenetický model Bukoveckého hrastu (vyhodnotenie vrtov A-22, A-23, A-26, A-27). *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív.*

Onačila, D., Lexa, J., Marsina, K., Rojkovičová, Ľ., Káčer, Š., Hojstričová, V., Žáková, E., Štohl, J., Konečný, V., Nemčok, M., Koděra, P., Konečný, P., Repčok, I., Hurai, V., Háber, M., Jeleň, S., Maťo, Ľ., Sasvári, T., Schmidt, R., Zvara, I. & Grant, T., 1995: Metalogenetický model a prognózne zhodnotenie centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív. 231 s.*

Oružinský, V., 1985: Sekundárne kvarcity štiavnickej vulkanickej stavby, ich vznik, geologické postavenie a vzťah k metalogenéze. [Dizertačná práca.] *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív. 136 s.*

Oružinský, V. & Hurai, V., 1985: Fluidné uzavreniny sekundárnych kvarcitov štiavnického stratovulkánu. *Mineralia Slov., 17, 415–425.*

Oružinský, V & Sombathy, L., 1986: Distribúcia Au a Ag stredoslovenských dinasových kremencov. *Mineralia Slov., 18, 525–533.*

Rozložník, L. & Zábranský, F., 1971 O výskyte žilníkovoimpregnačného zrudnenia medzi obcami Banská Hodruša, Vysoká a Uhliská. *Mineralia Slov., 10, 85–94.*

Sillitoe, R. H., 1979: Some thoughts on gold-rich porphyry copper deposits. *Mineralium Depos. (Berlin), 14, 161–174.*

Sillitoe, R. H., 1993: Epithermal models: Genetic types, Geometrical controls and shallow features. *In: Kirkham, R. V., Sinclair, W. D., Thorpe, R. I. & Duke, J M (Eds.). Mineral deposit modeling. Geol. Assoc. Canada, Special Paper, 40, 403–417.*

Smolka, J., 1985: Vyhľadávacie kritériá Cu porfýrových rúd na príklade ložiska Zlatno. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív.*

Šály, J. & Oružinský, V., 1989: Hydrotermálne premeny v severnej časti štiavnicko-hodrušského hrastu (okolie Sklených Teplíc). *Mineralia Slov., 21, 175–182.*

Šály, J. & Veselý, M., 1997: Najnovšie výsledky ložiskového geologického prieskumu v hodrušsko-vyhnianskom rudnom revíre v oblasti Vyhne-Klokoč a Hodruša Baňa Rozália, zameraného na Au mineralizáciu. *Spravodaj, Banský výsk. Prievidza, 3–5, 221–232.*

Štohl, J., 1960: Nové názory na zonálnosť štiavnicko-hodrušských rudných ložísk. *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív.*

Štohl, J., Hojstričová, V., Lexa, J., Rojkovičová, Ľ., Žáková, E., Garguľák, M., Staňa, Š., Kantor, J. & Ďurkovičová, J., 1990: Záverečná správa za vrt B-1/2000 Horná Roveň. *Manuskript Bratislava, ŠGÚDŠ – archív. 126 s.*

Štohl, J., Lexa, J., Konečný, V., Marsina, K., Hojstričová, V., Žáková, E., Rojkovičová, Ľ., Mihaliková, A., Hók, J., Káčer, Š., Vozár, J. & Konečný, P., 1990: Zhodnotenie prognóznych zdrojov Cu, Pb-Zn a Au-Ag rúd centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív. 80 s.*

Štohl, J., Žáková, E., Hojstričová, V., Marsina, K., Lexa, J., Konečný, V., Rojkovičová, Ľ., Filo, M. & Repčok, I., 1993: Prognózne zhodnotenie PlŽ mineralizácie a surovinový potenciál metasomatitov v oblasti Rozália bane. *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív. 71 s.*

Žáková, E., Hojstričová, V., Konečný, V., Lexa, J., Marsina, K., Onačila, D., Repčok, I., Rojkovičová, Ľ., Stolár, M., Štohl, J., Horváth, I. & Filo, M., 1995: Surovinový potenciál metasomatitov v oblasti Dekýša. *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív.*

Mineralia Slovaca, 33 (2001), 215–224

Model epitermálneho zrudnenia banskoštiavnického rudného poľa

MILAN HÁBER[1], STANISLAV JELEŇ[1], VLADIMÍR KOVALENKER[2] a IGOR ČERNYŠEV[2]

[1]Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, Bratislava, pracovisko: Severná 5, 974 01 Banská Bystrica, haber@savbb.sk, jelen@savbb.sk
[2]IGEM – Russkaja Akademija Nauk, Staromonetnyj per. 35, 109017 Moskva, Rusko, vak@igem.ru

(Doručené 4. 5. 2001)

Model of epithermal ore mineralization of the Banská Štiavnica ore district

The Banská Štiavnica-Hodruša ore district is located in the Central Slovakia, in the central upweled part of a polygenic stratovolcano. More than 120 veins are known in this ore district. They mainly occur in propylitized pyroxene andesites, diorites, quartz-diorite porphyries and granodiorites. The ores of Banská Štiavnica and Hodruša deposits belong to the gold-silver-polymetallic hydrothermal mineralization with lead and zink prevailing over copper. Higher temperature and epithermal paragenetic assemblages indicate successive mineralizing events immediately in relation to the polyphase tectonic events-deformation stages D1 to D4. Later mineralizing events show evidences for heterogeneous fluids developed in a uplifted collapsing system combined with younger extension tectonics which created conditions for later influx of meteoric waters. The ore-forming processes were accompanied by concomitant decrease in temperature, salinity, oxygen and sulphur activities. Generally, the hydrothermal precious- and base-metal mineralization originated in the three successive ore-cycles. Contrasting behaviour of base and precious metal complexes in the ore-forming solutions as well as diverse thermodynamic parameters cause partial temporal and spatial separation of the base- and precious metal ore mineralization. Essential portion of the carbonate-quartz vein filling with the earlier higher temperature precious metal mineralization (first ore cycle) was formed at relatively high temperatures (396–230 °C) in acid and subneutral solutions in depth from 2.0 to 1.5 km. Temperature decrease was accompanied by gradual pH increasing from 3.6 to 4.5. The precious- and base metal mineralization of the second ore cycle consists of three mineralization stages: (1st) hematite-quartz, (2nd) sphalerite, and (3rd) rhodonite-carbonate-quartz. It was formed at temperatures >300–200 °C, pH 4.7–6.0 in depth from 0.75 to 1.60 km. The mineralization of the third ore cycle is represented by the two stages: (4th) galenite-chalcopyrite, and (5th) sulphosalts-barite. These stages originated at temperatures 310–50 °C, pH 3.5–7.6 in depth from 0.4 to 1.1 km. Salinity of the hydrothermal solutions with content of CO_2, CH_4, N_2, Na^+, K^+, F^-, Cl^-, SO_4^{2-}, Cu, Pb, Ag, Fe, Zn in range from 0.4 to 11.5 wt % NaCl eq. The assumed age of the mineralization is 12.1–11.2 Ma (K-Ar method), resp. 12.8–11.2 Ma (Rb-Sr method).

Key words: Banská Štiavnica and Banská Hodruša deposits, Au-Ag-base metal mineralization, mineral assemblages, P-T-X conditions, isotopic composition, K-Ar and Rb-Sr age

Úvod

Dlhoročným komplexným štúdiom epitermálnej mineralizácie štiavnického stratovulkánu sa získali dôležité výsledky o tektonickom vývoji žilných štruktúr, o štruktúre, textúre a minerálnom zložení žilnej výplne, o hlavných termodynamických parametroch rudotvorného procesu (teplota, tlak, chemické zloženie, koncentrácia a pH hydrotermálnych roztokov, aktivita S a O, izotopové zloženie S, O, C a D), ako aj o veku magmaticko-hydrotermálnych udalostí. Tým sa doplnili a spresnili poznatky starších autorov (Fessl, 1866; Helke, 1938; Zrůstek, 1957; Koděra, 1956–1986, a i.) a vytvoril sa metalogenetický model drahokovového a polymetalického zrudnenia banskoštiavnického rudného poľa.

Kinematický vývoj zlomových zón a mineralizovaných štruktúr

Štruktúrna analýza v priestore banskoštiavnicko-hodrušského rudného poľa potvrdila interakciu dvoch predterciérnych hlbinných zlomov smeru SZ–JV a SV–JZ (Ďuratný et al., 1968; Fusán et al., 1979; Fusán, 1985), ktoré sa viac ráz reaktivizovali. Posledný reprezentuje hlavný smer rudolokalizujúcich štruktúr (smeru SSV–JJZ). Na formovaní blokovej stavby sa významne zúčastňovali aj relatívne mladšie zlomy smeru S–J, prenášajúce najmä horizontálne posuny vedno so zlomami smeru V–Z. Spoločné pôsobenie reaktivizovaných hlbinných zlomov predterciérneho podložia výrazne ovplyvnilo aj vulkanicko-tektonický vývoj centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu, vývoj štruk-

túr hrastu a štruktúrny vývoj epitermálnej mineralizácie (Nemčok a Lexa, 1990).

Dešifrovaný kinematický vývoj reprezentovali deformačné udalosti D1 až D3 (tab. 1), v ktorých sa sformovali zlomové štruktúry. S ich postupným vznikom súvisel polyfázový metalogenetický proces (Lexa et al., 1999). Tieto štruktúry generálne kontrolovali formovanie dvoch vekovo rozdielnych hlavných žilných systémov – staršieho systému Svetozár a mladšieho typu štiavnických žíl, odlišujúcich sa hlavne morfológiou a charakterom mineralizácie.

Formovanie žilného systému Svetozár v deformačnom štádiu D1 (spodný báden) determinovali zlomové štruktúry kompresie smeru SZ–JV (Sasvári a Schmidt, 1994; Maťo et al., 1996). Tektonické udalosti aktivované v intermediárnej až hlbokej úrovni tieto štruktúry otvárali a po nich vystupovali roztoky, z ktorých sa vylúčila vyššie termálna Au-(karbonátovo)-kremenná mineralizácia. Novší štruktúrno-tektonický výskum (Šály et al., 1996) zaraďuje medzi deformačné štádium D1 a D2 paleonapäťové pole, v ktorom vznikli štruktúry smeru SVV–JZZ až SV–JZ so sklonom 20–30, ojedinele aj 70° na JV, pravdepodobne súvisiace s kompresiou smeru SSZ–JJV s viackrát aktivovaným posunom a poklesom. Štruktúry vypĺňa vyššie termálna polymetalicko-drahokovovo-(karbonátovo)-kremenná mineralizácia. Podľa spomenutých autorov sú najdôležitejším zdrojom Au rúd v oblasti a prienikom štruktúr do žilného systému Svetozár spôsobili dezintegráciu malého významu a sekundárne obohatenie. Zriedkavejšie sú systémy smeru SSV–JJZ so strmým sklonom na JZZ a s prevahou mladšej epitermálnej mineralizačnej výplne. Odlišný smer ostatných žilných telies (Gréta, Paula, Natália) je výsledkom rotácie tektonických blokov (Šály a Veselý, 1997).

Reorientácia tektonického vývoja na začiatku štádia D2 (vrchný báden – sarmat) a ďalšie udalosti – rozsiahle dextrálne poklesy a posuny so smerom na SV–JZ, reaktivizácia starších zlomov smeru SV–JZ, rozblokovanie rudného poľa, rotácia blokov, vznik strižných zón (medzi poklesávajúcimi blokmi), sprevádzaný druhotnými strižnými zlomovými štruktúrami, extenzia po žile Svetozár v smere SZ–JV, dezintegrácia – zmäkčovanie – vykliňovanie – budináž žilnej výplne – výrazne modifikovali morfológiu systému Svetozár. Premena výplne žíl systému Svetozár v semiduktilných podmienkach štádia D2 a vytvorenie druhotných štruktúr v jej nadloží i podloží umožnili cirkuláciu fluíd, z ktorých sa v štruktúrach smeru SZ–JV, S–J, SSV–JJZ, SV–JZ vylučovala epitermálna staršia drahokovovo-polymetalická mineralizácia (Maťo et al., l. c.).

Do tejto etapy štruktúrno-tektonického vývoja možno zaradiť aj otváranie štruktúr a vznik polymetalicko-drahokovovej mineralizácie žíl štiavnického typu (Rozália, Terézia, Bieber, Špitaler atď.).

Ďalší vývoj štruktúr v rudnom poli najvýraznejšie determinoval viac ráz reaktivovaný zlomový systém smeru SV–JZ. Extenzia vyvolaná poslednou poklesovou – subsidenčnou – fázou podmienila postupné otváranie štruktúr smeru SV–JZ, a to najmä na rozhraní foliačných rýh a asymetrických budín v smernom priebehu systému Svetozár. Tieto štruktúry, distribuované paralelne s mladším žilným systémom typu štiavnických žíl (Rozália atď.), kontrolovali formovanie epitermálnej mladšej drahokovovo-polymetalickej mineralizácie. V úsekoch, kde sa tieto štruktúry pretínajú so zlomovým systémom smeru SZ–JV (s vyššie termálnou Au-karbonátovo-kremennou a epitermálnou staršou drahokovovo-polymetalickou mineralizáciou), boli najvhodnejšie podmienky na formovanie bohatej koncentrácie komplexného drahokovovo-polymetalického zrudnenia s vysokým obsahom Au.

Záver kinematického vývoja rudného poľa (štádium D3, spodný až vrchný sarmat) reprezentujú rozsiahle zlomové štruktúry (poklesy a šikmé posuny), ktoré na vznik využili už jestvujúce štruktúry. Reaktivácia zlomového systému pravdepodobne vytvorila predpoklady na tvorbu minerálnych asociácií vo IV. a V. perióde zrudňovacieho procesu v žilách štiavnického typu s bohatou komplexnou drahokovovo-polymetalickou mineralizáciou s vysokým obsahom Au a Ag.

V celom rudnom poli sú štruktúry smeru SV–JZ (štruktúrny typ podobný žile Rozália) a ich párové štruktúry smeru S–J. V miestach, kde bola ich hustota väčšia, sa vyvinuli rozsiahle zlomy v pravidelných intervaloch. Pri extenzii smeru V–Z vznikli vertikálne otvorené pukliny, v ktorých kalcit a baryt často úplne obaľujú úlomky hornín (štádium D4).

Zrudňovací proces, hlavné paragenetické asociácie a schéma sukcesie mineralizácie

Pri spracúvaní a dopĺňaní schémy postupnosti mineralizácie (sukcesie mineralizácie) v banskoštiavnicko-hodrušskom rudnom poli (obr. 1) malo veľmi významnú úlohu štúdium textúry a štruktúry typov žilného zrudnenia.

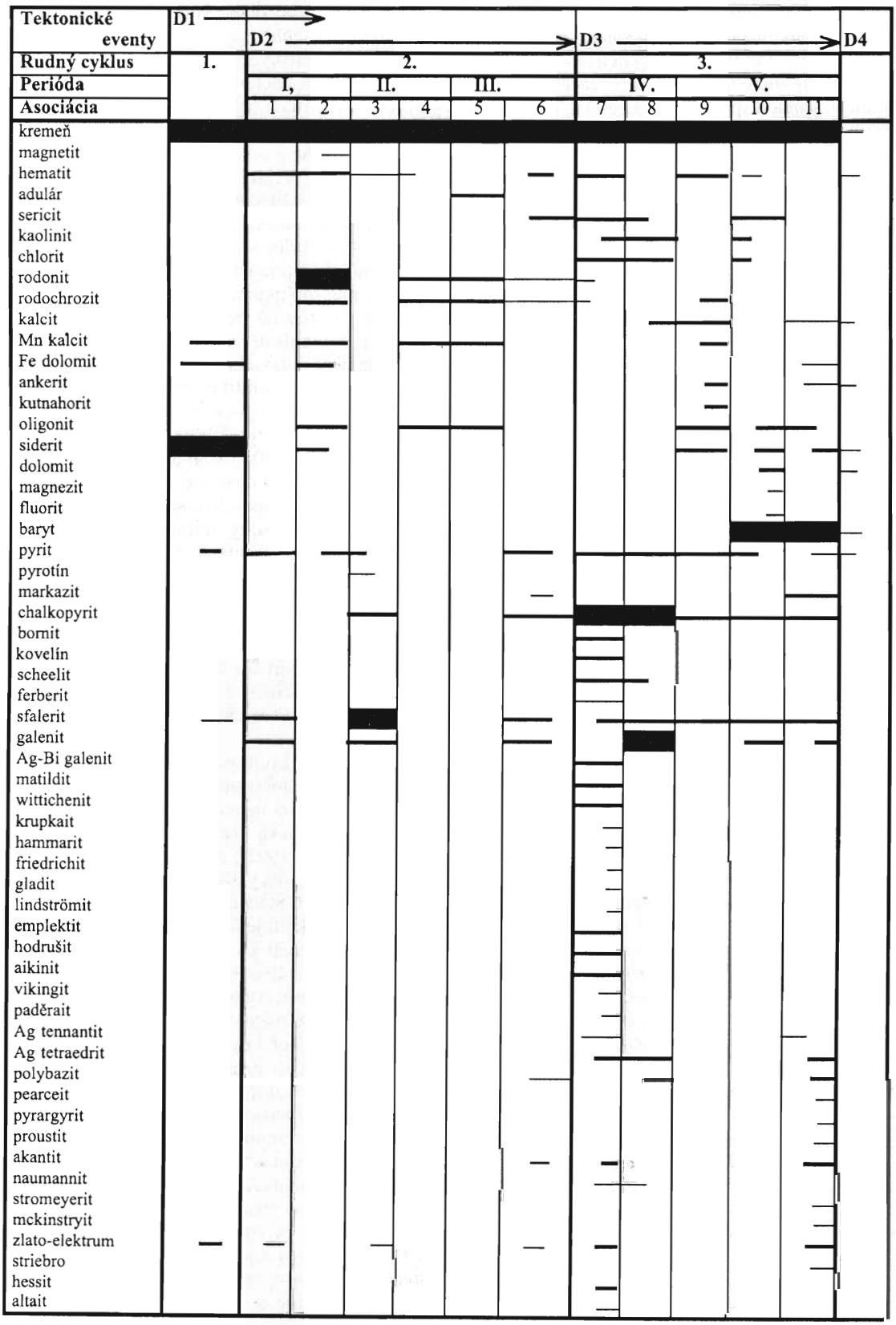
Koděra (1956, 1963, 1986) v zrudňovacom procese vyčlenil šesť hlavných prínosových periód mineralizácie so striedaním nerudných (1., 3. a 5.), prevažne kremenných a rudonosných periód (2., 4. a 6.). Jeho schému mineralizácie prehodnotil a na základe nových poznatkov upravil Jeleň (1988) a Kovalenker et al. (1991), ktorí vyčlenili päť mineralizačných periód: I. hematitovo-kremennú, II. sfaleritovú, III. rodonitovo-karbonátovo-kremennú, IV. galenitovo-chalkopyritovú, V. sulfosoľovo-barytovú.

Podľa výsledkov najnovšieho výskumu tektonicko-štruktúrneho vývoja oblasti epitermálneho zrudnenia v centrálnej zóne tektonická aktivita prebiehala v troch hlavných etapách a im zodpovedajú tri hlavné zrudňovacie cykly (tab. 1).

1. zrudňovací cyklus v žilnom systéme Svetozár je charakteristický kremenno-drahokovovou parageneticou asociáciou s pyritom, sfaleritom a karbonátmi a je súčasťou len vyššie termálnej Au-kremennej mineralizácie.

V *2. zrudňovacom cykle* v žilách štiavnického typu vznikli tri periódy mineralizácie, a to I. hematitovo-kremenná, II. sfaleritová a III. rodonitovo-karbonátovo-kremenná, so šiestimi paragenetickými minerálnymi asociáciami. Do tohto cyklu zaraďujeme aj vznik ranej epitermálnej mineralizácie v priestore žilného systému Svetozár bane Rozália.

Tab. 1
Sukcesná schéma vzniku žilnej mineralizácie v banskoštiavnicko-hodrušskom rudnom poli
Successive scheme of vein mineralization origin in the Banská Štiavnica – Hodruša ore district



Formovaniu minerálnych asociácií *I. hematitovo-kremennej periódy* mineralizácie štiavnického typu žíl predchádzala regionálna propylitizácia a pyritizácia pyroxenických andezitov, okoložilná berezitizácia a tektonické pohyby s tvorbou puklín a intenzívnou kataklázou hornín.

Hematitovo-kremenná (1.) parageneticka asociácia vytvára v okolitej hornine tenké žilky červeného kremeňa impregnovaného jemnodisperzným hematitom. Vo vrchnej časti rudných žíl vznikali niekoľko metrov hrubé polohy brekcií alterovaných hornín, ktorých úlomky sú touto asociáciou metasomaticky zatláčané a scementované minerálnymi agregátmi mladších periód mineralizácie.

Minerály rodonitovo-rodochrozitovo-kremennej (2.) paragenetickej asociácie sa vylučovali alebo priamo na agregáty, ktoré tvorí hematitovo-kremenná asociácia, alebo na kontakt s okolitou horninou.

Galenitovo-chalkopyritovo-sfaleritová (3.) paragenetická asociácia *II. sfaleritovej periódy* vytvára symetricky rozložené pásiky sulfidov po okrajoch žíl. Jej sulfidy cementujú a zatláčajú aj úlomky alterovaného andezitu, ale často aj ony tvoria úlomky brekcií. Narastá na ne jemnozrnný mliečnobiely kremeň spolu so zrnami rodochrozitu a prevažne ihličkovitého rodonitu kremenno-rodochrozitovej (4.) paragenetickej asociácie.

Minerály *(III.) rodonitovo-karbonátovo-kremennej periódy,* z ktorých podstatne prevláda rodonit a kremeň, vytvárajú prevažne akumulácie v medziúlomkovom priestore brekcií. Túto periódu predstavujú dve paragenetické minerálne asociácie, a to rodonitovo-karbonátovo-kremenná (5.) a pyritovo-galenitovo-chalkopyritovo-sfaleritová (6.), druhá takmer v nepatrnom množstve. Morfológia zŕn a vzájomné zrasty sulfidov tejto periódy signalizujú relatívne veľkú rýchlosť ich vylučovania z hydrotermálneho roztoku. Jednou z príčin tohto javu mohlo byť aj zovretie roztoku v dôsledku roztvorenia pukliny. Nepriamym dôkazom o vare rudotvorného fluida môže byť výskyt aduláru v tejto minerálnej asociácii. Zriedkavejšie kataklázovanú rodonitovo-karbonátovú asociáciu tmelí mladšia sulfidická asociácia. Medziúlomkový priestor brekcie je vyplnený bielym, sivým a ametystovým kremeňom s vtrúseninami sulfidov.

Začiatok vyššie termálnych epitermálnych mineralizačných udalostí v *2. rudnom cykle* systému Svetozár reprezentuje depozícia väčších akumulácií sfaleritu, postupne aj chalkopyritu a galenitu. Neskôr sa lokálne vylúčili vyššie koncentrácie rodochrozitu a rodonitu. Depozícia akumulácií chalkopyritu a galenitu bola významná z hľadiska remobilizácie Au I z vyššie termálnej karbonátovo-kremennej výplne žilného systému Svetozár, resp. z doteraz „neznámeho zdroja" a tvorby („prvej koncentrácie") lokálnych, relatívne bohatších akumulácií Au vyššej rýdzosti, ako aj postupnej precipitácie elektra. Vyššie koncentrácie chalkopyritu a galenitu možno dať do súvislosti s „prvým pulzom", s ktorým v tejto fáze epitermálnych mineralizačných udalostí koexistovala aj prvá intenzívnejšia precipitácia Au. Evidentná je afinita Au ku galenitu, s ktorým sa koncentruje vo forme inklúzií a výplne fraktúr vo sfalerite aj v kremeni.

Pre *3. zrudňovací cyklus* s drahokovovou mineralizáciou na strmšie sklonených štruktúrach smeru SSV–JJZ je charakteristická *(IV.) galenitovo-chalkopyritová* a *(V.) sulfosoľovo-drahokovová perióda* mineralizácie. Do tohto cyklu zaraďujeme aj vznik mladšej epitermálnej mineralizácie v žilnom systéme Svetozár bane Rozália.

Galenitovo-chalkopyritovú periódu tvoria minerály troch paragenetických asociácií nerovnomerne zastúpené v rozličných častiach rudných žíl, no inklinujúce prevažne k hlbokým častiam ložiska. Ale najstaršia, Au-Ag-Cu-Bi asociácia (7.), má v štiavnických rudách pozoruhodné koncentrácie Au a Ag. Podľa doterajších poznatkov predpokladáme jej prejavy aj v podpovrchovej časti štiavnických žíl, napr. v žilnom systéme Himber, kde pod vplyvom vertikálnej zonálnosti Au asociuje s kremeňom a hematitom, často v sprievode pyritu (tzv. cinoplové Au). Tvorí ju kryštalický priehľadný kremeň s väčšími tabuľkami, ale aj jemné šupinky hematitu (tzv. cinopel). Asociácia je v ložisku zastúpená iba rudimentárne (jej väčšia časť sa vyťažila v minulosti) a jej prítomnosť dokumentuje výskyt zlatiniek spravidla vysokej rýdzosti (78–80 % Au), ako aj elektra. Kvantitatívne má najväčšie zastúpenie sfaleritovo-galenitovo-chalkopyritová (8.) paragenetická asociácia. Vo výplni žilného systému Himber, ale aj v jemnozrnnom sulfidickom agregáte sa častejšie vylučovalo Au a akantit. Tvorbu tejto periódy zavŕšila hematitovo-kremenná (9.) paragenetická asociácia, ktorú tvorí hrubokryštalický priehľadný kremeň s väčšími tabuľkami hematitu a s menším množstvom galenitu.

Najmladšími minerálnymi asociáciami štiavnických žíl sú asociácie *(V.) sulfosoľovo-barytovej periódy* mineralizácie. Žily a žilky, ako aj celé systémy puklín vyplnené minerálmi barytovo-kremennej (10.) paragenetickej asociácie vždy prenikajú staršími minerálnymi agregátmi. Lokálne v asociácii vyskytujú sulfidy. V puklinách a prázdnych priestoroch vykryštalizovali agregáty barytových kryštálov.

Popri sulfidických asociáciách má najväčší praktický význam karbonátovo-sulfosoľová (11.) paragenetická asociácia, ktorá završuje tvorbu hypogénnych rúd ložiskovej oblasti a je typická pre žily hodrušského typu (Onačila a Rojkovičová, 1992), ale o jej zložení sa často uvažuje iba zo zvyškov nevyťažených okrajov žíl, tenkých žiliek presekávajúcich staršiu žilnú mineralizáciu a z umelých šlichov základky (ojedinelé nálezy zŕn barytu a rumelky). Paragenézu okrem kremeňa, oligonitu, sideritu a barytu tvoria hlavne sulfosoli Ag, Ag tetraedrit, Ag tennantit, elektrum, akantit, Ag a v menšej miere aj sulfidy.

Mladšia epitermálna drahokovovo-polymetalická mineralizácia *3. rudného cyklu* v systéme Svetozár, ktorej formovanie v oblasti generálne kontroloval systém zlomov smeru SV–JZ, leží na staršej generácii sulfidov a lokálne ich intenzívne metasomaticky zatláča. Charakteristický je výskyt väčších akumulácií elektra prevažne v kremeni (v zhlukoch až makroskopicky veľkých zlatiniek), vyšší obsah Ag v galenite, lokálne vyšší obsah Ag tetraedritu, sulfosolí Ag (polybazit, pyrargyrit), ako aj teluridov Ag, Au, Pb (hessit, petzit a altait).

Blízko pod povrchom sa v žilách epitermálneho zrudnenia študovanej oblasti, no nie vo vlastnej žilnej mineralizácii, čo korešponduje s tvrdením staršej literatúry, najmä

v starých, vyťažených a založených priestoroch, výrazne prejavila oxidácia. Okolo zŕn pôvodných sulfidov sa zistil tenký lem anglesitu, ceruzitu, smithsonitu, witheritu a kovellínu a v karbonátoch i v sulfidoch ojedinele zrniečka (do 15 μm) akantitu, ktoré pravdepodobne vznikli pri sekundárnych oxidačných a redukčných procesoch. Novšie sa v podpovrchovej časti žilnej výplne identifikoval todorokit (Háber a Jeleň, 2000).

Termobarogeochemický výskum fluidných inklúzií

Mikrotermometrický výskum fluidných uzavrenín v mineráloch vyššie teplotnej drahokovovo-kremennej mineralizácie *1. rudného cyklu* žilnej výplne systému Svetozár potvrdil, že sa rudy tvorili pri teplote 396–230 °C v hĺbke od 2,0 do 1,5 km. Minerály sa vylučovali zo zohriateho vodného roztoku chloridov Na a dvojmocných katiónov Mg, Ca, Fe s koncentráciou solí od 0,4 do 5,8 hmot.% ekv. NaCl a so sporadickými indíciami CO_2. Drahokovová mineralizácia systému Svetozár sa v porovnaní s mineralizáciou žíl štiavnického typu formovala pri vyššej teplote a vyššom tlaku, ale z menej koncentrovaných fluíd s nižšou hustotou.

Paleotermometrickým štúdiom (homogenizačnými a kryometrickými metódami) minerálov epitermálnej mineralizácie žíl štiavnického typu (in Jeleň, 1988; Kovalenker et al., 1991) sa zistilo, že kremeň a sfalerit v II. perióde *2. rudného cyklu* kryštalizovali pri teplote 380–240 °C a minerály IV. periódy *3. rudného cyklu* sa vylučovali pri 310–190 °C. Minerály kryštalizovali zo zohriateho vodného roztoku chloridov Na a dvojmocných katiónov Ca a Mg s koncentráciou od 0,2 do 11,5 hmot. % ekv. NaCl. Identifikoval sa aj nízky obsah CO_2. Vo vrchnej časti žíl sa zistili aj odlišné typy roztoku (T_{eut} = –10 až –12 °C), pravdepodobne zmes so sulfátmi a karbonátmi.

Všeobecne sa potvrdil trojaký trend závislosti zmien salinity fluida pri poklese teploty, a to

- rast koncentrácie od 1 do 11 hmot. % ekv. NaCl, charakteristický pre vrchnú časť žíl,
- pokles koncentrácie od 11,5 do 0,2 hmot. % ekv. NaCl, príznačný pre spodnú časť žíl,
- nezávislosť zmien koncentrácie, typická pre strednú časť žíl.

Celkový tlak, určený z inklúzií fluíd s charakteristickými javmi heterogenizácie (zovretia) hydrotermálneho roztoku, sa pohybuje od 200 do 15 barov pri teplote 336–198 °C.

Mineralizácia počas II. periódy v *2. rudnom cykle* prebiehala v podstatne väčšej hĺbke (0,75–1,60 km) od paleopovrchu ako v IV. perióde 3. rudného cyklu (0,4–1,1 km). Tento zaujímavý fakt sa vysvetľuje predpokladaným podstatným zdvihom bloku hornín obsahujúceho rudné štruktúry medzi obidvoma periódami. Vertikálny geotermálny gradient sa pohyboval od 8 do 15 °C na 100 m.

Minerály drahokovovej asociácie (sfalerit, baryt, kremeň, fluorit) záverečnej, V. periódy *3. rudotvorného cyklu* kryštalizovali pri teplote 225–50 °C z roztokov prakticky rovnakého zloženia i salinity.

Vo fluidných inklúziách sa koncentrácia kovových prvkov zistila laserovou spektrálnou analýzou (Prokofjev et al., 1992; Jeleň et al., 1993). Vo fluide inklúzií kremeňa zo žily Terézia sa zistila koncentrácia (v mol/kg roztoku) Cu ($820–0{,}16 \times 10^{-4}$), Pb ($2{,}9–2{,}0 \times 10^{-2}$), Ag ($7{,}1–0{,}11 \times 10^{-2}$), Fe (1,0–0,025) a Zn (0,3) a vo fluide inklúzií kremeňa a sfaleritu žily Bieber Cu ($40–0{,}15 \times 10^{-2}$) a Fe (0,08).

Zisťovalo sa i zloženie plynnej a kvapalnej fázy inklúzií plynovou a iónovou chromatografiou a obsah CO_2, CH_4, N_2 a v kvapaline Na^+, K^+, F^-, Cl^-, SO_4^{2-}. Štúdium katiónového a aniónového zloženia fluíd a ich metalonosnosti potvrdilo predpoklad o možnej podstatnej úlohe F^- a SO_4^{-2} iónov v zložení fluida.

Paleotermometrický výskum plynnokvapalných inklúzií epitermálnej mineralizácie v žilách štiavnického typu a v žilnom systéme Svetozár preukázal blízky až identický priebeh mineralizácia (Maťo et al., l. c.)

Izotopy S, O, C a D

Izotopové zloženie S $\delta^{34}S$ sulfidov systému Svetozár bane Rozália sa vyznačuje nízkou variabilnosťou a rozptylom od –1,0 do 6,7 ‰ (Repčok et al., 1994; Maťo et al., 1996). Homogénnosť hodnôt $\delta^{34}S$ sulfidov dokumentuje relatívne konštantný a nízky pomer SO_2/H_2S v roztoku. Podľa obsahu izotopu $\delta^{34}S$ v pyrite a galenite sa predpokladá, že sa pri ich kryštalizácii zachovala postupnosť v akumulácii ťažšieho izotopu S a zároveň, že sa dosiahla rovnováha medzi H_2S hydrotermálneho roztoku a kryštalizujúcimi sulfidmi (Maťo et al., 1996).

Vypočítaná izotopová teplota z dvojíc sulfidov, zodpovedajúca podmienkam izotopovej rovnováhy, je 100 až 340 °C. Pyritovo-sfaleritový pár z vyššej termálnej fázy poukazuje na teplotu 410 ± 25 °C, pri koexistujúcich pároch sulfidov staršieho epitermálneho štádia je teplota pri pyritovo-sfaleritovom páre 340–295 °C, pyritovo-galenitovom 340–285 °C, chalkopyritovo-galenitovom 300 °C a pri sfaleritovo-galenitovom páre 335–330 °C. Z mladšieho epitermálneho štádia je izotopovosírna teplota z páru pyrit – galenit 125 °C, pyrit – galenit 190 °C a sfalerit – galenit 100 °C, čo korešponduje s teplotou homogenizácie zistenej vo fluidných inklúziách v asociujúcom kremeni, karbonáte a sfalerite (Maťo et al., 1996).

Podľa izotopového zloženia sulfidov S možno uvažovať o zdroji sulfidickej S (ak v asociácii minerálov nie sú sulfáty) aj celkovej S v hydrotermálnom roztoku. Hodnoty $\delta^{34}S$ analyzovaných sulfidov v rade pyrit – sfalerit – chalkopyrit – galenit poukazujú na ich homogénne zloženie a indikujú izotopovú rovnováhu pri kryštalizácii. Získané údaje zároveň korešpondujú s izotopovým zložením S generovanej z homogenizovaných hlbinných zdrojov (Ohmoto a Rye, 1979).

Interval variácie $\delta^{34}S$ v skúmaných mineráloch (II., IV. a V. periódy) sulfidických rúd z epitermálnych štiavnických žíl je relatívne veľký (od –9,86 do +11,82 ‰ v sulfidoch a od +17,52 do +22,49 ‰ v baryte). Podľa prepočtu sa teplota rovnovážnej frakcionácie $\delta^{34}S$ v II. perióde pohybuje od 276 do 313 °C pri páre sfalerit – galenit

a od 292 do 301 °C pri páre pyrit – galenit. Pri koexistujúcich pároch minerálov charakteristických pre IV. periódu teplota rovnovážnej frakcionácie $\delta^{34}S$ varíruje od 210 do 278 °C pri páre sfalerit – galenit a od 220 do 272 °C pri páre pyrit – galenit. Pre V. periódu sa vypočítali takéto hodnoty: od 107 do 220 °C pre sfalerit – galenit a od 111 do 185 °C pre pyrit – galenit. Hodnoty $\delta^{34}S$ sulfidov svedčia o tom, že izotopové zloženie vcelku zodpovedá $\delta^{34}S$ fluida oddeleného od nekontaminovanej granitovej magmy, ktorej $\delta^{34}S$ taveniny varírovalo od –3 do +3 ‰ a rudotvorné fluidá sa spočiatku odlišovali vysokým oxidačným stavom. Časť hodnôt $\delta^{34}S$ sulfidov a sulfátov signalizuje aj možnú čiastočnú kontamináciu S z evaporitových sedimentov, vyskytujúcich sa v predvulkanickom karpatskom fundamente.

Izotopový výskum O a D v inkludovaných roztokoch (Kantor et al., 1983) ukázal, že kryštalizácia najmladších karbonátov a barytu v štiavnických žilách, ako aj kremeňa s karbonátmi v hodrušských žilách prebiehala za účasti roztokov meteorického pôvodu značne ochudobnených o D (δD = –94 až –113 ‰ SMOW). Naproti tomu kremeň a sfalerit starších prínosových období štiavnického obvodu kryštalizovali z fluíd s δD od –52 do –70 ‰ SMOW, čo indikuje značný vplyv vody hlbinného magmatického pôvodu. Svedčí o tom aj izotopové zloženie δD (–75 ‰) hydroxylovej vody chloritu a kaolinitu starších období.

Vypočítaná hodnota $\delta^{18}O$ hydrotermálnych roztokov, rovnovážnych s karbonátmi a barytom je –3 až –11 ‰ SMOW, čo tiež svedčí o účasti vody meteorického pôvodu. Naproti tomu izotopové zloženie CO_2 rovnovážne s karbonátmi ($\delta^{13}C$ = –4 až –8 ‰ PDB) pripúšťa aj jeho čiastočne magmatický pôvod.

Izotopy Pb a Sr

Analýza izotopov Pb v galenite z rôznych hĺbkových obzorov žily Terézia s hodnotou izotopových vzťahov $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18,810–18,839, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = = 15,659–15,682, $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 38,922–39,011 (Černyšev in Jeleň, 1988) signalizuje výnimočne uniformné izotopové zloženie Pb rúd banskoštiavnického ložiska. Hodnota týchto vzťahov pritom nezávisí od hĺbky rudného telesa, minerálnej asociácie galenitu, a teda ani od trvania vylučovania z hydrotermálneho roztoku. To dokumentuje magmatický, dobre homogenizovaný a mohutný zdroj Pb.

Rádiogénnejšie izotopové zloženie Pb galenitu (priemerná hodnota dvoch vzoriek: $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18,897, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15,696, $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 39,099), charakterizujúce polymetalické žilníkovoimpregnačné zrudnenie (PIŽ) medzi žilou Rozália a Bakali, potvrdzuje možnosť kontaminácie Pb hydrotermálnych fluíd Pb predneogénnych sedimentárnych hornín s prevahou karbonátov (Černyšev in Jeleň, l. c.). Tento predpoklad podporujú aj výsledky štúdia izotopov Sr.

Predbežné údaje (Černyšev in Jeleň, l. c.), zo štúdia izotopového zloženia Sr v žilných karbonátoch a v baryte ložiska sú analogické s hodnotami charakteristickými pre morské karbonáty. To prezrádza, že sa hlavným zdrojom Sr v rudotvorných roztokoch stali karbonatické horniny, z ktorých sa Sr mohlo získavať pri formovaní vulkanických komplexov a pohybe hydrotermálnych fluíd.

Geochronologické údaje

Černyšev et al. (1995) K-Ar metódou prvýkrát stanovili vek hydrotermálneho sericitu (polytyp $2M_1$) z epitermálnej Au-Ag-polymetalickej mineralizácie ložisku na 12,3–13,3 Ma. Podľa získaných K-Ar datovaní mineralizácia hlavnej (4.) rudnej periódy prebiehala 1 Ma. Ak sa vezmú do úvahy chyby pri stanovovaní veku (od ± 0,4 do ± 1,2 Ma rozličných vzoriek) možno uzavrieť, že sa tieto intervaly prekrývajú.

Podľa novších výsledkov zisťovania veku magmatických hornín aj hydrotermálnej drahokovovej a polymetalickej mineralizácie K-Ar a Rb-Sr metódou (Černyšev et al., 2000), magmatická resp. vulkanická činnosť v štiavnickom stratovulkáne prebiehala približne pred 13,4 ± ± 1,0 až 11,4 ± 0,3 mil. rokov (tab. 2). Zistilo sa časové zblíženie medzi finálnym ryolitovým vulkanizmom a vznikom Au-Ag epitermálnej mineralizácie banskoštiavnického ložiska. Epitermálny fluidno-magmatický systém v priestore štiavnického stratovulkánu „fungoval" pomerne krátko, nie dlhšie ako okolo 3 mil. rokov a v tom čase sa odohral celý rad udalostí – prienik intrúzií hornín granitového až granodioritového zloženia do starších hornín karpatského fundamentu, vytvorenie kaldery, výlevy andezitov, vznik hrastu, jeho denudácia a erózia, prejavy kyslého ryolitového vulkanizmu a vznik drahokovovej a polymetalickej mineralizácie. Podobné K-Ar a Rb-Sr datovanie vzoriek z kremnického ložiska poskytlo vek 10,9 ± 0,3 a 11,1 ± 0,6 mil. rokov, čo dokumentuje, že epitermálna Au-Ag mineralizácia obidvoch susedných objektov – stratovulkánov – prebiehala takmer synchrónne. Vekový interval 1–2 Ma rokov je podobný ako v iných analogických veľkých epitermálnych ložiskách Au vo svete, napr. Emperor – Tavua Caldera, Fidži (Setterfield et al., 1992), Cripple Creek – Colorado, Sleeper – – Humboldt County, Nevada (USA) a i. (Conrad et al., 1993; Silberman, 1985).

Model rudotvorného procesu

Tab. 3 zhŕňa tendencie evolúcie fyzikálnochemických parametrov základných podmienok vylučovania rúd a vypočítané hodnoty koncentrácie kovov v roztokoch v týchto podmienkach. Analýza tendencií presvedčivo ukazuje na to, že rudotvorný proces prebiehal v troch cykloch, ktoré sa odlišujú najmä štruktúrno-tektonickým vývojom, inverziou teploty a ďalšími fyzikálnochemickými parametrami na hraniciach medzi cyklami, ako aj v ich rámci (napr. medzi III. a IV. periódou).

Formovanie žilného systému Svetozár determinovali tektonické udalosti aktivované v intermediárnej až hlbokej úrovni, otvárali zlomové štruktúry kompresie smeru SZ–JV a extenzie smeru SV–JZ, po nich vystupovali roztoky, z ktorých sa vylúčila vyššie termálna Au-(karbo-

Tab. 2
Geochronologické údaje hornín a illitu štiavnického stratovulkánu
Geochronological data of rocks and illite of the Štiavnica stratovolcano

Hornina (minerál)	Vulkanotektonická etapa	Vek v mil. rokov ± 2 σ	Metóda
granodiorit			
granodioritový porfýr	2. etapa		
	(predkalderová)	13,4 ± 1,0	
		12,6 ± 0,8	Rb-Sr, izochróna
			K-Ar
kremenný diorit	3. etapa	12,5 ± 0,6	K-Ar
andezit	(kalderová)	12,4 ± 0,1	Rb-Sr, izochróna
(biotiticko-amfibolový)		12,4 ± 0,2	K-Ar, izochróna
ryolit (extrúzia)		11,6 ± 0,3	K-Ar
ryolit (dajka Klotilda)	5. etapa	11,4 ± 0,3	K-Ar
	(postkalderová)	12,1 ± 0,1	Rb-Sr, izochróna
vulkanické sklo (perlit)		11,4 ± 0,4	K-Ar
		12,7 ± 0,4	K-Ar
hydrotermálny illit		11,2 ± 0,4	Rb-Sr, izochróna
žila Terézia		12,1 ± 0,2	K-Ar, izochróna
(ložisko Banská Štiavnica)			
	Au-Ag zrudnenie		
hydrotermálny illit		12,8 ± 0,6	Rb-Sr, izochróna
žilný systém Svetozár	11,9 ± 0,3	K-Ar	
(ložisko Banská Hodruša)	11,5 ± 0,3	K-Ar	

(upravené podľa Černyševa et al., 1995, 2000 a Černyševa et al., 2000) /after Černyšev et al., 1995, 2000 and Černyšev et al., 2000)

nátovo)-kremenná mineralizácia. Mineralizujúce roztoky *1. rudného cyklu* sa vyvinuli od iniciálnych vysokotermálnych nízkosalinických do nízkotermálnych ± CO_2 fluíd. Zmenu charakteru hydrotermálnych fluíd v cykle indikuje pokles teploty z 396 na 290 °C, redukčné až slabo acidné podmienky s poklesom log a_{S2} od –5 do –11, zvýšením log a_{O2} od –35,5 do –32 pri 300 °C, pH 4,5, ako aj dominantný podiel chloridových komplexov $AuCl^{-2}$. Au v tomto cykle precipitovalo redukciou Au^{+} v $AuCl^{-2}$ na Au^{o} ako výsledok súčasnej oxidácie S^{-2} v H_2S na S^{-} v pyrite, pričom nízky obsah S^{-2} oxidovaný na S^{-} korešpondoval s nízkym obsahom precipitovaného Au. Akcesorický obsah pyritu vo vyššie termálnej Au-(karbonátovo)-kremennej mineralizácii tohto rudného cyklu pravdepodobne podstatne determinoval celkovo nízku koncentráciu rýdzeho Au (Maťo et al., 1996).

Údaje o parametroch *2. cyklu rudotvorného procesu* v žilách štiavnického typu, hlavne jeho počiatočnej periódy, nie sú úplné, a preto sa skúmali len schematicky. Rudy sa vylučovali pri poklese teploty od > 300 do 230 °C (200 °C), raste pH od 4,7 do 5,4–6,0 a pri pomere $MCl^{-}/M\Sigma H_2S$, priemerne 10^2. Pb, Zn, Cu a Ag v celom cykle migrovali vo forme chloridných komplexov a Au prevažne ako hydroxylový komplex AuOH s nepatrnou kladnou teplotnou závislosťou stability a iba pri teplote 200 °C vo veľmi malom množstve (cca 10^{-11} M) aj v podobe hydrosulfidického komplexu $Au(HS)^{-2}$.

V takýchto podmienkach na počiatku 2. rudného cyklu (3. asociácia) rýchlo klesala rozpustnosť Zn a Pb, čo prezrádza prednostné vylučovanie sfaleritu a galenitu, často s chalkopyritom. Kryštalizáciu chalkopyritu z roztoku popri rade pH podporil aj pokles a_{O2}.

V záverečnej fáze 2. cyklu, keď sa pH roztoku vo veľkej miere stabilizovalo, podstatne kleslo množstvo vylučovaného galenitu a sfaleritu, súčasne sa znižovala teplota a aktivita O, to spôsobilo ďalší pokles rozpustnosti Au, ale najmä Ag, a výsledkom bolo, že sa v 6. asociácii, hoci iba v takmer nepatrnom množstve, objavil polybazit, akantit a Au. Zrejme práve hydrosulfidický komplex $Au(HS)^{-2}$ v roztoku bránil vylučovaniu väčšieho množstva Au a udržiaval ho v rozpustnej forme.

V žilnom systéme Svetozár v 2. cykle rudotvorného procesu v štruktúrach paralelných so žilou Rozália vznikala staršia epitermálna drahokovovo-polymetalická mineralizácia, pre ktorú je charakteristický pokles teploty z 330 na 210 °C, pH 6,5–5,5 a pokles f_{O2}. Čiastočné zníženie $\delta^{34}S$ z H_2S na 2,9 v iniciálnej fáze epitermálneho štádia, depozícia magnetitu a postupný rast $\delta^{34}S$ na 5,7 indikujú zmenu charakteru fluíd v porovnaní s vyššie termálnym iniciálnym štádiom.

Komplexnejšie údaje sú o mineralizačnom procese *3. rudného cyklu*. Ten sa začal pri vyššej teplote (>300 °C) a acidite (pH 3,5–3,6) ako 2. rudný cyklus. Počas celého 3. cyklu bolo Pb, Zn a Cu v roztokoch v podobe chlórokomplexov, podobne ako aj Ag (nad 200–150 °C) a Au s Bi (pri teplote nad 300–280 °C). Takéto východiskové podmienky boli vhodné na udržanie dostatočne vysokej koncentrácie týchto prvkov v roztokoch a vznik rudných minerálov. Preto dokonca aj pokles teploty iba o niekoľko desiatok stupňov sprevádzaný citeľným poklesom a_{O2}

Tab. 3
Termodynamické podmienky vzniku epitermálnej mineralizácie banskoštiavnicko-hodrušského rudného rajónu
Thermodynamic conditions of origin of epithermal mineralization of the Banská Štiavnica – Hodruša ore district

Rudný cyklus	1.	2.	3.	
Perióda mineralizácie		I.–III	IV	V
Teplota (T_{hom})	396–230 °C	380–200 °C	310–190 °C	225–50 °C
T_{sph-gl}		335–280 °C	280–210 °C	220–100 °C
T_{py-gl}		340–290 °C	270–220 °C	190–110 °C
T_{py-sph}	410 °C	340–295 °C		125 °C
T_{cp-gl}		300 °C		
Tlak			15–200 barov	
P_{CO2}			< 4 bary	
Hĺbka vzniku	2,0–1,5 km	0,75–1,6 km	0,4–1,1 km	
Vertikálny termálny gradient			8–15 °C/100 m	
Salinita vodných roztokov	0,4–5,8 wt.%		0,2–11,5 wt.% NaCl eq.	
Zloženie roztokov			CO_2, CH_4, N_2, Na^+, K^+, F^-, Cl^-, SO_4^{2-}, Cu, Pb, Ag, Fe, Zn	
lg Σm_{H2S}		–2,8 ↔ –4,7	–2,8 ↔ –5,4	
lg Σm_{Cl^-}		0,8 ↔ 0,4	0,5 ↔ 1,0	
lg Σa_{Au}		–8,3 ↔ –10,4	–8,0 ↔ –12,2	
lg Σa_{Ag}		–4,9 ↔ –7,7	–4,2 ↔ –8,9	
lg Σa_{Zn}		–2,9 ↔ –6,8	–1,2 ↔ –8,6	
lg Σa_{Pb}		–4,0 ↔ –7,6	–2,0 ↔ –9,9	
lg Σa_{Cu}		–4,0 ↔ –5,3	–3,1 ↔ –6,2	
pH	4,5	4,7 ↔ 6,0	3,5 ↔ 7,6	
lg a_{S2}	–5 ↔ –11	–11 ↔ –14	–8 ↔ –12 (–7 ↔ –12)*	–15 ↔ –17
lg a_{O2}	–32 ↔ –35,5	–32 ↔ –41	–30 ↔ –36	–44 ↔ –46
$\delta^{34}S_{sulfidov}$	3,8 ↔ 5,5 ‰		–9,9 ↔ +11,8 ‰	
$\delta^{34}S_{baryt}$				17,5 ↔ 22,5 ‰
$\delta^{18}O_{H2O}$ (SMOW)		+2,0 ↔ –1,0 ‰	–1 ↔ –3 ‰	–3 ↔ –11 ‰
δD (SMOW)		–52 ↔ –54 ‰	–62 ↔ –75 ‰	-94 ↔ –113 ‰
$\delta^{13}C$ (PDB)		–8.4 ↔ –11.8 ‰	0.2 ↔ –13.3 ‰	
Pb izotopy	$^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18,810–18,839		$^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15,659–15,682 $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 38,922–39.011	
Sr izotopy			$^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,7089–0,7096	
Vek $2M_1$ sericitu			11,2–13,3 Ma	

* hodnoty na žilnom systéme Svetozár/* values at the Svetozár vein system

spôsobil vylučovanie minerálov Au-Ag-bizmutovej 7. minerálnej asociácie spolu s priebežne sa vylučujúcim galenitom, sfaleritom a chalkopyritom. Najintenzívnejšie sa galenit, sfalerit a chalkopyrit vylučovali o niečo neskôr (8. asociácia), keď teplota poklesla na 250 °C a náhle vzrástlo pH (až o dve jednotky). Alkalizácia roztoku bola zrejme spätá so stratou kyslých plynov (predovšetkým CO_2) pri zovretí roztoku. Pokles rozpustnosti polymetálov zreteľne koreluje s rastom pH. Analogické zníženie M Ag spôsobilo vylučovanie Ag tetraedritu, polybazitu a ďalších Ag-Sb sulfosolí. Zistila sa zmena formy prenosu Ag, a to pri teplote pod 200 °C, a prevaha hydrosulfidického komplexu Ag.

V priebehu mineralizačného procesu sa menili formy migrácie Au. Chloridový komplex ($AuCl^{2-}$) bol pri teplote 280 °C nahradený hydroxylovým ($AuOH^0$) a ten pri teplote 250–240 °C hydrosulfidickým komplexom ($Au[HS]^{-2}$), ktorý dominoval až do skončenia 2. rudného cyklu mineralizácie. Rozpustnosť Au pri 250–150 °C klesala takmer nepatrne, a preto sa Au v rudách 8. až 10. asociácie vyskytuje vo veľmi malom množstve. Z hľadiska vylučovania a depozície Au bolo dôležité – a v študovanej oblasti dosť rozhodujúce – chladnutie roztokov.

Vysoká koncentrácia sulfátov, priemerne pokračujúca koncentráciu sulfidov (pri $\Sigma S = 10^{-3}$ M), vyvolala vylučovanie barytu v 10. a 11. asociácii. Príčinou vyšších oxidačných podmienok v závere 3. rudného cyklu mohla byť vyššia priepustnosť hydrotermálneho systému s periodickým vstupom meteorickej vody do systému. Ďalší rast pH pri prechode z 10. do 11. asociácie viedol k rastu M $NaSO^{4-}/MHS^-$ a poklesu rozpustnosti Au. Analogický proces prebiehal pri Ag vyskytujúcom sa v roztoku v podobe hydrosulfidického komplexu a vylučujúceho sa (11. asociácia) vo forme vlastných minerálov a elektra (s obsahom 50 a viac at. % Ag).

V žilnom systéme Svetozár počas 3. cyklu rudotvorného procesu v štruktúrach paralelných so žilou Rozália vznikala mladšia epitermálna drahokovovo-polymetalická mineralizácia, pre ktorú charakteristický pokles teploty z 305 na 130 °C, log a_{S2} od –7 do –12 a log a_{O2} od –35,2 do –34 pri 250 °C. Postupné znižovanie teploty a f_{S2}, ako aj čiastočný rast f_{o2} indikujú zmeny v hydrotermálnom systéme, ktoré mohli podmieniť postupný prienik chladnejšieho a viac oxidovaného fluida v mladších fázach tektonickodeformačných a epitermálnych mineralizačných udalostí. Pre roztoky v epitermálnych systé-

moch, z ktorých v záverečných fázach precipitovala hlavne drahokovová mineralizácia, je charakteristická vyššia koncentrácia HS^-, ktorú zrejme determinoval pokles teploty a rast pH.

Záver

Komplexné štúdium textúry a štruktúry žilnej výplne, detailný výskum mineralogického zloženia paragenetických asociácií a ich vzájomných vzťahov doplnili a spresnili postupnosť vylučovania sa minerálov epitermálnej drahokovovo-polymetalickej mineralizácie v štiavnicko-hodrušskom rudnom poli počas troch rudotvorných cyklov.

Rudotvorný proces sa vyznačoval poklesom aktivity S a O so znižovaním teploty. Odlišnosť foriem prenosu Pb, Zn, Cu na jednej a Au a Ag na strane druhej viedli k odlišným zmenám fyzikálnochemických parametrov a k čiastočnej časovej a priestorovej diferenciácii polymetalického a drahokovového zrudnenia. Hlavná masa polymetalických rúd sa vytvorila pri relatívne vysokej (300– 250 °C) teplote z kyslých a subneutrálnych roztokov (pH = 4–5,5) a približne rovnakej koncentrácii sulfidickej a sulfátovej S. Drahokovové zrudnenie sa formovalo z nižšie termálnych (200–150 °C) mierne alkalických roztokov (pH = = 7–7,5) pri výraznej prevahe sulfátovej S nad sulfidickou.

Výsledky výskumu potvrdzujú, že sa pri ochladzovaní masívu intrúzie granodioritu v štádiu magmatickej destilácie prebytočná voda a chlór oddeľovali od silikátovej taveniny, pričom extrahovali a koncentrovali rudné komponenty. Pri postupnom poklese teploty klesala aj koncentrácia solí vo fluide, čo pravdepodobne viedlo k otváraniu puklín, vzniku konvektívneho systému a k zriedeniu hydrotermálneho roztoku slabo mineralizovanou vadóznou vodou.

Au-Ag-polymetalická mineralizácia v sledovanej oblasti vznikala približne v rovnakom čase (1–2 Ma) ako v analogických veľkých epitermálnych ložiskách Au vo svete.

Navrhnutý genetický model epitermálnej mineralizácie centrálnej časti banskoštiavnického stratovulkánu je súčasťou prípravy metalogenetického modelu štiavnického stratovulkánu, čo však bude vyžadovať detailnejšiu interpretáciu vzájomných vzťahov medzi typmi mineralizácie z hľadiska ich zákonitého usporiadania v priestore stratovulkánu.

Poďakovanie. Výskum modelu epitermálneho zrudnenia podporila Grantová agentúra Slovenskej republiky VEGA (grant 2/6059/21) a Ruského fondu pre základný výskum (grant 98-05-64062).

Literatúra

Conrad, J. E., McKee, E. H., Rytuba, J. J., Nash, J. T. & Utterback, W C., 1993: Geochronology of the Sleeper Deposit, Humboldt County, Nevada: of a Silicic Flow-Dome Complex. *Econ. Geol., 88, 317–327.*

Černyšev, I. V., Haber, M., Kraus, I., Kovalenker, V. A., Goľcman, Ju. V., Lebedev, V. A., Bairova, E. D. & Jeleň, S., 2000: Geochronologija epitermaľnogo Au-Ag orudenenija v neogenovoj vulkaničeskoj oblasti Centraľnoj Slovakii. *In: Izotopnoje datirovanije geologičeskich processov: novyje metody i rezuľtaty. Moskva, GEOS. 381–384.*

Ďuratný, S., Fusán, O., Kuthan, M., Plančár, J. & Zbořil, L., 1968: Relations of Deep-Seated structures to the Development of subsequent Volcanism in Central Slovakia. *Geol. Práce, Spr., 44–45, 73–89.*

Fessl, H., 1866: Paragenesis der Gang-Mineralien aus der Umgebung von Schemnitz. *Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 16, 508–514.*

Fusán, O., Ibrmajer, J & Plančár, J., 1979: Neotectonic block of the West Carpathians. *In: Geodynamic investigation Czechoslovakia. Final report. Bratislava, Veda, 187–192.*

Fusán, O., 1985: Náčrt hlbinnej stavby Západných Karpát. *Mineralia Slov., 17, 3, 195–204.*

Háber, M., Jeleň, S., Kovalenker, V. A., Gorshkov, A. A. & Sivtstov, A. V., 2000: Todorokit zo žily Terézia ložiska Banská Štiavnica. *In: Zbor. abstraktov Magurka 2000, 9.*

Helke, A., 1938: Die jungvulkanischen Goldsilbererzlagerstätten des Karpathensbogen. *Arch. Lagerstättenforsch. (Berlin), 66, 1–175.*

Chernyshev, I., Háber, M., Kovalenker, V., Ivanenko, V., Jeleň, S. & Karpenko, M., 1995: To the age position of the magmatic events and epithermal Au-Ag-base metals mineralization in the central zone of the Banská Štiavnica stratovolcano: K-Ar data. *Geol. Carpath., 46, 6, 326–335.*

Chernyshev, I. V., Kraus, I., Kovalenker, V. A., Goľcman, Ju. V. & Lebedev, V A., 2000: Isotopoe Rb-Sr and K-Ar time constraints for activity of epithermal fluid-magmatic systems: Banská Štiavnica and Kremnica case. *Mineralia Slov., 32, 3, 247–248.*

Jeleň, S., 1988: Mineraľnyje associacii i uslovija obrazovanija rud mestorožděnija Banska Štiavnica (na primere žily Terezia). [Kandidátska dizertačná práca] *Manuskript – archív GÚ SAV Banská Bystrica, 1–247*

Jeleň, S., Kovalenker, V. A. & Naumov, V .B., 1993: Katiónové a aniónové zloženie fluíd na ložisku Banská Štiavnica a ich kovonosnosť. V. mineralogický cyklický seminár Aplikovaná mineralogie při řešení ekologických problémů, Horní Bečva, 8.–10. VI. 1993, 15–17

Kantor, J. et al., 1983: Izotopy síry vybraných neovulkanických mineralizácií. Banská Štiavnica – izotopy S, O, C, H/D. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ, Bratislava, 139.*

Koděra, M., 1956: Paragenéza a chemizmus Terézia žily v Banskej Štiavnici. *Geol. Práce, Zoš., 42, 1–110.*

Koděra, M., 1963 Gesetzmässigkeiten der zonalen Verteilung der Mineralisation an der subvulkanischen polymetallischen Lagerstätte Banská Štiavnica. *In: Problems of Postmagmatic Ore Deposition. Vol. 1, Prague, 184–189.*

Koděra M. et al., 1986: Topografická mineralógia Slovenska. 1. diel. *Veda, Vyd. SAV, 580.*

Kovalenker, V. A., Jeleň, S., Levin, K. A., Naumov, V. B., Prokofjev, V. Ju. & Rusinov, V. L., 1991: Mineral assemblages and physical – – chemical model of the formation of gold – silver – polymetallic mineralisation on the deposit Banská Štiavnica (Central Slovakia). *Geol. Carpath., 42, 5, 291–302.*

Lexa, J., Štohl, J. & Konečný, V., 1999: The Banská Štiavnica ore district: relationship between metallogenetic processes and geological evolution of a stratovolcano. *Mineralium Deposita, 34, 639–654.*

Maťo, Ľ., Sasvári, T., Bebej, J., Kraus, I., Schmidt, R. & Kalinaj, M., 1996: Štruktúrne kontrolovaná žilná mezotermálna zlato-kremeňová a epitermálna drahokovovo-polymetalická mineralizácia v hodrušskom rudnom poli, stredoslovenské neovulkanity. *Mineralia Slov., 28, 6, 455–490.*

Nemčok, M. & Lexa, J., 1990: Evolution of the basin and range structure around the Žiar mountain range. Zbor. *Geol. Carpath., 41, 3, 229–258.*

Ohmoto, H. & Rye, R. O., 1979: Isotopes of sulfur and carbon. *In: Barnes, H. L. (Ed.): Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, 509–567.*

Onačila, D. & Rojkovičová, Ľ., 1992. Zlato-strieborná mineralizácia žíl v hodrušskom rudnom poli. *Mineralia Slov., 24, 3-4, 245–256.*

Prokofjev, V., Kovalenker, V & Jeleň, S., 1992: Evoľucija fľuidov štiavnickoj epitermaľnoj rudnomagatičeskoj sistemy v centraľnoj Slovakiji. *Dokl. Akad. Nauk, (Moskva) 9, 137–143.*

Repčok, I., Eliáš, K., Ďurkovičová, J., Ferenčíková, E., Kovařová, A.

& Rúčka, I., 1994: Izotopy síry sulfidov z hodrušsko-štiavnického rudného obvodu. Čiastková záverečná správa z úlohy ZP-547-010. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava.*

Sasvári, T. & Schmidt, R., 1994: Štruktúrno-geologická a paleonapäťová analýza rudného poľa žily Svetozár na 14. obzore Rozália v Banskej Hodruši. *Manuskript – archív BFTU, Košice. 1–104.*

Setterfield, T. N., Musset, A. E. & Oglethorpe, R. D. J., 1992: Magmatism and associated hydrothermal activity during the evolution of the Tavua Caldera: ^{40}Ar-^{39}Ar Dating of the volcanic, intrusive and hydrothermal Events. *Econ. Geol., 87, 1130–1140.*

Silberman, M. N., 1985: Geochronology of hydrothermal alteration and mineralization: Tertiary epithermal precious- metal deposits in the Great Basin. *U. S. Geol. Surv. Bull., 1646, 55–70.*

Šály, J. et al., 1996: Vyhodnotenie mineralogického štúdia žilných štruktúr na ložisku Hodruša – Rozália baňa. *Manuskript – archív Slovenskej banskej, s. r. o., Hodruša – Hámre.*

Šály, J. & Veselý, M., 1997: Najnovšie výsledky ložiskového geologického prieskumu v hodrušsko-vyhnianskom rudnom revíre v oblasti Vyhne – Klokoč a Hodruša, baňa Rozália, zameraného na Au mineralizáciu. *Spravodaj, 37, 3–5, Banský výskum Prievidza, 221–232.*

Zrůstek, V., 1957: Příspěvek k paragenesi a petrografii rudních žil v Hodruši. *Geol. Práce, Zoš., 47, 157–194.*

Mineralia Slovaca, 33 (2001), 225–228

Banskoštiavnicko-hodrušský región – najvýznamnejšie stredisko baníctva v Európe v minulosti

JÁN NOVÁK

Slovenské banské múzeum, Kammerhofská 2, 969 01 Banská Štiavnica

(Doručené 7. 5. 2001)

Banská Štiavnica-Hodruša region – the most significant centre of the mining in Europe in the past

Not only in the Slovak history but also in the European history the Banská Štiavnica-Hodruša region has outstanding position from the standpoint of the noble metal mining, development of mining sciences, engineering and education, and civilisation progress at all. In the historical Banská Štiavnica-Hodruša mining region, in which the dominant place belonged to Banská Štiavnica, Štiavnické Bane and Hodruša, there was mined as much gold as in only few places in Europe in Middle Ages and modern times. In 18th century there was mined as much silver as nowhere in Europe, and the standard of mining science, engineering and education did not have any competition not only in Europe but in many occasions even in the World. Based on utilisation of water from unique mining water-management systems created during the first half of 18th century there was developed the most efficient mining water pumping technique in the World. In 1976, the queen Mária Terézia established Mining Academy in Banská Štiavnica, which was not only the first school of such kind in the World but also the first academy of technical character. In this region there are still remains of many mining-engineering and cultural-historical relicts from the "golden age" The cultural world has not forgotten what had come from this region to promote the civilisation of the past. It is proved also by the fact, that in 1993 the city Banská Štiavnica and the mining technical relicts in its surroundings have been included by UNESCO into the List of the World Natural and Cultural Heritage.

Key words: Banská Štiavnica-Hodruša region, gold mining, Mining Academy, UNESCO Curltural Heritage

Úvod

V dejinách Slovenska, ale aj celej Európy má z hľadiska ťažby drahých kovov, rozvoja banskej vedy, techniky a školstva, a teda pokroku vôbec banskoštiavnicko-hodrušský región výnimočné postavenie. V revíre, v ktorom dominantné miesto patrilo Banskej Štiavnici, Štiavnickým Baniam a Hodruši, sa v stredoveku a novoveku ťažilo toľko zlata ako málokde v Európe, v 18. stor. toľko striebra ako nikde v Európe a úroveň banskej vedy, techniky a školstva nemala konkurenciu nielen v Európe, ale v mnohých prípadoch ani na svete. Na základe využívania vody z unikátneho banského vodohospodárskeho systému vytvoreného v prvej polovici 18. stor. tu vznikla najefektívnejšia banská technika na čerpanie vody na svete. Roku 1762 založila Mária Terézia v Banskej Štiavnici banícku akadémiu, ktorá bola na svete nie iba prvou školou tohto druhu, ale aj prvou vysokou školou technického zamerania. „Zlatý vek" baníctva v tomto regióne dodnes pripomína množstvo banskotechnických a kultúrnohistorických pamiatok. Civilizovaný svet nezabudol na to, čím táto oblasť prispela k pokroku a civilizácii vo svete v minulosti, čo dokazuje aj fakt, že Banská Štiavnica a banskotechnické pamiatky v jej okolí boli roku 1993 zapísané do Listiny svetového prírodného a kultúrneho dedičstva UNESCO.

Európsky význam ťažby zlata a striebra

Zlato a striebro v banskoštiavnicko-hodrušskom revíre pravdepodobne ťažili už Kelti, pred Kristom, potom v období bezprostredného susedstva s rímskym impériom i za trvania Veľkej Moravy. Už v 10. stor. sa odtiaľ striebro exportovalo až do sídla kyjevského kniežata. Strieborné uhorské poldenáre, najmä oboly Štefana a Ondreja I., razené hlavne zo striebra vyťaženého v tejto oblasti, sa našli aj v poriečí Visly a Odry. Striebro malo v tom období podobu mincí aj u severných Slovanov, ktorým ešte vlastná mena chýbala. V 12. stor. sa uhorské striebro, opäť prevažne z tohto revíru, stalo významným prostriedkom Uhorska v obchodnom styku so Západom. Z 13. stor. pochádza aj banskoštiavnické banské právo, jedna z prvých kodifikácií tohto práva v Európe, a z roku 1275 banskoštiavnická mestská pečať, najstaršia mestská pečať s baníckymi insígniami v Európe.

Presné údaje o ťažbe zlata a striebra v tejto oblasti zo stredoveku nie sú. V Uhorsku bola v tom období najväčšia ťažba zlata v kremnickom revíre, ale na druhom mieste bol banskoštiavnicko-hodrušský revír. Aj on sa zaslúžil o to, že zlaté kremnické dukáty od prvej pol. 14. až do 2. pol. 18. stor. boli najrýdzejšou zlatou menou (razili sa z čistého zlata, mali obsah 23 karátov a 9 grénov a hmotnosť 3,55851 g) a v rovnakom období aj najvyhľadávanejším platidlom v Európe.

V ťažbe striebra mal banskoštiavnicko-hodrušský revír v Uhorsku bezkonkurenčné postavenie od 13. do 19. stor. a v 18. stor. aj v Európe. V druhej pol. 13. a v 14. stor. sa v Uhorsku ťažilo už 10 000 kg striebra ročne, väčšia jeho časť v banskoštiavnicko-hodrušskom revíre. Najmä zásluhou ťažby zlata a striebra v banskoštiavnicko-hodrušskom a kremnickom revíre sa o Uhorsku hovorilo ako o najbohatšej krajine na drahé kovy v Európe. Uhorské striebro (pochádzajúcej prevažne z banskoštiavnicko-hodrušského revíru) v podobe kovu a od 20. rokov 14. stor. už len v strieborných minciach podobne ako kremnické dukáty putovalo vo veľkom množstve nielen do celej Európy, ale aj do iných končín sveta.

Ťažba zlata a striebra v banskoštiavnicko-hodrušskom revíre ustavične rástla a vrchol dosiahla v 18. stor. V roku 1740 sa tam vyťažilo 681 kg zlata, 25 900 kg striebra a v rokoch 1740–1760 14 t zlata a 475 t striebra. Najmä vďaka banskoštiavnicko-hodrušskému revíru Slovensko v druhej polovici 18. stor. produkovalo štyri razy viac striebra ako Sasko, šesť ráz ako Sedmohradsko a deväť ráz ako Čechy. V rokoch 1760–1800 z tejto oblasti len v Kremnici premenilo na mince takmer 1 500 000 viedenských mariek striebra (viedenská marka = 0,280 kg). Ale do kremnickej mincovne sa nedávalo všetko striebro a niekedy to nebola ani polovica vyťaženej produkcie. Roku 1763 v baniach, stupách a hutách banskoštiavnicko-hodrušského revíru pracovalo 5828 ľudí a v roku 1786 v štyridsiatich banských závodoch tohto revíru až 8545. V roku 1770 tam hodnota výroby dosiahla dva milióny zlatých a v roku 1800 dokonca 4,2 milióna. V rokoch 1790–1858 sa v erárnych a súkromných baniach revíru vyťažilo 440 540,852 kg striebra, 9814,176 kg zlata a 331 785,704 q olova. V rokoch 1859–1863 to bolo 50 128,420 kg striebra, 1711,356 kg zlata, 64 952,958 q olova a 9344,60 q medi. V rokoch 1863–1883 iba ťažba erárnych baní dosahovala priemerne ročne 116,97 kg zlata, 5822,82 kg striebra, 5080,70 kg medi, 620 880,90 kg olova. V rokoch 1839–1854 sa vyrobilo ročne priemerne 107,7 kg zlata, 4634,9 kg striebra, 176,6 q medi, 5638,3 q olova. V rokoch 1984–1919 sa v štátnych baniach vyrobilo 111 778,609 kg striebra, 3298,704 kg zlata, 120 044,80 q olova a 5640,62 q medi.

Na prelome 19. a 20. stor. mala v banskoštiavnicko-hodrušskom revíre popri štátnych baniach významné postavenie súkromná spoločnosť Gerambova únia. V rokoch 1780–1896 v kremnickej mincovni zamenila priemerne ročne 16 669 kg zlata a 1033,298 kg striebra. V rokoch 1883–1904 jej vlastná ťažba bola priemerne ročne 57 010 kg zlata a 5951,349 kg striebra. Roku 1906 ako posledná súkromná spoločnosť prešla do rúk štátu.

Po 1. svetovej vojne vznikli Štátne banské závody v Banskej Štiavnici. Spravovali hutu, šachtu František a Žigmund v Banskej Štiavnici, hornohodrušský a dolnohodrušský banský závod v Hodruši a banský závod v Magurke a v Zlatej Idke. Roku 1929 bola postavená flotačná úpravňa v Hodruši a roku 1930 pri hlavnej ťažnej šachte František v Banskej Štiavnici. Posledný rozvoj baníctva sa začal po 2. svetovej vojne. Baníctvo v Banskej Štiavnici zaniklo na začiatku 90. rokov 20. stor. a hodrušské prežilo aj rok 2000.

Svetová úroveň banskej vedy, techniky a školstva

Banskoštiavnicko-hodrušský revír vo svojom „zlatom veku" – v 18. a prvej pol. 19. stor. – sa stal svetoznámym. Pôsobili tam vynikajúci banskí technici, akým bol Matej Kornel Hell a jeho syn Jozef Karol Hell, ale aj vedec, matematik, geodet, kartograf a staviteľ Samuel Mikovíni. Zaslúžili sa o jedinečný systém banských vodných nádrží na svete, na základe ktorého v 2. pol. 18. stor. vznikla a rozvinula sa banská a úpravnícka technika, ktorej patrilo výnimočné postavenie vo vtedajšej baníckej Európe. Cesta k tejto svetovej sláve nebola jednoduchá a priamočiara. Obdobia slávy sa striedali s obdobiami úpadku. Prvým významným prienikom vyspelej banskej techniky tohto revíru do povedomia sveta bol prvý úspešný odstrel hornimy pušným prachom v podzemí Hornej Bieberovej štôlne 8. februára 1627 tirolským baníkom Gašparom Weindlom. Tento mimoriadne progresívny postup sa potom udomácňoval aj v ďalších revíroch Európy.

Využívanie pušného prachu viedlo k zrýchleniu baníckej práce a k prenikaniu do veľkej hĺbky. S rastúcou hĺbkou pribúdali aj starosti s banskou vodou, ktoré sa súvekou technikou – vrátkami (rumpálmi) a gápľami ťahanými koňmi – nedali zvládnuť. M. K. Hell (1651–1743) sa podujal skonštruovať stroje na intenzívne čerpanie banskej vody z baní. Najprv zdokonalil konské gáple, ale neskôr vybudoval komplexný vodohospodársky systém zložený z umelých vodných nádrží. Voda z nich slúžila na pohon nových čerpacích zariadení s kývavým prevodom, tzv. stangenkunstov, no bola aj technologickým činiteľom v stupách na úpravu chudobnejšej rudy.

Banský vodohospodársky systém dotvoril S. Mikovíni (1700–1750), cisársko-kráľovský geometer stredoslovenských banských miest a riaditeľ baníckej školy v Banskej Štiavnici, a J. K. Hell (1713–1789), syn M. K. Hella a jeho nástupca vo funkcii hlavného banského strojmajstra. Systém tvorilo viac ako 40 umelých vodných nádrží s kapacitou vyše 7 miliónov m^3 vody pre banskú prevádzku v banskoštiavnickom rudnom revíre. Voda z rezervoárov poháňala čerpacie zariadenie J. K. Hella – vodnostĺpcové, vahadlové a vzdušné. Vodnostĺpcové, ktoré sa postupne využívalo aj v iných banských revíroch Európy, získalo konštruktérovi svetovú povesť. Nikde na svete nedosiahla technika výstavby zemných hrádzí takú dokonalosť ako v tejto oblasti. Až do postavenia priehrady Meurand (Francúzsko) roku 1855 bola technicky najodvážnejšie riešená a najdokonalejšia na svete zemná hrádza vodnej nádrže Rozgrund, ktorú postavil S. Mikovíni v rokoch 1743–1744 (výška koruny 30,2 m, kapacita 960 000 m^3). Sklon na návodnej strane hrádze, ktorá stojí dodnes, je 1 : 1,5 m a na vzdušnej 1 : 1,25 až 1 : 1,75.

Svetový význam malo aj banskoštiavnické baníckе školstvo. Cieľavedomá a organizovaná výučba odborného banského dorastu ako prvá v Európe tu prebiehala už roku 1605. Dekrétom Dvorskej komory vo Viedni sa táto forma výučby rozšírila na celé územie monarchie. Roku 1735 vznikla prvá baníckа škola so sídlom v Banskej Štiavnici a v neďalekých Štiavnických Baniach. Jej prvým riaditeľom sa stal S. Mikovíni, a najmä jeho zásluhou mala až

do roku 1750, keď S. Mikovíni zomrel, najvyššiu odbornú úroveň spomedzi podobných škôl v Európe.

Z rozhodnutia Márie Terézie roku 1762 v Banskej Štiavnici vznikla svetoznáma banícka akadémia. V dôvodovej správe, predloženej panovníčke 22. októbra 1762, sa výnimočnosť Banskej Štiavnice opisuje takto: „Pri voľbe sídla tejto školy sa uznáva za najvýhodnejšie stredoslovenské banské mesto Banská Štiavnica, pretože sú tu najdokonalejšie banské, úpravnícke, skúšobnícke a hutnícke zariadenia, ako aj ohňové, vodnostĺpcové piestové čerpacie, vzdušné, ako aj vodočerpacie zariadenia s kývavým pákovým prevodom – stangenkunsty."

Prvé prednášky v akadémii boli 18. septembra 1764. Akadémia bola pôsobiskom svetoznámych vedcov a odborníkov z oblasti baníctva, hutníctva, mineralógie, chémie, lesníctva, ale aj ďalších prírodných a exaktných vied. S Banskou Štiavnicou, banskoštiavnickým rudným revírom a akadémiou, ktorá bola v meste až do roku 1919, sú neodmysliteľne späté aj iné významné svetové prvenstvá vo vede a technike, ktoré sa zrodili v neďalekých Sklených Tepliciach. Tam sa roku 1786 za účasti vedcov z celej Európy a zámoria konal prvý medzinárodný vedecký zjazd, bola založená prvá medzinárodná vedecká spoločnosť na svete, položené základy prvého medzinárodného vedeckého časopisu Bergbaukunde (Baníctvo) a zaviedla sa aj Bornova nepriama amalgamácia – rýchlejší, lacnejší a efektívnejší spôsob získavania zlata a striebra z chudobnejších rúd.

Už prvý profesor baníckej akadémie Mikuláš Jozef Jacquin (1727–1817) patril medzi najvýznamnejších chemikov a botanikov Európy. Bol členom akadémie vied v Petrohrade, Upsale a Štokholme, parížskej a bazilejskej lekárskej spoločnosti. Narodil sa v holandskom Leydene, študoval na leydenskej, parížskej a viedenskej univerzite. Pred príchodom do Banskej Štiavnice založil viedenskú univerzitnú botanickú záhradu a bol jej riaditeľom. V Banskej Štiavnici pôsobil do roku 1769 ako vedúci katedry chémie mineralógie a metalurgie.

Druhým profesorom tejto školy bol Mikuláš Poda (1723–1798), vedúci katedry matematiky, mechaniky a hydrauliky (1765–1771), tiež vedec európskeho významu. Predtým bol správcom observatória v Štajerskom Hradci. Jeho tri učebnice, opisujúce banské vodočerpacie a úpravnícke zariadenia používané v banskoštiavnickom rudnom revíre, ktoré vyšli v rokoch 1770–1773, boli prvými učebnicami banského strojníctva na svete.

Vynikajúcim vedcom bol aj Jacquinov nástupca Giovanni Antonio Scopoli (1723–1788). Narodil sa v juhotirolskom Cavalese a bol absolventom medicíny na univerzite v Innsbrucku. Počas pôsobenia v Banskej Štiavnici (1769–1779) vydal 14 knižných publikácií, z ktorých najmä botanické mali európsky význam.

Vedcom európskej úrovne bol aj Krištof Traugott Delius (1728–1779), prvý profesor a súčasne vedúci katedry baníctva v rokoch 1770–1772. Narodil sa vo Wallhausene v Durínsku. Absolvoval právo na univerzite vo Wittenbergu a potom aj banícku školu v Banskej Štiavnici. Pred príchodom do Banskej Štiavnice pôsobil na baníckej škole v Oravici v sedmohradskom Banáte. Okrem baníctva vyučoval aj banské právo, banskú ekonomiku a lesníctvo. Na akadémiu prichádzali mnohí zahraniční študenti najmä pre vysokú úroveň jeho prednášok z banskej ekonomiky, organizácie a administratívy. V roku 1773 vydal svetoznámu učebnicu baníctva *Einleitung zu der Bergbaukunst,* dlhé roky na neprekonané dielo svojho druhu na svete. V roku 1778 bola učebnica preložená do francúzštiny a ešte aj roku 1806 vyšlo v nemčine jej druhé vydanie. Už v tom období platili v akadémii unikátne demokratické zásady. Na školu mal prístup každý, a to bez ohľadu na národnosť, štátnu príslušnosť, politické či náboženské presvedčenie. Napriek nariadeniam Dvorskej komory vo Viedni o prísnom utajovaní najnovších vedeckých poznatkov a vynálezov v praxi neboli prekážky na šírenie najprogresívnejších poznatkov banskoštiavnickej vedy a techniky do európskych a svetových banských centier.

Náuka o baníctve, ale najmä banské strojníctvo dosiahlo vrchol za pôsobenia Jozefa Šitka (1776 Český Těšín – – 1833 Banská Štiavnica) vo funkcii vedúceho katedry matematiky a fyziky. Šitko zdokonalil vodnostĺpcové stroje, ale zaviedol aj prednášky z vyššej matematiky, ktorú dovtedy prednášal len na KU v Prahe.

Mimoriadne vysokú úroveň mala aj výučba chémie. Už v prvých decéniách existencie školy boli jej chemické laboratóriá na takej úrovni ako nikde. Robili v nich pokusy najvýznamnejší európski chemici, ba aj sám A. L. Lavoisier vyslovil škole v tomto smere absolutórium. Francúzsky chemik Fourcroy v národnom konvente 28. septembra 1794 vysoko ocenil vyučovacie metódy akadémie a navrhol ich pri výučbe fyziky a chémie využívať na vysokej technickej škole v Paríži založenej roku 1795.

Takmer celé 18. stor. mala v Európe vedúce postavenie banská technika v banskoštiavnicko-hodrušskom revíre. Nebol to len banský vodohospodársky systém a svetoznáme mechanizmy M. K. Hella a J. K. Hella, vynálezy a iné prvenstvá baníckej akadémie, ale aj iné európske, ba dokonca svetové priority. Zásluhou S. Mikovíniho mala mimoriadne vysokú úroveň banská kartografia a stala sa vzorom pre mnohé banské revíry v Európe.

Roku 1749 sa tu zásluhou Mateja Zipsera zrodila priečna dobývacia metóda. V roku 1782 sa začalo raziť grandiózne odvodňovacie dielo – Voznická dedičná štôlňa, ktorá po dokončení roku 1878 merala vyše 16 km (s odbočkami viac ako 40 km). V roku 1873 začala v Štiavnických Baniach činnosť prvá továreň na výrobu oceľových lán na svete. Vo výpočte mimoriadnych úspechov z toho revíru by sa dalo pokračovať.

Pre dominantné postavenie baníctva bola banskoštiavnicko-hodrušská oblasť v centre mimoriadneho záujmu vedúcich európskych vedcov, ale aj cestovateľov. Väčšina svoj obdiv k vyspelému baníctvu vyjadrila v publikáciách, ktoré dodnes pripomínajú slávu baníctva revíru. Patrí medzi nich J. Agricola (pol. 16. stor.), Angličan John Baptista Merin (1615), Nemec Adam Schafer (2. pol. 17. stor.), kodanský lekár Johann Gottfried Becker (70. roky 17. stor.), osobný lekár Karola II. a člen Kráľovskej učenej spoločnosti v Londýne Edward Brown (1672), holandský učenec a univerzitný profesor Jakub Tolius (1687), člen Parížskej akadémie vied a Kráľovskej učenej

spoločnosti v Londýne Luigi Ferdinando Marsigli (zač. 18. stor.), Ján Jozef Stampfer zo Štajerska (1715, 1717, 1719 a dva razy roku 1720), nemecký polyhistor František Ernest Bruckmann (1724), Krištof Andrej Schlutter (zač. 70. rokov 18. stor.), nemecký vedec Johann J. Keysseler, člen Kráľovskej učenej spoločnosti v Londýne (začiatok 40. rokov 18. stor.), svetoznámy francúzsky učenec Charles-Lius de Montesquie (1728), braeunschweiský banský kapitán Imhoff (1749 a 1751), člen Parížskej akadémie vied a najvýznamnejší francúzsky metalurgický odborník Gabriel Jars (1757–1759), švédsky učenec Johann Jakub Ferber (70. roky 18. stor.), kozmopolitný vedec a predseda Českej kráľovskej učenej spoločnosti Ignác Anton Born (zač. 70. rokov 18. stor.), lekár, prírodovedec a profesor ľvovskej univerzity Baltazar Hacquet (1772 a 1793), škótsky lekár, prírodovedec a člen Kráľovskej učenej spoločnosti v Edinburgu Robert Townson (1793), český hutnícky odborník Joachim Sternberg (1807) a po ňom freiberský banský odborník W. G. E. Becker, profesor geológie na Sorbonne Francois Sulfices Beudant (1818), kustód mineralogických zbierok Národného múzea v Pešti Jozef Jonáš (koncom druhého decénia 19. stor.), poľský geológ Georg Gottleb Pusch (1921), ako aj celý rad ďalších vedcov a cestovateľov.

Banskoštiavnicko-hodrušský revír vzbudzoval aj pozornosť panovníckeho rodu. V „zlatom veku" ho navštívil cisár František Lotrinský (pred 250 rokmi), budúci cisár Jozef II. a Leopold II., ako aj saskotěšínsky princ Albert, zať Františka Lotrinského a Márie Terézie a uhorský miestodržiteľ.

Stáročia slávy baníctva sú už minulosťou, ale zostalo po nich v meste a v jeho okolí množstvo výrečných a cenných pamiatok, ktoré svedčia o niekdajšej európskej, ba svetovej sláve baníctva banskoštiavnicko-hodrušského regiónu. Samo mesto Banská Štiavnica, ako aj banskotechnické pamiatky tejto oblasti sú od roku 1993 významnou súčasťou svetového dedičstva UNESCO a trvalým pamätníkom pre súčasnú generáciu aj budúcnosť sú aj jedinečné zbierky Slovenského banského múzea.

Literatúra

Conrad, G. H., 1971. Vplyvy slovenského baníctva na nemecké baníctvo v 18. a 19. stor. *In: Zbor. Slovenského banského múzea, 7, 209–226.*

Kachelmann, J., 1870: Das Alter und die Schicksale des ungarischen, zunachst Schemnitzer Bergbaues. Pressburg 1870.

Novák, J., 1990: Vzťahy Banskej Štiavnice s baníckou Európou do založenia baníckej akadémie. Banské mestá na Slovensku.

Novák, J., 1998: Interakcie Banská Štiavnica – Európa a Európa – – Banská Štiavnica. *In: Zbor. z medzinárodného sympózia Tradície banského školstva vo svete. Banská Štiavnica, 223–226.*

Péch, A., 1884: Alsó Magyarország bányamuvelésének történeten, I. Budapest, 150.

Péch, A., 1884: A selmeczi bányavállalatok története, I. Selmeczbánya, 332.

Tibenský, J. et al., 1986: Priekopníci vedy a techniky na Slovensku. Bratislava.

Mineralia Slovaca, 33 (2001), 229–234

História výskumných a prieskumných prác v banskoštiavnickom regióne

VLASTIMIL KONEČNÝ a JÁN SMOLKA

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 7. 5. 2001)

History of research and survey activities in the Banská Štiavnica area

In the regions of Central Slovakian neovolcanics, there has been a long history of geological research and survey activities connected with polymetallic and precious Au-Ag mineralization. These factors enabled, foundation and prosperity of the mining towns especially Banská Štiavnica, Banská Hodruša, Kremnica, Nová Baňa as well as further little towns in this area. In the past, Banská Štiavnica ranked to the prominent European towns with advanced mining, where several unique inventions and technologies for excavation of polymetallic and gold – silver ores had been originally applied. In 1627, gunpowder had been used here for tunnelling, first time in the mining history. In 1764, the Mining Academy had been founded here and it became one of those time important scientific centres in Europe. Agricola's (1558) work "De orta causis subterraneorum", dealing with the ores mining and processing in Banská Štiavnica, represents the beginning of research activities in this area.

To the knowledge of geology and petrography in Banská Štiavnica contributed important scientists e.g. F. S. Beudant (1822). In his work "Voyage mineralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818 I-IV.", he described geology and the rocks in Banská Štiavnica area, especially the basalt neck Kalvária, which he considered for a decisive proof for the plutonistic theory. In this area, F. Richthofen (1860) used the term "propylit" for hydrothermally altered rocks described as grünstein – trachyt. J. W. Jud (1876) referred about relation between granodiorite intrusion and the Neogene volcanic structure.

Hungarian geologists headed by J Szabó (Professor at the Budapest University), completed the Geological map of the Banská Štiavnica area in the scale 1:14 400 (1885) awarded at the International geological congress in Bologna. They also presented the first systematic petrographic description of volcanic rocks. Further progress in knowledge of geology, petrography and ore mineralization was connected with Czech geologist F. Fiala, who established D. Štúr Mining Museum in Banská Štiavnica. During the last decades, Prof. M. Kuthan with his team completing geological map in the scale 1:200 000, the University researchers Professors R. Lukáč, J. Šalát, M. Koděra, L. Rozložník as well as numerous researchers of D. Štúr Institute of Geology and geologists from survey companies contributed to the recent knowledge of the Štiavnica stratovolcano's unique geology and volcanic development. Last synthesizing knowledge of the Štiavnica stratovolcano has been presented in the edition of Geological map (scale 1:50 000) together with the Explanatory notes (Konečný et al.1998).

Key words: history, mining, geology, petrography, neovolcanics, Štiavnica stratovolcano

Neovulkanické regióny Slovenska vďaka ložiskám farebných a drahých kovov a náleziskám niektorých vzácnych a cenných minerálov (drahý opál) priťahovali pozornosť a záujem civilizácií už od staroveku. Používali ich a využívali Kelti aj Rimania.

Ložiská Au a Ag rúd na strednom Slovensku podmienili vznik, rozvoj i rozkvet banských miest, Banskej Štiavnice, Banskej Hodruše, Kremnice, Novej Bane, no aj ďalších mestečiek i osád v ich okolí. S postupujúcou ťažbou a s rastúcou hĺbkou banských prác sa objavovali technické problémy, vyžadovali výkonnejšie ťažobné metódy a postupy, účinnejšie odvodňovacie systémy a nové technológie spracúvania rudy. Banská Štiavnica sa práve vďaka baníctvu zaradila medzi popredné európske mestá. Zrodil sa v nej rad unikátnych vynálezov a nových technológií dobývania rudy a v roku 1627 sa tam pri razení banských chodieb prvý raz použil pušný prach.

Technologický pokrok v ťažbe si vynútil aj dôslednejšie štúdium horninového prostredia a mineralogicko-montanistický výskum, ktorého výsledky zhŕňa rad monografií obsahujúcich aj náčrty prvých geologických máp. Významným krokom v tomto procese bolo aj založenie Banskej akadémie v Banskej Štiavnici v roku 1764. Prednášali na nej vedecké autority vtedajšej Európy, a tak sa Banská Štiavnica stala jedným z významných bádateľských centier, v ktorom sa na základe štúdia vulkanických hornín riešili otázky ich genézy, terminológie a systematickej petrografie a vykonali sa aj prvé pokusy objasniť niektoré vulkanologické procesy (práce F. S. Beudanta, F. Richthofena, J. Szabóa).

Počiatok výskumu nesporne predstavuje Agricolovo dielo *De orta et causis subterraneorum* z roku 1558, v ktorom na s. 393 opisuje banícku činnosť a metódy spracúvania rúd v Banskej Štiavnici. Zo 17. a 18. stor. je aj niekoľko cestopisných správ, sčasti uverejnených a sčasti zachovaných iba v podobe súkromných listov banských inšpektorov a bádateľov, ktorí navštívili banskoštiavnický rudný región (Born, 1774; Lefeber, 1786). Z tohto obdobia pochádza aj niekoľko montanistických máp uložených v archíve Banského múzea v Banskej Štiavnici.

Významné poznatky o mineralogicko-geologických a montanistických pomeroch v banskoštiavnickej oblasti obsahuje kompédium K. T. Deliusa (1770) a monografia G. A. Scopoliho (1776). Pri opise hodrušského granodioritu na základe podobnosti so syenitmi Saska ho Esmarch (Esmarck)(1798) označil ako *syenit-porfýr*. Tento autor považoval vulkanické horniny z oblasti Banskej Štiavnice za modifikáciu *syenitu-porfýru*.

Oblasť stredoslovenských neovulkanitov – najmä okolie Banskej Štiavnice – prispela k riešeniu otázky pôvodu hornín v spore medzi neptunistami (zástancami sedimentárneho pôvodu hornín) a plutonistami (zástancami vulkanického pôvodu hornín) a stala sa jednou z kľúčových oblastí, kde sa tento spor aj úspešne vyriešil. Francúzska akadémia vied roku 1818 vyslala do Uhorska osobitnú expedíciu pod vedením F. S. Beudanta a jedným z jej cieľov bolo zbierať dôkazy na obhájenie plutonistickej teórie o pôvode vulkanických hornín. Výsledky expedície publikoval Beudant roku 1822 v štvorzväzkovom diele *Voyage mineralogique, géologique en Hungrie pendant l'année 1818 I–IV* spolu s geologickou mapou Uhorska a Transylvánie v mierke 1 : 1 000 000. F. S. Beudant sa podrobnejšie zaoberal stavbou okolia Banskej Štiavnice a dokumentoval ju geologickou mapou v mierke 1: 100 000. Pre vulkanické horniny na základe návrhu, ktorý predložil Hauy (Haüy), zaviedol termín *trachyt*. Na geologickej mape okrem trachytov rozličného typu (s amfibolom, kremeňom, bez kremeňa a pod.) rozlišoval horniny ako *granit-syenit* (terajší granodiorit), *grünstein pyroxenique* (terajší propylitizovaný pyroxenický andezit), perlit a i. Opísal aj bazaltový nek vrchu Kalvária pri Banskej Štiavnici a presvedčivo obhájil jeho plutonistický pôvod (vulkanický) oproti neptunistickému názoru, ktorý zastával Esmarch. F. S.Beudant (1922) opísal aj bazaltové tufy a bomby pri Novej Bani (terajší vulkán Putikov vŕšok). Túto lokalitu a bazaltové horniny spomenul aj J. Jonáš (1920), citovaný v práci F. Fiala (1952).

Výskum hornín a geologickej stavby významne pokročil zásluhou katedry geológie, paleontológie a mineralógie banskoštiavnickej akadémie založenej roku 1840, na ktorej prednášali významní učenci, ako Winkler, J. Böckh, J. Vitalis a i.

Syntetizujúce dielo o geologických pomeroch v banskoštiavnickej oblasti a o petrografických typoch hornín napísal A.David (1829, nepublikované). Vulkanické horniny označil ako *grünstein*, *trachyt*, *trachyt-porphyr*, *basalt* a začlenil ich do niekoľkých formácií, pričom bazalt považoval za najmladší člen sukcesie.

Prvé syntézy o geologickej stavbe podložené geologickými mapami sú v prácach J. Peťka (Pettka), ktorý roku 1853 publikoval geologickú mapu okolia Banskej Štiavnice s podrobnejším litologickým členením. Stanovil postnumulitový treťohorný vek vulkanických hornín (podľa jeho názoru vulkanické horniny prekrývajú staršie zlepence s numulitmi). Vyslovil aj náhľad o kráterovej stavbe vulkanických hornín a predpokladal, že oblasť Banskej Štiavnice a Kremnice je veľkým kráterom obklopeným vencom trachytových telies. J. Peťko spracoval aj geologickú stavbu okolia Kremnice v podobe geologickej mapy (1846). Vo vnútornej časti kráterov vymedzil takéto horniny: *Porphyr*, *Bimssteintuff* a *Diluvial gebilde*.

Rýchly rozvoj výrobných prostriedkov a nových technologických postupov koncom 18. stor. priniesol do geologického výskumu aj nové analytické metódy, ktoré v oblasti Banskej Štiavnice využíval najmä F. Richthofen. V rozsiahlej monografii (1860) najmä podľa obsahu minerálov opísal rozdiely medzi ryolitom a trachytom. Pre ryolit ako typickú uviedol prítomnosť sanidínu a pre horniny trachytového zloženia oligoklas. Richthofen je autorom termínu *propylit*. Pomenoval ním premenené vulkanické horniny, ktoré sa predtým označovali ako *grünstein-trachyt*, a pokladal ich za výsledok „masových erupcií" na vodu bohatej magmy, ktoré prebiehali na zemskom povrchu (nie pod morskou hladinou). V sukcesii hornín banskoštiavnickej oblasti ich považoval za najstaršie. Za mladšie pokladal *sivé trachyty*, ktoré prerážajú alebo pokrývajú propylity a sprevádza ich tuf podmorského vývoja. Tretiu periódu tvoria ryolity sprevádzané perlitmi a tufmi (so znakmi morského prostredia) a štvrtú, záverečnú skupinu bazalty a ich tufy. Richthofenove názory a terminológia významne ovplyvnili súvekú aj nasledujúcu generáciu geológov, čo sa odrazilo aj v geologických mapách. Predstavu, že propylity sú pôvodnou eruptívnou horninou magmy bohatej na vodu, ktorá vystúpila na povrch v podobe obrovských más, vyjadrujú rukopisné geologické mapy Ríšského geologického ústavu vo Viedni (mapy z roku 1816 F. Adriana, M. Rackiewicza, K. M. Paula a i.). Hoci sa neskôr preukázalo, že *propylity* sú vulkanické horniny premenené neskoršími hydrotermálnymi premenami, termín *propylitizácia* vošiel do európskej a celosvetovej geologickej odbornej literatúry. Z premien je najvýraznejšia chloritizácia tmavých minerálov, ktorá prepožičiava horninám charakteristický zelený, príp. modrozelený odtieň (*grünstein*).

Pre geologický výskum bola nezvyčajne plodná druhá polovica 19. stor., keď bolo takmer celé územie Rakúsko-Uhorska geologicky zmapované v mierke 1 : 75 000. Na mapovaní sa významne zúčastnili aj slovenskí geológovia. Vulkanické horniny Kremnických vrchov zmapoval G. Zechenter (1880), západnú časť stredoslovenských neovulkanitov (západná časť Kremnických a Štiavnických vrchov, Pohronský Inovec a Vtáčnik) mapoval F. Andrian (1866), a východ (na V od línie Antol – Jalná) K. M. Paul (1866). Južnú časť neovulkanitov (Hontianske Nemce, Šahy, Lučenec, Karanč) preskúmal a zmapoval F. Foetterle (1886) s M Raczkiewiczom (1866) a O. Hinterhubererom. Systematickým mapovaním sa získal ucelený obraz o geologickej stavbe stredoslovenských neovulkanitov aj prehľad o ich nerastných surovinách.

Z oblasti banskoštiavnického a hodrušského rudného rajóna v centrálnej časti Štiavnických vrchov priniesol rad nových poznatkov M. V. Lipold (1867) v monografii s geologickou mapou a dvomi rezmi a s pomocou banského inžiniera Grögera sa získali poznatky z podzemných prác z oblasti Banskej Štiavnice. Geologická mapa je presnejšia ako Andrianova z roku 1866 a doplnená o poznatky z podzemných banských prác. Rudné žily sa pokladajú za pliocénne. Ďalšie poznatky zo štúdia banskoštiavnického ložiska a jeho geologických pomeroch publikovali práce A. Zeillera-Henriho (1873) v Paríži.

Centrálna časť Štiavnických vrchov sa po priekopníckych prácach F. Beudanta pokladala za klasické územie na štúdium vzťahov vulkanických hornín, intruzívnych hornín a rudných žíl.Vynikajúci bádateľ J. W. Judd, ktorý navštívil banskoštiavnický región a študoval jeho vulkanickú stavbu dospel k záveru o spolupatričnosti granodioritu a dioritu s povrchovou vulkanickou stavbou. Rudné žily nepokladal za staršie ako miocénne, ale nevylúčil, že niektoré môžu byť aj mladšie ako pliocénne. Judd sa vrátil k Peťkovej hypotéze o kráteri, ktorú už nebral do úvahy ani Andrian, Paul a i. Výsledky výskumu Judd publikoval v roku 1876 v práci *On the acient volcano of the districte of Schemnitz*.

K zásadne odlišným poznatkom o geologickej stavbe banskoštiavnického rudného rajóna na dvoch študijných cestách

(1875, 1877) dospel G. Rath. Vo svojich prácach, (1877 a 1878) konštatoval, že hodrušský syenit je predterciérny plutón a *grünsteinporphyr*, *grünsteintrachyt* a *propylit* z Banskej Štiavnice je vlastne diabáz, ktorý je starší ako terciér (a mladší ako *quartzdiorit*), pričom obidva obsahujú rudné žily. Podľa Ratha mladšie terciérne eruptívne horniny nesúvisia s predterciérnymi vulkanitmi a neobsahujú rudné žily.

Vulkanické horniny z oblasti Banskej Štiavnice na základe mikroskopickej analýzy klasifikoval prvý E. Husák (1880), ktorý Richthofenove *grünsteintrachyty* resp. *propylity* podľa obsahu minerálov rozdelil na: a) *hornblende*, b) *quartzhornblende*, c) *augite*, d) *quartzaugit propylite*. Ďalej rozlíšil sivé trachyty s amfibolom (zodpovedajú biotiticko-amfibolickým andezitom, pozn. autorov) a dacity, príp. *quartz-horublende-andesite*. Ako štvrtú skupinu uviedol tzv. mladšie andezity alebo *augit-andezit*, ktoré F. Andrian (1866) nazval *Jungere Andesite*.

Významným medzníkom vo vývoji náhľadov na geologickú stavbu, petrografiu a genézu hornín Štiavnických vrchov je práca J. Szabóa (1885), profesora budapeštianskej univerzity, a jeho spolupracovníka Ľ. Čecha (L. Cseh), A. Gesella. Na charakteristiku horninových typov sa zozbieralo a spracovalo okolo 7000 vzoriek, ktoré sú približne s 3000 číslicami zaznačené na šiestich listoch geologických máp. Na petrografickom hodnotení vzoriek, pri ktorom sa používal mikroskop a mikrochemické farbiace skúšky na určovanie živcov, pod vedením J. Szabóa pracoval širší okruh jeho spolupracovníkov. Pri klasifikácii hornín používal J. Szabó vlastnú terminológiu, založenú na asociácii minerálov zistených mikroskopickým štúdiom. Výsledky tohto systematického výskumu boli publikované v rozsiahlej monografii roku 1885 v podobe vysvetliviek ku geologickej mape širšieho okolia Banskej Štiavnice v mierke 1 : 14 400, ktorá získala prvú cenu na medzinárodnom geologickom kongrese v Bologni.

Z významných výsledkov J. Szabóa vyplynul záver, že *propylit* je v podstate „sulfatická modifikácia niektorého trachytického typu", výsledok hydratácie tmavých minerálov a ich súčasnej chloritizácie. Premenenú horninu J. Szabó označil ako *zöldkötrachyt*. Pri opise andezitových hornín zostal pri svojom termíne *trachyt* napriek tomu, že rad bádateľov v tom období už prijal termín andezit (trachyt je rezervovaný len pre horniny s K živcom). V sukcesii hornín J. Szabó rozlíšil: a) vrstvovité alebo metamorfované predtrachytové horniny, b) eruptívne horniny vzniknuté pred trachytom, c) cyklus trachytových erupcií, d) bazalty, e) rudné žily.

Vo výskume v banskoštiavnickej oblasti pokračoval H. Böckh, ktorý ako 25-ročný prevzal katedru geológie na štiavnickej akadémii a roku 1899 sa stal riadnym profesorom. Nadviazal na výsledky prác svojich predchodcov (J. Szabóa, Ľ. Čecha, A. Gesella) a dal im zjednocujúci charakter na báze modernejšieho výskumu a interpretácie, najmä v terminológii horninových typov, ktoré doložil chemickými analýzami. V širšej oblasti Banskej Štiavnice stanovil sukcesiu vulkanických hornín v postupnosti: pyroxenický andezitový tuf, pyroxenický andezit, diorit, granodiorit, aplit, biotiticko-amfibolicko-andezitový tuf, biotiticko-amfibolický andezit, ryolitový tuf, ryolit, bazalt (pliocén).

Prácami, ktoré vykonal J. Szabó, H. Böckh a ich spolupracovníci, sa dosiahol kulminačný bod, ktorým sa vyčerpali možnosti súvekej výskumnej metodiky a to bola príčina nasledujúcej stagnácie výskumu, ktorá trvala do 30. rokov 20. stor. Ďalším dôvodom stagnácie bolo zrušenie Baníckej a lesníckej akadémie v Banskej Štiavnici v roku 1918, ktorá bola strediskom geologického a montanistického výskumu.

Nový organizovaný geologický výskum po prvej svetovej vojne v neovulkanických pohoriach prevažne vykonávali českí a slovenskí geológovia. Významnú úlohu v ňom malo založenie Banského múzea D. Štúra v Banskej Štiavnici, a najmä osobnosť českého geológa F. Fialu, ktorý položil základy modernej petrograficko-petrochemickej analýzy vulkanických hornín a rozvinul aj štúdium vulkanických foriem, najmä bazaltového vulkanizmu. F. Fiala v rade prác (1931, 1933, 1934, 1936, 1937, 1938) podal modernú klasifikáciu neovulkanických hornín Kremnických a Štiavnických vrchov, opísal vulkanické formy bazaltového vulkanizmu (Kalvária pri Banskej Štiavnici, Podrečany) a priniesol rad nových poznatkov z podzemných banských prác, najmä o povahe a petrografickom zložení intruzívnych hornín. Žiarskej (Svätokrížskej) kotliny sa dotýka štúdia R. Kettnera (1928) doplnená geologickou mapou, ktorej vznik vysvetľuje poklesmi pozdĺž mohutných zlomov a jej nasledujúcim vyplnením mladšími náplavmi. F. Fiala a R. Kettner (1931) v exkurznom sprievodcovi publikovali geologický profil zárezu železničnej trate Bartošova Lehôtka – Stará Kremnička, prechádzajúci cez produkty ryolitového a bazaltového vulkanizmu.

Počas druhej svetovej vojny v banskoštiavnickej oblasti v obmedzenom meradle prebiehal ložiskový geologický výskum, ktorý organizoval R. Lukáč (1941).

Bezprostredne po ukončení druhej svetovej vojny sa výskumná aktivita zamerala prevažne na zabezpečenie surovinového potenciálu potrebného na obnovu národného hospodárstva. V Banskej Štiavnici obnovilo činnosť Štátne banské múzeum Dionýza Štúra pod vedením F. Fialu. Výskum sa prednostne orientoval na geologickú stavbu stredoslovenských neovulkanitov nádejných na výskyt nerastných surovín. Geologické mapovanie a geologicko-petrografický výskum v širšej oblasti Banskej Štiavnice v rokoch 1953–1957 vykonával tím Geologicko-geografickej fakulty UK v Bratislave (E. Krist, M. Harman, M. Šímová) pod vedením prof. R. Lukáča. Skupina z Baníckej fakulty VŠT v Košiciach pod vedením prof. J. Šaláta sa orientoval na výskum geologickej stavby a petrografie vulkanických a intruzívnych hornín v novobanskej oblasti a hodrušskej oblasti s akcentom najmä na dioritovo-granodioritovú intrúziu a jej kontaktné účinky na okolité horniny.

Oddelenie neovulkanitov pri GÚDŠ (K. Karolus, E. Karolusová, A. Miháliková, J. Forgáč) pod vedením prof. M. Kuthana bolo poverené zostaviť základné geologické mapy neovulkanických pohorí Slovenska v mierke 1 : 200 000. Výsledky práce spomenutých skupín, ako aj ďalších geológov sa pomerne rýchlo zhrnuli v rade publikovaných i nepublikovaných prác dotýkajúcich sa Štiavnických vrchov. J. Šalát (1949, 1950) opísal výskyty magnetitu pri Vyhniach a asociácie kontaktných rohovcov a erlánov na periférii hodrušského granodioritu na styku s horninami mezozoika. J. Hettler (1951), ktorý vykonával geologický výskum a mapovanie v tzv. hluchom pásme – medzi hodrušským a štiavnickým rudným revírom, rozčlenil vulkanické horniny do dvoch eruptívnych fáz. Do 1. fázy zaradil propylitizované pyroxenické andezity, po ktorých nasleduje intrúzia granodioritu a dioritu a 2. fázu predstavujú efúzie lávy amfibolicko-biotitického andezitu a dacitu. Pri 1. fáze J. Hettler uvažoval o monovulkáne a pre nedostatok pyroklastík predpokladal blízkosť eruptívneho centra. Horniny 2. fázy boli uložené na staršej fáze diskordantne. Podobný princíp členenia na dve vulkanické fázy použil pri mapovaní hornín v oblasti medzi Bankami a Sklenými Teplicami aj O. Michálek (1954) a pri mapovaní vulkanickej stavby medzi Banskou Belou

a Kozelníkom J. Zeman (1954). Na lokalite Ficberg (na Z od Krupiny) na východnom svahu Štiavnických vrchov opísal F. Fiala (1954) formu lávového telesa a jeho petrografiu. Hyperstenicko-amfibolické andezity s granátom pri Brezinách na J od Zvolena a rad xenolitov metamorfovaných hornín opísal F. Fiala (1955). Bazaltoidné andezity pri jv. okraji Žiarskej kotliny a Bartošovej Lehôtky petrograficky charakterizoval J. Schwarz (1954). F. Fiala (1952) opísal aj najmladší vulkán pri Novej Bani Putikov vŕšok, podal petrografickú charakteristiku alkalického bazaltu a označil ho za *bazanitoid.*

V súvislosti s prípravou prehľadnej geologickej mapy v mierke 1 : 200 000 sa v Štiavnických vrchoch vykonalo viac mapovacích prác. K. Karolus (1954) mapoval územie Ilija – Antol (na J od Banskej Štiavnice). M. Čajková-Šímová (1954, 1955, 1958) skúmala najmä petrografiu hornín v oblasti Hodruše, Štiavnických Baní, na J od Počúvadla a v oblasti Breziny – Dubová (na JZ od Zvolena). Územie medzi Rudnom a Tekovskou Breznicou mapoval I. Krystek (1955), oblasť na S od Pukanca M. Harman (1955), v oblasti Svätého Beňadika, Levíc a Bátoviec pracoval K. Karolus (1956) a L. Ivan – K. Karolus (1956). Výsledky výskumu centrálnej časti Štiavnických vrchov zhrnul R. Lukáč (1956, 1957). Vulkanické horniny rozdelil do troch vulkanických období, opísal ich petrografický charakter a zdôraznil žilnú povahu. Výsledky tímu Baníckej fakulty VŠT v Košiciach z oblasti Hodruša – Banky – Vyhne syntetizoval J. Šalát (1955), L. Rozložník a J. Šalát (1956). Títo autori za najstaršie vulkanické horniny označili propylitizované andezity. Granodiorit opísali ako batolitovú intrúziu a v tomto štádiu ho zo sukcesie vulkanických hornín nevyčlenili. Za mladší prejav vulkanickej aktivity označili žilné dacitové telesá, ktoré prenikajú cez granodioritovú intrúziu a staršie propylitizované andezity.

Systematické mapovanie stredoslovenských neovulkanitov pracovníkmi GÚDŠ (K. Karolus, E. Karolusová, A. Miháliková, neskôr A. Brlay a V. Konečný) sa zavŕšilo zostavením prehľadnej geologickej mapy v mierke 1 : 200 000. Výsledky mapovania zhrnula záverečná správa (K. Karolus et al., 1960) a boli publikované v podobe vysvetliviek ku geologickej mape v mierke 1 : 200 000 (Kuthan et al., 1963) a v monografii Regionální geologie ČSSR (Kuthan in Maheľ et al., 1968). Geologická mapa v mierke 1 : 200 000 poskytla jednotný náhľad na geologickú stavbu vulkanických pohorí, na litológiu vulkanických produktov a ich stratigrafickú pozíciu. V rámci prehľadnej geologickej mapy s vysvetlivkami sa integrovali poznatky širokého okruhu pracovníkov univerzít, akadémií, pracovníkov Geologického prieskumu, ako aj starších generácií geológov.

Za principiálny prvok stavby vulkanických pohorí sa označil stratovulkanický štýl stavby zobrazený na geologických mapách striedaním lávových prúdov a vulkanoklastických hornín. Vymedzili sa hlavné typy paleoprostredia – – morské, limnicko-lakustrinné a suchozemské. Z hľadiska geotektonickej pozície sa akceptovala v tom čase moderná koncepcia H. Stilleho (1953), princípy evolúcie magmatizmu R. V. Bemmelena (1950) a na tomto základe sa rozlíšili produkty subsekventného vulkanizmu (zodpovedajúce vulkanizmu alkalicko-vápenatého typu) a finálneho vulkanizmu (alkalický bazaltový a bazanitový vulkanizmus). Na členenie vulkanických hornín sa prijala koncepcia vulkanických fáz, ktorú roku 1948 navrhol M. Kuthan pre neovulkanity Západných Karpát. Produkty subsekventného vulkanizmu sa rozdelili na šesť vulkanických fáz (tri fázy andezitové a tri fázy ryolitové), finálnemu alkalickému bazaltovému vulkanizmu sa vyhradila 7. vulkanická fáza. Za prípravnú fázu bazaltového vulkanizmu sa pokladal vulkanizmus bazaltoidných andezitov. Takéto členenie sa pre svoju jednoduchosť stalo dominantným a v nasledujúcich rokoch ho používalo viacero geológov zaoberajúcich sa stavbou neovulkanitov. Prehľadná geologická mapa v mierke 1 : 200 000 zosumarizovala poznatky o litológii, petrografii a stratigrafickej pozícii vulkanických produktov a poskytla zjednocujúci pohľad na stavbu vulkanických pohorí.

Ekonomické požiadavky celoštátneho významu vyvolali potrebu zmapovať geologickú stavbu stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 25 000. Ďalej bolo treba skúmať stavbu a štruktúru hlbokého podložia neovulkanitov z hľadiska možných akumulácií nerastných surovín a zásob pitnej a úžitkovej vody. Kolektív autorov (Kuthan, Fusán, Seneš a Čechovič, 1962) spracoval koncepciu projektu ***Výskum hlbokej stavby neovulkanitov a megaštruktúr neovulkanitov stredného Slovenska***. Jeho realizácia zahŕňala aj sériu hlbokých štruktúrnych vrtov (GK-1 – GK-15) a geofyzikálne práce (seizmiku, gravimetriu a aeromagnetiku). Výskum neovulkanitov po roku 1963 prebiehal v rámci spomenutých dvoch nosných projektov – podrobného geologického mapovania v mierke 1 : 25 000 a riešenia hlbinnej stavby neovulkanitov a ich podložia s použitím vrtných a geofyzikálnych prác.

Pri mapovaní v mierke 1 : 25 000 sa spočiatku akceptovalo členenie podľa koncepcie vulkanických fáz (Kuthan et al., 1963) aplikovanej pri mapovaní geologickej stavby v oblasti na J od Sitna v mierke 1 : 25 000 (Burian, 1964) a západnej časti Štiavnických vrchov (Karolus et al., 1967). Protirečenia medzi sukcesiou vulkanických hornín a počtom vulkanických fáz sa korigovali zavedením doplnkovej 4. andezitovej vulkanickej fázy v oblasti Štiavnických vrchov, Pohronského Inovca a Kremnických vrchov (Forgáč et al., 1968). S použitím takto doplnenej koncepcie zostavil K. Karolus a J. Forgáč (1969) schému geologickej stavby Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca v mierke 1 : 100 000 (nebola publikovaná).

Pri poznávaní časového vývoja vulkanickej aktivity a presnejšom stratigrafickom zaraďovaní vulkanických hornín bolo veľmi užitočné rádiometrické datovanie K/Ar metódou, ktoré vykonalo geochronologické laboratórium Arménskej akadémie vied (G. P. Bagdasarjan). Jeho výsledky (Bagdasarjan et al., 1970; V. Konečný et al., 1969) potvrdili, že sa vývoj stratovulkánov vyznačoval individuálnou, časovo a látkovo odlišnou sukcesiou vulkanických hornín, ktoré nemožno opísať v rámci jednotnej koncepcie vulkanických fáz. Z datovania vyplynulo, že vulkanická aktivita v bádene až sarmate generálne prebiehala od J na S až SZ (Konečný et al., 1969). Fakty zistené rádiometrickým datovaním postupne viedli k opusteniu členenia na vulkanické fázy a k jeho nahradeniu členením na základné litostratigrafické jednotky, formácie a komplexy.

Výskum geologickej stavby v hodrušskej oblasti centrálnej časti Štiavnických vrchov, ktorý vykonával tím Baníckej fakulty VŠT v Košiciach, priniesol rad nových poznatkov o geologickej stavbe, litológii a petrológii vulkanických a intruzívnych hornín a na ich základe vznikla geologická mapa v mierke 1 : 25 000 (Rozložník a Šalát et al., 1966). Granodioritovú a dioritovú intrúziu títo autori pokladajú za vrchnokriedovú (laramskú) a porovnávali ju s banatitovými intrúziami na Balkáne.

Významné poznatky o stavbe vulkanických a intruzívnych komplexov v centrálnej časti Štiavnických vrchov sa dosiahli v rámci ložiskovo-geologického výskumu centrálnej časti Štiavnických vrchov (Burian et al., 1968). Litológiu

a hydrotermálne premeny bazálneho súvrstvia 3. vulkanickej fázy (sedimenty štiavnickej panvičky) overilo viac vrtov (Koděra a Kováčik, 1968). S pomocou štruktúrnych vrtov sa objasnili hlavné črty štruktúrno-tektonickej a geologickej stavby podložia, stavby spodných úrovní vulkanického komplexu a zhodnotili sa metalogenetické štruktúry (Burian et al., 1968). Pri riešení tohto projektu vznikla nová koncepcia stavby a vývoja štiavnického stratovulkánu (Konečný in Burian et al., 1968; Konečný, 1970, 1971). Vývoj stratovulkánu sa rozdelil do piatich etáp, definovala sa kaldera a v závere – vo vrchnom sarmate až panóne, synchrónne s ryolitovým vulkanizmom – vznik hrastovej štruktúry. Zlomy a zlomové zóny (najmä pri východnom okraji hrastu) boli v záverečnom období využité na výstup hydrotermálnych roztokov a vznik polymetalických a drahokovových rudných žíl. Na základe výsledkov rádiometrického datovania, štruktúrnych vzťahov a petrologického štúdia J. Burian, V. Konečný a J. Lexa (Burian et al., 1968) dospeli k záveru o neogénnom veku granodioritovo-dioritovej intrúzie, označili ju za subvulkanický ekvivalent povrchového štiavnického stratovulkánu, čím sa potvrdil predpoklad J. W. Judda z roku 1876.

Pri pokračujúcom ložiskovo-geologickom výskume v hodrušskej oblasti sa na lokalite Zlatno štruktúrnym vrtom HDŠ-3 zistilo polymetalické zrudnenie (Rozložník et al., 1971), čo stimulovalo ďalšiu etapu výskumu a prieskumu v tejto oblasti. Pritom sa využilo viac štruktúrnych a prieskumných vrtov a vyvrcholením bolo objavenie polymetalického zrudnenia skarnovo-porfýrového typu na lokalite Zlatno (Burian a Smolka, 1982) a Šementlov (Daubner et al., 1992).

Pri pokračujúcom systematickom mapovaní Štiavnických vrchov sa zostavila geologická mapa 1 : 25 000, list Uhliská (Konečný a Bria y, 1973), list Banská Štiavnica (Konečný, Lexa a Miháliková, 1975) a list Prenčov (Konečný a Lexa, 1977) a v centrálnej časti hodrušsko-štiavnického hrastu sa petrograficky a petrologicky preskúmal intruzívny komplex kremitodioritových porfýrov (Miháliková a Konečný, 1977).

Podľa výsledkov mapovania a korelačných túr sa utvorila geologická mapa stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000 (Konečný a Lexa, 1979; publikovaná roku 1983). Pri členení vulkanickej stavby sa použili základné litostratigrafické jednotky, formácie a komplexy. Z prehľadného mapovania vyplynulo, že štiavnický stratovulkán je vulkán veľkých rozmerov, pokrýva oblasť Štiavnických vrchov vrátane ich južných svahov (po oblasť Šiah) a v západnej časti oblasť Pohronského Inovca. V rámci jeho stavby sa definovala: a) spodná stratovulkanická stavba bádenského veku vrátane subvulkanického intruzívneho komplexu (granodiorit – diorit), b) výplň štiavnickej kaldery (vrchný báden – spodný sarmat) a c) vrchná stratovulkanická stavba sarmatského veku. Stratigrafickú pozíciu formácií a komplexov dokumentujú výsledky rádiometrického datovania a biostratigrafického výskumu (Konečný, Lexa a Planderová, 1983).

Na výsledky ložiskovo-geologického výskumu, vedúce k overeniu skarnovo-porfýrovej mineralizácie na lokalite Zlatno a Šementlov (Burian a Smolka, 1982; Daubner, 1992) nadviazalo ďalšie štúdium, v rámci ktorého vznikol geochemický model skarnovo-porfýrovej mineralizácie v centrálnej zóne štiavnického stratovulkánu a jej prognózne zhodnotenie (Marsina et al., 1993, 1995). Súčasťou projektu ***Metalogenetický model a surovinové zdroje centrálnej zóny štiavnického stratuvulkánu*** (vedúci J. Štohl a neskôr D. Onačila) sa riešila čiastková téma ***Geologická stavba a vývoj centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu***. Jej výsledkom bola účelová mapa (Konečný a Lexa, 1990) a potom geologická mapa centrálnej vulkanickej zóny štiavnického stratovulkánu v mierke 1 : 10 000 (Konečný a Lexa et al., 1993) s vysvetlivkami, ktorá zobrazuje centrálnu časť Štiavnických vrchov, t. j. oblasť hodrušsko-štiavnického hrastu a priľahlej časti kalderovej výplne. Štruktúrno-geologický a vulkanologický výskum priniesol rad nových poznatkov o stavbe a litológii podložia, ako aj vulkanických komplexov, umožnil dešifrovať najmä rozličné typy foriem subvulkanických a intravulkanických intrúzií (sily, lakolity, štoky, dajky), stanoviť ich časovú postupnosť, ako aj pozíciu vo vývoji vulkanickej štruktúry štiavnického stratovulkánu. Geologická mapa poskytla potrebnú bázu poznatkov na prípravu matalogenetického modelu a prognózne hodnotenie centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu (Štohl et al., 1990a, 1990b; Onačila et al., 1994, 1995; Lexa et al., 1997).

V oblasti Sklené Teplice – Vyhne – Repište (Hojstričová et al., 1995) sa zhodnotil surovinový potenciál polôh zeolitizovaného tufu a silicifikovaných zón, v oblasti Dekýša sa s použitím vrtov zhodnotil surovinový potenciál metasomatitov (ílové minerály, alunit a i.), (Žáková et al., 1995).

Výsledky petrologického a geochemického štúdia v oblasti štiavnického stratovulkánu (Hojstričová et al., 1995) boli východiskom pri tvorbe jeho petrologického modelu (Lexa a P. Konečný et al., 1997; Lexa et al., 1998 in V. Konečný et al., 1998). Na západnom svahu štiavnického stratovulkánu sa detailne skúmal najmladší bazaltový vulkán – Putikov vŕšok (Šimon a Halouzka, 1996).

Pri pokračujúcom systematickom výskume a mapovaní postupne vznikali listy geologickej mapy v mierke 1 : 25 000 a pokryli celý región Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca. Boli to listy: Tekovské Trsťany, Hontianske Tesáre (Brestenská a Konečný et al., 1980), Sebechleby (Lexa a Konečný, 1981), Demandice, Plášťovce, Ipeľský Sokolec, Šahy (Pristaš a Vass et al., 1980), Žiar nad Hronom (Lexa a Konečný, 1986), Krupina-1 (Konečný et al., 1986), Zvolen-3 (Konečný et al., 1983), Krupina-3, Bzovík, Drienovo (Konečný, Dublan a Stolár, 1995), Hliník nad Hronom, Žarnovica, Pukanec, Hronský Beňadik (Konečný, Lexa a Dublan et al., 1996), Veľké Pole- časť, Skýcov-časť, Nová Baňa, Zlaté Moravce-časť, Tlmače, Tesárske Mlyňany-časť, Veľký Ďúr-časť, Levice-časť, Bátovce-časť, Brhlovce-časť, Demandice-časť (Konečný, Lexa a Dublan, 1997). Reambulačné práce sa vykonali na liste Demandice, Šárovce, Ipeľský Sokolec a Želiezovce (Konečný a Dublan, 1997).

Na podklade geologických máp v mierke 1 : 25 000 sa utvorila a publikovala geologická mapa Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca v mierke 1 : 50 000 s vysvetlivkami (Konečný et al., 1998). Mapa a vysvetlivky zhŕňajú poznatky o geologickej stavbe, litológii, stratigrafii, tektonike a nerastných surovinách a sú najnovšou syntézou poznatkov o vývoji štiavnického stratovulkánu.

Na výskume a prieskume centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu sa zúčastnil rad výskumných a prieskumných organizácií, ako aj výskumné tímy univerzít a SAV.

Geologický prieskum v. Spišskej Novej Vsi začal v tejto oblasti riešiť úlohy vyhľadávacieho prieskumu už v 50. rokoch 20. stor. Prvé prieskumné práce boli zamerané najmä na overovanie žilných štruktúr (Polák, 1955, 1962, 1963, 1965, 1966) a magnetitového ložiska Klokoč vo Vyhniach (Gavora, 1961,1962, 1969; Gavora a Hruškovič, 1963; Gavora a Lukaj, 1968). Po roku 1965 sa prieskum podstatne zintenzívnil. Ako prvá vznikla historická štúdia rudného poľa Piarg (Ber-

náth et al., 1968) a v podzemí centrálneho banského revíru sa vykonal prieskum metasomatických rúd (Klubert et al., 1970). V 70. rokoch 20. stor. sa začal prieskum severného poľa ložiska Banská Štiavnica (Moško et al., 1983), a pri smernom pokračovaní štiavnických žíl sa použili hlboké ložiskové vrty (Klubert et al., 1976). Súbežne sa plnil prieskumný program zameraný na vyhľadávanie a prieskum žilných polymetalických rúd v širšej oblasti Hodruše na žile Bakali, Rozália (Klubert et al., 1973; Gavora et al., 1981, 1983) a Ján Benedikti (Slovak et al., 1992). V rovnakom období prebiehal hydrogeologický prieskum centrálnej časti štiavnického stratovulkánu (Lukaj et al., 1983). V 80. rokoch 20. stor. sa zisťovalo hĺbkové (Smolka et al., 1990, 1992; Petr et al., 1992), aj smerné pokračovanie žíl banskoštiavnického ložiska (Schmidt et al., 1992). V rokoch 1990–2000, keď v prieskumných programoch dominovalo vyhľadávanie Au–Ag rúd, sa predmetom záujmu stali štruktúry v oblasti Banky (Slovák et al., 1993) podpovrchové úrovne žily Terézia na banskoštiavnickom ložisku (Smolka et al., 1994) a novoobjavené žily Svätozár v dobývacom priestore žily Rozália v Hodruši (Šáli a Kámen, 1992; Šály et al., 1993). V rovnakom období sa zhodnotili prognózne zdroje nerastných surovín v tomto regióne (Smolka a Knésl, 1993) a geologicky aj Nová odvodňovacia štôlňa (Moško et al., 1990; Smolka, Štohl a Moško, 1994).

V rokoch 1960–1970 Banícka fakulta VŠT Košice v rámci základného ložiskového výskumu GÚDŠ riešila niektoré špecifické problémy geologickej stavby, metalogenézy a metamorfných procesov v oblasti Hodruša – Vyhne – Zlatno (Rozložník 1966,1968, 1969; Rozložník a Zábranský, 1971; Rozložník et al., 1970, 1991; Jakabská, 1992, 1969, 1976). Výsledky jej výskumu pomohli objaviť skarnovo-porfýrovú mineralizáciu a odhaliť znaky kontaktno-metasomatických premien na styku intrúzií s okolitými horninami.

Geologicko-geografická fakulta UK sa zamerala najmä na objasňovanie procesov metalogenézy fundamentálnymi prácami M. Koděru (Koděra, 1963, 1965, 1969, 1974, 1976, 1978; Koděra, Michalenko a Pastor, 1966; Koděra a Kováčik, 1968; Koděra a Mrákava, 1968) a získali cenné poznatky aj o petrografii hornín (Krist, 1969; Krist a Burian, 1971), o postvulkanickej mineralizácii (Miškovic a Miškovicová, 1977) a o netradičných zdrojoch Au mineralizácie (Oružinský a Julényová, 1991).

Bratislavský závod Geofyziky, n.p. Brno sa vo významnej miere zaslúžil o dešifrovanie geologickej stavby podložia neovulkanitov a vulkanických komplexov, a to najmä plošným gravimetrickým mapovaním (Šefara et al., 1986), aeromagnetickými meraniami (Šalanský, 1970) a neskôr detailnejšími aeromagnetickými, aerogamaspetrometrickými meraniami (Gnojek a Janák, 1986) ktorými sa identifikovali zóny hydrotermálnych premien. V 80. rokoch 20. stor. prebiehal podrobnejší komplexný geofyzikálny výskum – geoelektrické a magnetické profilové sondovanie v širšej oblasti hodrušsko-štiavnického rudného poľa (Filo et al., 1985, 1986, 1987, 1988, 1990, 1997; Panáček et al., 1989).

Rudné bane, n.p. Banská Bystrica, závod Banská Štiavnica sa zameral predovšetkým na problematiku zásob surovín ťažených ložísk a výsledkom bol rad základných výpočtov zásob banskoštiavnického (Štohl et al., 1958; Michalenko et al., 1965; Gazdík et al., 1986) aj hodrušského ložiska (Harazim, 1955; Štohl 1955; Mrákava, 1967; Sombathy et al., 1986; Michalenko a Mitáček, 1987).

Slovenská banská spoločnosť, s. r. o. Hodruša–Hámre v rokoch 1974–2000 vykonala na ložisku novoobjavených Au–Ag rúd v priestore ťažených žíl Svätozár rozsiahly prieskum, ktorým značnou mierou prispela k lepšiemu poznaniu nového typu mineralizácie (Šály, 1994; Šály a Veselý, 1997; Prcúch, 1997; Kaňa, 1997).

Geologický ústav SAV, pobočka Banská Bystrica od roku 1985 riešila špecifické otázky Au–Ag a polymetalickej mineralizácie banskoštiavnického a hodrušského ložiska, v spolupráci so zahraničnými odborníkmi a s použitím špeciálnej prístrojovej techniky. Roku 1987 sa spracovala žila Terézia a roku 1991 vznikol fyzikálno-chemický model formovania Au–Ag a polymetalickej mineralizácie celého ložiska Banská Štiavnica (Kovalenker, Jeleň a Háber et al., 1991). Podobný významný mineralický výskum (Maťo et al., 1996) sa vykonal aj na žile Svätozár a Rozália v hodrušskej oblasti.

Aj zo stručného prehľadu je zrejmé, že výskum a prieskum v banskoštiavnickom regióne majú dlhú a bohatú históriu a presvedčivo dokumentujú mimoriadne úsilie bádateľov, výskumných a prieskumných pracovníkov dešifrovať geologickú stavbu štiavnického stratovulkánu i jeho metalogenézu.

Ukončenie banskej činnosti v súčasnosti, vyvolané ekonomickými podmienkami, je pre výskum aj prieskum veľmi nepriaznivým faktom, a to aj pokiaľ ide o ich budúcnosť. Napriek tomu dúfame, že výskumné práce a na ne nadväzujúci petrologický a geochemický výskum, modelovanie metalogenetických procesov, datovanie časového vývoja vulkanickej a intruzívnej aktivity budú pokračovať a že výskumné tímy najmä mladých, nadšených vedcov nepoľavia v úsilí o odhalenie a pochopenie celej pravdy o štiavnickom stratovulkáne, ktorý si ako európsky aj svetový unikát pozornosť naozaj zaslúži.

Literatúra

Karolusová, E., 1959: Bibliografia neovulkanitov Slovenska 1558–1958. *Geol. Práce, príloha k zošitu 54, GÚDŠ Bratislava, 1–78.*

Karolus, K., Karolusová, E., Miháliková, A., Forgáč, J., Brlay, A., Burian, J., 1960: Zpráva o prehľadnom geologickom výskume a mapovaní neovulkanitov na generálnych listoch Zvolen, Nitra a Nové Zámky v roku 1959. *Manuskript. Bratislava, Archív GÚDŠ.*

Konečný, V., Lexa, J., Halouzka, R., Hók, J., Vozár, J., Dublan, L., Nagy, A., Šimon, L., Havrila, M., Ivanička, J., Hojstričová, V., Miháliková, A., Vozárová, A., Konečný, P., Kováčiková, M., Filo, M., Marcin, D., Klukanová, A., Liščák, P., Žáková, E., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca (štiavnický stratovulkán). I. – II. diel. *Bratislava, GSSR, 473 s.*

Mineralia Slovaca, 33 (2001), 235–242

Využitie výsledkov environmentálnej geológie pri urbanistickom hodnotení banskoštiavnickej oblasti

KAROL MARSINA a ALENA KLUKANOVÁ

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 7. 5. 2001)

Use of results of environmental geology for urban evaluation of the Banská Štiavnica region

The article summarizes the environmental geological research activities in the area of Banská Štiavnica and its surroundings, done especially in the nineties of the 20th century. Historical, geochemical, hydrogeological and engineering geological aspects are discussed below. The attention is focused on using the environmental geology research and survey results for urban planning.

Key words: environmental geology, geochemistry, hydrogeology, engineering geology, urban planning

Úvod

Súčasné riadenie územného rozvoja a tvorby krajiny musí rešpektovať základné požiadavky na ochranu a tvorbu životného prostredia, jeho plánovanie musí vychádzať z komplexného poznania krajiny a hodnotenia krajinno-ekolologických podmienok na zabezpečenie trvalo udržateľného rozvoja spoločnosti. Pri hodnotení územia sa popri technickom a ekonomickom hľadisku stáva rovnocenným kritériom celospoločenský záujem o dlhodobú ochranu a rozvoj životného prostredia, o ekologickú stabilitu, ako aj o racionálne využívanie územia.

Pri multidisciplinárnom prístupe k územnému plánovaniu, priestorovému usporiadaniu a funkčnému využívaniu územia majú veľký význam podklady a údaje o geologickom prostredí. Koncepcia územného rozvoja Slovenska (Hrdina et al., 1994) napr. konštatuje: „Geologické pomery ovplyvňujú aktivity pôsobiace významnou mierou na územný rozvoj Slovenska. Napredujúci civilizačný rozvoj vyžaduje náročný prístup na zabezpečenie harmonického včleňovania technických diel do prírodno-geologického prostredia, ako i eliminovanie nežiaducich vplyvov výstavby na životné prostredie."

Prieskum a rozbor stupňov územnoplánovacej dokumentácie uvádza tzv. stavebný zákon (zákon 237/2000 Z. z.), ktorým sa mení a dopĺňa zákon 50/1976 Zb. o územnom plánovaní a stavebnom poriadku v znení neskorších predpisov), ktorý sa priamo aj nepriamo dotýka inžinierskogeologickej stránky hodnotenia územia. Vyžaduje najmä hodnotenie vhodnosti geologického prostredia skúmaného územia na zaistenie potrebnej hospodársko-technickej činnosti v krajine. Cieľom hodnotenia je na jednej strane poukázať na možnosti využívania prírodných zdrojov na rozvoj územia a naznačiť prípadné dôsledky antropogénnych zásahov do geologického prostredia, na druhej strane navrhnúť účinné opatrenia na ochranu nevyhnutnej rovnováhy vo vývoji geologického prostredia, ako aj na zabránenie škodám alebo devastácii životného prostredia.

Informácie o geologickom prostredí vstupujúce do územnoplánovacej činnosti môžu mať rozličnú výpovednú úroveň, no niektoré môžu aj chýbať. V tom zmysle sa niektoré dáta dajú použiť len na celoštátnej úrovni spracúvania územnoplánovacích podkladov a dokumentov, niektoré na regionálnej alebo na úrovni obce, jej časti, zóny, kde sa vyžaduje väčšia podrobnosť územnoplánovacieho dokumentu.

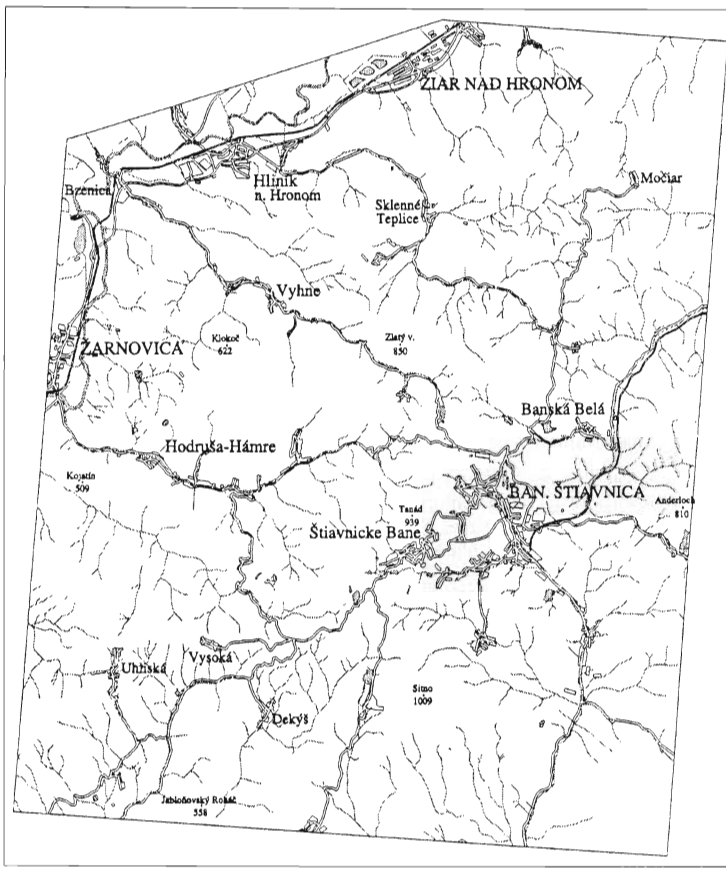
Metodika hodnotenia geologického prostredia pre územný plán a urbanizmus (Klukanová et al., 1995) usmerňuje spracúvanie geologických podkladov pri tvorbe územnoplánovacích dokumentov rozličnej úrovne.

Pri príležitosti tohtoročného zjazdu SGS v Banskej Štiavnici sme za predmet nášho záujmu zvolili štiavnicko-hodrušský rudný obvod a jeho bezprostredné okolie (obr. 1).

Environmentálnogeologické údaje

Geologický výskum a prieskum zameraný na ochranu životného prostredia priniesol v poslednom desaťročí mnoho dát o abiotickej zložke, o čo sa vo významnej miere zaslúžili aj pracovníci ŠGÚDŠ, a to najmä na celoštátnej a regionálnej, v menšej miere na lokálnej úrovni. Mnohé výsledky výskumu sú spracované vo forme digitálnych báz dát.

Environmentálne geochemické mapovanie celého územia Slovenskej republiky sústredilo množstvo reprodukovateľných analytických údajov, ktoré publikuje ***Geochemický atlas Slovenskej republiky v mierke 1 :10 000***. V rokoch 1996 až 1999 vyšli tieto jeho časti: Podzemné vody (Rapant et al., 1996), Lesná biomasa (Maňkovská, 1996), Prírodná rádioaktivita (Daniel et al., 1996), Riečne sedimenty (Bodiš et al., 1999), Horniny (Marsina et al.,



Obr. 1. Schematická mapa záujmovej oblasti štiavnicko-hodrušského rudného obvodu a jeho bezprostredného okolia v mierke 1 200 000.

Fig. 1. Schematic map of the interest area – Banská Štiavnica – Banská Hodruša ore district and its close surroundings at the scale of 1 : 200 000.

1999) a Pôdy (Čurlík a Šefčík, 1999). Hlavným cieľom atlasu bolo zostaviť monoprvkové mapy v mierke 1 : 1 000 000 zobrazujúce distribúciu chemických prvkov. Atlas vo všetkých častiach vychádza z nových vzoriek, nových chemických analýz a meraní, iba v kapitole Horniny sa použilo okolo 30 % archívnych údajov.

Ďalším významným zdrojom dát o abiotickej zložke životného prostredia je úloha ***Čiastkový monitorovací systém geologických faktorov životného prostredia***, ktorý je súčasťou Monitorovacieho systému životného prostredia Slovenskej republiky. Čiastkový monitorovací systém má 13 podsystémov a je zameraný na geologické faktory a výstupy vhodné ako vstupné údaje pri riešení úloh ochrany životného prostredia a pri optimalizácii využívania geopotenciálov krajiny (Klukanová et al., 1993, 1998, 2000).

Jedným z najkompletnejších súborov údajov o abiotickej zložke životného prostredia pre regionálny stupeň územnoplánovacej dokumentácie je ***Súbor máp geologických faktorov životného prostredia v mierke 1 : 50 000***, ktorý je výsledkom environmentálneho geologického mapovania. Vychádza z regionálnej geologickej mapy a pri regióne *Žiarska kotlina a banskoštiavnická oblasť* (Otepka et al., 1993), sa skladal z účelovej geologickej mapy, mapy geochemickej reaktivity hornín, hydrogeologickej mapy, mapy kvality prírodných vôd, pedologickej mapy, geochemicko-ekologickej mapy, súboru inžinierskogeologických máp a z mapy prírodnej rádioaktivity hornín (K, U, Th) a vôd (^{222}Rn, ^{226}Ra, U_{nat}).

Mnoho cenných dát zo širšieho okolia Banskej Štiavnice obsahuje účelová inžinierskogeologická mapa v mierke 1 : 10 000 (Vlčko et al., 1992) zostavená na záchranu historického jadra mesta.

Z environmentálneho geologického výskumu lokálneho charakteru v sledovanej oblasti sú desiatky prác. Medzi ich najčastejšie témy patrí napr. acidifikácia vody a pôdy lokality Šobov s lomom sekundárneho kremenca a haldou vytvorenou v priebehu ťažby, a to od genézy až po sanáciu. Výsledky výskumu (Šucha et al., 1997) potvrdili, že bezprostredným zdrojom znečistenia tejto lokality je oxidácia pyritu v haldovom materiáli (zmes veľkého množstva ílu, pyritu a kremeňa) a s ňou spätý vznik H_2SO_4. „Kyslá voda" negatívne ovplyvňuje plochu 145 000 m^2, degraduje pôdu, poškodzuje až úplne ničí vegetáciu. Na úpravu „kyslej vody" sa na tejto lokalite úspešne vyskúšal model pasívneho bioreaktora (Šottník a Šucha, 1999), ktorý neutralizáciou a sorpciou eliminuje negatívne vlastnosti vody.

Výskumom chemického a minerálneho zloženia haldového materiálu, sedimentov odkalísk a procesov prebiehajúcich v týchto objektoch sa zaoberá napr. Líšková et al. (1999) a Matys (in Klukanová et al., 1998, 2000).

Skúmalo sa aj znečistenie pôdy v aluviálnej oblasti Štiavnického potoka (Forgáč a Streško, 1999) a biologická akumulácia ťažkých kovov v nej (Forgáč et al., 2000). Zistilo sa, že z toxických prvkov je najvýraznejším polutantom Pb a nadlimitný je aj obsah Zn, As, Cd a Cu. Cenné výsledky sa dosiahli aj pri zisťovaní mobilných

foriem vybraných prvkov metódou sekvenčnej extrakcie. Ide o tzv. bioprístupný podiel prvku, t. j. množstvo prvku, ktoré za istých podmienok z pôdy prijímajú rastliny a prostredníctvom nich môžu toxické prvky vstúpiť aj do potravinového reťazca.

Množstvo dát pochádza z riešenia úloh ložiskového výskumu a prieskumu. Patrí medzi ne napr. komplexné metalogenetické hodnotenie centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu (Onačila et al., 1995) vrátane tvorby metalogenetických modelov rozličných typov mineralizácie, ktoré obsahuje množstvo kvantitatívnych analytických údajov o chemickom a minerálnom zložení hornín a typoch mineralizácie.

Hodnotenie štiavnicko-hodrušskej oblasti na základe environmentálnogeologických údajov

Historické aspekty

Z historického aj súčasného pohľadu je Banská Štiavnica jednou z najrozsiahlejších a najrozfáranejších rudných oblastí na Slovensku. Stojí v centrálnej zóne veľkého andezitového stratovulkánu, ktorý zahŕňa kalderu s mladším zdvihom hrastu a s veľkým subvulkanickým komplexom. Rudnému obvodu dominuje rozsiahly systém drahokovových a polymetalických epitermálnych rudných žíl, ale vyskytujú sa tu aj skarnovo-porfýrová Cu ± Au, Mo mineralizácia, magnetitové skarny, polymetalicko-prežilkovo-žilná polymetalická mineralizácia a telesá sekundárnych kvarcitov sprevádzané rozsiahlou pyritizáciou.

Prvá písomná zmienka o banskej činnosti v tejto oblasti je z roku 1217, keď ročná ťažba Ag dosiahla 600 kg. Zdokumentovaná maximálna produkcia drahých kovov z oblasti bola roku 1740, a to 680 kg Au a 25 830 kg Ag. Ťažba Au–Ag rúd pokračovala až do roku 1947. Podľa archivovaných údajov celková produkcia drahých kovov bola 80 t Au a 4000 t Ag. Ťažba polymetalických rúd vzrástla v 19. stor. po otvorení hlbších častí rudných žíl a dominovala v 20. stor. Celková produkcia polymetálov bola približne 70 000 t Zn, 55 000 t Pb a 8000 t Cu. Takmer tisícročná banská činnosť sa už prakticky skončila. Polymetalické rudy sa prestali ťažiť roku 1992 a v ostatných rokoch sa ťažba zamerala na Au. Stáročia trvajúca bohatá banská činnosť viedla nielen k vedeckému, technickému a kultúrnemu rozvoju, ale zostalo po nej aj veľa háld, štôlní, odkalísk, prepadlísk, a predovšetkým znečistená prírodná voda a pôda.

Hydrogeologické a geochemické aspekty

Pod vplyvom dlhotrvajúcej banskej činnosti sa zásadne zmenili hydrogeologické pomery oblasti, čo sa prejavilo poklesom hladiny podzemnej vody, zánikom prírodných prameňov a výrazným znížením prietoku v povrchových tokoch. Prakticky celý rudný revír odvodňuje Voznická dedičná štôlňa, ktorá odvádza podzemnú vodu celej oblasti do miestnej eróznej bázy, ktorou je rieka Hron. Jej priemerná výdatnosť je 250 $l.s^{-1}$. Výdatnosť ostatných štôlní zriedka prekračuje 10 $l.s^{-1}$. Časť vody sa v súčasnosti využíva vodohospodársky. Prekážkou intenzívnejšej exploatácie takejto vody je často nadmerný obsah kovov, hlavne Fe, Mn, Al, Cd, ale aj iných.

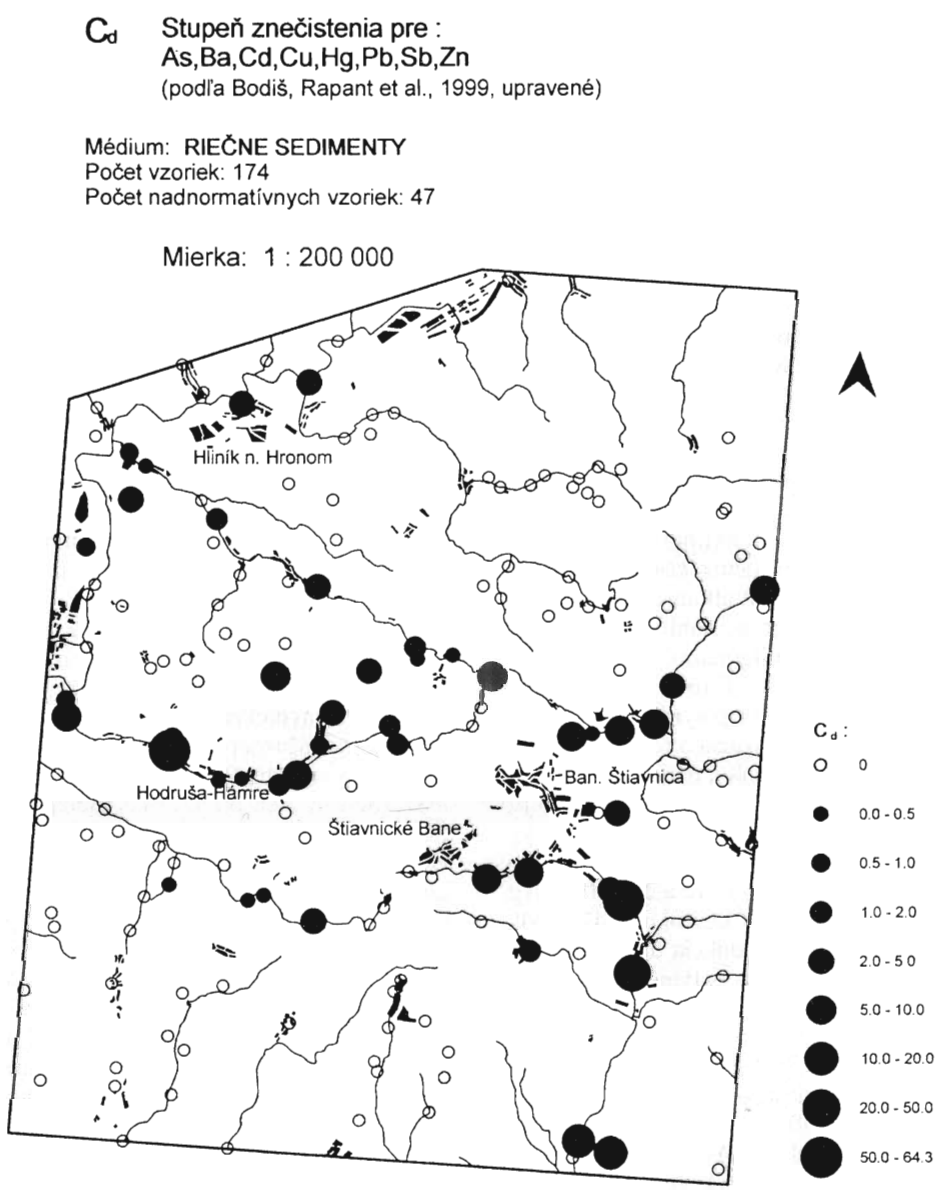
Z hľadiska makrokomponentov najvýraznejšie vzrástol obsah síranov s maximom do 700 $mg.l^{-1}$, pričom prírodný fón oblasti je pod 100 $mg.l^{-1}$.Obsah rudných prvkov – – Fe, Mn, Al, Pb, Zn, Cu, Co, As a Cd – vo vode aj v sedimentoch býva aj násobkom fónového obsahu, často je až o niekoľko rádov vyššie. Napríklad priemerný ročný výnos Zn vodou VDŠ do Hrona a je vyše 75 t (Klukanová et al., 1998).

Relatívne priaznivými kvalitatívnymi vlastnosťami sa v širšom okolí Banskej Štiavnice vyznačuje podzemná voda horských oblastí budovaných neovulkanitmi, granitoidmi a karbonátmi. Jej kvalita je limitovaná zvýšeným obsahom kovov, najmä Pb, Zn, Cu, Al a síranov v miestach výskytu sulfidickej mineralizácie (Rapant, 1995). Oveľa nepriaznivejšia je kvalita antropogénne kontaminovanej vody v sedimentoch neogénu a kvartéru susednej Žiarskej kotliny (zvýšený obsah NO_3, Cl, Fe, NH_4). Obdobná situácia je aj v kvalite povrchových vôd, ale povrchové vody podhorských oblastí už nesú badateľnejšie znaky antropogénneho znečistenia (napr. približne dvojnásobný rast obsahu dusičnanov).

Po banskej činnosti zostalo v sledovanej oblasti veľa háld rozličnej veľkosti, ktoré už sčasti pokrýva vegetácia a sčasti mestská zástavba (Banská Štiavnica, Banská Hodruša, Štiavnické Bane). Ďalšiu časť tvoria produkty nedávnej aj súčasnej banskej činnosti. Sú to sypané haldy (Nová šachta, baňa Rozália, šachta Zikmund a štyri odkaliská (Sedem žien pri Banskej Belej, Lintich v Banskej Štiavnici, Suchý tajch v Štefultove a odkalisko v Banskej Hodruši) s jemnozrnným materiálom po úprave rúd. Sedimenty odkalísk sa vyznačujú anomálnou distribúciou ťažkých kovov a niektorých ďalších prvkov, ktorých obsah dosahuje hodnotu 0,0X až 0,X % Cu, 0,X % Pb, Zn, okolo 1 % Mn, prvé desiatky $mg.kg^{-1}$ As, Cd, Sb a jednotky (výnimočne až desiatky – Suchý tajch) $mg.kg^{-1}$ Ag. Pomerne značná bioprístupnosť hlavne Cu, Cd, Pb, Zn a Mn (až do 80 % celkového obsahu) je potenciálnou hrozbou kontaminácie okolia týmito kovmi. Mohlo by sa tak stať napr. formou prašného spádu pri neprekrytí povrchu odkalísk intaktnou vrstvou alebo ťažbou sedimentov odkalísk na stavebné účely (Lintich).

Popri haldách a odkaliskách je veľkým zdrojom kontaminácie aj niekoľko sto skládok komunálneho odpadu rozličnej veľkosti a hrúbky (nie viac ako 10 m), ktoré sa v sledovanej oblasti vyskytujú. Koncentrujú sa v nich prvky alebo chemické látky, ktoré rôznymi cestami prechádzajú do prírodného prostredia.

Vplyv zrudnenia, úpravy rúd a inej antropogénnej činosti v širšom okolí Banskej Štiavnice dokumentuje aj anomálna distribúcia kovov a iných toxických prvkov v riečnych sedimentoch. V oblasti potoka Štiavnica, v Hodrušskom a Vyhnianskom potoku sa ich obsah v niektorých vzorkách pohybuje v jednotkách, ojedinele v desiatkach $mg.kg^{-1}$ (Ag, Hg, Sb, Sn), v desiatkach, ojedinele nad 100 $mg.kg^{-1}$ (As, Cd), v stovkách až tisícoch $mg.kg^{-1}$ (Cu, Pb, Zn, Mn), pri Zn a Mn ojedinele nad



Prvky	As	Ba	Cd	Cu	Hg	Pb	Sb	Zn
Normatívne hodnoty ($mg.kg^{-1}$)	30	1000	5	100	2	150	10	500

Obr. 2. Mapa stupňa znečistenia (C_d) pre As, Ba, Cd, Cu, Hg, Pb, Sb, Zn v riečnych sedimentoch oblasti štiavnicko-hodrušského rudného obvodu a jeho bezprostredného okolia (podľa Bodiša a Rapanta et al., 1999). Čiernymi krúžkami rôznej veľkosti sú vyjadrené všetky hodnoty prekračujúce minimálne v jednom ukazovateľovi normatívnu hodnotu B obsahu prvku podľa Rozhodnutia MP SR č. 531/1994-540 o najvyšších prípustných hodnotách škodlivých látok v pôde a o určení organizácií oprávnených zisťovať skutočné hodnoty týchto látok.

Fig. 2. Map of the contamination degree (C_d) for As, Ba, Cd, Cu, Hg, Pb, Sb, Zn in sream sediments of the Banská Štiavnica – Banská Hodruša ore district and its close surroundings (after Bodiš & Rapant et al., 1999). Black circles of various sizes represent all values exceeding at least one indicator of the normative B-value of the element content with respect to the Decision of the Ministry of the Environment of the Slovak Republic number 531/1994-540 concerning the highest allowed values of harmful compounds in soil and licensing process of organizations authorized to determine the true values of these compounds.

1 %. Pri As, Cd, Cu, Pb a Zn sa zistilo prekročenie limitu B a C uvedeného rozhodnutia Ministerstva poľnohospodárstva SR (Pramuka in Otepka et al., 1993). Na obr. 2 je mapa stupňa znečistenia (C_d) pre As, Ba, Cd, Cu, Hg, Pb, Sb, Zn v riečnych sedimentoch oblasti zostrojená podľa údajov Geochemického atlasu SR (Bodiš, Rapant et al., 1999). Krúžky rozličnej veľkosti a intenzity vyjadrujú všetky hodnoty prekračujúce aspoň v jednom ukazovateli normatívnu hodnotu B obsahu prvku podľa Rozhodnutia Ministerstva poľnohospodárstva SR 531/1994-540 o najvyšších prípustných hodnotách škodlivých látok v pôde a o určení organizácií oprávnených zisťovať skutočné hodnoty týchto látok.

Jedným z najrozšírenejších negatívnych javov na území štiavnického stratovulkánu z hľadiska pôsobenia na životné prostredie je hydrotermálna premena hornín, ktorá postihuje takmer všetky neovulkanické horninové komplexy, najmä mineralizované neogénne vulkanické a subvulkanické horniny s obsahom pyritu do 5 %, ktoré sprevádzajú zrudnenie v štiavnicko-hodrušskom rudnom rajóne. Ide najmä o propylitizovaný andezit, granodiorit (žilná, resp. žilníkovoimpregnačno-žilná mineralizácia) a granodioritový porfýr (skarnovo-Cu-porfýrová mineralizácia), lokálne premenené až do štádia sekundárnych kvarcitov. Obsah rudných prvkov v povrchových východoch hornín lokálne dosahuje maximum prvé desiatky $mg.kg^{-1}$ (Ag, Sn) až 0,X % (Cu, Mn), resp. viac ako 1 % (Pb, Zn; Marsina, 1995).

Pre širšiu oblasť Banskej Štiavnice je charakteristická viariabilná prírodná rádioaktivita v závislosti od typu hornín. Relatívne nízka je pri andezite, naopak vysoká pri ryolite, ale aj v prípade hodrušského granodioritu. Obdobná je aj distribúca K (1,1 až 3,3 %, priemer hornín Slovenska je 1,61 %; Daniel et al., 1996), U (3,6 až > 7 $mg.kg^{-1}$ eU; priemer hornín Slovenska 3,31 $mg.kg^{-1}$ eU) a Th (10 až 15 $mg.kg^{-1}$ eTh; priemer hornín Slovenska je 9,4 $mg.kg^{-1}$ eTh). Oblasť sa vyznačuje nízkym až stredným radónovým rizikom (Čížek, 1995). Lučivjanský (1995) pri podzemných vodách oblasti udáva priemerné hodnoty U_{nat} = = 0,002 $mg.l^{-1}$ (priemer na Slovensku podľa typu zdroja je 0,003 až 0,005 $mg.l^{-1}$; Daniel et al., 1996), objemovej aktivity ^{226}Ra = 0,021 $Bq.l^{-1}$ (priemer na Slovensku okolo 0,05 $Bq.l^{-1}$) a objemovej aktivity ^{222}Rn = okolo 10 $Bq.l^{-1}$. Zvýšené hodnoty objemovej aktivity ^{222}Rn s maximom nad 100 $Bq.l^{-1}$ sa zistili na zlomovej línii v pruhu Močiar – Banská Belá – Banský Studenec a v granodioritových intruzívnych horninách okolia Banskej Hodruše a Vyhní.

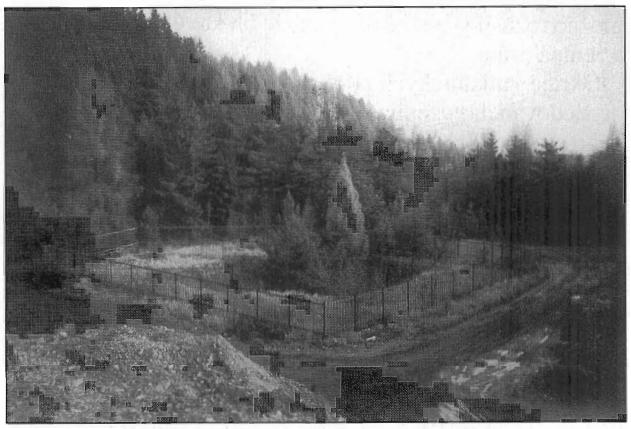
Inžinierskogeologické aspekty

Z geodynamických procesov krajinu najväčšmi ovplyvňujú **svahové deformácie**. Sú veľmi rozšírené, spôsobovali a každoročne spôsobujú veľké škody na zastavaných územiach a dopravnej sieti, vo veľkom rozsahu znehodnocujú aj poľnohospodárske a lesné pozemky. V území sa v závislosti od geologickej stavby, tektonického vývoja a sklonitosti reliéfu vyskytuje niekoľko typov svahových deformácií. V súlade s klasifikáciou Nemčok et al. (1974) možno rozlíšiť svahové deformácie blokového typu, zosuvy a zemné prúdy.

Okraje vulkanických pohorí smerom do kotlín (v prípade sledovaného územia ide napr. o severný okraj štiavnického stratovulkánu smerom do Žiarskej kotliny) porušuje sústava poklesov založených na poruchách gravitačnotektonického pôvodu. V dôsledku geologickej stavby (tvrdé, rigidné vulkanické horniny ležia na relatívne plastických ílovitých a slienitých sedimentárnych a vulkanickosedimentárnych horninách), fyzikálno-mechanických vlastností hornín a hydrogeologických pomerov tu vznikla typická gravitačná deformačná štruktúra, na ktorú sa viažu svahové gravitačné pohyby rozličného druhu, veku, vývojového štádia a aktivity. Od Trnavej Hory po Ihráč (Budiná 823 m n.m. po Kľačany 775 m n.m.) sa bloky pyroxenického andezitu kĺžu po telesách tufitického ílovca a siltovca. Od Bzenice, na V od kóty Poľana (734 m n.m.), až po Prochotský potok smerom na Hornú Ždaňu sa vyskytujú svahové deformácie blokového typu v kombinácii so zosuvmi.

Faktorom podporujúcim vznik svahových deformácií je výskyt vulkanických hornín, najmä tufu a pemzového tufu v podloží lávových telies, ktoré rýchlo zvetrávajú, preto sú veľmi nestabilné. Vyskytujú sa na V od Horných Hámrov na kóte Horný Pajer (633 m n.m.), na V od Hrebeňovej hory (548 m n.m.), na kóte Plieška (795 m n. m.), pri Močiari, na východných svahoch Repišťa nad dolinou Teplá pri Sklených Tepliciach.

V štiavnicko-hodrušskom regióne sú zosuvy charakteristické pre oblasti intenzívnych hydrotermálnych premien, kde sa vytvorili argilitizované zóny (Pivovarská dolina, svahy nad Dolným a Horným Hodrušským jazerom, severný svah pod Kalváriou pri Banskej Štiavnici. Pri Banskej Štiavnici sa v podloží komplexu efuzívnych hornín vyvinuli vulkanickosedimentárne komplexy (tzv. červenostudnianske súvrstvie) a v rámci efuzív (vertikálne aj laterálne) rozsiahle pásma degradovaných hornín typu argilitov. Obidva typy geologickej štruktúry sú náchylné na vznik svahových deformácií blokového typu. Vyskytujú sa v blízkosti Cukmantla, na úpätí Paradajzu a na západných svahoch Šobova. Z typologického hľadiska vývoja svahových deformácií blokového typu tu možno hovoriť o iniciálnom štádiu vývoja blokových polí, keď ich reprezentujú morfologicky výrazné separované bloky vulkanických hornín. Bloky sú veľké 100–150 m a hrubé okolo 12 m. V predpolí separovaných blokov sa vyvinuli zosuvy, v ktorých „plávajú" bloky vulkanických hornín prekryté ílovitou hlinou v hrúbke 2–4 m. Najväčší plošný a jediný aktívny zosuv je na S od Kalvárie. Je dlhý takmer 1 km a široký 400 m. Ďalší výrazný plošný – dočasne pokojný – zosuv je na západných svahoch Šobova. Je široký takmer 800 m, dlhý 400 m a jeho zosunutá masa je hrubá 15–20 m. Šmykové plochy tohto zosuvu sú veľmi nezreteľné. Podobný charakter má i zosuv na východných svahoch Cukmantla. Na styku obidvoch opísaných zosuvov je pásmo povrchového plazenia svahovej (deluviálnej) hliny s hrúbkou gravitačne zosunutej masy 2–4 m. Podobnej povahy je aj nevýrazné pásmo „popoliezania" svahoviny (typu „plazenie") nad kótou Špitálske, 300 m



Obr. 3. Prepadlisko po starej šachte pod Weiden štôlňou – žila Terézia.
Fig. 3. Ditch after an old collapsed shaft bellow the Weiden tunnel – Terézia vein.

na Z od sídliska Drieňová. Bezprostrednou príčinou vzniku zosuvných procesov, najmä iniciálneho štádia vývoja blokových polí, je neotektonický režim, spätý s rozvojom riečnej siete a s formovaním dolín, ako aj silná degradácia podložných vulkanických hornín.

V sz. časti Vyhní na svahu na SV od pivovaru Steiger pri štátnej ceste III. triedy z Bzenice do Banskej Štiavnice je nestabilné skalné ryolitové bralo, ktoré ohrozovalo štátnu cestu, elektrické vedenie vysokého napätia, plynovod i objekty pivovaru. Bralo je tektonickými pohybmi a zvetrávaním silne porušené a rozpukané do polyédrických a kosouhlých blokov náchylných na vypadávanie a rútenie. V decembri 1997 bola v lokalite vyhlásená mimoriadna situácia. V tejto súvislosti bolo zrušené parkovisko na úpätí svahu pod bralom a premávka na štátnej ceste bola striedavo jednosmerne obmedzená svetelnou signalizáciou. Vlastná technická sanácia skalného brala sa vykonala v jeseni 1999 a tvorilo ju očistenie skalnej steny od uvoľnených úlomkov, prikotvenia najviac predisponovaných častí brala a vyplnenie otvorených trhlín betónovou zmesou. Najporušenejšie časti steny sa stabilizovali striekaným betónom a sieťovinou.

So svahovými deformáciami úzko súvisia **zamokrené územia**. Ide o územia s nadbytkom vlahy zo zrážok alebo z podzemnej vody vo veľmi malej hĺbke pod povrchom. K vzniku takýchto území vedie prítomnosť ílu alebo ílovitej hliny na povrchu, ktoré znemožňujú infiltráciu vody, spôsobujú jej stagnáciu a to vedie k trvalému zamokreniu územia. Zamokrené územia sú takmer na všetkých väčších zosuvoch.

Zrážková voda a povrchové toky každoročne splachujú veľké množstvo poľnohospodárskej a lesnej pôdy. V kritických prípadoch to býva 10–16 t na ha ornej pôdy ročne. Pre zásahy človeka do prírodných pomerov (obrábanie pôdy, odlesňovanie, veľké stavebné úpravy, globálne klimatické zmeny atď.) objem oderodovaného materiálu narastá. **Erózia** postihuje najmä jemnozrnné deluviálne sedimenty v nadloží neogénnych súvrství a vo veľkej miere aj zosuvné delúviá. Plošná erózia sa viaže na poľnohospodársky obrábané kotlinové časti územia so sklonom nad 5°. Pri intenzívnych zrážkach môže plošná erózia prerásť do výmoľovej erózie veľkých rozmerov. Dôkazom sú intenzívne porušené územia v Žiarskej kotline, napr. na S od Lovčice, Hornej Ždane a Dolnej Trnávky. Pri výdatných zrážkach v centrálnej mestskej zóne Banskej Štiavnice je intenzívny plošný splach z priľahlých svahov. Materiál sa kumuluje v najnižšie položených častiach územia a po dehydratácii spôsobuje prašnosť. Plošná erózia je dôsledkom nesprávne orientovanej a nedostatočne funkčnej kanalizačnej siete, ako aj nesprávneho trasovania (smerovo aj sklonom) komunikácií. Negatívnu úlohu pritom má i intenzívne asfaltovanie komunikácií bez kanalizačnej siete v morfologicky exponovanej časti územia, ktoré zvyšuje rýchlosť pohybu povrchovej vody a iniciuje rozvoj plošnej erózie.

Premeny vulkanických hornín spôsobujú, že inak výborná základová pôda i kvalitný stavebný materiál získavajú z inžinierskogeologického hľadiska úplne odlišné vlastnosti. Pevnosť sa pohybuje od 150 MPa pri zdravom andezite, po 1,5 MPa pri zvetranom. Najmä silne premenené druhy hornín typu argilitov nadobúdajú v styku s vodou povahu vysokoplastickej hliny, a preto zapríčiňujú problémy pri výstavbe alebo negatívne vplývajú na už hotové stavby. Silne premenený andezit, neogénny íl a delluviálna prípadne aj fluviálna ílovitá hlina podliehajú **objemovým zmenám** pri zmene vlhkosti a teploty. Takéto horniny po odkrytí veľmi rýchlo zvetrávajú, pri styku s vodou napučiavajú, kašovatejú a strácajú pevnosť. Po vysušení sa zmršťujú, na ich povrchu vznikajú hlboké praskliny a tie uľahčujú prístup vody a vzduchu hlbšie do masívu.

Neotektonické pohyby majú v sledovanom území klesajúcu tendenciu. V Štiavnických vrchoch a Pohronskom Inovci dosahuje rýchlosť poklesov maximálne 0,5 mm za rok. S recentnými tektonickými pohybmi súvisí aj seizmicita územia. Na sledovanom území nie je doložené nijaké zemetrasné ohnisko. Seizmická aktivita sa pohybuje v rozsahu **4–6**° MSK.

O prejavoch **podrúbania** na povrchu územia, resp. o jeho účinkoch na povrchové objekty niet veľa dokladov a chýbajú najmä historické údaje. Z ústnej tradície obyvateľstva je známych viac prípadov porušenia rodinných domov najmä v oblasti Štiavnických Baní, Banskej Belej a v Banskej Štiavnici. Poruchy na stavbách vznikajú aj v súčasnosti, ale priamou príčinou nebýva podrúbanie, ale kombinácia prírodných a antropogénnych faktorov, pričom podrúbanie je iba jedným z nich. V štúdii o vplyvoch banskej činnosti na povrchové objekty v banskoštiavnickom revíre (Vereš a Bayer in Vlčko, 1992), ktorá je jedinou svojho druhu a doteraz slúži pri územnom plánovaní, autori rozlíšili tri kategórie územných celkov podľa hĺbky podrúbania (I. 70–120 m, II. 40–70 m a III. 0–40 m). Z hľadiska stability povrchových objektov je najdôležitejšia III. kategória, označovaná ako „pre povrchové objekty veľmi nebezpečná oblasť". V roku 1967 sa v nej nachádzalo 80 objektov.

Okrem priameho nepriaznivého účinku na objekty sa vplyv podrúbania prejavil aj na povrchu územia vznikom radu poklesov až otvorov. Vznikajú náhle a najčastejšie sú lievikovitého tvaru. Oveľa významnejšie sú aktívne

prejavy subsidencie povrchu územia na žile Terézia (obr. 3). Podobný jav sa pozoroval aj na komunikácii vedúcej od rybníka Červená studňa smerom na rybník Rozgrund, ktorá v dôsledku banskej činnosti v plytkých horizontoch podrúbania permanentne klesá.

Záver

Geologické prostredie na jednej strane vytvára kvalitatívne rôznorodé podmienky na technické zásahy (stavby, zárezy, ukladanie odpadu, čerpanie podzemnej vody a pod.) a na druhej ho takéto zásahy ovplyvňujú a pretvárajú, a to často do takej miery, že ohrozuje vlastné technické dielo i krajinné a životné prostredie v širšom okolí. Kým prvú stránku problematiky si inžinierska geológia aj pri územnom plánovaní všíma už dávnejšie, druhá stránka vystupuje do popredia až v ostatnom období.

Vstupné údaje o geologickom prostredí sa spracúvajú a postupne transformujú tak, aby výstupná informácia naplno uspokojila nároky územného plánovania a projektovania. Pri analýze vstupných informácií o geologickom prostredí treba sledovať cieľ využívania informácie. V našom prípade to znamená vyberať informácie poskytujúce reprezentatívny obraz s dostatočnou výpovednou hodnotou o geologickom prostredí, pretože majú byť súčasťou komplexných územno-technických podkladov o tej časti krajiny, ktorá je predmetom riešenia územnoplánovacej dokumentácie.

Podmienky environmentálnej únosnosti územia sa musia premietnuť do všetkých foriem územnoplánovacej činnosti. V súčasných trhových ekonomických podmienkach treba plánovať krajinu a riadiť územný rozvoj s využitím rozličných podporných nástrojov (napr. metodických postupov navrhnutých na podporu analýz a hodnotenia stavu v krajine a jej efektívneho využívania) a na základe čo najväčšieho počtu relevantných údajov. Významnou súčasťou komplexného hodnotenia krajiny sú aj údaje o stave geologického prostredia. Čitateľnosť mapových dokumentov o geologickom prostredí, kvantitatívne údaje o obsahu chemických prvkov a zložiek pri stanovovaní limitov únosnosti v abiotických zložkách (voda, pôda, sedimenty), ako aj ďalšie výstupy environmentálneho geologického výskumu a prieskumu sú významným podkladom pri tvorbe odporúčaní na využívanie istého územia v rámci územnoplánovacej činnosti.

Z prehľadu prác a ich výsledkov je zrejmé, že preskúmanosť abiotickej zložky životného prostredia banskoštiavnickej oblasti je pomerne dobrá a zužitkovateľná aj pri územnom plánovaní a urbanistickom hodnotení krajiny. K dispozícii sú bohaté bázy kvalitatívnych aj kvantitatívnych dát, ktoré sa už využili aj pri rekonštrukcii historického jadra Banskej Štiavnice (obr. 4). Popri existujúcich výstupoch vo forme základných a špeciálnych máp je možno na základe týchto údajov prakticky „na mieru tvoriť" účelové bázy dát a syntetické mapy rozličnej mierky. Ako príklad možno uviesť mapu geoenvironmentálnych rizík štiavnicko-hodrušskej oblasti, ktorá sa v súčasnosti pripravuje v rámci projektu Metalogenetické hodnotenie územia Slovenskej republiky (Lexa, 1998) a má hlavne

Obr. 4. Centrum Banskej Štiavnice počas rekonštrukčných prác.
Fig. 4. The Banská Štiavnica city center during the reconstruction works

plošne a bodovo zobraziť všetky nepriaznivé fenomény súvisiace so zrudnením, ťažbou a úpravou rúd v tejto oblasti.

Literatúra

Bodiš, D., Rapant, S., Khun, M., Klukanová, A., Lexa, J., Mackových, D., Marsina, K., Pramuka, S. & Vozár, J., 1999: Geochemický atlas Slovenskej republiky, časť Riečne sedimenty. *GSSR, 145.*

Čížek, P., 1995: Prirodzená rádioaktivita a radónové riziko Žiarskej kotlilny a banskoštiavnickej oblasti. *Zborník prednášok z pracovného seminára. Žiar nad Hronom, máj 1995. GÚDŠ, 29–33.*

Čurlík, J. & Šefčík, P., 1999: Geochemický atlas Slovenskej republiky, časť Pôdy. *Výsk. úst. pôdoznalectva a ochrany pôdy. 99.*

Daniel, J., Lučivjanský, L., Stercz, M., Donát, A., Hók, J., Kováč, P., Lehotská, E., Marsina, K., Mašlárová, I., Novotný, L., Tulis, J. & Vágó, Z., 1996: Geochemický atlas Slovenska, časť Prírodná rádioaktivita hornín. *GSSR, 88.*

Forgáč, J. & Streško, V., 1999: Znečistenie pôdy v aluviálnej oblasti Štiavnického potoka. *Mineralia Slov., 31, 117–130.*

Forgáč, J., Streško, V., Šošák, L. & Šimonovičová, A., 2000: Biologická akumulácia ťažkých kovov v silne znečistenej pôde v aluviálnej oblasti Štiavnického potoka. *Mineralia Slov., 32, 103–108.*

Hrdina a kol., 1994: Koncepcia územného rozvoja Slovenska. Aurex, MŽP SR, Bratislava.

Klukanová, A., Krippel, M., Ondrášik, M., Jánová, V., Kováčiková, M., Hrašna, M., Letko, V., Matys, M., Vlčko, J & Lukaj, M., 1993: Čiastkový monitorovací systém geologických faktorov životného prostredia SR. *Manuskript, čiastková záverečná správa. ŠGÚDŠ – archív, Bratislava, 1993, 1998.*

Klukanová, A., Rapant, S., Bodiš, D., Liščák, P., Kováčiková, M., Kováčik, M. & Jánová, V., 1995: Metodika hodnotenia geologického prostredia pre územný plán a urbanizmus. *GÚDŠ, Bratislava, 91.*

Klukanová, A., Wágner, P., Iglárová, Ľ., Ondrášik, M., Jánová, V., Liščák, P., Matys, M., Vlčko, J., Kováčiková, M., Hrašna, M., Bodiš, D., Moczo, P., Frankovská, J., Rapant, S., Jelínek, R., Pauditš, P., Petro, Ľ., Polaščinová, E., Kováčik, M., Schere, S., Kristeková, M., Labák, P., Dananaj, I., Spišák, Z., Jadroň, D., Vybíral, V., Holzer, R., Malgot, M., Baliak, F., Jánoš, J., Gajdoš, V., Letko, V. & Míka, R., 1998: Čiastkový monitorovací systém geologických faktorov životného prostredia Slovenskej republiky, stav k 31. 12. 1997, čiastková záverečná správa. *Manuskript – GSSR, Bratislava.*

Klukanová, A., Iglárová, Ľ., Wágner, P., Ondrášik, M., Jánová, V., Matys, M., Vlčko, J., Kováčiková, M., Hrašna, M., Bodiš, D., Moczo, P., Smolárová, H., Antal, J., Ayele, T., Cipciar, A., Dananaj, I., Durmeková, T., Frankovská, J., Helma, J., Holzer, R., Jadroň, D., Jelínek, R., Kišová, M., Maas, P., Matejček, A., Míka, R., Labák, P., Letko, V., Liščák, P., Pauditš, P., Petro, Ľ., Polaščinová, E., Rapant, S., Rozimant, K., Scherer, S., Slaninka, I., Socha, I., Vanko, J., Vybíral, V &

Záhorová, Ľ., 2000: Čiastkový monitorovací systém geologických faktorov životného prostredia SR, stav k 31. 12. 1999. Čiastková záverečná správa. *GSSR, Bratislava.*

Lexa, J., 1998: Metalogenetické hodnotenie územia SR. Projekt geologickej úlohy. *ŠGÚDŠ Bratislava.*

Líšková, M., Lintnerová, O. & Pauditš, P., 1999: Acidifikácia prostredia na odkalisku Sedem žien pri Banskej Štiavnici. *Mineralia Slov., 31, 131–142.*

Lučivjanský, L., 995: Prírodná rádioaktivita vôd Žiarskej kotliny a banskoštiavnickej oblasti. Zborník prednášok z pracovného seminára, máj 1995, Žiar nad Hornom. *GÚDŠ, Bratislava, 35–44.*

Maňkovská, B., 1996: Geochemický atlas Slovenskej republiky, časť Lesná biomasa. *GSSR, Bratislava, 87.*

Marsina, K., 1995: Mapa geochemickej reaktivity hornín Žiarskej kotliny a banskoštiavnickej oblasti v mierke 1 : 50 000. *Zborník prednášok z pracovného seminára, máj 1995, Žiar nad Hronom. GÚDŠ, Bratislava, 19–23.*

Marsina, K., Bodiš, D., Havrila, M., Janák, M., Káčer, Š., Kohút, M., Lexa, J., Rapant, S. & Vozárová, A., 1999: Geochemický atlas Slovenskej republiky, časť Horniny. *GSSR, Bratislava, 135.*

Onačila, D., Lexa, J., Marsina, K., Rojkovičová, Ľ., Káčer, Š., Hojstričová, V., Žáková, E., Štohl, J., Konečný, V., Nemčok, M., Koděra, P., Konečný, P., Repčok, I., Hurai, V., Háber, M., Jeleň, S. & Maťo, Ľ., 1995: Metalogenetický model a prognózne zhodnotenie centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. *Záverečná správa – manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív.*

Otepka, J. a kol., 1993: Súbor regionálnych máp geofaktorov regiónu Žiarskej kotliny a banskoštiavnickej oblsti v mierke 1 . 50 000. *Záverečná správa–manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív.*

Pramuka, S., 1993: Geochemickoekologická mapa regiónu Žiarskej kotliny a banskoštiavnickej oblasti v mierke 1 : 50 000. Čiastočná záverečná správa. In: J. Otepka a kol., 1993: Súbor regionálnych máp geofaktorov regiónu Žiarskej kotlliny a banskoštiavnickej oblasti v mierke 1 . 50 000. *Záverečná správa–manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív. 68.*

Rapant, S., 1995: Mapa kvality prírodných vôd Žiarskej kotliny a banskoštiavnickej oblasti v mierke 1 · 50 000. Zborník prednášok z pracovného seminára, mája 1995, Žiar nad Hornom. GÚDŠ, Bratislava, 19–23.

Rapant, S., Vrana, K. & Bodiš, D., 1996. Geochemický atlas Slovenskej republiky, časť Podzemná voda. *GSSR, 127 s.*

Šucha, V., Kraus, I., Zlocha, M., Streško, V., Gašparovičová, M., Lintnerová, O. & Uhlík, P., 1997: Prejavy a príčiny acidifikácie v oblasti Šobova (Štiavnické vrchy). *Mineralia Slov., 29, 407–416.*

Šottník, P. & Šucha, V., 1999: Možnosti úpravy kyslých banských vôd z lokality Šobov v Štiavnických vrchoch pomocou pasívneho bioreaktora. Seminár Geochémia 1999. *Zborník referátov. PriF UK, GSSR, Bratislava, 72–73.*

Vlčko, J et al., 1992: Účelová inžinierskogeologická mapa Banskej Štiavnice. *Manuskript. ŠGÚDŠ – archív.*

Mineralia Slovaca, 33 (2001), 243–251

Geotermálne vody banskoštiavnického regiónu a možnosti ich získavania

ANTON REMŠÍK[1], DALIBOR MAĎAR[2], VLASTIMIL KONEČNÝ[1], MIROSLAV KRÁL[3], JÁN ŠEFARA[5], TOMÁŠ GRAND[4] a KAROL WEIS[2]

[1]Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
[2]Esprit, spoločnosť s r. o., Pletiarska 2, 969 27 Banská Štiavnica
[3]Thermex, Svätoplukova 12, 902 01 Pezinok
[4]Koral, spoločnosť s r. o., Sládkovičova 5, 052 40 Spišská Nová Ves
[5]Katedra aplikovanej a environmentálnej geofyziky Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

(Doručené 7. 5. 2001)

Geothermal waters of the Banská Štiavnica region and possibilities of their obtaining

Based on evaluating and complex geological works the contribution present results of interpretation of the geological and structure-tectonic of the pre-Tertiary basement, of the course of the geothermic field, evaluation of the occurrence, extension and structures of geothermal waters and alsoideas about possibilities of obtaining new sources of geothermal waters in the region.

Key words: Map of the pre-Tertiary of basement, geothermic field, geothermal waters, new sources

Úvod

Územie banskoštiavnického regiónu má rozlohu 378 km^2, z administratívneho hľadiska patrí do Banskobystrického kraja a zaberá v ňom celé územie okresu Banská Štiavnica, východnú časť okresu Žarnovica a južnú okresu Žiar nad Hronom. Geomorfologicky ide o centrálnu časť Štiavnických vrchov a geologicky o centrálnu časť stredoslovenských neovulkanitov.

V príspevku vychádzame z výsledkov prác vykonaných v etape regionálna geológia pod názvom *Región Banská Štiavnica – prognózy minerálnych a termálnych vôd pre kúpeľníctvo, rekreáciu a cestovný ruch,* ktoré v roku 1998 realizoval Esprit, spoločnosť s r. o., Banská Štiavnica. Geologické a hydrogeologické práce v kooperácii zabezpečovala GSSR (od 1. júna 2000 ŠGÚDŠ) v Bratislave. Obsahom geologických prác bola najmä reinterpretácia predchádzajúcich meraní, doplnkové geofyzikálne merania VES (jv. časť územia), hodnotenie geologicko-tektonickej stavby územia, geotermických (teplotné a tepelné pole) a hydrogeologických pomerov (výskyt, rozšírenie, štruktúra a prognózne množstvo minerálnej a geotermálnej vody), analýza chemického zloženia a akosti vody, ako aj návrh na vykonanie ďalších prác (zameraných na hľadanie nových zdrojov geotermálnej vody). Práce nadviazali na výsledky predchádzajúceho hydrogeologického prieskumu, najmä Klíra (1960, 1964), Struňáka (1965, 1969), Orvana (1966, 1967), Škvarku (1967), Lukaja et al. (1983) a Klaga et al. (1988).

Pre mladé neovulkanické oblasti je charakteristická vyššia geotermálna aktivita a pri priaznivých hydrogeologických pomeroch aj výskyt zdrojov geotermálnej vody. Takéto črty región, ktorým sa zaoberáme, má. Vhodné podmienky na tvorbu a akumuláciu geotermálnej vody predstavuje hlavne výskyt telies triasových dolomitov a vápencov (karbonátov) vo vnútrokarpatských tektonických jednotkách, ktoré sú v podloží terciérnych alebo neovulkanických hornín a plnia úlohu geotermálnych zvodnencov. Silná tektonická exponovanosť územia sa prejavuje ako zložitý systém zlomov, puklín a poruchových pásiem, ktoré tvoria cesty na obeh alebo transport geotermálnej vody v horninovom prostredí.

Náš príspevok dáva stručnú odpoveď na otázku, aké kvalitatívne a kvantitatívne charakteristické znaky má geotermálna voda a horninové prostredie v geologických podmienkach banskoštiavnického regiónu.

Výsledky geofyzikálneho prieskumu

Cieľom geofyzikálnych prác bolo spresniť poznatky o štruktúrno-tektonickej stavbe vulkanického komplexu a zostaviť morfoštruktúrnu tektonickú mapu predterciérneho podložia (± paleogén) a jeho litologického zloženia.

Naša interpretácia geologicko-tektonickej stavby sa opiera o reinterpretáciu archívnych geofyzikálnych meraní (hlavne gravimetria – plošné merania) a doplnkových geoelektrických meraní (24 VES AB do 4000 m, z toho jedna kontrolná) lokalizovaných na V a JV od centrálnej

vulkanickej zóny (chýbajú údaje o hĺbke predterciérneho podložia).

Interpretujeme tu prevažne štvorvrstvové až päťvrstvové geoelektrické prostredie typu kriviek KH až KHA, kde zväčša prvé dve geoelektrické vrstvy E_1 a E_2 (ρε 25–270 ohmm, ρ priem = 127 ohmm) zodpovedajú vrchnej až strednej vulkanickej stavbe (sarmat–báden – lávové prúdy, pyroxenické, amfibolicko-pyroxenické a bazaltoidné andezity, pyroklastiká). Tretia vrstva E_3 (ρε 11–50 ohmm, ρ priem = 23,8 ohmm) zodpovedá spodnej vulkanickej stavbe (báden – produkty amfibolicko-biotitických andezitov, pyroklastiká, tufy, pieskovce, siltovce, brekcie, lávové prúdy, propylitizované andezity). Štvrtá vrstva E_4 (ρε 130 – ∞ ohmm) je najmä v spodnej časti kalderovej výplne (intrúzie a ložné telesá kremitodioritového porfýru komplexu Baniska). Piatu vrstvu E_5 (ρ = ∞) interpretujeme ako predterciérne podložie (vápence, dolomity, pieskovce).

Po spracovaní gravimetrických dát a fyzikálnych vlastností hornín (vrátane vrtov) sme vulkanosedimentárny komplex na základe hustoty rozdelili do nasledujúcich piatich blokov:

Blok A – produkty sarmatského vulkanizmu (andezitové lávové prúdy, pyroklastiká) s priemernou prirodzenou hustotou 2,45 g.cm^{-3}.

Blok B – ryolitový komplex (lávové prúdy, pyroklastiká) na západnom a severnom okraji štiavnicko-hodrušského hrastu; priemerná prirodzená hustota 2,38 g.cm^{-3}.

Blok C – výplň kaldery (červenostudnianske súvrstvie) a studenecká formácia, prirodzená hustota 2,30–2,54 g.cm^{-3} (priemer 2,47 g.cm^{-3}), v závislosti od litológie hornín.

Blok D – horniny spodnej stratovulkanickej stavby; ich priemerná prirodzená hustota na okraji hrastu 2,65 g.cm^{-3}, v priestore kaldery 2,50–2,59 g.cm^{-3}, za kalderou (periféria) 2,42–2,27 g.cm^{-3} (pokles hodnôt od kalderového zlomu po periférii).

Blok E – komplex Baniska, kremitodioritové porfýry na báze spodnej stratovulkanickej stavby, priemerná prirodzená hustota 2,63 g.cm^{-3}.

Priemernú hustotu predterciérneho podložia sme stanovili na 2,67 g.cm^{-3}.

Pri určovaní reliéfu podložia sme definovali vstupný model na základe modelovania 2,5 D pozdĺž siete interpretačných profilov a bol doladený modelovaním 3D. Interpretovaná štruktúrno-tektonická schéma je komplexnou interpretáciou geofyzikálnych výsledkov (gravimetria + + VES) a ostatných informácií. Základné vymedzenie štruktúrnych prvkov kvalitatívne korešponduje s interpretáciou Fila et al. (1997). Z pohľadu kvantitatívnej interpretácie hĺbky predterciérneho podložia sa táto interpretácia odlišuje najmä v južnej časti územia za kalderovým zlomom (doplnkové merania VES).

Geofyzikálnou interpretáciou sme v reliéfe predterciérneho podložia vymedzili tieto štruktúry:

Hodrušsko-štiavnický hrast – elevácia podložia v centrálnej časti Štiavnických vrchov asymetrického tvaru so sklonom na JV obmedzená zlomami.

Kalderová depresia – výrazná depresná zóna podložia lemujúca hodrušsko-štiavnický hrast po celom obvode a z vonkajšej strany ohraničená kalderovým zlomom.

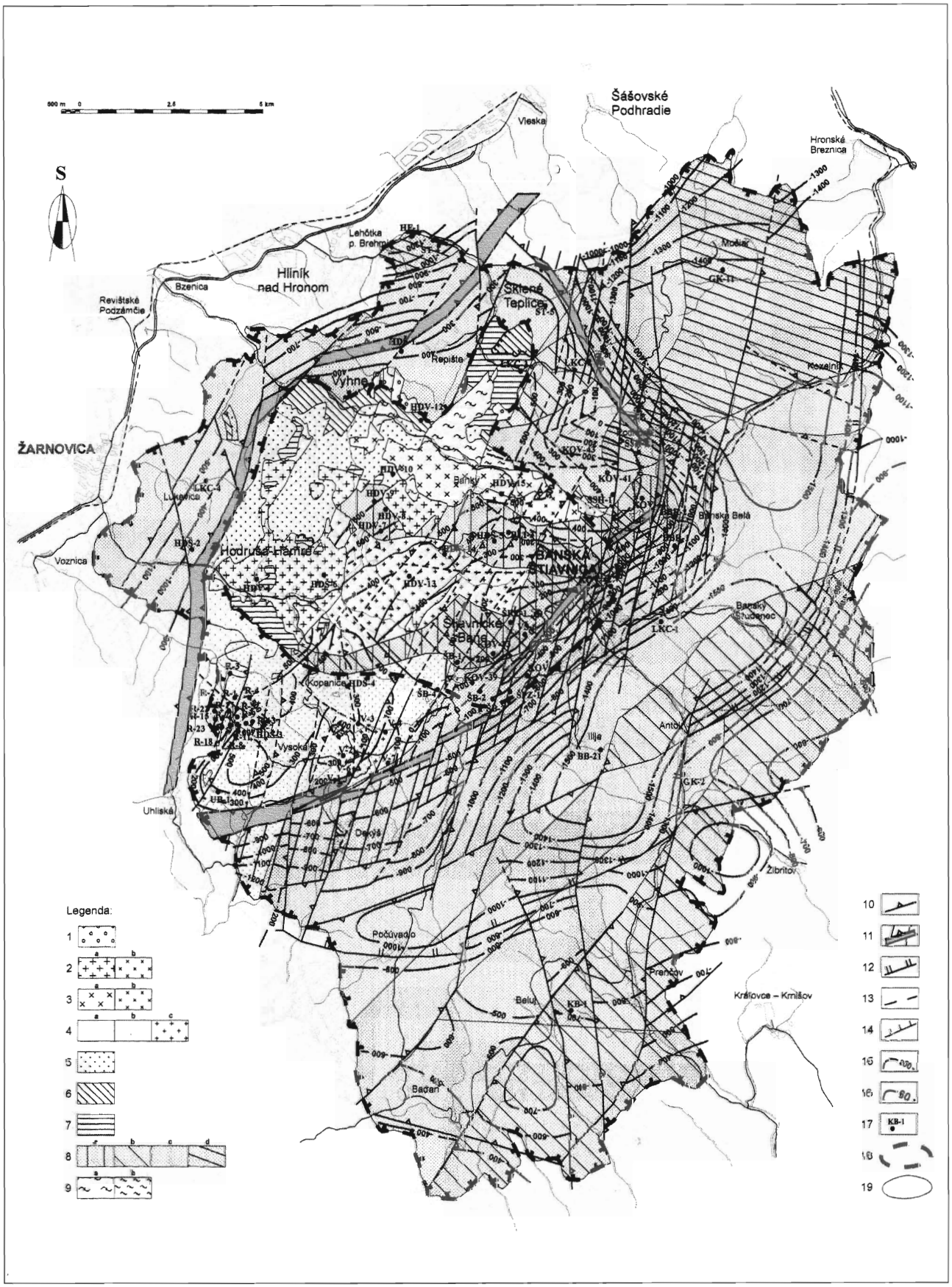
Medziblok Badan – Prenčov – Žibritov – oblasť na J, JV a V od kalderového zlomu s klesajúcim podložím do žibritovskej depresie (smerom na SV).

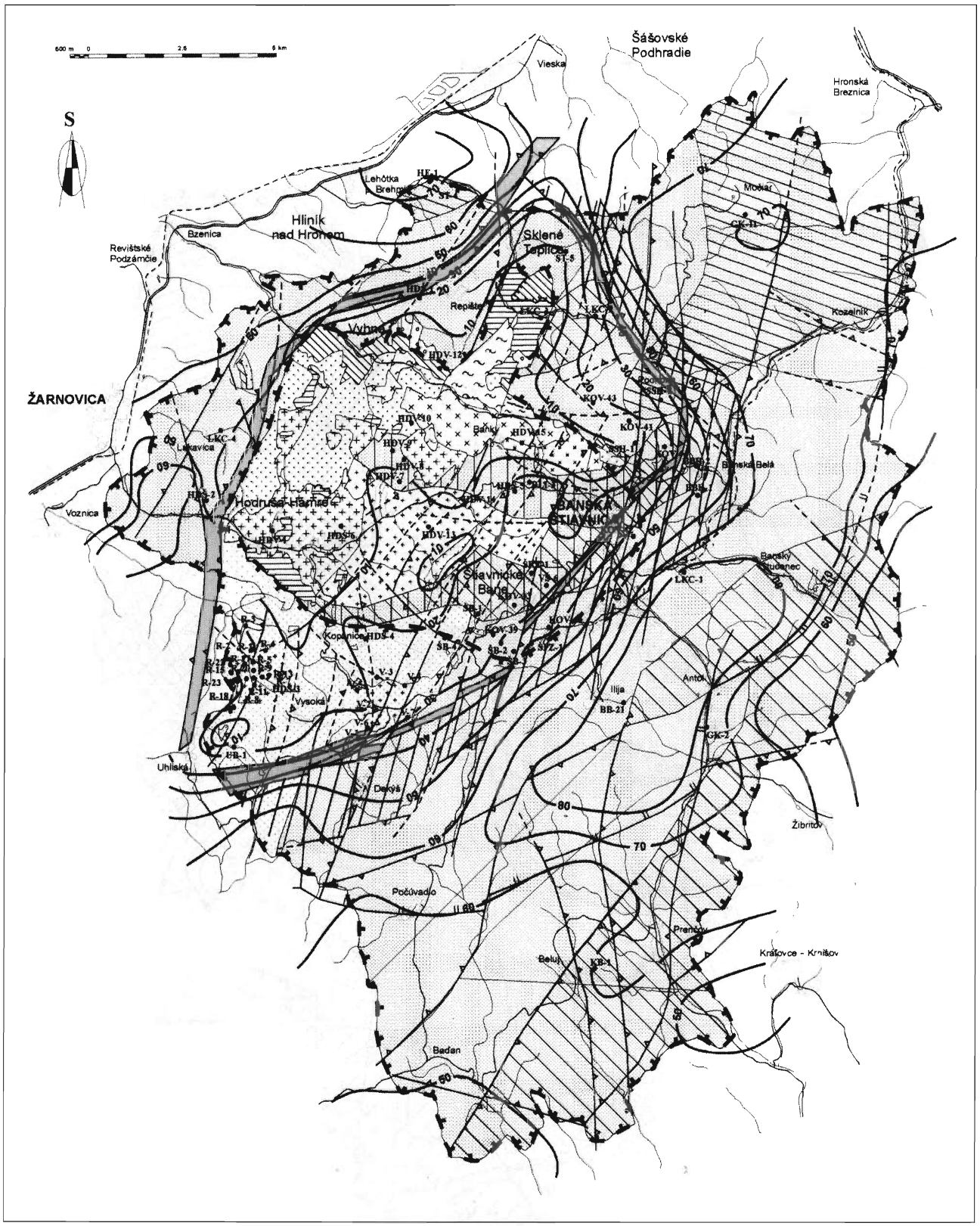
Geologicko-tektonické zloženie predterciérneho podložia vychádza z kvalitatívnej interpretácie mapy reziduálnych tiažových anomálií počítanej z OGM konvolučným filtrom (Griffin, R = 2 km) a z vrtov, ktoré dosiahli podložie. Na tomto základe možno v predterciérnom podloží vyčleniť nasledujúce oblasti:

- oblasť hodrušsko-štiavnického intruzívneho komplexu; granodiority,
- oblasť hodrušsko-štiavnického intruzívneho komplexu; diority,
- oblasť s výskytom mezozoických komplexov; pritom možno predpovedať oblasti s redukovanou hrúbkou

Obr. 1. Štruktúrno-tektonická mapa podložia neovulkanitov (centrálnej časti Štiavnických vrchov). Autori: D. Maďar, T. Grand, K. Weis, J. Šefara (geofyzika), V. Konečný (geológia), A. Remšík (rozšírenie zdrojov geotermálnej vody), 1998. 1 – paleogén (zlepence, pieskovce); 2–3 – neogénne intrúzie; 2 – granodiorit: a) na povrchu, b) v podloží; 3 – diorit: a) na povrchu, b) v podloží; 4–6 – šturecký príkrov: 4 – paleozoikum – karbón, perm (pieskovce, bridlice, zlepence): a) na povrchu, b) v podloží, c – v podloží preniknuté intrúziami; 5 – spodný trias (pieskovce, bridlice, kvarcity); 6 – stredný a vrchný trias (karbonátový vývoj); 7 – séria Veľkého boku (stredný trias – spodná kriedа, karbonátový vývoj); 8 – (nečlenené) zakryté mezozoikum: a) v nadloží granodioritu (kontaktne premenené), b) pravdepodobne v najmenšej hrúbke (len obal veporika), c) séria Veľkého boku, šturecký príkrov, silicikum (spolu), d) mezozoikum pravdepodobne v najväčšej hrúbke; 9 – kryštalinikum veporika: a) na povrchu, b) v podloží; 10 – zlomy indikované geofyzikou; 11 – zlomové pásmo indikované geofyzikou; 12 – kalderový zlom; 13 – predpokladané zlomy indikované geofyzikou; 14 – línia násunu; 15 – izolínia hĺbky predterciérneho podložia v m n. m. (len na obr. 1); 16 – geoizoterma na povrchu predterciérneho podložia v °C (len na obr. 2); 17 – vrt s označením; 18 – oblasť rozšírenia zdrojov geotermálnej vody; 19 – hranica hodnoteného banskoštiavnického regiónu. ▶

Fig. 1. Structural-tectonic map of the basement of neovolcanics (central part of the Štiavnické vrchy Mountains). Authors: D. Maďar, T. Grand, K. Weis, J. Šefara (geophysics), V. Konečný (geology), A. Remšík (location of the geothermal waters area), 1998. 1 – Paleogene (conglomerates, sandstones; 2–3 – Neogene intrusions; 2 – granodiorite: a) at surface, b) in substratum; 3 – diorite: a) at surface, b) in substratum; 4–6 – Šturec nappe; 4 – Paleozoic – Carboniferous, Permian (sandstones, shales, conglomerates): a) at surface, b) in substratum, c) in substratum pierced by intrusions; 5 – Lower Triassic (sandstones, shales, quartzites); 6 – Middle and Upper Triassic (carbonate development); 7 – Veľký bok Group (Middle Triassic – Lower Cretaceous, carbonate development); 8 – (undivided) covered Mesozoic: a) overlying granodiorite (contact metamorphic), b) probably in least thickness (only mantle of Veporicum), c) Veľký bok Group, Šturec nappe, Silicicum (undivided), d) Mesozoic probably in the greatest thickness; 9 – Veporicum basement: a) at surface, b) in substratum; 10 – faults indicated by geophysics; 11 – fault zone indicated by geophysics; 12 – caldera fault; 13 – assumed faults indicated by geophysics; 14 – thrust line; 15 – isoline of pre-Tertiary basement depth, altitude in m (only in Fig. 1); 16 – isotherm at pre-Tertiary basement surface in C (only in Fig. 1); 17 – borehole with label; 18 – geothermal water sources distribution area; 19 – boundary of the evaluated Banská Štiavnica region.


Šášovské Podhradie
Vieska
Hronské Breznica
S
Lehôtka p. Brehmi
Hliník nad Hronom
Bzenica
Revištské Podzámčie
Sklené Teplice
Repište
Vyhne
Kozelník
ŽARNOVICA
Lukavica
Banky
Banská Belá
Hodruša-Hámre
BANSKÁ ŠTIAVNICA
Voznica
Banský Studenec
Šiavnické Bane
Kopanice
Vysoká
Antol
Ilija
Uhliská
Dekýš
Žibritov
Počúvadlo
Prenčov
Královce – Krnišov
Beluj
Badan
Legenda:
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19



Obr. 2. Mapa teploty na predterciérnom podloží centrálnej časti Štiavnických vrchov. Autori. M. Král (geoizotermy), V. Konečný (geológia), D. Maďar, T. Grand, K. Weis, J. Šefara (geofyzika), A. Remšík (rozšírenie zdrojov geotermálnej vody), 1998. Vysvetlivky ako pri obr. 1.

Fig. 2. Map of the temperature at pre-Tertiary basement of the central part of the Štiavnica stratovolcano. Authors: M. Král (geoisotherms), V. Konečný (geology), D. Maďar, T. Grand, K. Weis, J. Šefara (geophysics), A. Remšík (location of the geothermal waters area), 1998.

(séria Veľkého boku) v bezprostrednom podloží vulkanosedimentárneho podložia) alebo oblasti s maximálnou hrúbkou (pravdepodobne so štureckým príkrovom v bezprostrednom podloží),
- oblasť s výskytom mladšieho paleozoika v podloží vulkanosedimentárneho komplexu.

Komplexnú syntézu geofyzikálnych výsledkov (gravimetria + VES), ako aj ostatných informácií predstavuje štruktúrno-tektonická schéma územia zostavená na základe kvalitatívnej interpretácie výsledkov modelovania gravimetrie a interpretácie VES.

Pri jej konštrukcii sme použili tieto zdroje informácií:
- kvantitatívna interpretácia hĺbky reliéfu predterciérneho podložia podľa gravimetrie,
- kvalitatívna a kvantitatívna interpretácia lineárnych prvkov (tektoniky) tiažového poľa (odvodené gravimetrické mapy),
- kvalitatívna interpretácia odkrytej gravimetrickej mapy,
- geologická interpretácia meraní VES,
- geologicko-štruktúrna schéma stavby centrálnej časti štiavnického stratovulkánu,
- geologické informácie z vrtov.

Štruktúrno-tektonická schéma, obsahujúca reliéf predpaleogénneho podložia, predpokladané zlomy v predterciérnom podloží indikované geofyzikou, hustotné nehomogenity a niektoré výraznejšie morfoštruktúrne fenomény v predpaleogénnom podloží spolu s interpretáciou geologicko-ektonickej stavby predterciérneho podložia a znázornením teplotného poľa tvorí základný plán na regionálne hydrogeotermálne hodnotenie územia (rozšírenie, štruktúry, množstvo geotermálnej vody, tepelno-energetický potenciál a pod.).

Geologicko-tektonická stavba územia so zreteľom na predterciérne podložie

Centrálna časť Štiavnických vrchov (Konečný et al., 1998) zahŕňa oblasť hodrušsko-štiavnického hrastu (s povrchovými východmi podložia a intruzívnych komplexov) a centrálne časti stratovulkanickej stavby vrátane kalderovej štruktúry (depresie). V oblasti hodrušsko-štiavnického hrastu vystupujú na povrch horniny podložia v nasledujúcom stratigrafickom poradí.

Najstarším elementom geologickej stavby je veporické kryštalinikum (ortoruly, tektonické brekcie, bridlice, vyhnianska drvená žula) známe z povrchu (medzi Sklenými Teplicami a Banskou Hodrušou, Kamenná dolina, Vyhnianska dolina, Klokoč a i.), ako aj z vrtov (ŠB-4, KOV-33, KOV-44, KOV-41, LKC-2). Horniny kryštalinika v týchto vrtoch nie sú v bezprostrednom podloží neovulkanitov, ale pod zvyškami mezozoických hornín.

Séria Veľkého boku – veporikum (spodný trias – alb) je v nadloží vyhnianskej drvenej žuly v úplnejšom vývoji v sv. časti hrastu (oblasť Sklených Teplíc). V strednej časti hrastu (oblasť Hodruše) je útržkovitá, nesúvislá, s neúplným vrstvovým sledom a v menšej hrúbke. Spodný trias zastupujú kvarcity lúžňanského súvrstvia a verfénske vrstvy. Vápencové, dolomitové telesá a rauwaky (stredný trias) sú tektonicky silno rozrušené, metamorfované (aj kontaktne), skarnizované a pomerne redukované. Karpatský keuper (vrchný trias – nór) zastupujú pestré bridlice, pieskovce, dolomity a evapority. Ružové vápence, rádiolarity a kremité vápence (stredný–vrchný lias) vystupujúce na južných svahoch Bukovca sú zbridličnatené. Slienité vápence a sliene (vrchná jura – spodná krieda) sú vrstvovité až doskovité. Tmavé bridlice, piesčité bridlice (alb) tvoria súvrstvie s prevahou ílovitých bridlíc.

Pokračovanie hornín série Veľkého boku v južnej a jv. časti hrastu v podloží štureckého príkrovu potvrdzujú vrty v oblasti Zlatna, Šementlova a vrt UB-1 Uhliská s hrúbkou hornín 550 m. Pri východnom a sv. okraji hrastu mezozoikum série Veľkého boku v nadloží kryštalinika zisťuje vrt LKC-2 a KOV-41. Pokračovanie mezozoika vo východnej časti územia (za kalderovým zlomom) potvrdzuje vrt GK-2 a GK-1, GK-4, GK-8 (mimo územia).

Hronikum (mladšie paleozoikum a mezozoikum štureckého príkrovu) vystupuje medzi Hodrušou a strednou časťou doliny Richnavy, ako aj v oblasti doliny Suchá Voznica a Zlatno. Mladšie paleozoikum v južnej časti hrastu tvorí nižnobocianske súvrstvie (hlavne pieskovce, zlepence) (vestfál – stefan) a malužinské súvrstvie, pieskovce, bridlice (autun, saxon, türing). V strednej časti hrastu sú na báze príkrovu spodnotriasové horniny benkovského súvrstvia (kremenné pieskovce, bridlice), v severnej časti v oblasti Vyhní a Sklených Teplíc (Bukovec) vápence a dolomity stredného triasu. Triasové dolomity a vápence zistil aj vrt ST-4 a ST-5 (oblasť Sklených Teplíc). Pokračovanie štureckého príkrovu v jz. časti hrastu v podloží neovulkanitov potvrdzujú vrty v oblasti Zlatna, Šementlova a vrt UB-1 Uhliská. Z oblasti Bukovca pravdepodobne pokračuje do sz. časti hrastu a aj smerom na Močiar (vrt GK-11) a do bacúrovskej depresie (vrt GK-8).

Vrtom KOV-39 a KOV-40 sa v jv. časti hrastu zistilo súvrstvie spodnotriasových hornín (bridlice, pieskovce, dolomity, evapority), ktoré Vozár (in Burian et al., 1968) zaradil do gemerika, ale novšie sa pokladá za silicikum (Konečný a Lexa, 1993). Na povrchu sa tieto horniny doteraz nezistili. Vrstvy kampilských ílovcov, prachovcov až pieskovcov z vrtu LKC-1 (Lukaj et al., 1983) nie sú presne zaradené (silicikum?, veporikum?).

Sedimenty paleogénu (konglomeráty, pieskovce) predstavujú iba nesúvislé relikty malej hrúbky (do 50 m) na denudovanom povrchu mezozoických hornín.

Mladšie horniny sú produktmi neogénneho vulkanizmu štiavnického stratovulkánu. Vulkanická stavba na Z a J od okraja hrastu reprezentuje výplň kaldery, ktorú tvoria produkty vulkanizmu amfibolicko-biotitického andezitu a v nadloží komplexy a formácie sarmatského andezitového vulkanizmu. Zlomový systém pri západnom až sz. okraji hrastu je sledovaný výstupom ryolitových telies, ktoré dosahujú maximálnu hrúbku (vrátane pyroklastických produktov) pri styku so Žiarskou kotlinou. Pri jv. okraji hrastu do vymedzeného územia spadá oblasť kalderovej štruktúry (s reliktmi mladšieho sarmatského vulkanizmu). Externejšie za kalderovým zlomom je rozšírená spodná stratovulkanická stavba a v jej nadloží opäť zvyšky mladšieho andezitového vulkanizmu. Pri východnom až sv.

okraji hrastu pokračujú produkty vulkanizmu amfibolicko-biotitických andezitov kolapsované v rámci kaldery. Pri sv. okraji kaldery (za kalderovým zlomom) vystupujú zvyšky spodnej stratovulkanickej stavby. Produkty mladšieho vulkanizmu sarmatského veku tvoria na povrchu staršieho bádenského stratovulkánu výplň radiálnych paleodolín.

V centrálnej časti hrastu (hodrušská časť) je v prostredí hornín podložia obnažený subvulkanický intruzívny komplex granodioritu a dioritu. Centrálnu pozíciu zaujíma rozsiahla granodioritová intrúzia (pokračujúca smerom na V pod neovulkanity). Pri jej severnom okraji je umiestnená intrúzia dioritu. Celkový plošný rozsah granodioritovo-dioritového intruzívneho komplexu je vyše 100 km^2.

Pri rozhraní podložia a stratovulkanickej stavby sú umiestnené hrubé ložné intrúzie (sily) kremitodioritových porfýrov. Vulkanickou stavbou vrátane podložia prenikajú početné dajkové roje kremitodioritových porfýrov. Pri periférii granodioritovej intrúzie sú štokovodajkové intrúzie granodioritových porfýrov (Zlatno, Šementlov, Sklené Teplice a i.) s indíciami polymetalického porfýrového zrudnenia. Vo východnej časti hrastu sa zachovala spodná stavba štiavnického stratovulkánu preniknutá početnými ložnými intrúziami andezitových porfýrov, ktorá je intenzívne tektonicky dislokovaná a propylitizovaná. Jej hrúbka smerom na V postupne narastá.

Hodrušsko-štiavnický hrast, sformovaný v závere vulkanickej aktivity, má v dôsledku väčšieho zdvihu v sz. časti asymetrický tvar s celkovým sklonom 10–12° na JV. Intenzívnejší denudačný zrez v sz. časti spôsobil rozsiahlejší odkryv podložia. Hrastovú stavbu členia zlomy prevažne smeru SSV–JJV na rad čiastkových blokov. Zlomy pri východnom okraji hrastu so sklonom na JV boli využité pri vzniku rudných žíl.

Výskyt a rozšírenie geotermálnej vody

Geotermálna voda v území je známa z prameňov, vrtov a banských diel. V Sklených Tepliciach je trinásť zdrojov minerálnej vody. Sú nimi tri vrty – Zipser (ST-1), Born (ST-2) a Jozef a desať prameňov (Gejza, Janka, Ľudovít, Rudolf, Viera, Irena, Ľudový, Vilma, Banský a Vojtech). Mimo obce je prameň Mária, vrt ST-4, ST-5 a LKC-2. Teplota vody väčšiny zdrojov v Sklených Tepliciach je okolo 50 °C a celková mineralizácia okolo 2,5 g.l^{-1}. Teplota vody z vrtu ST-4 (zachytený úsek 1453–1699 m) je 57 °C, mineralizácia 2,6 g.l^{-1} a z vrtu ST-5 (zachytený úsek 800–1000 m) teplota 46 °C a mineralizácia 2,7 g.l^{-1} (Klago et al., 1988). Voda v Sklených Tepliciach má výrazný Ca-SO_4 základný typ chemizmu.

Vo Vyhniach sú známe dva zdroje – prameň Vyhnianka, vyvierajúci v štôlni, a vrt H-1 (Orvan, 1967). Voda z obidvoch zdrojov má nevýrazný Ca-HCO_3 základný typ chemizmu s celkovou mineralizáciou 1 g.l^{-1} a s teplotou 33–36 °C.

Pri Lukavici geotermálnu vodu zachytil vrt LKC-4 na kontakte telies andezitu a skarnitizovaného dolomitu (Lukaj et al., 1983). Voda má nevýrazný Ca-HCO_3 základný typ chemizmu, celkovú mineralizáciu 0,37 g.l^{-1} a teplotu okolo 35 °C.

Na lokalite Zlatno v doline Richnavy zistil geotermálnu vodu vrt R-3 v karbonátových horninách mezozoika v podloží vulkanitov (Burian et al., 1975). Voda má nevýrazný kalciovo-magnéziovo sulfátový základný typ chemizmu, celkovú mineralizáciu 4,5–5,1 g.l^{-1} a teplotu okolo 35 °C.

Z Banskej Štiavnice a okolia sú známe zdroje geotermálnej vody s teplotou 32–48 °C z niektorých obzorov (Klír, 1964), kde boli nafárané zo šachty František a Emil alebo zistené banskými vrtmi (žila Grüner, Špitaler). Voda zo šachty František má nevýrazný Ca-SO_4 základný typ chemizmu.

Informácie o výskyte geotermálnej vody prinieslo aj viac geologických vrtov (napr. LKC-2, R-2, UB-1, VŠ-5,6, HDŠ-1,2, KOV-41,43,44 a i.), no údaje z nich majú nízku informačnú hodnotu. Prehľadné údaje o geotermálnej vode regiónu sú v tab. 1.

Tab. 1
Využiteľné množstvo geotermálnej vody a geotermálnej energie na lokalitách (Remšík et al., 1998, 2000)
Exploitable amounts of geothermal water and geothermal energy at the localities (Remšík et al., 1998, 2000)

Lokalita	Objekt, resp. zdroj s geotermálnou vodou	Množstvo vody, resp. výdatnosť (l/s)	Teplota vody (°C)	Tepelný výkon (MW_t)
Sklené Teplice	Vrty v kúpeľnom areáli	15,0	33–53	2,257
	Vrt ST-4	2,0	50	0,293
	Vrt ST-5	4,4	46	0,570
Vyhne	Vyhnianka	5,3	34	0,421
	Vrt H-1	5,0	36	0,439
Lukavica	Vrt LKC-4	9,9	35	0,827
Zlatno	Vrt R-3	10,0	35	0,836
Banská Štiavnica	Žila Grüner, š. František	16,7	48	2,304
	Žila Špitaler, rev. š. Emil Podz. vrt E-Š-V-21	13,6	32	0,966
	Žila Špitaler, rev. š. Emil Podz. vrt MI-2	5,0	42	0,564
Spolu		86,9	32-53	9,477

Štruktúry geotermálnej vody

Zdroje geotermálnej vody sa viažu najmä na triasové karbonáty vnútrokarpatských tektonických jednotiek, ktoré sú v predterciérnom podloží, resp. v podloží neovulkanických komplexov alebo v hlbšej príkrovovej stavbe. Tieto tektonické jednotky v rámci hodrušsko-štiavnického hrastu v podloží terciéru obkolesujú hodrušsko-vyhniansky ostrov (paleozoicko-mezozoické horniny na povrchu) a sú v hĺbke od prvých stoviek (200–300) metrov do cca 2300 m (– 1500 m n. m.), ktorej zodpovedá teplota 20–80 °C. Priebeh teplotného poľa kontrolujú morfoštruktúrne elementy predterciérneho podložia. Nižšia teplota na povrchu predterciérneho podložia hrastovej štruktúry (20–30 °C) – – okrem výverovej oblasti geotermálnej vody – súvisí s jeho menšou hĺbkou (pod terénom). Najvyššia teplota (80 °C) je na povrchu predterciérneho podložia v najhlbšej časti kalderovej depresie (obr. 2). Najväčšia hrúbka mezozoických hornín v predterciérnom podloží je v severnej, resp. sv. časti sledovaného územia. Na ostatnom území je ich hrúbka menšia, pričom triasové karbonáty – vďaka tektonickému vývoju a erózii v minulosti – môžu tvoriť plošne väčšie alebo menšie samostatné kryhy nerovnakej hrúbky. Tento prvok sa uplatňuje aj pri stavbe a rozšírení hydrogeotermálnych štruktúr. Z uvedeného vychodí, že na základe geologicko-tektonickej stavby možno v území uvažovať o existencii jednej oblasti so zdrojmi geotermálnej vody a je ňou územie okolo hodrušsko-vyhnianskeho ostrova. V rámci nej je v predterciérnom podloží alebo v hlbšej stavbe – v závislosti od rozšírenia hlavne triasových karbonátov – viac režimovo, teplotne, hydraulicky aj hydrogeochemicky relatívne samostatných väčších alebo menších hydrogeotermálnych štruktúr. Na priestorové vymedzenie (plocha, hrúbka, ohraničenie) týchto štruktúr nie je v súčasnosti dosť informácií.

Najznámejšia hydrogeotermálna štruktúra je v oblasti Sklených Teplíc. Vyviera z nej a vrtmi je zachytená voda s charakteristickou povrchovou teplotou 51–57 °C Ca-Mg-SO_4 typu (vyše 10 ekv. % zo 100 % sumy iónov) s mineralizáciou okolo 2,5 g.l^{-1}. Jej pramene sa viažu na triasové karbonáty, no voda vyviera cez rozvetvený systém puklín z neovulkanických hornín. Genetická väzba vody na mezozoické karbonáty vyplýva z jej chemického zloženia a potvrdzujú to aj výsledky vrtu ST-4 a ST-5. Výstup geotermálnej vody umožňuje križovanie sa okrajového sklenoteplického zlomu smeru SSV–JJZ, ktorý od Z ohraničuje predterciérne útvary hodrušsko-vyhnianskeho ostrova od neovulkanických formácií, s priečnym zlomom smeru ZSZ–VJV, ohraničujúcim blok Bukovca. Zo štruktúrneho hľadiska ide o otvorenú hydrogeotermálnu štruktúru, t. j. štruktúru s infiltračnou oblasťou, v ktorej štruktúru dopĺňa prirodzená infiltrácia,ako aj o štruktúru s akumulačno-tranzitnou oblasťou (vrt ST-4,5), v ktorej sa formuje základné chemické zloženie vody, a s výverovou oblasťou, z ktorej štruktúru odvodňujú prirodzené pramene a vrty (priamo v Sklených Tepliciach). Hypotetickou zostáva infiltračná oblasť tejto geotermálnej vody (karbonáty na jz. svahoch Nízkych Tatier, hronské synklinórium s neovulkanitmi v nadloží; Maheľ, 1951; Struňák, 1969; Klago et al., 1988).

V hydrogeotermálnej štruktúre v oblasti Vyhní je v štôlni aj vrtom zachytená voda s povrchovou teplotou 33–36 °C Ca-Mg-HCO_3-SO_4 typu s mineralizáciou okolo 1,1 g.l^{-1}. Jej pramene sa viažu na triasové karbonáty vyššej tektonickej jednotky, ako je séria Veľkého boku, t. j. hronika. Genetická väzba vody na tieto horniny (absencia anhydritu a sadrovca) vyplýva z jej chemického zloženia (má podstatne nižší obsah sulfátov).

Na lokalite Vyhne sa výstup geotermálnej vody viaže na priebeh tzv. považianskej poruchy, ktorá oddeľuje vyhniansku mezozoickú kryhu zo západnej strany od vulkanitov. Ide o zlom prebiehajúci západnejšie od sklenoteplického zlomu v priestore od Ladomerskej Viesky medzi vrtom ST-4 a Sklenými Teplicami smerom na Vyhne a odtiaľ pokračuje na J na Dolné Hámre a Uhliská. Priamo alebo nepriamo (paralelné tektonické štruktúry, vyzdvihnuté kryhy a pod.) sa na tento zlomový systém viažu výstupy geotermálnej vody aj na lokalite Sklené Teplice, Lukavica a Zlatno.

Zo štruktúrneho hľadiska ide v súčasnosti o polootvorenú hydrogeotermálnu štruktúru, teda štruktúru s infiltračnou a tranzitno-akumulačnou oblasťou, ale bez výverovej oblasti. Prirodzené pramene geotermálnej vody vo Vyhniach nie sú známe (v minulosti zrejme existovali – výskyt travertínu), voda sa zistila a zachytila pri razení štôlne a vrtom. Cez tieto objekty sa odvodňuje hydrogeotermálna štruktúra. Geotermálna voda bola zachytená v akumulačnej oblasti. Predpokladáme, že táto oblasť je v podloží terciéru na S od vyhnianskej mezozoickej kryhy, ktorá vystupuje na povrchu, a že ju okrem mezozoickej kryhy karbonátov (malá rozloha) tvorí aj priľahlá oblasť na S od nej, kde ju zakrývajú neovulkanity, ktorých podzemná voda dotuje hydrogeotermálnu štruktúru.

V oblasti Lukavice na Z od považianskej poruchy sa vrtom LKC-4 v hydrogeotermálnej štruktúre zistila voda s povrchovou teplotou 35 °C Ca-Mg-HCO_3-SO_4 typu s mineralizáciou 0,37 g.l^{-1} ,ktorá sa viaže na kontaktne premenené mezozoické karbonáty v podloží terciérnych hornín. Genetická väzba vody na mezozoické karbonáty vyplýva z jej chemického zloženia. Zo štruktúrneho hľadiska ide pravdepodobne o polootvorenú hydrogeotermálnu štruktúru (bez výverovej oblasti). Vrt LKC-4 sa vyhĺbil v akumulačnej oblasti, ktorá leží hlavne na Z od považianskej poruchy v oblasti Lukavice. Infiltračnou oblasťou je zrejme okolité územie, ktoré budujú tektonicky porušené neovulkanické komplexy zakrývajúce akumulačnú oblasť.

V doline Zlatno na V od považianskej poruchy a na J od Lukavice sa vrtom R-3 v hydrogeotermálnej štruktúre zistila voda s povrchovou teplotou 35 °C Ca-Mg-SO_4-HCO_3 typu s mineralizáciou 4,4–5,0 g.l^{-1}. Viaže sa na triasové karbonáty série Veľkého boku a jej genetická väzba na karbonáty vyplýva z chemického zloženia. Ide zrejme o polootvorenú alebo zatvorenú hydrogeotermálnu štruktúru, čiže má akumulačnú, ale nie výverovú oblasť a existencia jej infiltračnej oblasti je diskutabilná (napojenie na karbonáty v okolí). Vrt R-3 je lokalizovaný v akumulačnej oblasti na V od považianskej poruchy v širšom okolí vrtu R-1 až 23, zhruba v území pod paleozoickými horninami hronika.

Ďalšie hydrogeotermálne štruktúry, pravdepodobne polootvorené (akumulačné oblasti sú v podloží neovulkanitov, infiltračné oblasti môžu tvoriť neovulkanity v nadloží akumulačných oblastí), predpokladáme aj na opačnej strane hodrušsko-vyhnianskeho ostrova (na V a JV od zlomového pásma, ktoré ho obmedzuje), t. j. v sv., východnej a južnej časti sledovaného územia. Akumulačné oblasti geotermálnej vody týchto štruktúr sú súčasťou jedinej veľkej depresie predterciérneho podložia, ktoré budujú mezozoické horniny vnútrokarpatských tektonických jednotiek. Táto depresia (kalderová depresia) sa tiahne zhruba od vrtu GK-11 smerom na J po Banský Studenec a odtiaľ na JZ cez Iliju až po Počúvadlo. Mezozoické horniny v podloží neovulkanitov sú väčšinou v hĺbke – 1000 až – 1500 m n. m., kde sa môže vyskytovať geotermálna voda s rezervoárovou teplotou 60–80 °C.

Na existenciu hydrogeotermálnej štruktúry v banskoštiavnickej oblasti poukazuje najmä geotermálna voda Ca-Na-SO_4-HCO_3 typu s mineralizáciou 1,7–2,1 g.l^{-1} a s teplotou okolo 48 °C narazená na žile Grüner, ale aj voda s teplotou 32–42 °C zo žily Špitaler. Ide o vody, ktoré primárne pravdepodobne pochádzajú z mezozoických hornín (akumulačná oblasť), odkiaľ cez tektonické poruchy (zlomy) prenikli do prostredia nadložných neovulkanitov a žilných systémov (Grüner, Špitaler) a tam sa metamorfovali.

Možnosti získavania zdrojov geotermálnej vody

Nové zdroje geotermálnej vody možno získať jednak na lokalitách so známymi zdrojmi geotermálnej vody (Sklené Teplice, Vyhne, Lukavica, Zlatno – náhradné zdroje), ale aj v sv., východnej a južnej časti regiónu v pásme kalderovej depresie (Močiar – Banský Studenec – – Antol – Počúvadlo) a v jej priľahlých oblastiach (Remšík et al., 1998).

V oblastiach so známymi výskytmi geotermálnej vody sa dá získať voda s teplotou 32–57 °C a vyššou vrtmi hlbokými 150–1000 m. Chemické zloženie a mineralizácia vody bude podobná alebo rovnaká, akú má voda v týchto lokalitách.

V pásme kalderovej depresie (oblasť Močiar–Kozelník, Banský Studenec–Antol, Počúvadlo) a priľahlej oblasti (Beluj) – pokiaľ v podloží neovulkanitov ležia priamo triasové karbonáty – možno získať geotermálnu vodu s rezervoárovou teplotou najmenej 60–80 °C vrtmi hlbokými 1500–2500 m. Ak triasové karbonáty nie sú priamo v podloží terciéru, ale v hlbšej stavbe príkrovu, treba počítať s vrtmi hlbšími približne o 1000 m, ale aj s vyššou rezervoárovou teplotou (85–110 °C). Predpokladané chemické zloženie zodpovedá Ca-Mg-SO_4-HCO_3 typu s mineralizáciou 3–5 g.l^{-1}.

Priame údaje o výskyte, množstve a teplote geotermálnej vody zistenej v žile Grüner a Špitaler v Banskej Štiavnici (tab. 1) ponúkajú možnosť na jej zachytenie a využívanie. Vodu je možné zachytiť vrtom hlbokým 800 m priamo na žile Grüner (Skaviniak a Gazdík, 1988) alebo vrtom hlbokým 1500–1800 m v akumulačnej oblasti hydrogeotermálnej štruktúry (Remšík et al., 1998), t. j. v mezozoických karbonátoch v podloží neovulkanitov, na ktoré sa voda primárne viaže (rezervoárová teplota vody cca 50–65 °C).

Práce orientované na overenie viacerých možností získavania geotermálnej vody v celom území pre ich veľký rozsah a finančné náklady nemožno realizovať v jednej etape, preto naše návrhy treba vidieť ako ponuku viacerých možností a ich realizáciu ako dlhodobejšiu podľa stanovených priorít, resp. podľa zámerov štátnych orgánov, územných celkov alebo podnikateľských subjektov v súvislosti s využívaním zdrojov geotermálnej energie.

Záver

Územie banskoštiavnického regiónu je vďaka geologickej stavbe a priaznivým geotermálnym pomerom bohaté na výskyt aj rozšírenie zdrojov geotermálnej vody. Tieto zdroje sa viažu najmä na telesá triasových dolomitov a vápencov vnútrokarpatských tektonických jednotiek (séria Veľkého boku, hronikum) v podloží terciérnych alebo neovulkanických hornín, resp. v hlbšej príkrovovej stavbe podložia. V rámci hodrušsko-štiavnického hrastu v podloží terciérnych hornín obkolesujú hodrušsko-štiavnický ostrov (paleozoicko-mezozoické horniny na povrchu) a sú v hĺbke od prvých stoviek (200–300) m do cca 2300 m (– 1500 m n. m.), ktorej zodpovedá teplota 20–80 °C.

Výskyt geotermálnej vody sa spája s väzbou na relatívne samostatné (režimovo, teplotne, hydrogeochemicky) menšie alebo väčšie hydrogeotermálne štruktúry (prevažne polootvorené). Voda z týchto štruktúr má povrchovú teplotu 32–57 °C, rozličné chemické zloženie (Ca-SO_4, Ca-HCO_3, Ca-Mg-SO_4 typ) a mineralizáciu 0,37–5,1 g.l^{-1}. Využiteľné množstvo vody sa pohybuje od 2,0 do 16,7 l.s^{-1} (sumárne 87 l.s^{-1}) a zodpovedá mu tepelný výkon 0,293–2,304 MW_t (sumárne 9,5 MW_t). Jestvujúce zdroje geotermálnej vody sú rozšírené na severnej a západnej strane hodrušsko-štiavnického ostrova (Sklené Teplice, Vyhne, Lukavica a Zlatno), čo priamo alebo nepriamo (paralelné tektonické štruktúry, vyzdvihnuté kryhy a pod.) súvisí s priebehom považianskej poruchy. Na východnej strane tohto ostrova sa geotermálna voda zistila banskými dielami iba v Banskej Štiavnici (žila Grüner a Špitaler).

Nové zdroje geotermálnej vody možno získať vrtmi na lokalitách so známymi zdrojmi vody ako náhradné (Sklené Teplice, Vyhne, Lukavica, Zlatno) alebo aj v iných častiach regiónu, a to v pásme kalderovej depresie a v priľahlých častiach územia v oblasti Močiar – Kozelník, Antol – Banský Studenec, Počúvadla, Beluja a v Banskej Štiavnici. Navrhovaná hĺbka vrtov je 300–3500 m a rezervoárová teplota vody sa odhaduje na 38–110 °C a viac.

Priame údaje o výskytoch geotermálnej vody zistených na žile Grüner a Špitaler v Banskej Štiavnici (sumárne množstvo vody 35,3 l.s^{-1} s teplotou 32–48 °C) ponúkajú reálnu možnosť geotermálnu vodu overiť, zachytiť a využívať.

Literatúra

Burian, J., Konečný, V., Krist, E., Lexa, J. & Vozár, J., 1968: Regionálny ložiskový výskum neovulkanitov, oblasť Banská Štiavnica. [Záverečná správa.] *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív.*

Burian, J., Smolka, J., Kúšik, R., Smolková, A., Ďurovič, E., Noghe, V., Smrek, J. & Tencer, J., 1975a. Čiastková záverečná správa z vrtu R-3, Zlatno-VP, Cu. *Manuskript. Bratislava, Geofond. 126.*

Filo, M., Ardová, M., Alföldi, L., Alföldiová, A., Gretchs, J., Husák, L., Szalaiová, V. & Konečný, V., 1997: Pohronský Inovec – Štiavnické vrchy. Geofyzikálna interpretácia geologickej stavby sedimentárno-vulkanického komplexu a jeho podložia. [Záverečná správa.] *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív.*

Klago, M., Matejčeková, E. & Beracko, I., 1988: Sklené Teplice – – ochranné pásma, vyhľadávací hydrogeologický prieskum. *Manuskript. Bratislava, Geofond. 190.*

Klír, S., 1960: Hydrogeologické poměry revíru Františkovy šachty v Banské Štiavnici. *Geol. Práce, Spr., 18, 159–174.*

Klír, S., 1964: Důlní vody štiavnicko-hodrušského a kremnického rudního obvodu. *Geol. Práce, Spr., 32, 57–60.*

Konečný, V., Lexa, J. & Hók, J., 1993: Geologická mapa centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu v mierke 1 10 000. Vysvetlivky. [Čiastková záverečná správa.] *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív.*

Konečný, V., Lexa, J., Halouzka, R., Hók, J., Vozár, J., Dublan, L., Nagy, A., Šimon, L., Havrila, M., Ivanička, J., Hojstričová, V., Mihaliková, A., Vozárová, A., Konečný, P., Kováčiková, M., Filo, M., Marcin, D., Klukanová, A., Liščák, P. & Záková, E., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca (štiavnický stratovulkán) v mierke 1 : 50 000. I., II. diel. *Vyd. D. Štúra, Bratislava, GSSR, 473.*

Lukaj, M., Burian, J., Daubner, J., Kámen, M., Petr, K., Šuchová, M. & Januš, J., 1983: Štiavnicko-hodrušský rudný obvod – hydrogeológia. *Bratislava, Geofond.*

Maheľ, M., 1951: Pôvod minerálnych vôd v Sklených Tepliciach. *Zemepisný zborník, 3. Bratislava.*

Orvan, J., 1966: Vyhne – hydrogeologická štúdia. *Bratislava, Geofond.*

Orvan, J., 1967: Vyhne – hydrogeologický štruktúrny vrt H-1. *Manuskript. Bratislava, Geofond.*

Remšík, A., Maďar, D., Grand, T., Konečný, V., Šefara, J., Král, M., Vrana, K., Weis, K., Marcin, D., Helma, J. & Lexa, J., 1998: Región Banská Štiavnica – prognózy minerálnych a termálnych vôd pre kúpeľníctvo, rekreáciu a cestovný ruch. [Záverečná správa.] *Manuskript. Banská Štiavnica, Esprit, spol. s r. o. – archív.*

Remšík, A., Helma, J. & Marcin, D., 2000: Niektoré poznatky o geotermálnych a minerálnych vodách v regióne Banská Štiavnica. *Podzemná voda, roč. VI., č. 2, SAH, Bratislava, 93–101.*

Skaviniak, M. & Gazdík, R., 1998: Možnosti zachytenia termálnej vody zistenej pri ťažbe rúd Grüner žily na šachte František v Banskej Štiavnici novým vrtom – prípravná štúdia, Nová Baňa. *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív.*

Struňák, V., 1965: Hydrogeologický prieskum minerálnych vôd v Sklených Tepliciach. *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív.*

Struňák, V., 1969: Termálne vody štiavnického ostrova. [Rig. práca.] *Manuskript. Žilina, INGEO.*

Škvarka, L., 1967: Výskum vôd stredoslovenských neovulkanitov a ich podložia. *Geol. Práce, Spr., 43, 157–169.*

Mineralia Slovaca, 33 (2001), 253–278

Sprievodca exkurzie zjazdu Slovenskej geologickej spoločnosti 2001
Guide of the Slovak geological society congress 2001 excursion

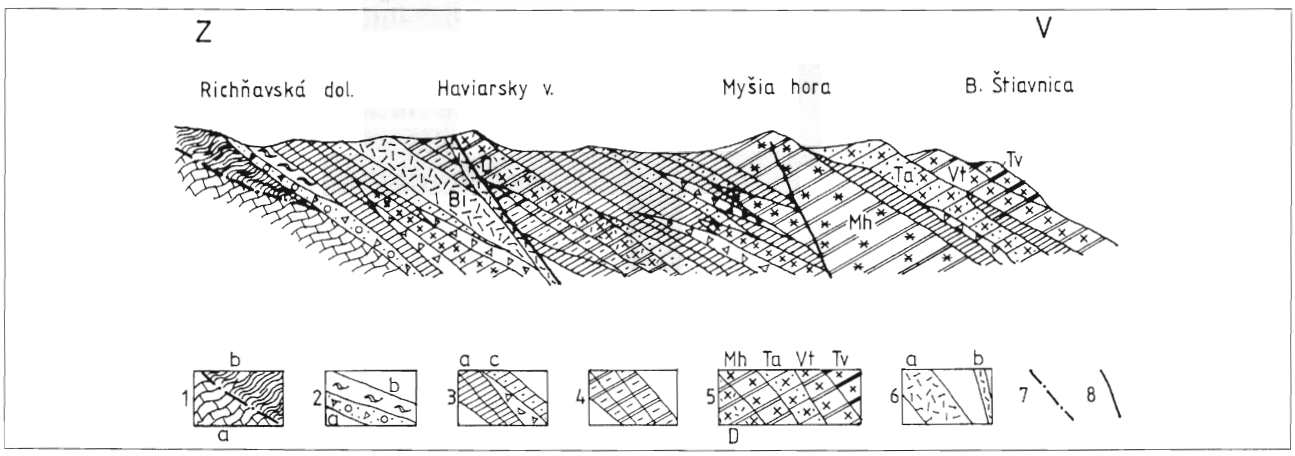
Lokalita 1 – Locallity No 1

Zárez štátnej cesty nad Banskou Štiavnicou – spodná stavba štiavnického stratovulkánu s ložnými intrúziami (báden)

State road cut near Banská Štiavnica – lower structural level of the Štiavnica stratovolcano with concordant intrusions (Badenian)

Lokalita demonštruje spodnú stavbu štiavnického stratovulkánu v centrálnej vulkanickej zóne. Spodná stavba je odkrytá denudačným zrezom vo východnej časti hodrušsko-štiavnického hrástu (štiavnická časť). Zvyškami stratovulkanickej stavby, ktorú tvoria lávové prúdy pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov striedajúce sa s polohami vulkanoklastických hornín (odkryv pri ceste k jazeru Klinger), prenikajú početné ložné intrúzie andezitových porfýrov *tanádskeho intruzívneho komplexu* (obr. 1). Pre asymetrický výzdvih hrastu je spodná stratovulkanická stavba v jeho východnej časti sklonená 10–15° na JV a intenzívne tektonicky porušená.

Pre ložné intrúzie (sily a lakolity), ktoré intrudovali do spodnej stratovulkanickej stavby v záverečnom štádiu jej vývoja, je charakteristický veľký plošný rozsah (niekoľko km^2) a hrúbka od niekoľko desiatok metrov do 300 m. Pri svojom umiestňovaní využívali priaznivé litologické rozhrania v spodnej stratovulkanickej stavbe (medzi lávovými prúdmi a vulkanoklastikami) alebo medzi podložím a vulkanickým komplexom. Intrúzie sa vyznačujú masívnym charakterom



Obr. 1. Geologický rez spodnou stavbou východnej časti hodrušsko-štiavnického hrastu. 1 – predvulkanické podložie: a) mezozoikum, b) paleozoikum (v presunutej pozícii); 2 – epiklastické vulkanické súvrstvie: a) konglomeráty, pieskovce, brekcie; b) tufity; 3 – stratovulkanická stavba: a) lávové prúdy pyroxenického andezitu; b) epiklastické vulkanické brekcie; c) lávové prúdy amfibolicko-pyroxenického andezitu, 4 – lávové prúdy biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu; 5 – ložné intrúzie andezitových porfýrov; a) amfibolicko-biotiticko-pyroxenický andezitový porfýr – typ Dedinské (D); b) amfibolicko-pyroxenický andezitový porfýr s kremeňom a biotitom – typ Myšia hora (Mh); c) pyroxenický andezitový porfýr bohatý na augit – typ Tanád (Ta); d) pyroxenický andezitový porfýr ± amfibol – typ Vtáčnik (Vt); e) (augiticko-hyperstenický) pyroxenický andezitový porfýr – typ Trojičný vrch (Tv), 6 – intruzívny komplex kremitodioritového porfýru (komplex Banisko); a) ložná intrúzia, b) dajka; 7 – presunová línia; 8 – zlom.

Fig. 1. Geological cross-section of the lower structure at the eastern part of the Hodruša-Štiavnica horst. 1 – pre-volcanic basement; a) Mesozoic rocks, b) Palaeozoic rocks (in allochthonous position); 2 – epiclastic volcanic rocks; a) conglomerate, sandstone, breccia; b) tuffite; 3 – stratovolcanic structure; a) lava flow of pyroxene andesite; b) epiclastic volcanic breccia; c) lava flow of amphibole-pyroxene andesite; 4 – lava flow of biotite-amphibole-pyroxene andesite; 5 – sills of andesite porphyry; a) amphibole-biotite-pyroxene andesite porphyry – Dedinské type (D); b) amphibole-pyroxene andesite porphyry with quartz and biotite – Myšia hora type (Mh);) pyroxene andesite porphyry rich in augite – Tanád type (TA); d) pyroxene andesite porphyry ± amphibole – Vtáčnik type (Vt); e) (augite-hyperstene) pyroxene andesite porphyry – Trojičný vrch type (Tv); 6 – Banisko intrusive complex; a) sills; b) dykes; 7 – thrust fault; 8 – fault.

a hruboblokovou alebo hrubodoskovitou odlučnosťou. Textúry typické pre lávové prúdy (pórovitosť, brekciácia, laminácia a pod.) chýbajú. Pri vrchnom a spodnom kontakte ložných telies sú v niektorých prípadoch pozorovateľné pásma intruzívnych brekcií s uzatváraním úlomkov okolitých hornín. Vývoj základnej hmoty je zrnitý, holokryštalický, s tendenciou hrubnutia zrnitosti v smere do centrálnych častí telies. Podľa obsahu tmavých vyrastlíc sa rozlišuje niekoľko typov andezitových porfýrov (pozri mapu v mierke 1 : 50 000). Medzi najrozšírenejšie patrí andezitový porfýr bohatý na augit – typ Tanád (tvorí hrubé teleso v oblasti hrebeňa Tanádu nad Banskou Štiavnicou so sklonom na JV), amfibolicko-pyroxenický andezitový porfýr – typ Vtáčnik, amfibolicko-hyperstenický andezitový porfýr s biotitom – typ Myšia hora, ktorý tvorí mohutné lakolitové teleso v širšej oblasti Richnavského rybníka a na V od Banskej Štiavnice.

V zárezе štátnej cesty vystupuje pyroxenický andezitový porfýr (hyperstenický augit), ktorý je súčasťou mohutnejšieho telesa vystupujúceho v širšej oblasti Banskej Štiavnice (oblasť Troječného vrchu, pri šachte Max, pri Štefultove, na sz. svahoch Tanádu a nad mestom Banská Štiavnica v oblasti kóty 779). Hornina je porfyrická, výrastlice tvorí plagioklas, hyperstén a augit. Základná hmota je mikrolitickozrnitá. Tmavé minerály sú sčasti až úplne chloritizované, plagioklas čiastočne sericitizovaný a nahrádzaný karbonátmi.

V nadloží intrúzie nad šachtou Zigmund sa identifikovali zvyšky stratovulkanickej stavby (epiklastické vulkanické brekcie s lávovými prúdmi) a v podloží sú lávové prúdy a ložná intrúzia amfibolicko-pyroxenického andezitového porfýru.

Horniny stratovulkanického komplexu vrátane intruzívnych hornín v centrálnej vulkanickej zóne sú v nerovnakej miere hydrotermálne premenené – propylitizované. Mladším procesom sú premeny okoložilného charakteru typu adularizácie, argilitizácie a silicifikácie, ktoré často prejavujú zonárne rozloženie vo vzťahu k rudným žilám (Forgáč, 1966).

Autorom termínu propylit je F. Richthofen (1860), ktorý ho použil pri opise hornín v banskoštiavnickej oblasti označovaných ako „grünstein trachyt" (zodpovedajúci propylitizovanému andezitu). „Propylit" pokladal za výsledok masových erupcií na vodu bohatej magmy. Richthofenove náhľady a terminológia významne ovplyvnili generáciu súvekých geológov a odrazili sa v geologických mapách tohto obdobia. Neskôr sa ukázalo, že „propylity" sú výsledkom naložených hydrotermálnych procesov, ale termín propylitizácia je rozšírený dodnes a používa sa ako všeobecný termín na pomenovanie hornín postihnutých premenami, pri ktorých dominuje najmä chloritizácia tmavých minerálov variabilne sprevádzaná albitizáciou plagioklasu, epidotom, karbonátom a pyritom. Propylitizácia je charakteristická pre okrajové časti hydrotermálnych systémov, kde sa vyvíja ako výsledok interakcie hornín s mierne kyslými fluidami nasycovanými CO_2 a H_2S pri zvýšenej teplote.

Lokalita 2 – Locallity No 2

Štôlňa Juraj pri Banskej Štiavnici – intruzívny komplex Banisko (sily a dajky kremitodioritového porfýru) a bazálne súvrstvie

Juraj gallery near Banská Štiavnica – Banisko intrusive complex (sills and dykes of quartz-diorite porhyry) and basal beds of the volcanic complex

Intruzívny komplex Banisko zahŕňa súbor intruzívnych telies typu ložných intrúzií (sily, lakolity) a dajky variabilného petrografického zloženia s prevahou kremitodioritového porfýru obnažený denudačným zrezom v oblasti hodrušsko-štiavnického hrastu.

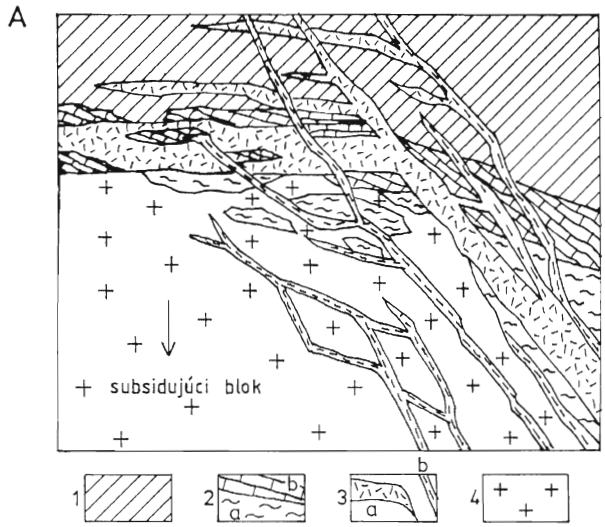
V centrálnej časti hrastu sú dominantne rozšírené ložné intrúzie v podobe silov a lakolitov, ktoré prenikajú pri rozhraní medzi predvulkanickým podložím a nadložným vulkanickým komplexom, ako aj v rámci spodnej stratovulkanickej stavby. Ložné intrúzie s plochou niekoľko km^2 dosahujú hrúbku do 200 m a vyznačujú sa zrnitým vývojom základnej hmoty. Zrnitosť je výraznejšia s narastajúcou hĺbkou umiestnenia intrúzií.

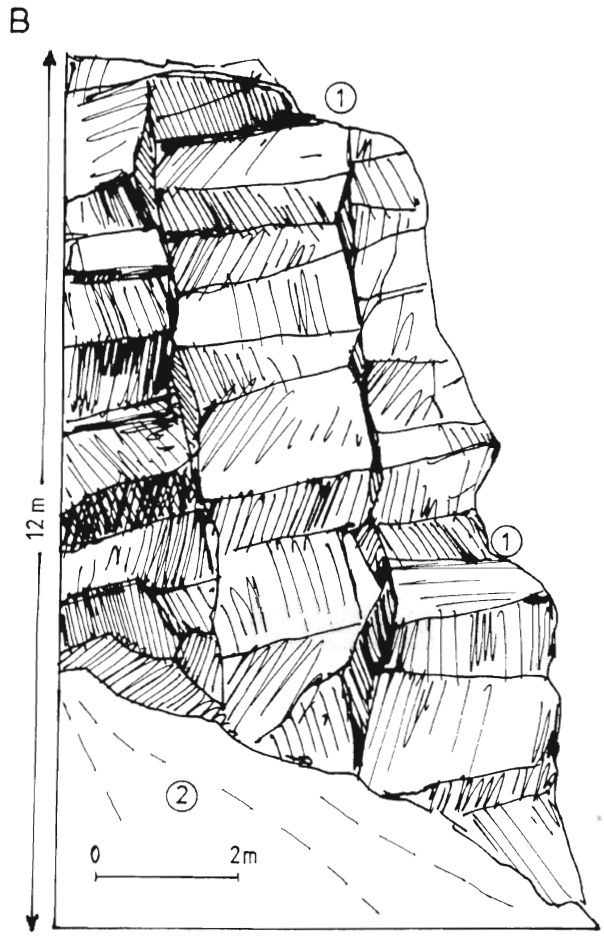
Dajky vystupujú ako individuálne telesá, ale častejšie tvoria dajkové roje. Šírka dajok kolíše od niekoľko m do 100 m, dĺžka od niekoľko desiatok m do 1500 m. Dajky a dajkové roje sú prednostne orientované v smere SSV–JJZ, v menšej miere v smere S–J až SSZ–JJV a so sklonom prevažne v smere od centrálneho bloku. Dajky v niektorých prípadoch prenikajú ložnými intrúziami, čo potvrdzuje, že sú v relatívne mladšej pozícii ako intrúzie (oblasť na J od Baniska). Fakt, že intruzívny komplex v centrálnej časti tvoria najmä ložné intrúzie a že pri ich okrajoch vystupujú dajky a dajkové roje, indikuje, že vznikli poklesmi centrálneho bloku (obr. 2A).

V rámci dajkových telies možno pozorovať veľkú variabilnosť petrografických typov od dioritového porfýru až po kremitodioritové porfýry kyslého zloženia (s výrastlicami kremeňa do 5–8 %).

V blízkosti štôlne Juraj na SZ od križovatky štátnych ciest na Sklené Teplice a Hronskú Dúbravu je v opustenom lome odkryté dajkové teleso kremitodioritového porfýru stredného zloženia orientované v smere SV–JZ dlhé okolo 1,5 km, široké 120 m a so sklonom na JV (obr. 2B). Odlučnosť je hruboblokovú až hrubostĺpcovitá, zhruba kolmá na priebeh dajkového telesa. Hornina je tmavozelená (propylitizovaná), s výrastlicami plagioklasu, amfibolu a biotitu a so sporadickým výskytom kremeňa. Základná hmota je hypidiomorfne až alotriomorfne zrnitá. Alotriomorfné zrná v základnej hmote tvorí kremeň a draselný živec, ktoré prevládajú nad hypidiomorfnými zrnami plagioklasov, amfibolu a biotitu. Tmavé výrastlice sú sčasti chloritizované a živce sericitizované.

V blízkosti dajky smerom na SZ je v ďalšom opustenom lome odkryté bazálne súvrstvie vulkanického komplexu v podobe polymiktných, epiklastických vulkanických konglomerátov v blízkosti styku s podložnými sedimentmi paleogénu. Konglomeráty tvorí opracovaný andezitový materiál (obliaky s priemerom 2–5 cm), prevláda pyroxenický a amfibolicko-pyroxenický andezit, redšie sa vyskytujú obliaky hornín podložia (kryštalinika, mezozoika a paleogénu). Matrix je strednozrnný až hrubozrnný, piesčitý. Ako výsledok propylitizácie je hornina spevnená, klastická textúra





Obr. 2. Intruzívny komplex Banisko, kremitodioritový porfýr. **A** – schéma stavby intruzívneho komplexu. 1 – andezitový komplex spodnej stavby, 2 – predvulkanické podložie: a) kryštalinikum, b) sedimenty mezozoika; 3 – intruzívny komplex kremitodioritových porfýrov: a) ložná intrúzia (sil), b) dajka; 4 – granodiorit. **B** – opustený lom pri štôlni Juraj, dajka kremitodioritového porfýru 1 – kremitodioritový porfýr s hrubostĺpcovou odlučnosťou; 2 – sutina.

Fig. 2. Banisko intrsive complex, quartz-diorite porphyry: **A** – scheme of the intrusive complex structure. 1 – andesite complex of the lower structure, 2 – pre-volcanic basement: a) crystalline complex, b) Mesozoic sedimentary rocks, 3 – intrusive complex of quartz-diorite porphyry: a) sill, b) dyke; 4 – granodiorite. **B** – abandoned quarry nearby the Juraj gallery, dyke of quartz-diorite porphyry. 1 – quartz-diorite porphyry with columnar jointing; 2 – debris.

často zastretá až homogenizovaná. Súvrstvie polymiktných konglomerátov na báze vulkanického komplexu indikuje prostredie fluviálneho typu.

Vyššie v smere poľnej cesty sú na svahu bloky a odkryvy paleogénnych sedimentov vo vývoji konglomerátov a pieskovcov.

Lokalita 3A – Locallity No 3A

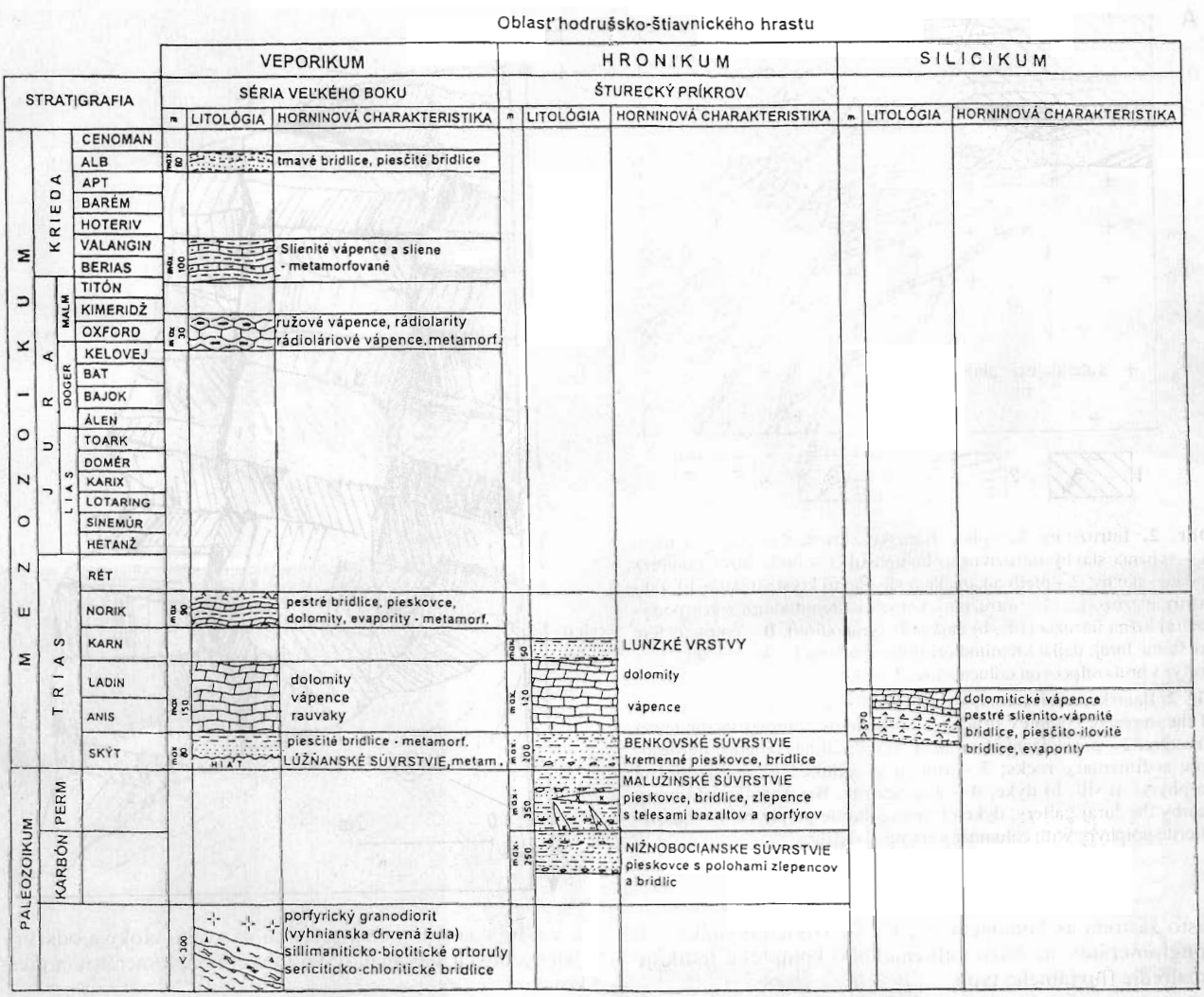
Sklené Teplice – geologická stavba predterciérneho podložia

Sklené Teplice – geology of the pre-Tertiary basement

Predvulkanické podložie obnažuje denudačný zrez v oblasti hodrušsko-štiavnického hrastu na ploche okolo 30 km^2. Východ podložia, označovaný aj ako *sklenoteplický ostrov* (Maheľ et al., 1968), budujú horniny veporického kryštalinika, séria Veľkého boku, príkrovová jednotka hronika (šturecký, resp. chočský príkrov), jednotka silicika (obr. 3) a sedimenty paleogénu.

Najstarším stavebným elementom podložia v oblasti hrastu je *kryštalinikum veporika,* ktoré je odkryté v niekoľkých elevá ciách medzi Sklenými Teplicami a Banskou Hodrušou. V oblasti Zlatého vrchu a Kamennej doliny (na V od Sklených Teplíc a na J od Vyhní) vystupujú sillimanitickobiotitické ortoruly (ktoré vznikli viacnásobnou metamorfózou porfyrických granodioritov), vyššie sú tektonické brekcie, sericiticko-chloritické bridlice a vyhnianska drvená žula (porfyrický granodiorit). Horniny kryštalinika boli viac ráz tektonicky deformované, ležia v duplexno-šupinovej pozícii s presunom od SV na JZ (resp. od VSV na ZJZ) a charakterom zodpovedajú kryštalinika severných zón veporika blízkym koreňovým zónam krížňanského príkrovu (Hók in Konečný et al., 1993).

V nadloží vyhnianskej drvenej žuly v severnej časti hrastu je v úplnejšom vývoji séria Veľkého boku (spodný trias–alb). V strednej časti hrastu je v neúplnom stratigrafickom slede a v menšej hrúbke. Karbonátové horniny série Veľkého boku, ktoré tvorili strop granodioritovej intrúzie, sú účinkom intrúzie tektonicky rozrušené, kontaktne metamorfované a skarnizované. Prítomnosť hornín série Veľkého boku v podloží príkrovovej jednotky hronika v jv. časti hrastu sa potvrdila vrtmi v oblasti Zlatna, Šementlova a pri Uhliskách.



Obr. 3A. Litostratigrafické kolónky hornín podložia v oblasti hodrušsko-štiavnického hrastu.
Fig. 3A. Lithostratigraphic columns of the basement units in the area of the Hodruša–Štiavnica horst.

Sériu Veľkého boku v širšej oblasti Sklených Teplíc reprezentuje 1) lúžňanské súvrstvie, kvarcity (spodný trias); 2) verfénske súvrstvie, bridlice, piesčité bridlice (spodný trias); 3) vápence, dolomity (stredný – vrchný trias); 4) pestré bridlice, pieskovce, dolomity, evapority (karpatský keuper, vrchný trias – norik); 5) ružové vápence, rádiolarity, kremité a rádioláriové vápence (stredná až vrchná jura); 6) slienité vápence a sliene (vrchná jura až spodná krieda); 7) tmavé bridlice, piesčité bridlice, pieskovce (alb).

Mezozoikum série Veľkého boku alpínske procesy intenzívne tektonicky deformovali (budinovali) a metamorfovali a rad jej členov nadobudol nesúvislý, šošovkovitý charakter. Z deformačnej analýzy vyplýva jednotný štruktúrny plán v horninách série Veľkého boku a kryštalinika s indíciami presunu od SV na JZ (Hók in Ivanička et al., 1998). Málo deformované a nemetamorfované horniny hronika (šturecký príkrov?) diskordantne prekrývajú intenzívne deformované a metamorfované horniny série Veľkého boku a kryštalinika. Z toho vyplýva, že deformácia a metamorfóza s nasledujúcou denudáciou veľkej hrúbky mezozoika série Veľkého boku (v strednej časti je séria silne redukovaná) predchádzali násunu štureckého príkrovu. Vzťah tohto príkrovu k jeho podložiu súčasne indikuje, že sa základ klenbovej štruktúry sformoval už pred jeho presunom (Konečný a Lexa, 1990, 1993).

Šturecký príkrov (príkrovovú jednotku hronika) tvoria nasledujúce litostratigrafické jednotky: 1) nižnobocianske súvrstvie, sivé a čiernosivé pieskovce, zlepence bridlíc s vložkami (vestfál – stefan); 2) malužinské súvrstvie, pieskovec, bridlice, sedimenty s vulkanoklastikami, zlepenec, paleobazalty a paleoandezity, žilné telesá dioritových porfýrov (autun, saxón, türing); 3) benkovské súvrstvie, lavicovité kremenné pieskovce s vložkami piesčitých bridlíc (spodný trias); 4) vápence, dolomity (stredný až vrchný trias); 5) lunzské vrstvy – piesčité bridlice, pieskovce (vrchný trias).

Hronikum (šturecký príkrov) nasunuté na sériu Veľkého boku je v jz. časti hrastu na báze zastúpené paleozoikom (nižnobocianske a malužinské súvrstvie), v strednej časti hrastu sú na báze spodnotriasové horniny benkovského súvrstvia a v sz. časti v oblasti Bukovca (pri Sklených Tepliciach) karbonátové horniny stredného triasu. Podľa Hóka (in Ivanička et al., 1998) duplexné štruktúry v hroniku, ako aj „zaostávanie" nižších členov hronika v porovnaní s jeho vyššími členmi spôsobila kolízia príkrovov hronika s rampami podložného veporika pri tektonickom transporte od J na S až SV.

Štruktúrnym vrtom KOV-39 a KOV-40 sa v jv. časti hrastu overili pestré bridlice s evaporitmi, vápence a dolomity (trias) pokladané za *gemerikum* (Vozár in Burian et al., 1968) a novšie za *silicikum* (Konečný et al., 1998).

Sedimenty paleogénu (bazálne súvrstvie eocénu) vo vývoji zlepencov a pieskovcov vystupujú v oblasti hrastu iba v reliktoch a v malej hrúbke. Zloženie zlepencov závisí od povahy podložia.

Lokalita 3B – Locallity No 3B

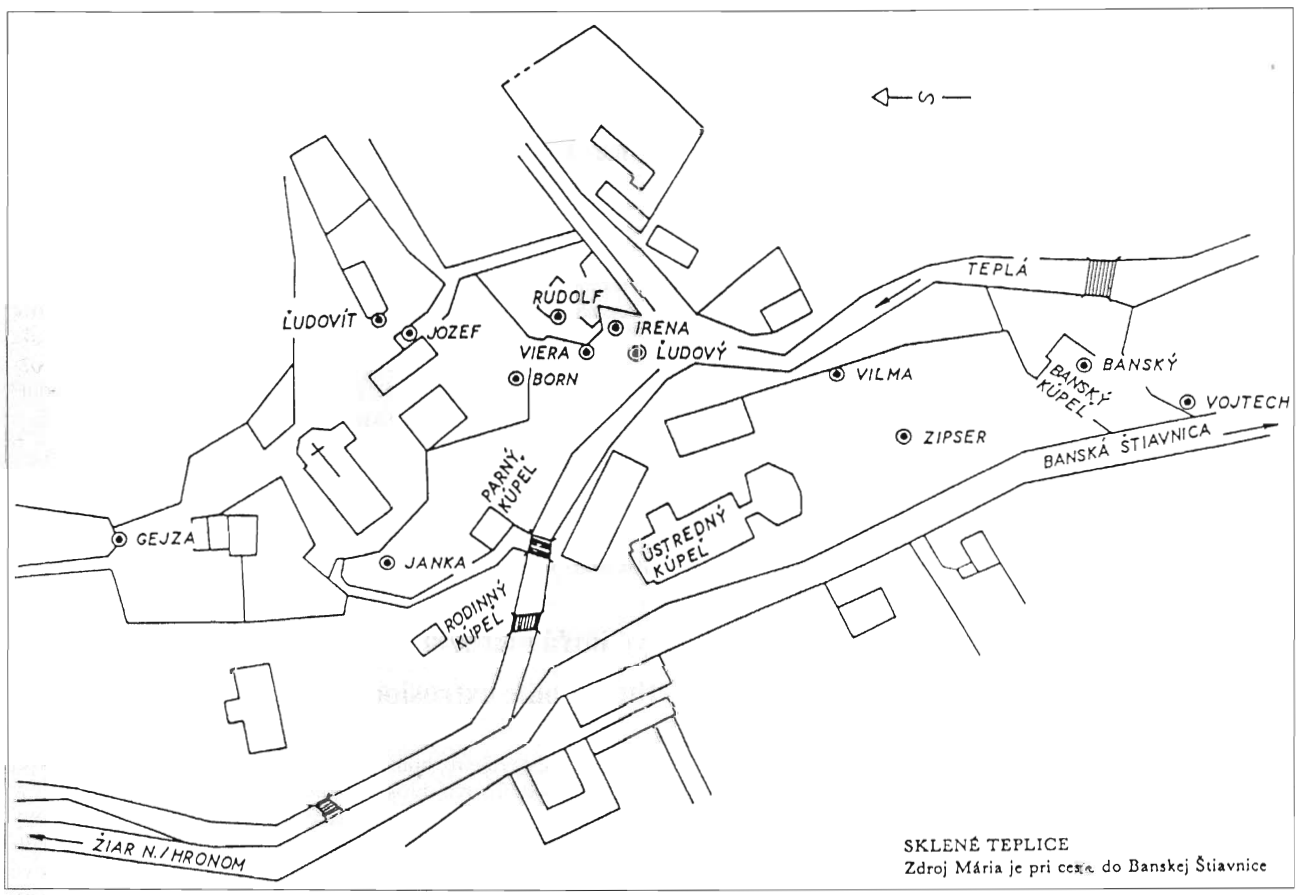
Sklené Teplice – minerálne vody

Sklené Teplice – mineral waters

V *Sklených Tepliciach* je trinásť zdrojov minerálnej vody (obr. 3B). Sú to tri vrty – Zipser (ST-1), Born (ST-2) a Jozef a desať prameňov (Gejza, Janka, Ľudovít, Rudolf, Viera, Irena, Ľudový, Vilma, Banský a Vojtech). Mimo obce je občasný prameň Mária, vrt ST-4, ST-5 a LKC-2. Teplota vody väčšiny zdrojov je okolo 50 °C a celková mineralizácia okolo 2,5 $g.l^{-1}$. Voda má výrazný Ca-SO_4 základný typ chemizmu. Krahulec et al. (1977) ju podľa STN 86 8000 označuje za prírodnú, liečivú, slabo mineralizovanú, síranovú, vápenato-horečnatú, horúcu a hypotonickú. Pri niektorých zdrojoch sa zistil zvýšený obsah F.

Zdroje vody sa viažu na telesá triasového dolomitu a vápenca. Voda vyviera na sklenoteplickom zlome smeru SSV–JJZ, ktorý od Z ohraničuje mezozoikum sklenoteplickej kryhy voči vulkanitom. V priebehu výstupu, ale hlavne v jeho záverečnej fáze nastáva rozptyl hlbinnej termy v puklinových systémoch vulkanitov, z ktorých voda vyviera na povrch.

Celkové množstvo minerálnej vody odporúčané na odber je 15 l/s (Klago et al., 1988). Väčšinu prameňov a vrtov využíva a. s. Liečebné termálne kúpele Sklené Teplice. Priemerná výdatnosť režimovo pozorovaných zdrojov – Zipser (ST-1), Born (ST-2), Jozef, Ľudovít, R+V+I (Rudolf, Viera, Irena), Ľudový, Vilma, Banský a Vojtech) – v rokoch 1979–1989 bolo 6,33–16,05 $l.s^{-1}$ a výrazne poklesla v roku 1987. V rokoch 1979–1986 bola celková priemerná ročná výdatnosť 13,62–16,05 $l.s^{-1}$, ale v rokoch 1987–1989 iba



Obr. 3B. Prehľadná situácia zdrojov termálnej vody v Sklenných Tepliciach (prevzaté z Krahulca, 1997).

Fig. 3B. General chart of mineral water sources in Sklené Teplice (after Krahulec, 1997).

Tab. 1
Prehľad priemernej ročnej výdatnosti zdrojov (l.s^{-1}) v Sklených Tepliciach v rokoch 1979–1989
Review of the average annual flow rates of the mineral water sources (l.s-1) in Sklené Teplice in 1979–1989

Obdobie roky	Zipser	Jozef	Vilma	Vojtech	R+V+I	Ľudovít	Born	Banský	Ľudový
1979–1983		4,37–5,37			0,25–0,40				
1979–1984						0,05–0,08			
1979–1985							0,48–0,77		
1979–1987	5,89–8,80			0,40–0,64					
1979–1989								0,56–0,85	0,20–0,29
1980–1984			0,70–0,80						
1984–1986		2,68–3,12							
1985–1987						0,25–0,52			
1985–1989			0,08–0,25		0,03–0,05				
1986–1988							1,34–1,97		
1988–1989	2,34–2,82			0,31–0,33		0,04–0,09			
1989		1,20					0,70		

R+V+I – Rudolf + Viera + Irena

6,33–11,14 l.s^{-1} (Remšík, Helma a Marcin, 2000; podľa výsledkov pozorovania Klaga et al., 1988). Výdatnosť najväčšmi ovplyvnil zdroj Zipser. Jeho priemerná ročná výdatnosť v rokoch 1979–1987 bola 5,89–8,80 l.s^{-1}, ale v roku 1988 iba 2,34 l.s^{-1} a v roku 1989 2,82 l.s^{-1}. Jozef mal v rokoch 1979–1983 výdatnosť 4,37–5,37 l.s^{-1}, potom postupne klesala, a to až na 1,20 l.s^{-1} v roku 1989.

Istý pokles výdatnosti nastal aj pri zdroji Vilma, Vojtech a R+V+I. Priemerná ročná výdatnosť Vilmy v rokoch 1980–1984 bola 0,70–0,80 l.s^{-1}, ale v rokoch 1985–1989 iba 0,08–0,25 l.s^{-1} a najnižšia (0,08 l.s^{-1}) sa zaznamenala v roku 1986. Priemerná ročná výdatnosť Vojtecha v rokoch 1979–1987 bola 0,40–0,64 l.s^{-1} a v rokoch 1988–1989 poklesla na 0,31–0,33 l.s^{-1}. Priemerná ročná výdatnosť R+V+I v rokoch 1979–1983 bola 0,25–0,40 l.s^{-1}, v roku 1984 0,1 l.s^{-1} a v rokoch 1985–1989 iba 0,03-0,05 l.s^{-1}. Výdatnosť zdroja Ľudovít a Born dočasne vzrástla, ale neskôr sa ustálila na pôvodných hodnotách. Ľudovít mal v rokoch 1979–1984 výdatnosť 0,05–0,08 l.s^{-1}, v rokoch 1985–1987 vzrástla na 0,25–0,52 l.s^{-1}, no v rokoch 1988–1989 poklesla na 0,04–0,09 l.s^{-1}. Born mal v rokoch 1979–1985 výdatnosť 0,48–0,77 l.s^{-1}, v rokoch 1986–1988 stúpla na 1,34–1,97 l.s^{-1}, ale v roku 1989 poklesla na 0,70 l.s^{-1}.

Pomerne ustálená výdatnosť sa zistila pri zdroji Banský a Ľudový. V rokoch 1979–1989 mal Banský výdatnosť 0,56–0,85 l.s^{-1} a Ľudový 0,20–0,29 l.s^{-1}.

Prehľad priemernej ročnej výdatnosti zdrojov v rokoch 1979-1989 je v tab. 1.

V rokoch 1990–1998 mal Zipser (2,50–4,63 l.s^{-1}), Jozef (0,27–1,05 l.s^{-1}) a Vilma (0,15–0,32 l.s^{-1}) pomerne nízku priemernú ročnú výdatnosť (Remšík, Helma a Marcin, 2000) výdatnosť Bornu (0,49–1,50 l.s^{-1}), Ľudovíta (0,02–0,52 l.s^{-1}) i Vojtecha (0,29–0,64 l.s^{-1}) výrazne kolísala. Výdatnosť Ľudového bola v tomto období relatívne ustálená (0,19–0,26 l.s^{-1}).

Postupný, no pomerne rapídny pokles výdatnosti Zipsera a Jozefa sa dá vysvetliť zlým technickým vystrojením vrtov (skorodovanie pažníc), čo sa potvrdilo aj pri karotážnych meraniach v roku 1988 (Klago, 1989) a zlý technický stav záchytov je pravdepodobnou príčinou poklesu výdatnosti Vilmy, Vojtecha a R+V+I.

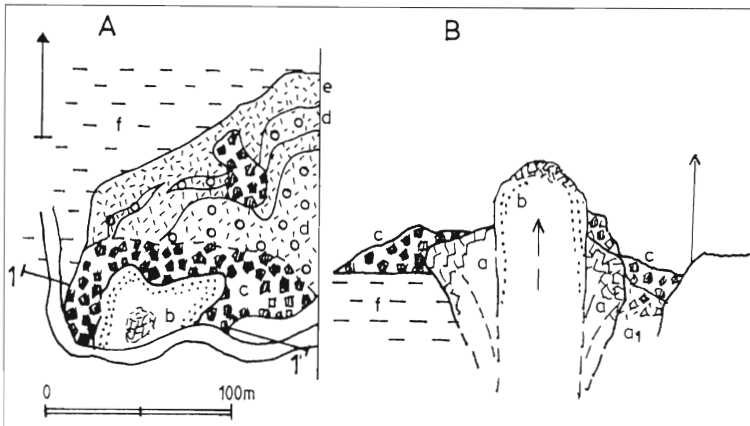
Nečakaný dočasný rast výdatnosti Borna a Ľudovíta pravdepodobne súvisí s deštrukciou vystrojenia Zipsera a Jozefa. Voda, ktorá nemohla prenikať na povrch prostredníctvom Zipsera a Jozefa, bola „vytláčaná" cez zdroj Born a Ľudovít. Postupne sa deštruovalo aj vystrojenie vrtu Born. Karotážou v roku 1988 (Klago, 1989) sa potvrdil zlý technický stav tohto vrtu a zanesená bola pravdepodobne aj záchytná šachta prameňa Ľudovít. Opätovné ustálenie výdatnosti Borna a Ľudovíta však možno vysvetliť aj tak, že si podzemná voda našla iné cesty obehu, ktoré jej umožnili preniknúť na povrch (skryté prestupy, zvýšenie výdatnosti nemeraných výverov a pod.)

Lokalita 4 – Locallity No 4

Szabóova skala, ryolitová extrúzia

Szabóova skala cliff, the rhyolite extrusion

Jastrabská formácia zahŕňa produkty ryolitového vulkanizmu strednosarmatského až vrchnosarmatského veku. Ryolitový vulkanizmus prebiehal zhruba synchrónne s výzdvihom hodrušsko-štiavnického hrastu a s intenzívnou subsidenciou bloku Žiarskej kotliny. Ryolitová masa vystúpila na povrch zlomovým systémom označovaným ako vyhniansko-ihráčska vulkanotektonická zóna, ktorý zo západnej strany obmedzuje hodrušsko-štiavnický hrast a pokračuje pri jv. okraji Žiarskej kotliny (tam predstavuje rozhranie medzi subsidujúcim blokom Žiarskej kotliny a dvíhaným blokom hrastu) a ďalej na SV až S pri východnom okraji kotliny do Kremnických vrchov. Ryolitový vulkanizmus v Žiarskej kotline reprezentuje pestrá škála vulkanických foriem (dajky, extruzívne domy, protrúzie, lávové prúdy, ložné intrúzie, freatomagmatické kúžele) a polohy pemzových tufov, redeponovaných tufov, epiklastických vulkanických pieskovcov s polohami konglomerátov.



Obr. 4. Ryolitová extrúzia Szabóova skala, jastrabská formácia. **A** – plošná schéma, **B** – geologický rez 1-1 a) staršia deštruovaná ryolitová extrúzia; a_1) extruzívne brekcie; b) mladšia extrúzia – Szabóova skala s perlitickým okrajom; c) hyaloklastitové brekcie; d) epiklastické vulkanické konglomeráty, pieskovce a redeponované tufy; e) pemzové tufy a tufy. f) sedimenty Žiarskej kotliny.
Fig. 4. Rhyolite extrusion Szabóova skala, the Jastrabá Formation. **A** – surficial scheme, **B** – geological cross-section 1-1 a) older destroyed rhyolite extrusion, a_1) extrusive breccia; b) younger extrusion – Szabóova skala with perlite rim; c) hyaloclastite breccia; d) epiclastic volcanic conglomerate, sandstone and reworked tuff; e) pumice tuff and tuff; f) sediments of the Žiarska kotlina basin.

Pri raste extruzívnych dómov vznikali na ich okraji pásma autoklastických brekcií a ako výsledok kontaktu s vodným prostredím hyaloklastitové brekcie (obr. 4A). Úlomkovitý materiál z dezintengrácie extruzívnych dómov sa hromadil v ich bezprostrednom okolí. Primárne uloženiny hruboúlomkovitého materiálu vo veľkej miere podliehali deštrukcii a vznikali epiklastické vulkanické konglomeráty, pieskovce a redeponovaný tuf. V externejších pásmach sa uložili tufy a pemzové tufy, ktoré prechádzajú do sedimentov Žiarskej kotliny.

Szabóova skala predstavuje záverečný výstup silne viskóznej lávy (protrúziu) cez starší extruzívny dóm, ktorý podľahol deštrukcii (obr. 4B). Pri okraji protrúzie je pásmo sklovitého ryolitu (perlitický ryolit, resp. obsidián). Vertikálne orientované dutiny po unikajúcich plynoch (litofýzy) a textúry fluidality (striedanie svetlejších a tmavších pásiem) dokumentujú výstup lávy formujúci teleso protrúzie. Na jeho vrchole sa zachoval relikt autoklastických brekcií (zvyšok povrchovej zbrekciovatenej kôry telesa) vydvihnutý jeho pohybom.

Sklovitá základná hmota je často rekryštalizovaná do sférolitov s radiálne lúčovitou stavbou (sférolitická štruktúra).

Szabóova skala je prírodná pamiatka pomenovaná na počesť vynikajúceho petrografa J. Szabóa, profesora budapeštianskej univerzity, ktorý pracoval v banskoštiavnickej oblasti a významne sa zaslúžil o pokrok v geológii a petrografii vulkanických hornín.

Lokalita 5 – Locallity No 5

Lehôtka pod Brehmi – freatomagmatický kužeľ s dezintegrovanou ryolitovou extrúziou

Lehôtka pod Brehmi – phreatomagmatic cone with disintegrated rhyolite extrusion

V súčasne exploatovanom lome v Lehôtke pod Brehmi pri južnom okraji Žiarskej kotliny je obnažená časť freatomagmatického kužeľa (obr. 5). Kužeľ vznikol pri freatických a freatomagmatických erupciách vyvolaných stykom vystupujúcej ryolitovej magmy s vodným prostredím, resp. s vodou nasýtenými sedimentmi v južnej časti Žiarskej kotliny.

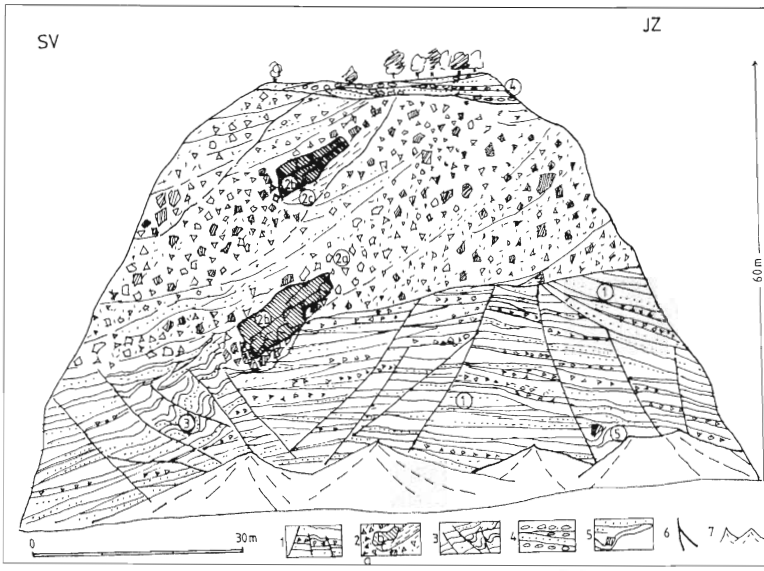
V strednej až jz. časti lomu kužeľ budujú striedajúce sa polohy jemnozrnných (prachovo-popolových) a hrubozrnnejších tufov s úlomkami ryolitov (1), ktoré predstavujú uloženiny typu pyroklastických prívalov. Lokálne sú pozorovateľné deformačné textúry (impakty) po dopade ryolitových blokov (5).

Vo vyššej centrálnej a sv. časti lomu prevládajú polohy hrubých až blokových brekcií (2). Úlomky perlitických, sklovitých ryolitov (obsidiánov) variabilných rozmerov (5–30 cm, redšie do 0,5–2 m) sú uložené chaoticky v zrnitom rozpadavom matrixe. V chaotických brekciách sa vyskytujú mohutné bloky sklovitého ryolitu veľké do 15–20 m, ktoré predstavujú časti rozrušených ryolitových telies (2b). Bloky sa transportovali spolu s úlomkovitým materiálom v podobe lavín, ktoré vznikali v dôsledku pokračujúcej dezintegrácie alebo náhlej deštrukcie (kolapsu) extruzívneho dómu.

V nižšej úrovni pri sv. okraji lomu možno v súvrstviach jemnozrnnejších tufov vidieť deformačné textúry (3) vyvolané tlakovým účinkom náhlej masovej depozície hruboúlomkovitého materiálu alebo tlakovým účinkom pri uložení veľkého bloku ryolitu. Na báze vyššieho bloku je relikt jemnozrnnejších sedimentov (2c). V nižšom bloku je pozorovateľné trieštenie a rozpad na drobnejšie úlomky, ktoré vznikali pri jeho pohybe a uložení.

Vo vrchnej časti lomu je odkrytá poloha fluviálnych sedimentov v podobe zvrstvených pieskovcov s polohami drobných až hrubých konglomerátov, ktoré dominantne tvorí ryolitový materiál (4).

Vývoj freatického kužeľa prebiehal v niekoľkých štádiách. V počiatočnom štádiu pri freatických a freatomagmatických erupciách vznikol freatopyroklastický kužeľ. Charakteristickým procesom boli erupcie plinijského typu so vznikom pyroklastických prívalov. Deformačné textúry v ľavej spodnej časti lomu svedčia v prospech typu *wet surge*, t. j. pyroklastických prívalov s vyšším stupňom nasýtenia vodou. V pokročilejšom štádiu vývoja freatopyroklastickým kužeľom preniklo extruzívne teleso ryolitu (mimo odkrytej časti lomu). Ryolitová extrúzia pri raste podliehala dezintegrácii, pričom sa úlomkovitý materiál transportoval v podobe gravitačných masových prúdov *(debris flows)*. Mohutné bloky (do 20 m) svedčia o vzniku lavín mobilizovaných pri náhlych deštrukciách (kolapsoch), ktoré postihujú väčšie



Obr. 5. Lom pri Lehôtke pod Brehmi, ryolitový tuf a vulkanoklastiká freatického kužeľa, jastrabská formácia. 1 – freatopyroklastiká (tufy s úlomkami sklovitého ryolitu); 2 – a) hrubé brekcie, b) veľké bloky sklovitého ryolitu, c) jemnozrnné tufy; 3 – deformačné textúry v jemnozrnných tufoch; 4 – pieskovce a zlepence s ryolitovým materiálom (fluviálne sedimenty); 5 – impaktná textúra; 6 – zlom; 7 – sutina.

Fig. 5. Quarry near Lehôtka pod Brehmi, rhyolite tuff and volcanoclastic rocks of the phreatic cone, the Jastrabá Formation. 1 – phreatomagmatic pyroclastic rocks (tuff with fragments of glassy rhyolite); 2 – a) coarse breccia, b) large blocks of glassy rhyolite, c) fine grained tuff; 3 – deformation structures in fine grained tuff; 4 – sandstone and conglomerate with rhyolite material (fluvial sediments); 5 – impact structure; 6 – fault; 7 – debris.

časti extruzívnych dómov. Tlakový účinok masovej depozície úlomkovitého materiálu a veľkých blokov spôsobil deformácie v podložných súvrstviach freatopyroklastického kužeľa. Po čiastočnej denudácii vrchnej časti freatopyroklastického kužeľa sa na jeho povrchu uložili mladšie fluviálne sedimenty.

Lokalita 6 – Locallity No 6

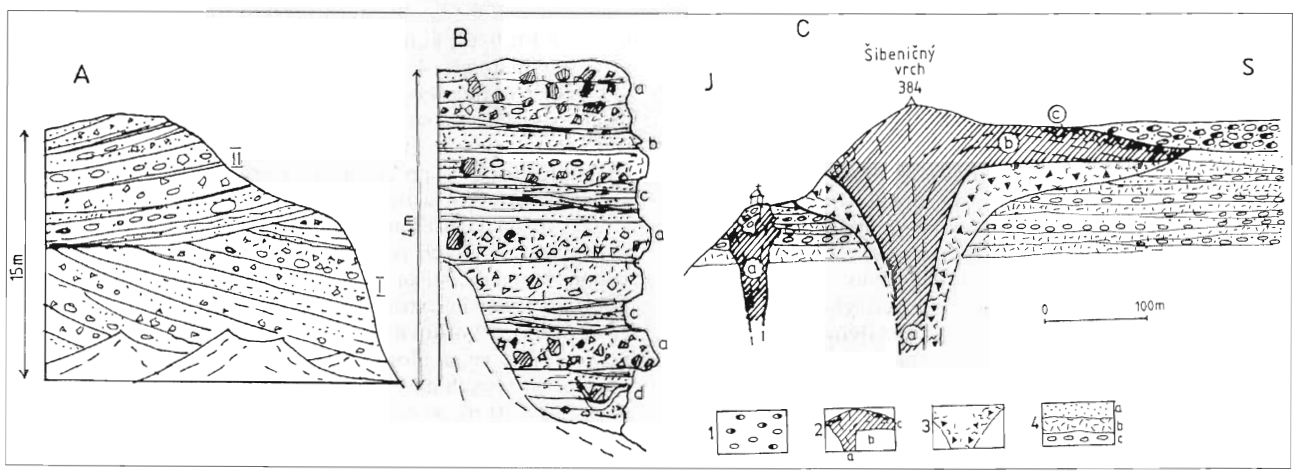
Šibeničný vrch – freatický kužeľ a extrúzia bazaltického andezitu

Šibeničný vrch – phreatic cone and extrusion of basaltic andesite

Komplex Šibeničného vrchu zahŕňa relikty vulkanizmu bazaltických andezitov pri východnom okraji Žiarskej kotliny – dajky, prieniky, neky, ložné intrúzie, lávové prúdy a zvyšky freatomagmatického kužeľa. Patrí doň aj skupina dajok s nekom na SZ od Sklených Teplíc a nek Ostrovica s dajkovým rojom na Z od Ostrého Grúňa a Kľaku.

Pri jz. okraji Šibeničného vrchu je odkrytá časť tufového kužeľa, ktorý vznikol pri freatických a freatomagmatických erupciách (obr. 6A). Pyroklastický materiál tvorí polohy so sklonom na JZ a J, ktoré vznikli pri opakovaných erupciách. Pyroklastický materiál je zvrstvený a s častými textúrami pyroklastických prívalov (typu *base surge*, obr. 6B). Tvoria ho úlomky svetlozeleného palagonitizovaného bazaltu, pemzy a materiálu z podložných terasových sedimentov v podobe andezitových a ryolitových obliakov, ako aj úlomky hornín vynesených na povrch z podložia pri freatických explóziách. Ojedinelé väčšie fragmenty bazaltu a bazaltové bomby tvoria výrazné impaktné štruktúry (obr. 6B). Freatomagmatickým kužeľom preniká teleso bazaltického andezitu, ktoré v smere na S prechádza do hrubého a krátkeho lávového prúdu (obr. 6C).

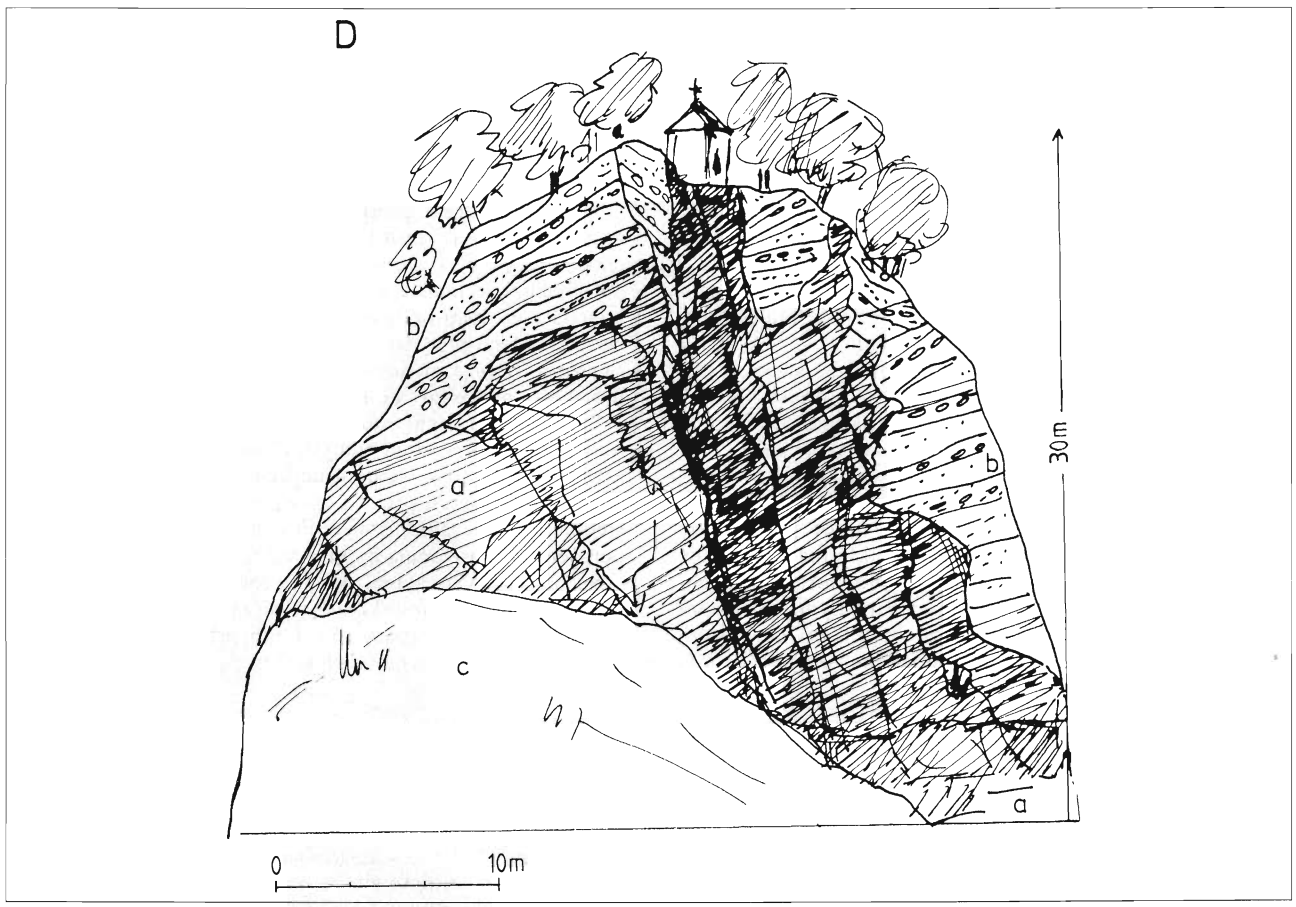
Pri jv. okraji Šibeničného vrchu (obr. 6D) preniká teleso bazaltického andezitu cez konglomeráty jastrabskej formácie



s ryolitovými a andezitovými obliakmi. Pri intrúzii boli konglomeráty vyzdvihnuté, deformované a rozlámané. V strednej časti lomovej steny nimi preniká bazaltové teleso.

Bazaltický andezit je tmavý, sivočierny, výrastlice tvorí plagioklas, pyroxény (augit, hyperstén) a ojedinelý olivín. Základná hmota je doleriticko-trachytická a tvoria ju zrná plagioklasu, pyroxénov, olivínu a magnetitu.

Z rádiometrického datovania telies bazaltického andezitu komplexu Šibeničný vrch vyplynul vekový interval 11,1–8,2 ±0,5 mil. rokov, čo zodpovedá panónu (Balogh et al., 1998).



Obr. 6. Produkty vulkanizmu bazaltického andezitu formácie Šibeničný vrch. **A** – Freatopyroklastický kuželˇ na jz. svahu pod kótou 384 Šibeničný vrch, na V od Žiaru nad Hronom. I – starší pyroklastický kuželˇ so sklonom vrstiev 25–30° na J, ktorý tvoria striedajúce sa polohy jemnozrnného až hrubozrnného palagonitizovaného tufu s úlomkami bazaltického andezitu a s obliakmi ryolitu, andezitu a hornín podložia; II – mladší freatopyroklastický kuželˇ so sklonom vrstiev 15–20° na SZ, ktorý tvoria striedajúce sa polohy jemnozrnného a hrubozrnného palagonitizovaného tufu s polohami brekcií z úlomkov bazaltického andezitu a z polymiktného materiálu s obliakmi kremeňa, kryštalinika, ryolitu a andezitu (priemernej veľkosti 2–5, ojedinele 20–30 cm). **B** – detail mladšieho pyroklastického kužeľa. a) drobnoúlomkovité brekcie s fragmentmi bazaltického andezitu, obliakmi hornín kryštalinika, kremenca, ryolita a andezita a s tufovopiesčitým matrixom, b) palagonitizovaný strednozrnný až hrubozrnný tuf; c) polohy jemnozrnných tufov s textúrou typu *base surge* (pyroklastických prívalov) striedajúce sa s polohami hrubozrnnejších tufov; d) impaktné štruktúry po dopade fragmentov bazaltických andezitov a úlomkov podložia (deformácie podložných vrstiev). **C** – Schéma stavby komplexu Šibeničný vrch na V od Žiaru nad Hronom. 1 – pliocénne štrky; 2 – bazaltické andezity; a) prienik, b) lávový prúd, c) lávová brekcia; 3 – diatréma – maar, freatopyroklastiká (tufy, brekcie, fragmenty a obliaky hornín podložia, andezitu a ryolitu); 4 – produkty jastrabskej formácie; a) pieskovce, b) tufy, c) konglomeráty. **D** – Prienik bazaltického andezitu súvrstvím jastrabskej formácie na V od Žiaru nad Hronom. a) bazaltický andezit s blokovou odlučnosťou; b) epiklastické vulkanické pieskovce, tufy a konglomeráty jastrabskej formácie; c) sutina.

Fig. 6. Basaltic andesite volcanic products of the Šibeničný vrch Formation. **A** – Phreatomagmatic tuff cone on the SW slope under the elevation point 384 Šibeničný vrch eastward of Žiar nad Hronom. I – older tuff cone with southward dip of strata 25-30°, which consists of alternating fine to coarse grained palagonitic tuffs with fragments of andesite and pebbles of rhyolite, andesite and basement rocks; II – younger tuff cone with south-westward dip of strata 15-20°, which consists of alternating fine to coarse grained palagonitic tuff with intercalations of breccia, consisting of basaltic andesite fragments and of polymict material with pebbles of quartz, crystalline schists, granite, rhyolite and andesite (the average diameter is 2-5 cm, occasionally 20-30 cm). **B** – younger tuff cone in detail. a) fine breccias with fragments of basaltic andesite and pebbles, of crystalline schists, granite, quartzite, rhyolite and andesite and with tuffaceous-sandy matrix; b) palagonitic medium to coarse grained tuff; c) layers of fine grained tuff with base surge type texture alternating with layers of coarser grained tuff; d) impact structures of basaltic andesite and basement rock fragments (deformations of underlying beds). **C** – Schematic geological section of the Šibeničný vrch Complex eastward of Žiar nad Hronom. 1 – Pliocene gravel, 2 – basaltic andesite; a) intrusion, b) lava flow, c) lava breccia; 3 – diatreme – maar, phreatomagmatic pyroclastic rocks (tuff, breccia, fragments and pebbles of basement rocks, andesite and rhyolite); 4 – products of the Jastrabá Formation, a) sandstone, b) tuff, c) conglomerate. **D** – Protrusion of basaltic andesite through beds of the Jastrabá Formation – northward of Žiar nad Hronom, a) basaltic andesite with blocky jointing; b) epiclastic volcanic sandstone, tuff and conglomerate of the Jastrabá Formation; c) debris.

Lokalita 7 – Locallity No 7

Vyhne – sanácia havarijného ryolitového brala

Vyhne – remediation works on the break-down rhyolite cliff

Ryolitové bralo na okraji Vyhní dlhé 75 m je vysoké okolo 25 m. Nestabilita brala, prejavujúca sa uvoľňovaním a pádom blokov horniny (často v objeme niekoľkých m^3) ohrozovala ľudí, štátnu cestu a prevádzku v pivovare Steiger vo Vyhniach.

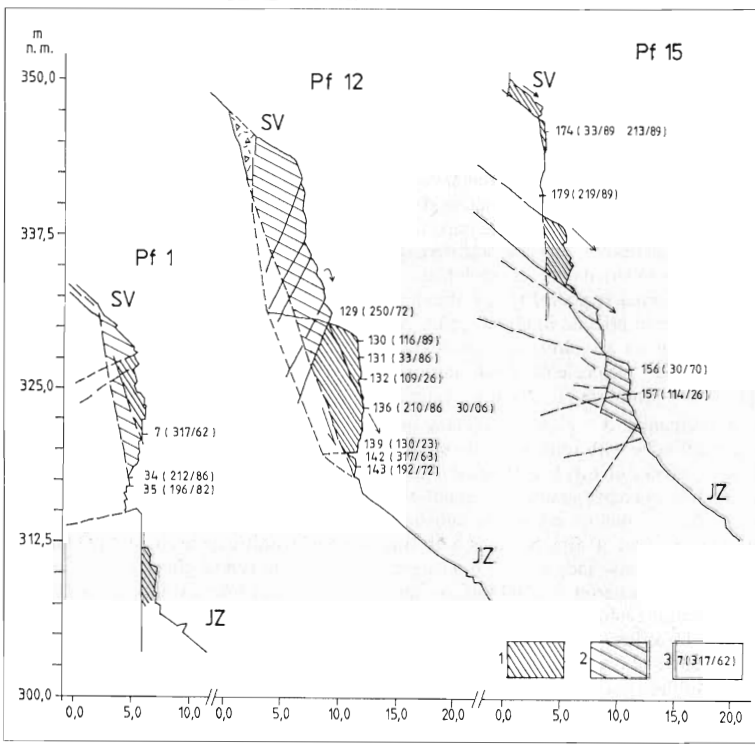
Z geologického hľadiska je bralo súčasťou rozsiahleho ryolitového telesa. Vlastný prienik ryolitovej lávy pozdĺž zlomových systémov možno datovať do vrchného sarmatu až spodného panónu. V pliocéne a pleistocéne pokračujúci zdvih územia spôsobil denudáciu a separáciu extrúzií na individuálne bloky. Jedným z nich je aj opisované bralo s charakteristickými strmými skalnými stenami.

Inžinierskogeologický prieskum lokality sa sústredil najmä na hodnotenie štruktúrnych prvkov, ktoré sú hlavnou príčinou nestability častí brala. Pri prieskume sa uplatnila hlavne pozemná fotogrametria, ktorou sa zameralo 23 charakteristických profilov steny brala (Bartoš a Gregor, 2000) a priame meranie diskontinuity s použitím horolezeckej techniky (päť profilov). Zisťoval sa súbor parametrov diskontinuity, ktoré umožnili určiť základné štruktúrne vlastnosti masívu – blokovitosť a rozvoľnenosť v jeho rozličných častiach. Po doplnení laboratórnymi skúškami vybratých vlastností horninového materiálu sme bralo rozdelili na tri stabilitné kvázihomogénne celky (I. až III) a každý z nich podľa stupňa porušenia na podcelky (Holzer et al., 2000).

Najmenej stabilnou časťou brala je podcelok Ia, ktorý tvorí jeho centrálnu časť s charakteristickým profilom 12 (obr. 7). Túto časť priamo podrezávajú niektoré z identifikovaných puklinových systémov. Veľmi nestabilný je aj podcelok IIb (západná časť brala, profil 1 na obr. 7). Výrazne nestabilné časti skalnej steny (profil 15 na obr. 7) sú aj v celku III (východná časť brala), ale ich nestabilita pre väčšiu vzdialenosť od objektov technosféry a rozsiahlu akumuláciu sutinového materiálu na úpätí brala nepredstavovala akútne nebezpečenstvo. Uvedené predstavy sa verifikovali sériou stabilitných výpočtov (Drusa in Fussgänger et al., 1999) a tie potvrdili nestabilitu podcelkov Ia, IIb a IIIa.

Projekt navrhoval po odstránení nestabilných blokov brala a očistení skalnej steny technicky spevniť („zopnúť") rozvoľnené bralo systémom nepredpätých kotiev rozličnej dĺžky, jeho povrch prekryť („obaliť") kovovou ochrannou sieťou, otvorené pukliny vyplniť cementovou zmesou a najporušenejšie časti brala prekryť striekaným betónom.

Sanácia sa vykonala na sklonku roku 1999. Stabilita brala sa od začiatku jeho prieskumu po súčasnosť monitoruje metódami pozemnej fotogrametrie, ktorá pri hodnotení využíva hustú sieť hlavíc spevňujúcich kotiev.



Obr. 7. Vyhne – sanácia havarijného ryolitového brala. Charakteristické profily nestabilnými časťami skalného brala. 1 – časti profilov s najmenšou stabilitou, 2 – potenciálne nestabilné časti, 3 – číslo diskontinuity (smer sklonu/sklon).

Fig. 7. Vyhne – remediation works on the break-down rhyolite cliff. Characteristic profiles through unstable zones of the cliff. 1 – zones with the smallest stability, 2 – potentially unstable zones, 3 – number of a discontinuity (dip direction/dip).

Lokalita 8 – Locallity No 8

Nová Baňa-Brehy, najmladší vulkán Putikov vŕšok, lávové prúdy

Nová Baňa-Brehy, the youngest volcano Putikov vŕšok, lava flows

Bazaltový vulkán Putikov vŕšok, situovaný na J od Novej Bane, sa skladá z troskového kužeľa a lávového pokryvu.

Troskový kužeľ leží na JV od Tekovskej Breznice v oblasti hrebeňa nad Chválenskou dolinou v okolí kóty 477 m (obr. 8A) a tvoria ho prevažne bazaltové pyroklastiká. Relikt kužeľa vznikol pri explozívnej vulkanickej aktivite. V spodnej časti kužeľa sú polohy palagonitizovaného tufu a sú výsledkom hydromagmatických erupcií (Šimon, 2000). Vlastný kužeľ tvoria produkty strombolskej a havajskej explozívnej aktivity – troskovo-lapilový tuf, aglutináty a vulkanické bomby. Pyroklastický materiál je uložený v sklone do 30°. V topografickom reliéfe je kužeľ zreteľnou dominantou.

Sukcesia lávových prúdov tečúcich severným smerom vytvorila na plochom reliéfe v údolí Hrona súvislejší lávový pokryv. Lávové prúdy sa začínajú pri severnom okraji kužeľa a pokračujú po svahu do doliny Hrona. Vyznačujú sa variabilnou hrúbkou a dĺžkou. V blízkosti centrálnej zóny vulkánu sú dlhé niekoľko desiatok metrov s hrubé do 1 m. S rastúcou vzdialenosťou od kužeľa v smere primárneho svahu do doliny Hrona hrúbka prúdov narastá až do 15 m. Maximálna dĺžka lávových prúdov je 3,2 km. Na čele prúdov (v okolí lomu Brehy) mali druhotné freatomagmatické erupcie vyvolané natečením lávy na zvodnené sedimenty takú intenzitu, že vytvorili niekoľko pseudokráterov a malých troskových kužeľov (Šimon, 2000) z hrubo zvrstvených pyroklastických hornín typu aglomerátov a aglutinátov, ktoré sú niekedy prekryté ďalšími lávovými prúdmi. Taká situácia je v ľavej časti lomu Brehy pri Novej Bani a znázorňuje ju obr. 8B. Z petrografického hľadiska reprezentujú horniny vulkánu alkalické olivinické bazalty až nefelinické bazanity.

Stratigraficko-chronologicky sa vulkán zaraďuje do kvartéru na základe pozície kvartérnych akumulácií v podloží a na povrchu lávových prúdov. V podloží sú štrkové polohy terasovej akumulácie Hrona (3. stredná terasa – mladší ris), v nadloží séria spraše a fosílnej pôdy (würmská séria s interglaciálnou pôdou vo vnútri a s interglaciálnou hnedozemou až hnedozemným pôdnym sedimentom interglaciálu na báze súvrstvia). Analogickou sériou je tam aj súvrstvie vápnitej až odvápnenej sprašovej hliny s fosílnymi pôdnymi sedimentmi. Pri Tekovskej Breznici je v nadloží interštadiálny pôdny sediment a periglaciálna hlina rovnakej stratigrafickej postupnosti, a preto odhadujeme vek vulkánu na koniec glaciálu (mladší ris) až rozhranie s interglaciálom, čo zodpovedá geologickému veku asi 130 000 rokov (Šimon a Halouzka, 1996).

Lokalita 9 – Locallity No 9

Hodrušská dolina, granodioritová intrúzia

Hodrušská dolina valley, granodiorite intrusion

Erozívny zrez v hrastovom bloku odkrýva zložitý intruzívny systém s polyfázovým vývojom, ktorý sa začal pravdepodobne tvoriť už v záverečnom štádiu vývoja spodnej stratovulkanickej stavby a ďalej sa formoval pri vývoji kaldery s pravdepodobným presahom do mladších období.

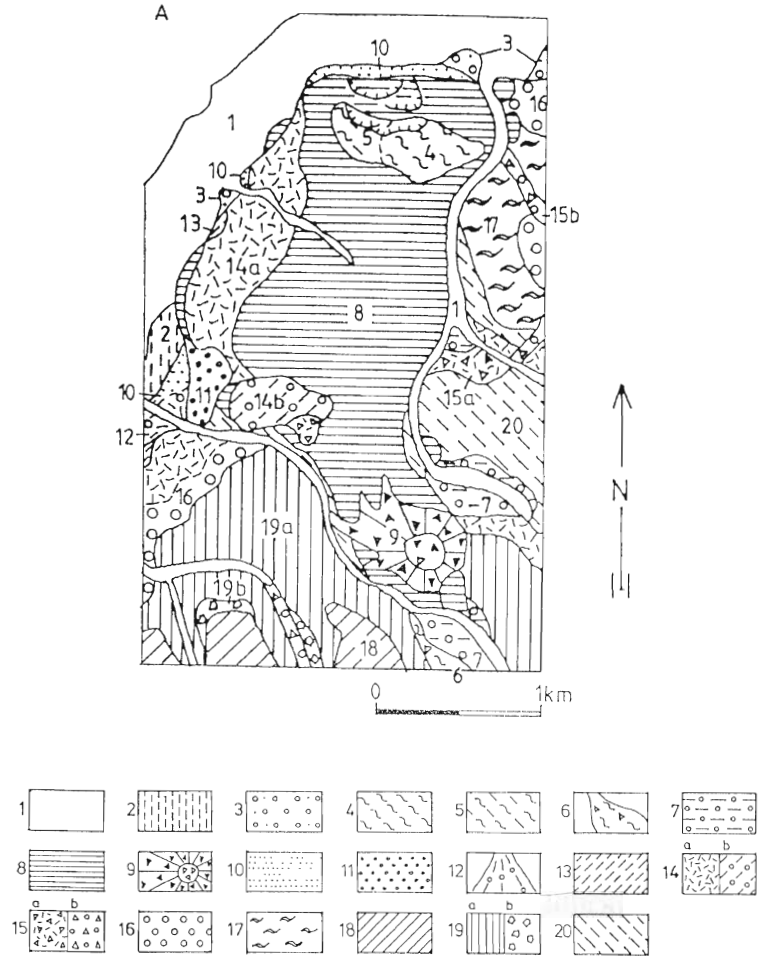
Najhlbšiu (subvulkanickú) úroveň reprezentuje *hodrušsko-štiavnický intruzívny komplex granodioritu – dioritu,* ktorý vystupuje na povrch v centrálnej až západnej časti hrastu v prostredí mezozoicko-paleozoických hornín. Centrálnejšiu časť intruzívneho komplexu tvorí rozsiahle granodioritové teleso s plochou vyše 80 km^2. Pokračovanie intrúzie smerom na V v podloží vulkanických komplexov v štiavnickej časti hrastu potvrdili vrty a banské práce. Pri severnom okraji granodioritovej intrúzie je teleso dioritu orientované dlhším rozmerom v smere V–Z.

Povrch granodioritovej intrúzie sa prejavuje ako zložitá klenba so strmým ohraničením pri severnom okraji a s miernejším sklonom pri západnom a jz. okraji s postupným ponáraním pod mezozoicko-paleozoické komplexy. Vrchný kontakt intrúzie so zvyškami paleozoicko-mezozoického plášťa je pomerne plochý a bez znakov násilného prenikania. Mezozoické horniny sú pri styku s intrúziou termicky metamorfované a lokálne skarnizované (Kohútska dolina, Klokoč). Uvedené fakty, ako aj pomerne plochý vrchný kontakt intrúzie s jej nadložím bez známok násilného vniknutia svedčia o tom, že má formu obráteného zvona (typ *bell jar*). Jej vznik bol spätý s deštrukciou stropu magmatického rezervoára, s poklesom bloku a s uvoľnením priestoru nad ním, ktorý potom obsadila granodioritová magma (obr. 9).

Dioritová intrúzia pri severnom okraji granodioritového telesa sleduje zlomový systém smeru V–Z so strmým sklonom na S. Jej výstup časovo predchádzal umiestneniu centrálnej granodioritovej intrúzie (Pástor, 1969). Malé dioritové telesá sporadicky vystupujú aj v strope granodioritovej intrúzie (Pivovarský vrch na J od Banskej Hodruše), pri západnom okraji granodioritu (Horná Kostolná) a pri jeho južnom okraji (Richnavská dolina). Tieto výskyty signalizujú pôvodne väčší počet a rozsah dioritových telies, deštruovaných výstupom hlavnej granodioritovej intrúzie.

Údaje z rádiometrického datovania K/Ar metódou vykazujú veľký časový rozptyl (od 19,6 do 10,5 mil. rokov). Za reálny možno pokladať vek 14,8 ± 2,4 a 13,7 ± 2,5 mil. rokov Merliča a Spitkovskej (in Štohl et al., 1976) a 14,3 ± 0,9 mil. rokov (podzemie Banskej Štiavnice) Bagdasarjana (in Konečný et al., 1983).

Podľa nášho náhľadu sa intruzívny komplex vyvinul po sformovaní spodnej stratovulkanickej stavby a pred subsidenciou štiavnickej kaldery vo vrchnom bádene. Niektoré novšie výsled-



Obr. 8B. Nová Baňa-Brehy, najmladší vulkán Putikov vŕšok. **A** – schéma geologickej stavby, **B** – lom Brehy pri Novej Bani, bazaltové prúdy a brekcie. a) spodný bazaltový prúd, b) brekcia s napenenými fragmentmi bazaltu, c) lávový jazyk v brekcii, d) vrchný prúd.

Fig. 8B. The Nová Baňa-Brehy, the youngest vocano Putikov vŕšok. **A** – scheme of geological structure, **B** – The Brehy quarry nearby Nová Baňa, basalt flows and breccia. a) lower basalt flow, b) breccia with foamy basalt fragments, c) lava lobe in breccia, d) upper flow.

Obr. 8A. Geologická mapa vulkánu Putikov vŕšok (Šimon a Halouzka, 2000). Kvartér. Holocén: 1 – fluviálna nivná hlina, piesčitá hlina a piesok, holocén vcelku; pleistocén – würm (vislan): 2 – fluviálna hlina; 3 – fluviálny piesčitý štrk (dnovej akumulácie); 4 – eolitická vápnitá spraš (nečlenený pleistocén alebo würm); 5 – eolicko-deluviálna vápnitá sprašová hlina a jej série; 6 – periglaciálny soliflukčnosutinový kamenitý prúd (prevažne bazaltové úlomky v Tekovskej Breznici); ris/würm – würm: 7 – fluviálno-limnický hlinitý piesok a štrk (tekovskobreznická séria); mladší riss – báza ris/würm – vulkán Putikov vŕšok: 8 – lávové prúdy; 9 – pyroklastiká troskového kužeľa; mladší ris (vartan): 10 – fluviálny piesčitý štrk (akumulácia 3., strednej terasy); starší ris (sál s. s., drent): 11 – fluviálny piesčitý štrk a štrk (akumulácia 2., hlavnej strednej terasy) s pokryvom mladšieho splachu; 12 – proluviálny hlinitý štrk s úlomkami hornín (náplavový kužeľ), nečlenený kvartér: 13 – deluviálno-fluviálna splachová hlina a piesčitá hlina; 14 – polygenetické deluviálne sedimenty – a) svahová hlina, b) svahový hlinitý štrk (resedimentovaný), 15 – deluviálne sedimenty – a) prevažne hlinito-kamenitá a kamenitá sutina, b) kamenito-štrková sutina.

Terciér Panón – pont: 16 – hrubé a blokovité konglomeráty prevažne s ryolitovým materiálom (fluviálne sedimenty vo výplni paleodolín); štiavnický stratovulkán – sarmat: 17 – drastvická formácia – zváraný pemzový tuf; 18 – sitnniansky komplex – lávové prúdy amfibolicko-pyroxenického andezitu, spodný až vrchný báden. 19 – a) lávové prúdy nešpecifikovaného pyroxenického andezitu, b) epiklastická vulkanická brekcia – (hrubé až blokové) konglomeráty; 20 – nečlenené lávové prúdy

Fig. 8A. Geological map of the Putikov vŕšok volcano (Šimon and Halouzka, 2000). Quaternary Holocene: 1 – flood plain loam, sandy loam and sand, undivided Holocene; Pleistocene – Würm (Vislan): 2 – fluvial loam, 3 – fluvial sandy gravel (bottom accumulation), 4 – aeolian limy loess (undivided Pleistocene or Würm), 5 – aeolian – slope limy loessy loam and its series, 6 – periglacial solifluction-debris flow (mostly basalt fragments in Tekovská Breznica); Riss/Würm – Würm: 7 – fluvial-limnic loamy sand and gravel (Tekovo-Breznica sequence); Late Riss – bottom of Riss/Würm – Pútikov vŕšok volcano: 8 – lava flow; 9 – pyroclastic rocks of the cinder cone; Late Riss (Vartan): 10 – fluvial sandy gravel (accumulation of the 3rd middle terrace); Earlier Riss (Saal s.s., Drent): 11 – fluvial sandy gravel and gravel (accumulation of the 2nd main middle terrace) with a cover of younger outwash,,12 – proluvial loamy gravel with rock fragments (inwash fan); undivided Quaternary· 13 – colluvial-fluvial outwash loam and sandy loam, 14 – polygenetic colluvial sediments – a) slope loam, b) slope loamy gravel (redeposited); 15 – colluvial sediments – a) mostly loamy-rocky and rocky debris, b) rocky--gravelly debris.

Tertiary. Pannonian – Pontian: 16 – coarse and blocky conglomerate mostly with rhyolite material (fluvial sediments in fillings of paleovalleys); Štiavnica stratovolcano – Sarmatian: 17 – the Drastvica Formation – welded pumiceous tuff; 18 the Sitno Complex – lava flow of biotite-amphibole-pyroxene andesite; Early to Late Badenian: 19 – a) lava flows of unspecified pyroxene andesite, b) epiclastic volcanic breccia – (coarse to blocky) conglomerates; 20 – undivided lava flows.

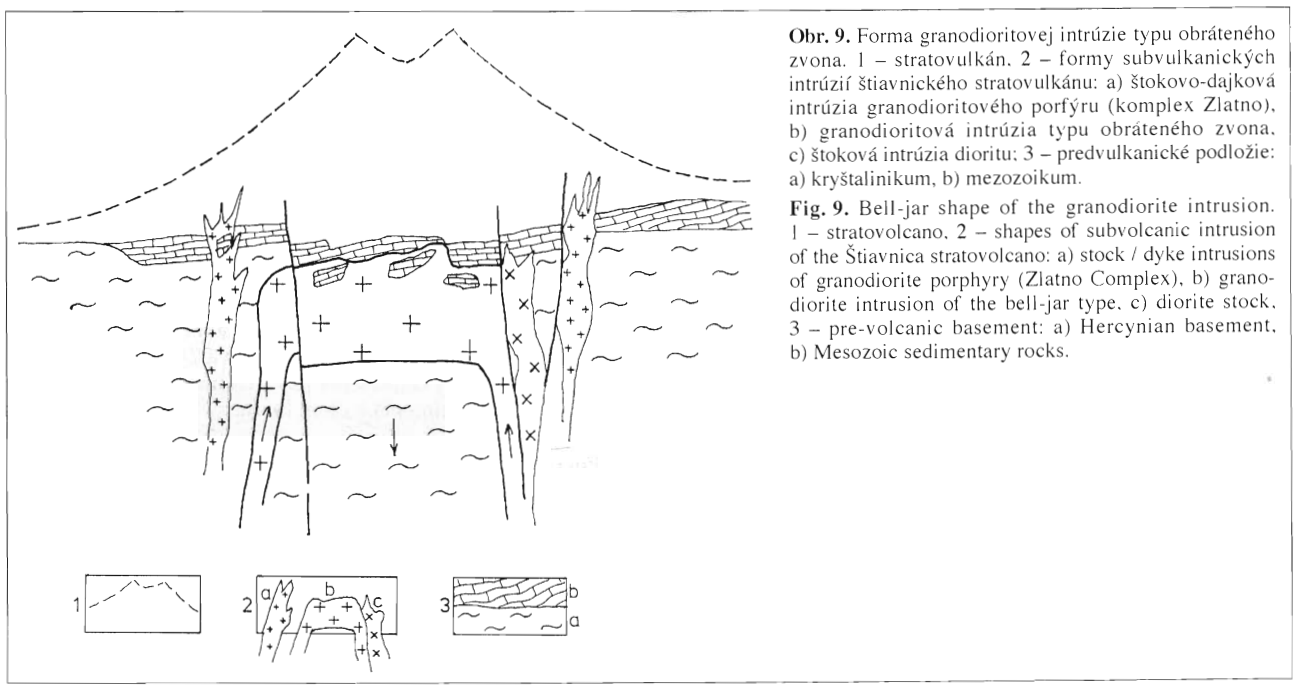
ky rádiometrického datovania pokladáme za ovplyvnené čiastočným až úplným omladením izotopového systému prehriatím súvisiacim s vývojom rozsiahleho systému epitermálnych žíl.

Granodiorit v Banskej Hodruši je tmavosivý až svetlosivý, hrubozrnný (zrná veľké 4–5 mm) a s blokovým rozpadom. Rovnomernú zrnitú štruktúru tvoria hypidiomorfné zrná plagioklasu (Ar_{40-51}), amfibolu, biotitu, alotriomorfné zrná kremeňa a zrná ortoklasu s prechodom do poikilitických až porfyrických štruktúr. Akcesórie tvorí apatit, titanit, zirkón, magnetit a ojedinele turmalín. Granodiorit v nerovnakej miere postihli hydrotermálne premeny (je propylitizovaný), čo sa prejavuje najmä chloritizáciou amfibolu a biotitu, pri intenzívnejšej premene albitizáciou plagioklasu, vznikom sericitu, karbonátov, pyritu, príp. aj sekundárneho kremeňa.

Pri okrajoch intrúzie sú prechody do porfyrických štruktúr s výrastlicami plagioklasu, amfibolu a biotitu s alotriomorfne zrnitou základnou hmotou. Pri okrajoch intrúzie sú apofýzy, ktorých hornina pri metasomatických procesoch nadobudla až granitové zloženie. S vývojom fluíd v apofýzach súvisí skarnizácia v okolitých karbonátoch mezozoika.

Pre granodiorit sú charakteristické ojedinelé tmavé uzavreniny sférického tvaru a dioritového zloženia, ktoré potvrdzujú miešanie magmy v magmatickom rezervoári.

Diorit je tmavá, sivočierna rovnomerne zrnitá hornina (pri propylitizácii získava modrozelený odtieň) so všesmerne zrnitou, ofitickou štruktúrou. Z minerálov sa v ňom vyskytuje plagioklas (Ar_{55-72}), augit, amfibol, biotit a intersticiálny kremeň. Pri okrajoch intrúzie sú viditeľné prechody do porfyrického dioritu s hypidiomorfne až alotriomorfne zrnitou základnou hmotou. Premeny sa prejavujú najmä chloritizáciou a aktinolitizáciou pyroxénov a aktinolitizáciou i biotitizáciou amfibolu.



Obr. 9. Forma granodioritovej intrúzie typu obráteného zvona. 1 – stratovulkán, 2 – formy subvulkanických intrúzií štiavnického stratovulkánu: a) štokovo-dajková intrúzia granodioritového porfýru (komplex Zlatno), b) granodioritová intrúzia typu obráteného zvona, c) štoková intrúzia dioritu; 3 – predvulkanické podložie: a) kryštalinikum, b) mezozoikum.

Fig. 9. Bell-jar shape of the granodiorite intrusion. 1 – stratovolcano, 2 – shapes of subvolcanic intrusion of the Štiavnica stratovolcano: a) stock / dyke intrusions of granodiorite porphyry (Zlatno Complex), b) granodiorite intrusion of the bell-jar type, c) diorite stock, 3 – pre-volcanic basement: a) Hercynian basement, b) Mesozoic sedimentary rocks.

Lokalita 10 – Locallity No 10

Trojičné námestie, inžinierskogeologické problémy ochrany historického jadra Banskej Štiavnice

The Trojičné námestie square, engineering-geological problems of conservation in the historical centre of Banská Štiavnica

Mestská pamiatková rezervácia v Banskej Štiavnici patrí medzi architektonické skvosty Slovenska a je právom zapísaná do Listiny pamiatok tvoriacich svetové kultúrne dedičstvo UNESCO. Jej obnova, najmä centrálnej časti (Námestie Sv. Trojice), sa začala v 70. rokoch 20. stor., ale nepriniesla výsledky adekvátne vynaloženému času a prostriedkov. Najmä podzemné priestory objektov, ktoré tvoria súčasť interiéru mnohých historických objektov, ohrozuje podzemná aj povrchová voda, a tak možnosť využívať ich na pôvodné projektované účely sa zredukovala na minimum. Medzi najohrozenejšie v tomto smere patrí komplex objektov Galérie J. Kollára, ktorý tvorí objekt č. 50/II – dvojposchodový gotický-renesančný dom z 1. pol. 16. stor., tzv. Bošániho dom, objekt č. 49/II, jednoposchodový neskorogotický valdburgerovský dom zo začiatku 16. stor., neskôr, v 2. pol. 18. stor. bolo nadstavené druhé poschodie (Richterov dom), a renesančný dom sieňového typu z 2. pol. 16. stor., tzv. Jonášov dom (48/II). Na tejto strane námestia je ohrozený aj

Hellenbachov dom (banské múzeum) a Sitňaiho dom (15/II). Tieto objekty v súvislosti so zatekaním vôd do suterénu trpia zvýšenou vlhkosťou aj v nadzemných podlažiach, čo najmä v prípade mestskej galérie zhoršuje podmienky využívania výstavných priestorov.

V decembri 1990 sa vykonal inžinierskogeologický prieskum, ktorý zreteľne deklaroval príčiny zatekania a navrhli sa sanačné opatrenia na minimalizáciu zatekania do podzemných častí objektov na východnej strane Námestia Sv. Trojice. Po desiatich rokoch sa vďaka Ministerstvu životného prostredia SR finančné prostriedky na odvodňovanie našli a príslušné práce vykonali v priestore objektov Galérie J. Kollára.

Inžinierskogeologické a hydrogeologické pomery historického jadra Banskej Štiavnice ovplyvňuje komplex prírodných a antropogénne podmienených faktorov, ktoré vtláčajú územiu nápadnú osobitosť. Popri geologicko-tektonickej stavbe, výskyte rudných žíl, charaktere a litologickom zložení kvartérnych sedimentov a hornín prekvartérneho podkladu sú veľmi dôležité aj klimatické a geomorfologické pomery. Najvýznamnejším atropogénnym faktorom je poddolovanie územia, a to nielen v podobe hlbokých banských chodieb, ale aj plytkých, často navzájom prepojených štôlničiek, pivníc a pod.

Povrchovú vrstvu, a teda vlastnú základovú pôdu, resp. podložie priečelia objektov galérie tvoria antropogénne sedimenty heterogénneho zloženia, ktorých hrúbka dosahuje 2,8 m. Pod nimi sú (zhruba do hĺbky 5,5 m) hlinitopiesčité alebo ílovitoštrkovité sedimenty fluviálno-proluviálneho charakteru. Predkvartérny podklad tvoria polohy pyroxenického andezitového porfýru, ktoré v dôsledku postvulkanických procesov majú často charakter súdržnej, objemovo nestálej zeminy. Hladina podzemnej vody je 2 až 4 m pod povrchom a viaže sa na vrstvu fluviálno-proluviálnej povahy.

Návrh sanačných opatrení musel rešpektovať nielen kultúrnohistorickú hodnotu už rekonštruovaných objektov, ale aj rozmanitosť ich pôdorysu, hĺbku založenia, rozdielnu výškovú úroveň vodou atakovaných suterénnych priestorov. V upravenom projekte z roku 2000 sa sanačné práce rozvrhli do dvoch na seba nadväzujúcich etáp.

I. etapa

Nosnou časťou sanačných prác bolo vyhĺbenie 29 horizontálnych vrtov priamo zo suterénnych priestorov ohrozených objektov. Ústia vrtov boli napojené na zvislé potrubie zasekané v skalnom horninovom masíve a na zberný kolektor, z ktorého sa voda odvádza priamo do kanalizačnej siete.

Počet vrtov, ich smerová a sklonová orientácia sa zvolil v závislosti od orientácie a početnosti diskontinuity masívu, priebežnosti, šírky a výplne diskontinuít. Tieto parametre majú bezprostredný vplyv na pohyb podzemnej vody v skalnom horninovom prostredí. Do tohto prirodzeného režimu v priestore sanovaných objektov zasahujú antropogénne vplyvy, a to

- negatívny vplyv rekonštrukčných prác spočívajúci v tesnení skalných stien starých banských chodieb (podzemných priestorov). Vytvorila sa nepriepustná bariéra pre prítok podzemnej vody do podzemných priestorov, tým sa podzemná voda v podstate „presmerovala" a cez rozpukaný horninový masív dostala do podzemných častí susedných stavebných historických objektov,
- tesniace práce vyradili z činnosti povrchový odvodňovací systém napr. medzi objektom 50/II a 51/II, čo pri výškovom rozdiele dvoch susedných objektov vytvorilo podmienky na prítok povrchovej vody do suterénneho priestoru nižšie položeného objektu (50/II). Z nepravidelného monitoringu prítoku vody do podzemných častí vyplýva, že sa v čase zvýšených zrážok alebo pri topení snehu infiltruje do podzemných častí veľké množstvo povrchovej vody (napr. v objekte 50/II pozdĺž banského komína a pod.).

Podzemné priestory atakuje povrchová aj podzemná voda, a preto sa v ďalšej etape musí nevyhnutne vykonať komplex prác stavebno-technického charakteru.

Povrchové odvodnenie – II. etapa

Práce tejto etapy sa majú realizovať v roku 2001 a má ich tvoriť dokonalé utesnenie zadných traktov objektov geotextíliami a vybudovanie nového, resp. úprava starého odvodňovacieho systému, ako aj ich celková parková úprava.

Lokalita 11 – Locallity No 11

Kysihýbeľ – bazaltový nek a biotiticko-amfibolický andezit vo výplni kaldery

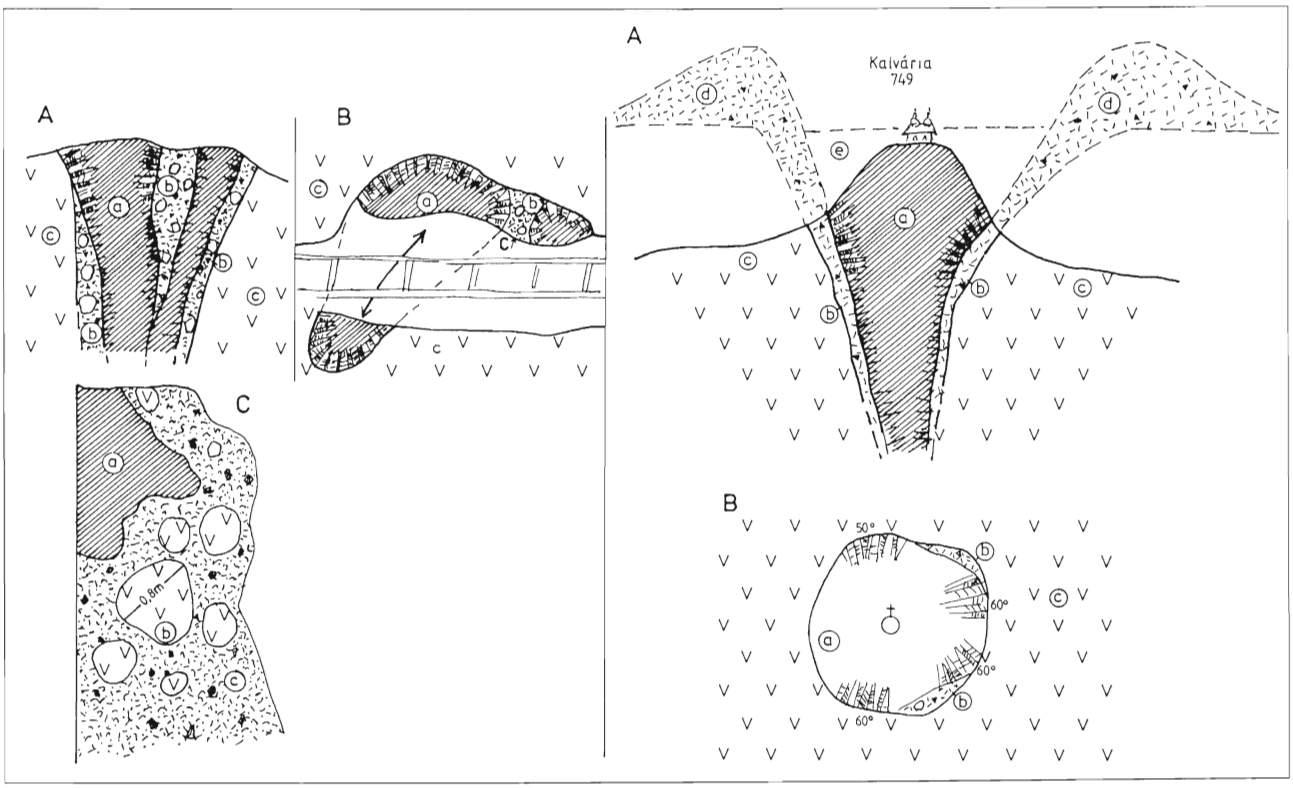
Kysihýbeľ – basaltic neck and biotite-amphibole andesite in the caldera filling

Lávové neky alkalického bazaltu pri Banskej Štiavnici (Kalvária a Kysihýbeľ) boli prívodovými systémami k povrchovým vulkanickým formám (maary, troskové kužele), ktoré potom odstránila denudácia.

Vypreparovaný bazaltový nek vrchu Kalvária (kóta 749, obr. 11) pri východnom okraji Banskej Štiavnice (s barokovým kostolom na vrchole a krížovou cestou) vošiel do histórie európskej geológie zásluhou F. Beudanta, ktorý ho opísal roku 1822.

Bazaltový nek pri Kysihýbli, odkrytý pri stavbe železnice z Banskej Štiavnice do Hronskej Dúbravy, poskytuje obraz o vnútornej stavbe a jej vývoji (obr. 10A, B, C). Okolité horninové prostredie, cez ktoré bazaltový nek preniká, predstavuje jedno z telies vo výplni štiavnickej kaldery reprezentované biotiticko-amfibolickým andezitom studenskej formácie. Strmý priebeh fluidality s prednostnou orientáciou výrastlíc v smere plôch fluidality svedčí o type extruzívneho telesa (extruzívny dóm) formovanom výstupným pohybom viskóznej lávy. Extruzívne telesá typu dómu (kumulodómy) s pásmami brekciácie pri okrajoch sa v tejto oblasti identifikovali na základe systematického výskumu a merania štruktúrnych prvkov, najmä plôch fluidiality (Konečný a Dublan, 1969). Hornina je hruboporfyrická, s výraznými výrastlicami plagioklasu, amfibolu, biotitu a s drobnými pyroxénovými výrastlicami. Základná hmota je mikroliticko-hyalopylitická až hyalínna.

Bazaltový nek, ktorý preráža cez biotiticko-amfibolický andezit, sa vyznačuje eliptickým prierezom s dlhšou osou



Obr. 10. Bazaltový nek Kysihýbeľ; **A** – v profile, **B** – v priereze. a) bazalt so stĺpcovou odlučnosťou, b) brekcia vo výplni diatrémy, c) pyroxenicko-biotiticko-amfibolický andezit. **C** – detail brekcie vo výplni diatrémy. a) bazalt, b) zaoblené bloky pyroxenicko-biotiticko-amfibolického andezitu, c) brekcia s úlomkami napeneného bazaltu a s tufovým zrnitým matrixom.

Fig. 10. Kysihýbeľ basalt neck; **A** – in cross-section, **B** –plan. a) basalt with prismatic jointing, b) breccia in diatreme filling, c) pyroxene-biotite-amphibole andesite. **C** – detail of breccia in diatreme filling. a) basalt, b) rounded blocks of pyroxene-biotite-amphibole andesite, c) breccia with foamy basalt and with tuffaceous granular matrix.

Obr. 11. Bazaltový nek Kalvária. **A** – v profile, **B** – v priereze. a) bazalt so stĺpcovou odlučnosťou, b) brekcia vo výplni diatrémy, c) pyroxenicko-biotiticko-pyroxenický andezit, d) predpokladaný povrchový maar odstránený denudáciou, e) predpokladaná lávová výplň krátera odstránená denudáciou.

Fig. 11. Kalvária basalt neck. **A** – in cross-section, **B** – plan. a) basalt with prismatic jointing, b) breccia in diatreme filling, c) pyroxene-biotite-pyroxene andesite, d) assumed superficial maar removed by denudation, e) assumed lava filling of the crater removed by denudation.

v smere na SZ–JV (obr. 10B). Pri jeho jv. okraji je ďalší, menší bazaltový nek s izometrickým prierezom, oddelený bazaltovou brekciou od hlavného telesa. Pri styku hlavného bazaltového neku s okolitým biotiticko-amfibolickým andezitom sa vyvinula výrazná stĺpcová odlučnosť kontrakčného pôvodu s kolmou orientáciou na pôvodné steny prívodového kanála. Brekciu oddeľujúcu bazaltové neky tvoria fragmenty pôrovitého bazaltu veľké do 5–10 cm a zrnitý tufový matrix (obr. 10C). Časté sú bloky biotiticko-amfibolického andezitu odtrhnuté zo stien prívodového kanála. Zaoblenie blokov sa vysvetľuje ako výsledok abrázie pri ich výnose na povrch vo fluidizovanej plynno-popolovej mase v počiatočných etapách vývoja prívodového systému – diatrémy. Lávová výplň, reprezentovaná bazaltovým nekom, predstavuje záverečné štádium vulkanickej aktivity a súčasne aj jej skončenie utesnením prívodového systému.

Petrograficky je hornina nefelinickým bazanitom s výrastlicami plagioklasu, olivínu a pyroxénov a s mikrodoleritickou základnou hmotou. Vo výplni dutín po plyne sa vyskytuje kalcit, aragonit a zeolity.

Rádiometrický vek určený K/Ar metódou je v prípade bazaltového neku Kysihýbeľ 6,88 ± 0,48 mil. rokov a neku Kalvária 7,1 ± 0,42 mil. rokov (Balogh et al., 1981) a zodpovedá pontu. Eruptívne centrá reprezentované nekmi alkalického bazaltového vulkanizmu sú v zlomovom pásme pri východnom okraji hodrušsko-štiavnického hrastu.

Lokalita 12 – Locallity No 12

Glanzenberg pri Banskej Štiavnici – staré dobývky na žile Špitaler

Glanzenberg near Banská Štiavnica – old mining works at the Špitaler vein

Mimoriadna úspešnosť stredovekého štiavnického baníctva, ktorá sa odrazila v rozvoji mesta, sa odvíjala od vyššej ceny drahých kovov pred objavením Ameriky, ako aj od ťažby obohatených pripovrchových častí rudných žíl. Historické pramene naznačujú, že povrchové dobývky na vrchu Glanzenberg na S od mesta patrili medzi tie, ktorými sa štiavnické baníctvo začínalo.

Rozsiahly systém epitermálnych žíl štiavnicko-hodrušského rudného obvodu v centrálnej zóne štiavnického stratovulkánu zahŕňa 120 väčších rudných žíl na ploche okolo 100 km^2. Najdlhšie dosahuje až 8 km. Zo štruktúrneho hľadiska sa mineralizácia viaže na vývoj resurgentného hodrušsko-štiavnického hrastu v strede štiavnickej kaldery. Rudné žily sa vyvinuli priamo na jeho zlomoch. Žily sú variabilne vyvinuté v prostredí hornín podložia, subvulkanického intruzívneho komplexu, andezitov I. etapy a andezitových telies studenskej formácie – výplne kaldery. Epitermálny systém je teda pokalderový. Vzťah k horninám IV. etapy stratovulkánu nemožno doložiť priamo, ale zlomová tektonika hrastu ich porušuje. Ryolitové telesá a vulkanoklastiká jastrabskej formácie syngenetické s vývojom hrastu sú syngenetické aj s vývojom epitermálnej mineralizácie. Ryolitová dajka na žile Klotilda má intermineralizačnú pozíciu. Dekrepituje minerály starších periód a sama je mineralizovaná najmladšími periódami epitermálnej mineralizácie (Eliáš et al., 1968). Draselná metasomatóza postihla aj samotné ryolity. Takémuto postaveniu zodpovedajú aj výsledky rádiometrického datovania ryolitov (12,4–10,7 mil. rokov), sericitov rudných žíl (12,4–11,4 mil. rokov) a adulárov zo žilných štruktúr (12,0–10,7 mil. rokov; Konečný et al., 1983; Kantor a Ďurkovičová, 1985; Kantor et al., 1988; Kraus et al., 1998). Podrobnejšie informácie o metalogenéze systému epitermálnych žíl sú v práci Lexu et al. (2001) a Hábera et al. (2001).

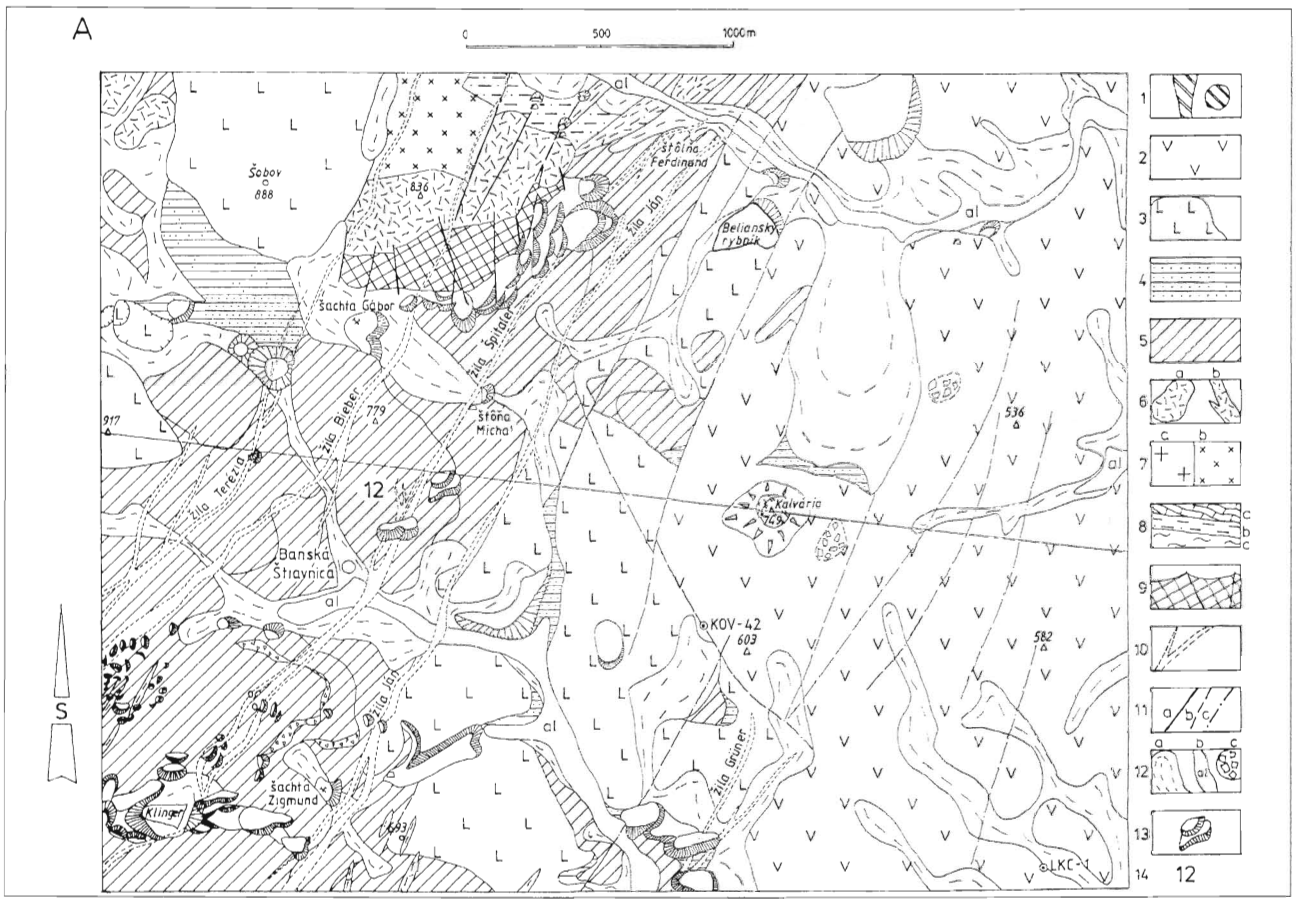
Systém epitermálnych žíl vykazuje celkovú zonalitu (Štohl in Burian et al., 1985). Najtermálnejšiu Cu-(Bi) zónu v strede obkolesuje postupne Pb-Zn-Cu, Ag-Au a vonkajšia Au-Ag-(Sb?) zóna. Zonalita je však funkciou priestorového rozloženia žíl, ktoré sú výsledkom viacštádiového vývoja za meniacich sa štruktúrnych a hydrotermálnych podmienok. Na základe štruktúry, vertikálneho rozsahu, priestorového rozšírenia a prevládajúcich minerálnych paragenéz možno rozlíšiť (Lexa et al., 1997, 1999): 1. na sulfidy bohaté polymetalické žily štiavnického typu, 2. Ag polymetalické žily hodruského typu, 3. drahokovové žily kremnického typu. Spoločným znakom polymetalických epitermálnych žíl štiavnického typu je vcelku jednotný vývoj mineralizačných periód (Koděra, 1969, 1989), charakteristický vývoj premien v okolí žíl (Forgáč, 1966) so zónami silicifikácie a sericitizácie a ich dominantne polymetalický charakter s hlavnými minerálmi – chalkopyritom, galenitom, sfaleritom, sulfosoľami Ag a s elektrom v kremenno-karbonátovej žilovine.

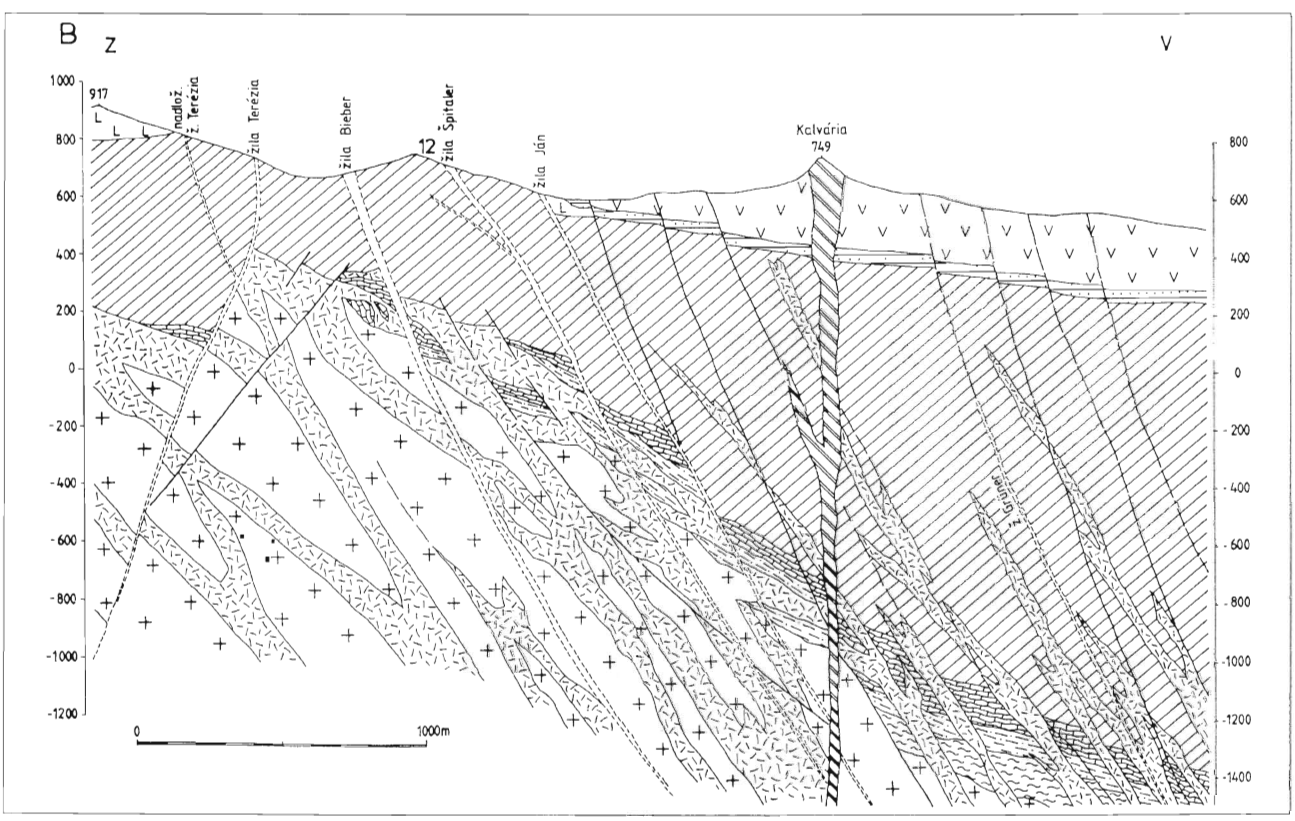
Žila Špitaler je najväčšou polymetalickou žilou štiavnického typu. Je sledovateľná v dĺžke asi 8 km od Štiavnických Baní až po žily Siebenwieber na J od Podhoria, ktoré sú jej severným zakončením. Žila Špitaler je najrozvetvenejšou žilou a medzi jej najvýznamnejšie vetvy patrí Diagonálna; Viliam – hlavná, Viliam – 1. nadložná; Viliam – 3. nadložná; Michal – hlavná; Michal – 1. nadložná; Špitaler – 1. až 4. nadložná; Špitaler – 2. podložná. Štruktúry *konského chvosta* na jv. konci žily v oblasti Piargu majú pre výskyt plochých a protiklonných štruktúr miestami až povahu žilníka. Jedna z mohutnejších vetiev má takmer smer V–Z a je známa ako žila Wolf. Všetky vetvy žily Špitaler majú sklon okolo 60–75° na JV, iba Diagonálna je sklonená na Z. Priemerná hrúbka žily je 1,5 m, ale mineralizácia je najmä v rudných stĺpoch väčšej hrúbky, oddelených úsekmi malej hrúbky alebo tektonického vedenia. Overený hĺbkový dosah žily je okolo 600 m po úroveň +105 m n. m. (obr. 12A, B).

Žila Špitaler teda tvorí mohutné žilné pásmo s viacerými nadložnými a podložnými žilami širokými až vyše 50 m vyvinuté v propylitizovanom andezite a andezitovom porfýre I. etapy, v menšej miere v kremenodioritových porfýroch a na ich vzájomnom kontakte. Hlbšia časť žily pod 12. obzorom je v prostredí karbonátov a bridlíc triasu alebo granodioritu. Okoložilné premeny majú povahu silicifikácie, pyritizácie a sericitizácie a hypergénne procesy sa prejavujú kaolinizáciou a vybielením. Žilná výplň bola prevažne kremitá s malým množstvom karbonátov, nad východným obzorom aj ílovitá. V južnej časti žily – podobne ako na žile Terézia – bola zóna bohatá na Au a Ag, ktorá bola zrejme zastúpená aj v jej pripovrchových častiach. V nedávno dostupných častiach žily je vrchná, ale predovšetkým spodná Pb-Zn ± Cu zóna. Na zrudnení sa zúčastňujú obidve rudonosné periódy a približne od úrovne V. obzoru majú dominantný podiel sulfidy 4. periódy, hlavne sfalerit a galenit, v menšom množstve chalkopyrit a sporadicky pyrit. Z minerálov jaloviny má dominantné postavenie kremeň s jemne impregnovaným hematitom *(cinopel)*, oveľa slabšie sú zastúpené karbonáty, ktoré sú častejšie v hlbších častiach žily, napr. na IX. obzore. Agregáty karbonátov, často vypĺňajúce centrálne časti

Obr. 12. Geologická stavba banskoštiavnického rudného poľa: **A** – plošná schéma. **B** – geologický rez. 1 – bazaltový nek; 2 – biotiticko-amfibolický andezit; 3 – biotiticko-amfibolický andezitový porfýr (± pyroxén); 4 – červenostudnianske súvrstvie; 5 – spodná stavba vcelku (nečlenený propylitizovaný komplex andezitov a andezitových porfýrov); 6 – intruzívny komplex Banisko, kremitodioritové porfýry: a) sil, b) dajka; 7 – hodrušsko-štiavnický intruzívny komplex. a) granodiorit, b) diorit; 8 – predvulkanické podložie: a) kryštalinikum, b) sedimenty spodného triasu, c) karbonáty stredného a vrchného triasu; 9 – sekundárne kvarcity; 10 – rudná žila; 11 – zlom. a) zistený, b) predpokladaný, c) zakrytý; 12 – kvartérne sedimenty: a) deluviálne sedimenty, b) aluviálne sedimenty, c) bloková sutina, 13 – antropogénne uloženiny: a) haldy, b) sypané hrádze.

Fig. 12. Geology of the Banská Štiavnica ore field: **A** – geological map, **B** –cross-section. 1 – basalt neck; 2 – biotite-amphibole andesite; 3 – biotite-amphibole pyroxene andesite porphyry; 4 –Červená studňa Formation; 5 – undivided lower structure (propilitized complex of andesite and andesite porphyry); 6 –Banisko Intrusive Complex, quartz-diorite porphyry: a) sill, b) dyke; 7 – Hodruša-Štiavnica intrusive complex. a) granodiorite, b) diorite; 8 – pre-volcanic basement: a) crystalline complex, b) Early Triassic sedimentary rocks, c) Middle and Late Triassic carbonate rocks; 9 – metasomatic quartzite; 10 – ore vein; 11 – fault: a) proved, b) assumed, c) hidden; 12 – Quaternary deposits: a) colluvial deposits, a) alluvial deposits, c) block debris; 13 – anthropogenic deposits: a) tailing pile, b) bulk dam.


A
0
500
1000m
Šobov
888
836
Štôlňa Ferdinand
Žila Ján
Belianský rybník
Šachta Gábor
Žila Špitaler
Žila Bieber
779
917
Štôlňa Michal
Žila Terézia
12
536
Kalvária
749
Banská Štiavnica
KOV-42
603
582
Žila Ján
Žila Grüner
Šachta Zigmund
Kliny
693
LKC-1
S
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
12


B
Z
V
1000
800
600
400
200
0
-200
-400
-600
-800
-1000
-1200
917
nadlož. z. Terézia
Žila Terézia
Žila Bieber
12
Žila Špitaler
Žila Ján
Kalvária
749
Žila Grüner
0
1000m

žily, sú nehomogénne, väčšinou zonálne, s variabilným obsahom hlavných zložiek – Ca, Mn, Fe a Mg. Zastúpené sú rozličné variety karbonátov – kalcit, Mn kalcit a dolomit. Vo vrchných a stredných častiach žily je rozšírená aj najmladšia, 5., sulfosoľovo-barytová perióda. Sulfosoli Ag (polybázit, pearceit, Ag tetraedrit) karbonátovo-sulfosoľovej asociácie sú zastúpené iba zriedka. Textúra žilnej výplne je podobná ako na žile Terézia – prevláda brekciová, kokardová a páskovaná textúra rúd, v menšej miere sa vyskytujú kolomorfné, vtrúsené alebo liate typy rúd.

V najhlbších bansky otvorených častiach žily Špitaler na II. hĺbkovom obzore má mineralizácia ešte typický vývoj spodnej Pb-Zn ± Cu zóny. Na vetve Michal a Viliam, paralelných so žilou Bieber a Špitaler a vyvinutých medzi nimi, sú aj úseky s prevahou Cu mineralizácie, takže zrejme na tejto úrovni v žile Michal a Viliam spodná Pb-Zn ± Cu zóna postupne prechádza do medenej. V žile Špitaler sa dá výraznejšia zmena charakteru mineralizácie očakávať niekde medzi II. a V. hĺbkovým obzorom.

V poslednom období ťažby sa v Banskej Štiavnici exploatovali centrálne a hlbšie časti žily Špitaler (rudný stĺp Michal), lebo vrchné časti boli po III. obzor vyťažené v dávnejšej minulosti. Gazdík et al. (1986) udávajú pre všetky vetvy žily Špitaler takúto zásobu k 1. januáru 1986:

B: 3,15 Kt, h 0,74 m, Pb 4,5 %, Zn 7,24 %, Cu 0,77 %, Ag 32,7 g/t, Au 0,15 g/t.

C1: 699 Kt, h 1,58 m, Pb 1,62 %, Zn 2,09 %, Cu 0,4 %, Ag 17,7 g/t, Au 0,16 g/t.

C2: 1710 Kt, h 1,57 m, Pb 1,23 %, Zn 1,66 %, Cu 0,26 %, Ag 14,2 g/t, Au 0,14 g/t.

Zostávajúci rudný potenciál sa viaže na hlbšie pokračovanie známych rudných stĺpov pod 12. obzorom a na nedávno overené podložné a nadložné vetvy. Zdôrazňujeme, že polymetalické rudy takejto kvality sa v súčasnosti pokladajú za neťažiteľné. Ťažba rúd v Banskej Štiavnici sa prakticky skončila po zastavení štátnych subvencií začiatkom 90. rokov 20. stor.

Lokalita Glanzenberg je povrchovým východom žily Špitaler so starými dobývkami, ale je v prostredí telies propylitizovaného andezitu I. etapy, ktoré v blízkosti žily postihla silicifikácia, pyritizácia a sericitizácia, ako aj naložené premeny hypergénneho typu prejavujúce sa kaolinizáciou a vybielením s limonitovými zátekmi po puklinách. Hypergénne premeny sú výsledkom oxidácie pyritu pri vetraní hornín.

V úseku odkrytom ťažbou dosahovala hlavná vetva žily Špitaler hrúbku až 5 m a sklon okolo 80° na VJV. Nadložné odžilky sú tu relatívne tenké a paralelné s hlavnou žilou. V južnej časti starých dobývok možno vidieť aj relatívne mohutné, mierne diagonálne podložné odžilky, ktoré boli tiež predmetom ťažby. V horninovom bloku medzi hlavnou žilou a podložným odžilkom sa dajú pozorovať niektoré štruktúrne znaky vývoja žily, najmä komplementárne, na Z sklonené žilky.

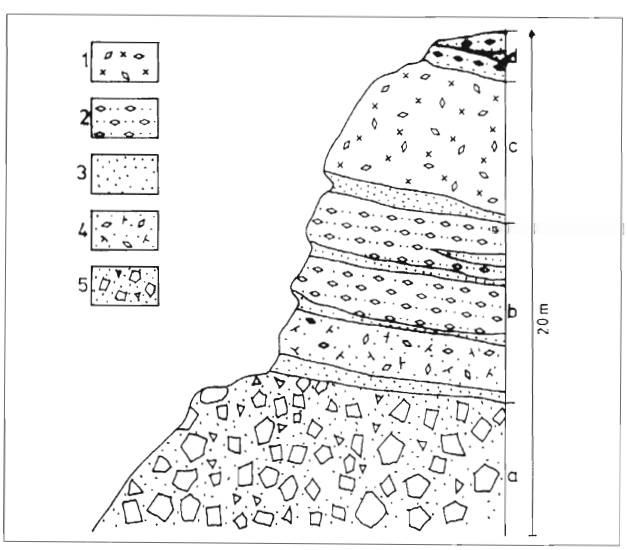
Lokalita 13 – Locallity No 13

Ilija – pemzové tufy vo výplni štiavnickej kaldery

Ilija – pumice tuffs in filling of the Štiavnica caldera

V jv. časti kaldery je odkrytá spodná úroveň jej výplne. Tvoria ju epiklastické vulkanické brekcie, polohy popolovo-pemzových tufov a redeponovaných tufov striedajúce sa s polohami pieskovcov a siltovcov, ktoré sú produktmi úvodnej fázy explozívnej aktivity a nasledujúcej redepozície pyroklastického materiálu. Po poklese explozívnej aktivity vyššie vo výplni kaldery nasledovali lávové efúzie a extrúzie biotiticko-amfibolických andezitov striedajúce sa s produktmi explozívnej aktivity. Produkty tejto úvodnej explozívnej fázy ležia na červenostudnianskom súvrství (epiklastické vulkanické pieskovce, siltovce s vložkami lignitu a s polohami drobných klastík, ako aj lávový prúd biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu), ktoré reprezentuje horniny uložené pri počiatočných subsidenčných pohyboch kaldery.

V zárezе poľnej cesty pri jz. okraji obce Ilija je odkryté súvrstvie, ktoré v spodnej časti tvoria epiklastické vulkanické brekcie s úlomkami sklovitého biotiticko-amfibolického andezitu, podradne staršieho pyroxenického andezitu zo spodnej stratovulkanickej stavby, uložené chaoticky v netriedenom piesčitom matrixe (obr. 13). Brekcia pochádza z deštrukcie lávového telesa s nasledujúcou masovou depozíciou úlomkovitého materiálu. V smere do nadložia nasledujú



Obr. 13. Zárez poľnej cesty pri obci Ilija, spodná časť výplne kaldery produktmi vulkanizmu biotiticko-amfibolického andezitu studenskej formácie. 1 – pemzový prúd, 2 – redeponovaný pemzový tuf; 3 – epiklastický vulkanický pieskovec; 4 – redeponovaný tuf s úlomkami andezitu; 5 – epiklastické vulkanické brekcie s úlomkami sklovitého biotiticko-amfibolického andezitu a s úlomkami pyroxenického andezitu spodnej stratovulkanickej stavby

Fig. 13. Field road cut nearby the village Ilija. The lower part of the caldera filling represented by products of biotite-amphibole andesite volcanism of the Studenec Formation. 1 – pumice flow deposits, 2 – redeposited pumice tuff, 3 – epiclastic volcanic sandstone; 4 – reworked tuff with fragments of glassy biotite-amphibole andesite and with fragments of pyroxene andesite of the lower stratovolcanic structure.

polohy redeponovaných pemzových tufov striedajúcich sa s vložkami až polohami epiklastických vulkanických pieskovcov, ktoré sú produktom redepozície (príp. splachu) popolovo-pemzového materiálu do lokálnej depresie a jeho uloženia vo fluviálno-limnickom prostredí.

Vo vrchnej časti sekvencie je hrubšia poloha chaotického pemzového tufu, ktorý tvoria prevažne úlomky pemzy nerovnakej veľkosti (priemerne 2–3 cm, ojedinele do 5–8 cm) a pemzovo-tufový matrix. V podradnom množstve sú zastúpené andezitové úlomky. Poloha chaotického pemzového tufu reprezentuje popolovo-pemzový prúd sformovaný pri plinijskej erupcii (po kolapse erupčného stĺpca) s nasledujúcim pohybom popolovo-pemzovej masy na zemskom povrchu. V priebehu tohto pohybu sa zmobilizoval úlomkovitý materiál zo starších andezitových telies (alebo bol vyvrhnutý už pri erupcii). V dôsledku ochladenia popolovo-pemzovej masy pri jej pohybe nenastalo „zváranie" so vznikom ignimbritov, ako to možno vidieť v prípade niektorých iných popolovo-pemzových prúdov vo výplni kaldery. V nadloží popolovo-pemzového prúdu nasledovali efúzie láv biotiticko-amfibolických andezitov striedajúce sa s polohami redeponovaných tufov (východné svahy Sitna).

Lokalita 14 – Locallity No 14

Lom Tepličky – lávový prúd pyroxenického andezitu (sarmat)

The Tepličky quarry – lava flow of pyroxene andesite (Sarmatian)

Po obnovení explozívno-efuzívnej aktivity andezitového vulkanizmu v postkalderovom štádiu (v sarmate) vzniklo viac menších andezitových stratovulkánov v blízkosti kalderového zlomu. Po ich denudácii sa v oblasti kaldery zachovali len zvyšky lávových prúdov a vulkanoklastických hornín, na stratovulkanickom svahu v podobe výplne paleodolín prevažne s radiálnou orientáciou. Akumulácie lávových prúdov a vulkanoklastických hornín sarmatského vulkanizmu väčšieho objemu a plošného rozšírenia sa zachovali v nižších úrovniach stratovulkanického svahu a pri jeho úpätí.

Lávový prúd pyroxenického andezitu odkrytého lomom na lokalite Tepličky pod kótou 408 Žarnosek (obr. 14) je súčasťou efuzívneho komplexu Jabloňový vrch, sformovaného v pokročilejšom období vývoja sarmatského vulkanizmu. Centrum efuzívnej aktivity bolo v jv. časti kaldery. Lávové prúdy po prekročení kalderového zlomu postupovali v paleodolinách na stratovulkanickom svahu v smere na JV a J, v niektorých prípadoch využili konfiguráciu tých istých paleodolín ako predchádzajúce lávové prúdy sitnianskeho komplexu a pemzové tufy bielokamenského súvrstvia, ktoré sú uložené na ich dne. Vo vývoji efuzívneho komplexu Jabloňový vrch sú pozorovateľné charakteristické zmeny petrografického zloženia. V jeho spodnej úrovni prevládajú lávové prúdy pyroxenického andezitu a pyroxenického andezitu s olivínom, vo vyššej úrovni sú lávové prúdy so sporadickým amfibolom. Lávové prúdy predstavujú jazykovité smerovo orientované telesá s priemernou hrúbkou 40–60 m. Pri niektorých prúdoch, ktoré tvoria výplň úzkych paleodolín, je výrazný korytovitý priebeh laminačnej odlučnosti, ktorej os indikuje smery tečenia na J a JV. Pri okrajoch prúdov sú časté pásma lávových brekcií.

Lávový prúd odkrytý lomom pod kótou 408 Žarnosek je výplňou zárezu paleodoliny na povrchu bádenského stratovulkánu, ktorej os smerovala na J. V lomovej stene je odkrytý profil lávového prúdu. V spodnej úrovni je výrazná laminačná odlučnosť (porovnateľná s reliéfom podložia prúdu) zvýraznená doštičkovitou odlučnosťou, vo vyššej úrovni pristupuje nepravidelne stĺpcová až bloková odlučnosť.

Andezit je sivý až tmavosivý, porfyrický, výrastlice tvorí plagioklas, hyperstén, augit (hyperstén prevláda nad augitom). Základná hmota je mikroliticko-hyalínna, akcesórie tvorí magnetit, zriedka apatit.

Rádiometrický vek stanovený K/Ar metódou na 11,5 mil. rokov (Bagdasarjan et al., 1970) zodpovedá vrchnému sarmatu.

Obr. 14. Lávový prúd pyroxenického andezitu, lom Tepličky a) andezit s laminačnou doskovitou odlučnosťou so sklonom na J, b) andezit so stĺpcovou odlučnosťou, c) deformácie stĺpcovej odlučnosti ako výsledok svahových pohybov, d) sutina.

Fig. 14. Lava flow of pyroxene andesite, the Tepličky quarry. a) andesite with lamination and platty jointing dipping southward, b) andesite with prismatic jointing, c) deformation of the prismatic jointing as a result of slope sliding, d) debris.

Lokalita 15 – Locallity No 15

Medovarce – lahary a konglomeráty pobrežnej zóny bádenského mora

Medovarce – lahars and conglomerates of the Badenian sea coastal zone

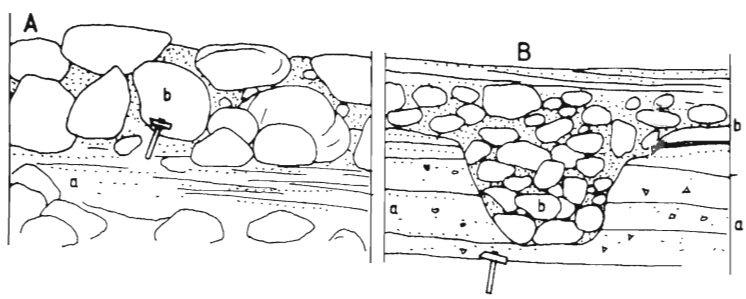
V pokročilejšom štádiu vývoja spodnej stratovulkanickej stavby (v strednom bádene) zasahovalo morské pobrežie zhruba po líniu Krupina – Devičie – Hontianske Nemce – – Sebechleby – Ladzany – Pukanec a ďalej na Z do oblasti Orovnice. V litorálnom pásme sú vo východnej časti uložené *hrubé* až *blokové epiklastické vulkanické konglomeráty* (bloky dosahujú priemer 1–2 m a viac, Hontianske Nemce). Hrubé až blokové epiklastické vulkanické konglomeráty sa striedajú s polohami epiklastických vulkanických pieskovcov (obr. 15A). V pobrežnej zóne sú viditeľné časté erozívne zárezy vyplnené konglomerátovým materiálom (zárezy fluviálnych tokov vstupujúcich do pásma litorálu; obr. 15B).

Okrem konglomerátových fácií sú v litorálnej zóne aj polohy hrubých až blokových epiklastických vulkanických brekcií, drobných až stredných epiklastických brekcií s náznakmi triedenia a zvrstvenia.

Produktom masového transportu sú *chaotické brekcie laharov,* ktoré tvoria ploché až jazykovité telesá od niekoľko metrov do 20–30 m orientované na J (obr. 16A, B). Telesá chaotických brekcií sú oddelené polohami epiklastického vulkanického pieskovca (alebo drobných konglomerátov), čo umožňuje sledovať ich od pásma litorálu smerom na J do oblasti sublitorálu zhruba do vzdialenosti 10–12 km. Ukončenie laharov v južnej časti je skôr výsledkom erózie ako primárneho stenčenia. V pokračovaní na J sú v ich úrovni časté polohy konglomerátov a triedených brekcií, ktoré sú produktmi nasledujúcej deštrukcie laharov s redepozíciou materiálu. Charakteristickým znakom je ostrý, diskordantný styk bázy laharových brekcií s podložnými sedimentmi, často so znakmi erózie podkladu. Brekcie sú z fragmentov priemernej veľkosti 5–30 cm (zriedkavejšie sú bloky do 0,5–1 m, ojedinele až do 2–3 m). Prevláda materiál s angulárnym až subangulárnym obmedzením (podradne sú zastúpené fragmenty až bloky andezitu s pórovitou stavbou a subsférickým obmedzením). V laharoch sa vyskytujú aj opracované andezitové bloky pochádzajúce s pásma litorálu, ktoré strhol a zmobilizoval pohyb laharu. Matrix je tufovo-piesčitý (20–50 % celkového objemu), s variabilným obsahom ílovitej zložky a pemzy. Často možno pozorovať dutinky po bublinách vzduchu, odtlačky rastlinných a drevitých častí alebo dutiny po kmeňoch stromov.

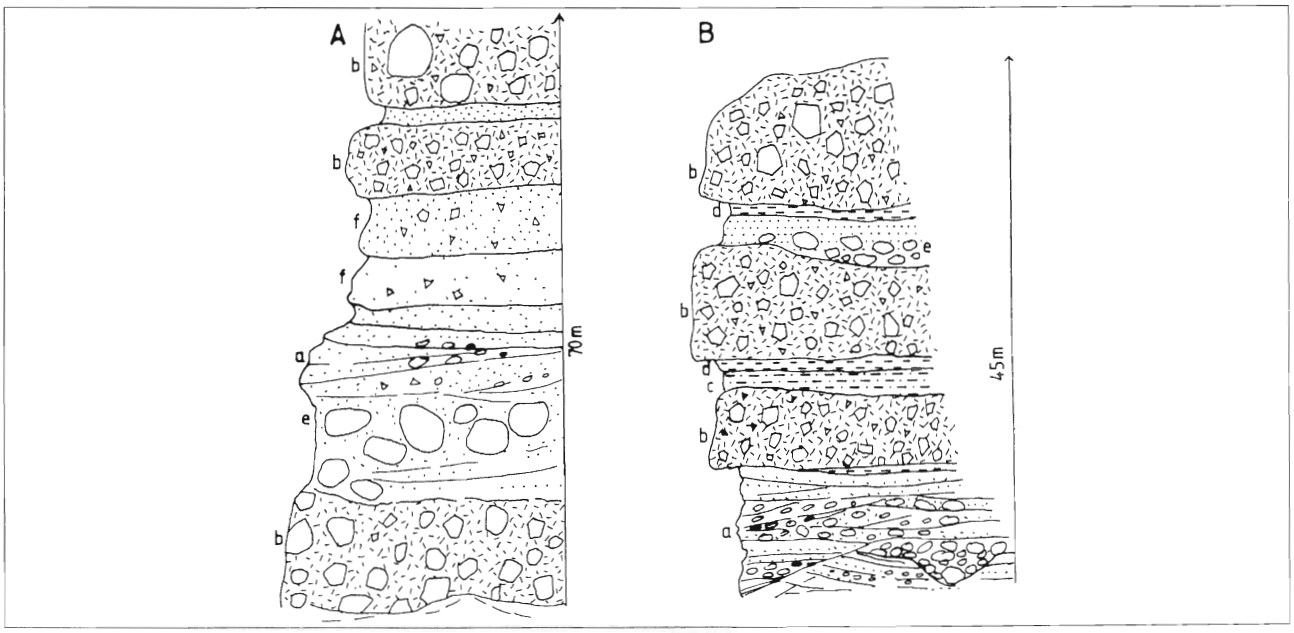
Laharové brekcie na lokalite Medovarce (na svahu pod kótou 304 Domanícke) tvorí chaoticky uložený hrubý až blokový materiál s úlomkami pyroxenického, amfibolicko-hyperstenického až hyperstenicko-amfibolického andezitu (obr. 16A). Okrem materiálu pyroklastického typu sú v nich zastúpené úlomky až bloky pochádzajúce z deštrukcie andezitových telies (lávových prúdov a extrúzií). Úlomkovitý materiál laharových brekcií zmobilizovaný na stratovulkanickom svahu sa pohyboval ako masový prúd (pôsobením gravitačnej energie) a po prekročení pobrežnej zóny postupoval na morskom dne ako bahenný prúd (Konečný, 1966). Prítomnosť stromových častí a dutín po kmeňoch svedčí o tom, že nižšie časti stratovulkanického svahu pokrývala lesná vegetácia. V niektorých prípadoch je pozorovateľná zvýšená kompakcia a oxidácia matrixu, ako aj väčší objem pyroklastického materiálu, čo poukazuje na uloženiny horúcich laharov, ktoré môžu vznikať mobilizáciou ešte horúceho pyroklastického materiálu, príp. priamym prechodom pyroklastických prúdov do laharov absorpciou vody v pobrežnej zóne a súčasným zmobilizovaním staršieho materiálu.

Na svahu od Domanického na lokalite Medovarce je v nadloží spodného lahara sekvencia hrubých konglomerátov, epiklastických vulkanických pieskovcov (často s textúrou typu zrnitého masového prúdu) a drobných brekcií (produkty úlomkových a hyperkoncentrovaných prúdov). Sekvenciu vo vrchnej časti uzatvárajú dve laharové telesá so zvýšenou kompakciou matrixu (horúci lahar; obr. 16A). Vrchné teleso sa vyznačuje výskytom veľkých andezitových blokov. Kontakt bázy s podložnými sedimentmi je ostrý.



Obr. 15. Konglomeráty sebechlebskej formácie v pobrežnej zóne bádenského mora. **A** – svahy pod kótou 304 Domanícke, na J od Medovariec. a) epiklastické vulkanické pieskovce, b) hrubé až blokové epiklastické vulkanické konglomeráty **B** – zárez štátnej cesty na S od Hontianskych Nemiec. a) epiklastické vulkanické pieskovce s úlomkami andezitu (uloženiny úlomkových prúdov), b) fluviálny erozívny zárez (riečne koryto) vyplnený hrubými až blokovými epiklastickými vulkanickými konglomerátmi.

Fig. 15. Conglomerates of the Sebechleby Formation in the Badenian sea coastal zone. **A** – slopes under the elevation point 304 Domanícke, southward of Medovarce. a) epiclastic volcanic sandstone, b) coarse to blocky epiclastic volcanic conglomerates. **B** – state road cut northward of Hontianské Nemce. a) epiclastic volcanic sandstones with andesite fragments (deposits of debris flows), b) fluvial erosive channel filled with coarse to blocky epiclastic volcanic conglomerate.



Obr. 16. Litologické profily sebechlebskej formácie v sublitorálnej zóne bádenského mora na J od Medovariec, **A** – svah pod kótou 304 Domanícke, **B** – západný svah pod kótou 338 Sanda. a) krížovo zvrstvené epiklastické vulkanické pieskovce s konglomerátmi, b) chaotické laharové brekcie, c) jemnozrnný epiklastický vulkanický pieskovec, d) epiklastický vulkanický siltovec, e) hrubý až blokový epiklastický vulkanický konglomerát, f) masívny nezvrstvený epiklastický vulkanický pieskovec s angulárnymi úlomkami andezitu.

Fig. 16. Lithological profiles of the Sebechleby Formation in a sublitoral zone of the Badenian sea southward of Medovarce. **A** – slope under the elevation point 304 Domanícke. **B** – western slope under the elevation point 338 Sanda. a) cross-bedded bodies of epiclastic volcanic sandstone with conglomerate, b) chaotic lahar breccia, c) fine grained epiclastic volcanic sandstone, d) epiclastic volcanic siltstone, e) coarse to blocky epiclastic volcanic conglomerate, f) massive unstratified epiclastic volcanic sandstone with angular fragments of andesite.

Lokalita 16 – Locallity No 16

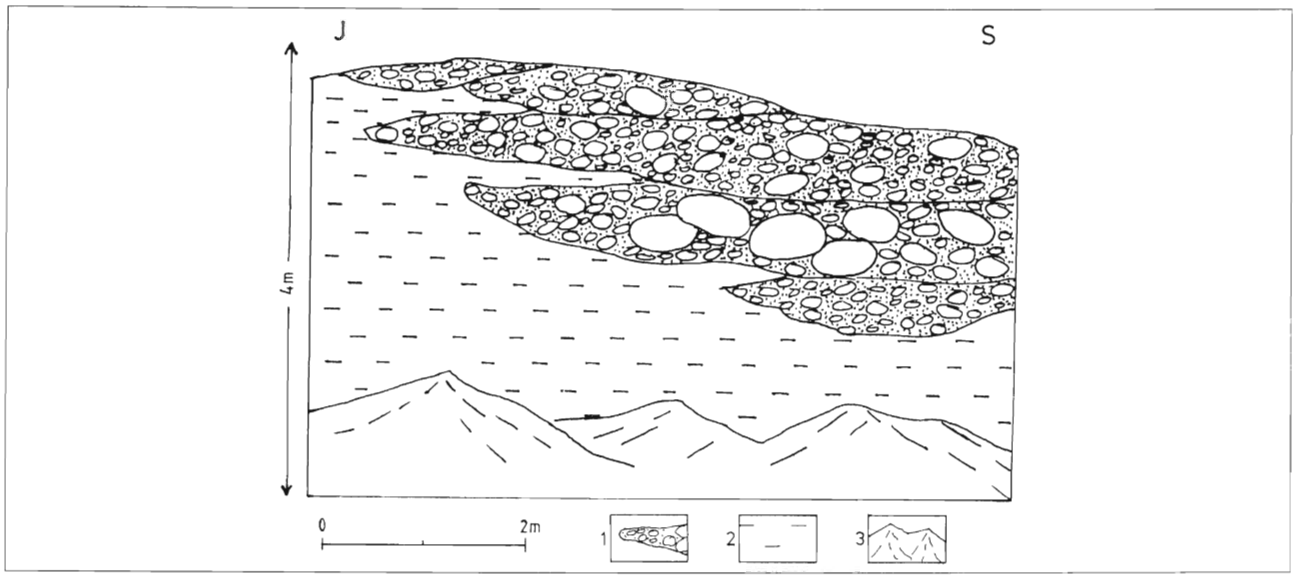
Plášťovce – sedimenty sublitorálnej zóny bádenského mora (plášťovské vrstvy)

Plášťovce – sediments of the Badenian sea sublitoral zone (Plášťovce member)

V smere na J sa v sublitorálnej zóne telesá laharových brekcií a hrubých konglomerátov (zhruba na J od Dolných Rykynčíc) postupne končia a rastie zastúpenie epiklastických vulkanických pieskovcov, často s vložkami drobných až stredných konglomerátov a siltovca.

V širšej oblasti na J od Plášťoviec rastie hrúbka polôh siltovcov a ich rozšírenie je súvislejšie. Siltovce sú svetlosivé až ružové, príp. okrové, často laminované vložkami jemnozrnných pieskovcov, s nepravidelným, doštičkovitým až kockovitým rozpadom. Časté sú vložky až polohy pemzy (úlomky sú do 2–3 cm), ktoré sú produktom popolovo-pemzových pádov z atmosféry do sedimentačného prostredia, ako aj odtlačky listov, flóry a drevitých častí, zriedkavé zle zachované zvyšky morskej fauny. V opustenom lome na J od Plášťoviec sedimentáciu siltovca narúša náhly masový prínos drobnokonglomerátového až hrubokonglomerátového materiálu, ktorý predstavuje niekoľko nad sebou uložených telies (sčasti oddelených polohami siltovca a pieskovca; obr. 17). Konglomerátové telesá sú produktom masového transportu (sklzov) v podobe hustotných prúdov, pričom sa podklad často erodoval. Sklzové procesy a transport v podobe hustotných prúdov opísal Vass (1971) a súvrstvie označil ako plášťovské vrstvy. Podľa novšieho členenia (Konečný et al., 1983, 1998) súvrstvie zodpovedá sebechlebskej formácii a fáciám južnej perifernej vulkanickej zóny. Pohyb hustotných prúdov na J v turovskej oblasti limitovala elevácia podložia v podobe santovsko-turovského hrastu, ktorý v paleoreliéfe dna sedimentačného priestoru predstavoval neprekonateľnú bariéru pre pohyb masových prúdov na J. V oblasti semerovskej depresie na J od santovsko-turovskej elevácie sa hruboklastické sedimenty nezistili (vrt ŠV-8).

Okrem šošovkovitých konglomerátových telies sa v širšej oblasti Plášťoviec identifikovali aj pieskovcové telesá s chaoticky rozmiestnenými úlomkami siltovca, ktoré dokumentujú hustotné prúdy s piesčitou frakciou. Pri masovom pohybe sa siltovcové úlomky rozrušili a rozptýlili v piesčitej mase.



Obr. 17. Sklzové textúry v sublitorálnej zóne bádenského mora, svah pod kótou 207 na JZ od Plášťoviec. 1 – telesá polymiktného zlepenca sklzového pôvodu; 2 – epiklastický vulkanický siltovec; 3 – sutina.

Fig. 17. Slide texture in a sublitoral zone of the Badenian sea, slope under the elevation point 207 south-westward of Plášťovce. 1 – bodies of polymict conglomerate of the slide origin; 2 – epiclastic volcanic siltstone; 3 – debris.

Lokalita 17 – Locallity No 17

Hydrogeologická štruktúra minerálnych vôd v Dudinciach

Hydrogeological structure of mineral waters in Dudince

Názov *levická žriedlová línia* ako prvý použil O. Hynie roku 1963. Označil ním výraznú a dôležitú tektonickú elevačnú štruktúru medzi Turovcami a Levicami, na ktorej vystupuje minerálna a termálna voda v Dudinciach, Slatine, Turovciach, Santovke a v Kalinčiakove.

Zlomový systém smeru SZ–JV vymedzuje najvýraznejšiu a najdôležitejšiu elevačnú štruktúru tohto územia turovsko-levický hrast (Vass in Melioris a Vass, 1982), na ktorom vystupuje na povrch alebo v neveľkej hĺbke leží predterciérne podložie (v Dudinciach v hĺbke 70–80 m). Priečne je hrast rozdelený na dva segmenty – turovský a santovsko-levický. Územie levickej žriedlovej línie budujú predterciérne alpínsky zvrásnené horniny, terciérne molasové sedimenty bádenu a sarmatu ležiace diskordantne a transgresívne na predterciérnom podloží, kvartérne pokryvné sedimenty a travertín (Melioris a Vass, 1982). Osobitosť dudinskej minerálnej vody je v jej zmiešanom chemickom type, v súčasnom preplynení oxidom uhličitým a sulfátom a vo zvýšenom obsahu viacerých stopových prvkov. Pri celkovej mineralizácii 5–6 $g.l^{-1}$ a teplote 27–28 °C má voda pestré zastúpenie hlavných iónov. Ak sa vezmú do úvahy všetky ióny zastúpené nad 10 $c_i z_i$ %, voda je Na-Ca/Mg/-HCO_3 – Cl-/SO_4/ typu (v zátvorke sú ióny v rozmedzí 10–20 $c_i z_i$ %). Obsah voľného CO_2 sa pohybuje okolo 1,4 $g.l^{-1}$, extrémne dosahuje 1,8 $g.l^{-1}$, obsah H_2S okolo 6 $mg.l^{-1}$, extrémne 10 $mg.l^{-1}$. Zo stopových prvkov je vo vyššej koncentrácii B, Br, Li, Rb, Cs, Sr, Ni a As.

Medzi základné procesy formujúce minerálnu vodu patrí rozpúšťanie karbonátov a síranov, hydrolytický rozklad silikátov, iónovýmena a oxidačná redukcia. Doteraz nie je vysvetlený pôvod slanskej zložky. Za infiltračnú oblasť minerálnej vody možno pokladať južné svahy stredoslovenských neovulkanitov a ich podhorie (vylúčiť nemožno ani podiel jz. časti Javoria), kde komplex vulkanických a sedimentárnych hornín – najmä štrky bazálneho bádenského súvrstvia – vytvára priaznivé podmienky na infiltráciu a transport minerálnej vody.

Na tvorbe chemického zloženia vody dudinského typu majú veľký podiel karbonáty. V podloží neogénu priamo v Dudinciach sa nezistili, ale v širšom okolí sa vyskytujú a zlomová tektonika zabezpečuje hydraulické prepojenie podzemnej vody s podzemnými vodami mladších komplexov. Dôkazom toho je vrt M-2 pri Hontianskych Moravciach, ktorý minerálnu vodu dudinského typu zachytil priamo v karbonátoch mezozoika. Účasť karbonátov na tvorbe chemického zloženia potvrdzujú aj výsledky termodynamických analýz, rozsiahle sedimenty travertínu aj veľmi vysoká výdatnosť (vrt S-3).

Doteraz niet jednoznačnej odpovede na otázku, ktoré horniny sú transportným médiom minerálnych vôd dudinského typu. Môžu to byť karbonátové horniny mezozoika, ale aj komplexy vulkanoklastických, resp. sedimentárnych hornín Krupinskej planiny, ktoré umožňujú transport veľkého množstva vody. Voda sa oxidom uhličitým nasycuje až vo výverovej oblasti, ktorá je tektonicky intenzívne porušená a segmentovaná.

Hrast permských hornín na lokalite Dudince, preukázaný geofyzikálnymi prácami a potvrdený hydrogeologickými vrtmi, nedovoľuje podzemnej vode prúdiť do vývierovej

štruktúry v Dudinciach od J a priepustnosť permských hornín neumožňuje takú veľkú akumuláciu a dotáciu vody, aká sa zistila v Dudinciach. Aj odlišný charakter minerálnej vody vo vrte M-1 a M-5 v Hokovciach a v Slatine naznačuje, že hrast má bariérový účinok a umožňuje veľkú koncentráciu a odber termálnej minerálnej vody v Dudinciach (vrt S-3).

Opísaná bariéra však nie je celkom nepriepustná. Rozpukanosťou a tektonickou porušenosťou umožňuje prestup malého množstva vody smerom na J, kde sa akumuluje studená minerálna voda (vrt S-6, M-1, M-5). Dokumentuje to fakt, že voda z vrtu S-6 v niektorých obdobiach zapácha po sírovodíku a vo vrte M-1 sa v nej analyticky zistilo až 1,24 mg.l^{-1} H_2S.

V súčasnosti sa voda odoberá z výstupnej časti výverovej oblasti. Vrty sú situované v stúpajúcich neogénnych kryhách, ktoré obmedzujú hrast budovaný permskými horninami. Horniny umožňujúce transport vody sa smerom na SV ponárajú smerom do väčšej hĺbky (200–300 m v oblasti na J od Terian), v území medzi Teranmi a Hontianskymi Tesármi viac ako 500 m. Priaznivejšie pomery pre odber vody najmä z hľadiska teploty sú v hlbších častiach depresie (akumulačnej oblasti). Predpokladáme, že polozakrytá výverová oblasť v Dudinciach má komplikovanú a nie celkom známu geologicko-tektonickú a hydrogeologickú stavbu. Doterajší prieskum ukázal, že vo výverovej oblasti preberajú transportoakumulačnú úlohu minerálnej vody bazálne kremencové štrky bádenu. Vrtmi sa zistilo podložie terciéru v hĺbke 56–103 m. Pohyby pozdĺž zlomových systémov smeru SZ–JV, ktoré sú staršieho založenia (Vass et al., 1979), po skončení sedimentačného cyklu v spodnom sarmate, miocéne až kvartéri podmienili vznik štruktúr, ktoré sa zúčastňujú na morfológii terénu (Gestenec) a ovplyvňujú polohu i hrúbku sedimentov terciéru v jednotlivých tektonických kryhách. Príslušné poklesové zlomy so zlomami priečnej tektoniky predstavujú vo výverovej oblasti pramenné línie. Travertínové kopy a rozloha travertínových telies indikujú prirodzené výstupové cesty minerálnej vody. Tektonické pohyby, ktoré prebiehajú od miocénu do recentu, ovplyvňujú hydrogeologický charakter zlomov (ich zatváranie alebo otváranie) a to sa prejavuje sťahovaním sa prirodzených výverov zo západného a južného úpätia Gestenca do ich poslednej zložky, až po úplný zánik prameňov pri ceste na Hontianske Moravce, kde sa zachoval najstarší travertín z pliocénu až pliocénu–pleistocénu s vekom okolo 1,9 mil. rokov (Franko, 1992). Ide o smer tzv. nadošianskeho zlomu, ktorý vymedzuje turovský čiastkový hrast.

Rozdielna hĺbka navŕtania kremencových štrkov na malom priestore a rozdiely vo výdatnosti jednotlivých vrtov ukazujú, že neogénne sedimenty sú zlomami výrazne segmentované, ale aj to, že hydrogeologický charakter zlomov je z hľadiska priepustnosti veľmi rozdielny.

Analýza prieskumných technických prác a dosiahnutých výsledkov vo výverovej oblasti však pripúšťa aj inú interpretáciu reálneho stavu. Napr. iba vrtom S-3 sa získala veľmi vysoká výdatnosť (Q = max. 80 $l.s^{-1}$).

Vrty v 80. rokoch 20. stor. nemali vplyv na vrt S-3. Z toho možno uzavrieť, že S-3 navŕtal tektonickú poruchu predstavujúcu privilegovanú výstupovú cestu minerálnej vody. Tento názor podporujú aj výsledky M. Obernauera (1985), ktorý konštatuje, že vrt S-3 „situačne" leží v teplotnom maxime a tým selektívne vo výstupovej ceste termálnej vody.

Lokalita 18 – Locallity No 18

Brhlovce – pemzové tufy, ľudské obydlia

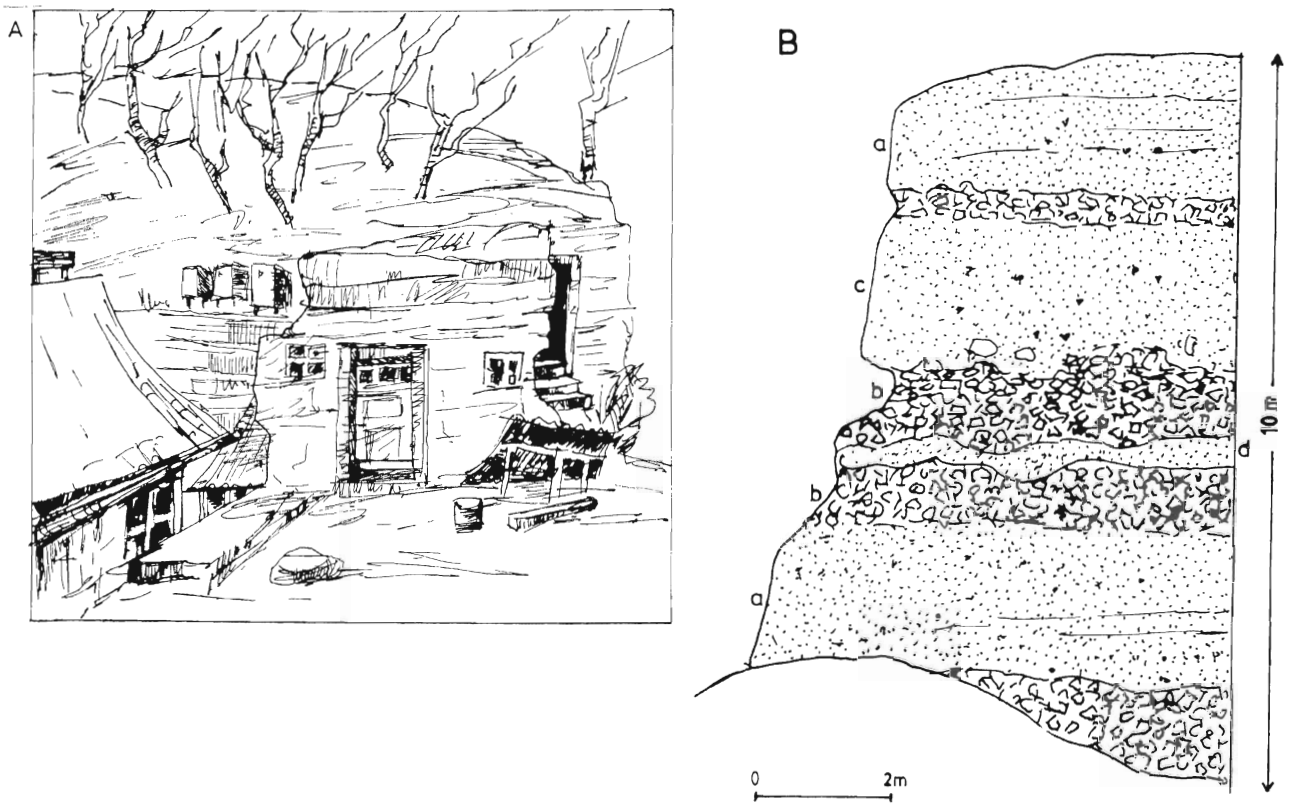
Brhovce – pumice tuffs, underground human dwellings

Obnovením explozívno-efuzívnej aktivity v spodnom sarmate bola vybudovaná vrchná stavba štiavnického stratovulkánu (4. etapa). Produkty tejto aktivity sa v podobe denudačných zvyškov zachovali sčasti v oblasti kaldery, no prevažne v oblasti stratovulkanického svahu, vo výplni paleodolín a vo väčšom meradle pri úpätí svahu.

Pri explozívno-efuzívnej aktivite vulkanizmu pyroxenického andezitu sa sformoval komplex pyroxenických, často sklovitých a leukokratných pyroxenických andezitov baďanskej formácie a vyplnil oblasť paleodoliny (delty) začínajúcej sa na J od Počúvadla a Baďana a vyúsťujúcej do litorálnej zóny, kde akumuláciou lávových prúdov vznikol rozsiahly lávový pokrov s plochou vyše 90 až 100 km^2. Lávové prúdy pri styku s morským prostredím podliehali brekciácii hyaloklastitového typu. Efúziám láv predchádzali erupcie plinijského typu, ktoré vyprodukovali veľký objem popolovo-pemzových tufpv. Popolovo-pemzový materiál transportovaný na južné svahy stratovulkánu popolovo-pemzovými prúdmi a popolovo-pemzovými mračnami sa po páde z atmosféry uložil v plytkovodnom morskom až brakickom prostredí v podobe hrubých súvrství popolovo-pemzových tufov striedajúcich sa s polohami epiklastických vulkanických pieskovcov s vložkami drobných konglomerátov.

Na lokalite Brhlovce sa v skalných stenách viac ráz striedajú polohy pemzových tufov s pieskovcovými telesami (obr. 18B). Pemzové polohy majú znaky náhlej masovej depozície, ako aj už naznačenej gradácie (produkty pádu z atmosféry) a nasledujúcej sedimentácie vo vodnom prostredí. Na báze pieskovcových telies, ktorým často chýbajú znaky gradačného zvrstvenia, je pemzová poloha erodovaná a úlomky pemz sú rozptýlené v pieskovcovom telese. Tieto fakty indikujú masový transport piesčitého materiálu v podobe zrnových alebo hustotných prúdov a náhle masové uloženie.

Rádiometrickým datovaním K/Ar metódou sa na lokalite Horša stanovil vek lávových prúdov na 12,9 ± 0,5 mil. rokov a na lokalite Brhlovce 12,9 ± 0,3 mil. rokov. V podloží prúdov sa datoval pemzový tuf na 12,0 ± 0,3 mil. rokov (Konečný et al., 1969). Makroflóra tufového súvrstvia pri Brhlovciach, ktorú zhodnotil Němejc (1967), poukazuje na vrchný báden až spodný sarmat. Za reálny pokladáme spodný sarmat.



Obr. 18. Brhlovce. **A** – skalné obydlia v tufe, **B** – andezitové tufy a epiklastické vulkanické pieskovce (sarmat). a) epiklastický vulkanický pieskovec s náznakmi zvrstvenia, b) pemzový tuf, c) epiklastický vulkanický pieskovec s úlomkami pemzy a s drobnými andezitovými fragmentmi, d) poloha pieskovca s deformačnou textúrou.

Fig. 18. A – cave dwelling in tuff. **B** – andesite tuff and epiclastic volcanic sandstone (Sarmatian). a) epiclastic volcanic sandstone with signs of bedding, b) pumice tuff, c) epiclastic volcanic sandstone with fragments of pumice and with tiny andesite fragments, d) deformed sandstone bed.

Lokalita 19 – Locallity No 19

Levice – submarinné brekciové prúdy a hyaloklastity v pobrežnej zóne sarmatského mora

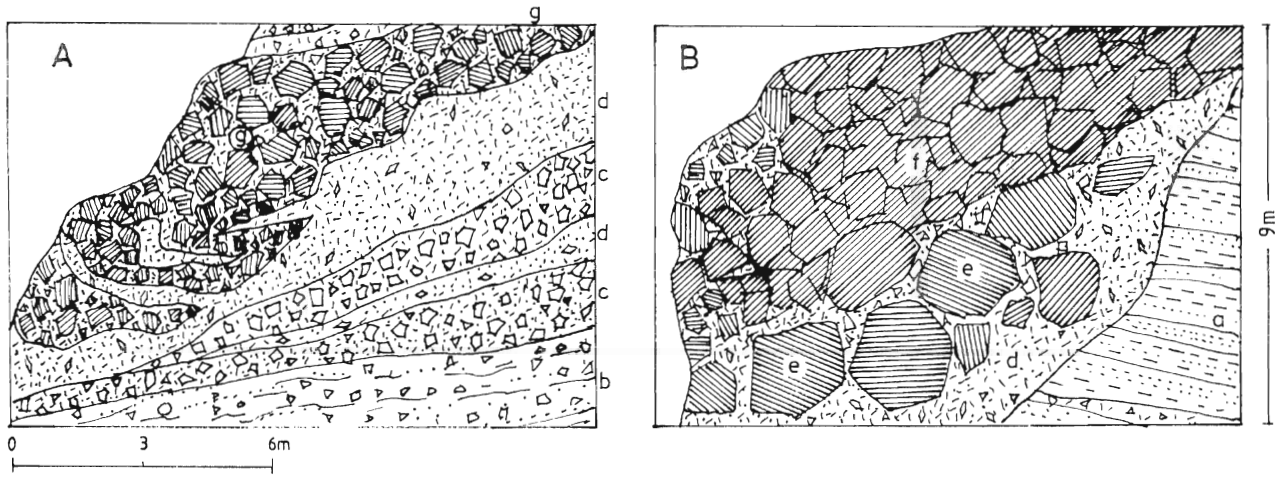
Levice – submarine breccia flows and hyaloclastite breccias in the coastal zone of the Sarmatian sea

Produkty explozívno-efuzívneho vulkanizmu amfibolicko-pyroxenických andezitov priesilskej formácie tvoria výplň mohutnej paleodoliny na stratovulkanickom svahu smerujúcej z oblasti Novej Bane na JZ. Výplň paleodoliny je odkrytá na svahoch hlbokého zárezu doliny súčasného toku Hrona. V spodných úrovniach výplne sú v prevahe vulkanoklastické horniny (pyroklastické prúdy, epiklastické brekcie, hyaloklastitové brecie, pieskovce a konglomeráty), vo vrchných lávové prúdy. Výplň tejto paleodoliny (jej vrchné úrovne) s prevahou lávových prúdov pokračuje do oblasti Kozmálovských kopcov a Mochoviec. Východný okraj paleodoliny tvoria relikty lávových prúdov na S od Levíc a pri okraji mesta (Hradný vrch).

Lávové prúdy pri styku s morským prostredím podliehali brekciácii hyaloklastitového typu so vznikom hruboblokových brekcií s blokmi veľkých rozmerov, ktoré sú časťami zbrekciovatených prúdov. Zbrekciovatená masa sa pohybovala v erodovanom podmorskom kaňonovitom zároze v jemnozrnných zvrstvených sedimentoch (pravá časť obr. 19B) v podobe masového hruboblokového hyaloklastitového prúdu. Pokračovanie prúdu na JZ možno zistiť v stenách Hradného vrchu (obr. 19A).

V skalných stenách pri západnom okraji mesta sú viditeľné kaňonovité zárezy v epiklastickom súvrství vyplnené svetlejšou popolovo-pemzovou masou. V závere vulkanickej aktivity, pri ktorej sa vyplnila široká paleodolina – delta, sa oblasť litorálu presunula až na jz. okraje Komzálovských kopcov. Dokumentuje to deštrukcia lávových prúdov v príbojovej zóne so vznikom hruboblokových brekcií a konglomerátov (s blokmi väčšími ako 10 m) a s akumuláciou hruboblokových hyaloklastitových brekcií.

Lávové prúdy priesilskej formácie sa rádiometricky nedatovali. Z tufiticko-ílovcového súvrstvia podložia lávových prúdov pri Tlmačoch je opísaná fauna spodnosarmatského veku (Vaňová, 1960; Brestenská, 1971). Za pravdepodobný vek sa pokladá spodný sarmat alebo vyššia časť spodného sarmatu.



Obr . 19. Submarinné brekciové prúdy a hyaloklastity v pobrežnej zóne sarmatského mora, okraj Levíc, **A** – skalná stena pod ruinami Levického hradu, **B** – skalný odkryv pod kopcom Kalvária oproti Levickému hradu. a) zvrstvený epiklastický vulkanický siltovec s vložkami pieskovca, b) triedené a hrubo zvrstvené epiklastické vulkanické brekcie, c) chaotické epiklastické vulkanické brekcie (produkty masového transportu v podobe úlomkových kamenitých prúdov), d) svetlý pemzový tuf s úlomkami andezitu (produkty masového transportu); e) bloky dezintegrovaného lávového prúdu, f) zbrekciovatený lávový prúd až bloková hyaloklastitová brekcia, g) chaotická hyaloklastitová brekcia (hyaloklastitový prúd).

Fig. 19. Submarine breccia flows and hyaloclastite breccias in the coastal zone of the Sarmatian sea, Levice, **A** – rocky cliff under ruins of the Levice castle, **B** – rocky outcrop under the Kalvária hill opposite to the Levice castle. a) bedded epiclastic volcanic siltstone with sandstone intercalations, b) sorted and thick-bedded epiclastic volcanic breccia, c) chaotic epiclastic volcanic breccia (products of massive transport in form of debris flows), d) light pumice tuffs with andesite fragments (products of mass-transport); e) blocks of disintegrated lava flow, f) brecciated lava flow/blocky hyaloclastite breccia, g) chaotic hyaloclastite breccia (breccia flow).

Literatúra – References

Bagdasarjan, G. P., Konečný, V & Vass, D., 1970: Príspevok absolútnych vekov k vývojovej schéme neogénneho vulkanizmu stredného Slovenska. *Geol. Práce, Spr., 51.*

Balogh, K., Miháliková, A. & Vass, D., 1981: Radiometric dating of basalts in Southern and Central Slovakia. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 7.*

Balogh, K., Konečný, V. & Lexa, J., 1998: K/Ar dating of the Youngest Calc-alkali rocks in the Central Slovakia Neogene Volcanic Field. *Abstract, XVIth congress CBGA, Vienna, 59 s.*

Brestenská, E., 1975: Mikrobiostratigrafia sarmatu východných okrajov Podunajskej nížiny. *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív.*

Burian, J., Konečný, V., Krist, E., Lexa, J. & Vozár, J., 1968: Regionálny ložiskový výskum neovulkanitov, oblasť Banská Štiavnica [Záverečná správa]. *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív.*

Eliáš, K., Kantor, J. & Štohl, J., 1968: Intermineralizačné postavenie ryolitov v Banskej Štiavnici. *Geol. Práce, Spr., 43, 141–156.*

Forgáč, J., 1966: Petrografia a geochémia premenených hornín v štiavnicko-hodrušskom rudnom obvode. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 5, 103–154.*

Franko, O., 1992: História vývoja minerálnych vôd v Dudinciach a ich okolí. *Zbor V. Balneohistorickej konferencie. Dudince, 1926.*

Gazdík, R., 1986: Základný výpočet zásob ložiska Banská Štiavnica-východ, Pb-Zn-Cu-Au-Ag, so stavom k 1. 1. 1986. *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív.*

Háber, M., Jeleň, S., Kovalenker, V. & Černyšev, I., 2001: Model epitermálneho zrudnenia banskoštiavnického rudného poľa. *Mineralia Slov., 33, 3, 215–224.*

Ivanička, J., Hók, J., Polák, M., Határ, J., Vozár, J., Nagy, A., Fordinál, K., Pristaš, J., Konečný, V., Šimon, L., Kováčik, M., Vozárová, A., Fejdiová, O., Marcin, D., Liščák, P., Macko, A., Lanc, J., Šantavý, J. & Szalaiová, V., 1968: Vysvetlivky ku geologickej mape Tribeča v mierke 1 : 50 000. *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív. 247 s.*

Kantor, J & Ďurkovičová, J., 1985: Genetická charakteristika vybraných mineralizácií v Západných Karpatoch. *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív.*

Kantor, J., Ďurkovičová, J., Eliáš, K. & Repčok, I., 1988: Izotopický výskum metalogenetických, petrogenetických a hydrogenetických procesov Západných Karpát. *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – – archív.*

Koděra, M., 1969: K otázke vzťahu štiavnického a hodrušského rudného obvodu. *Mineralia Slov., 1, 247–250.*

Koděra, M., et al., 1989: Topografická mineralógia Slovenska 1. *Bratislava, Veda, 577 s.*

Konečný, V., 1966: O mechanizme transportu pyroklastických hornín v subakválnych podmienkach. *Geol. Práce, Spr., 40, 111–125.*

Konečný, V., Bagdasarjan, G. P. & Vass, D., 1969: Evolution of Neogene volcanism in Central Slovakia and its Confrontation with absolute ages. *Acta geol. Acad. Sci. hung. (Budapest), 13 s.*

Konečný, V & Dublan, L., 1969: The analysis of Cumulodome Forms of Acid Andesite volcanism in the area of Banská Štiavnica. *Geol. Práce, Spr., 48.*

Konečný, V., Lexa, J. & Hók, J., 1993: Geologická mapa centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu v mierke 1 . 10 000. Vysvetlivky. *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív.*

Konečný, V., Lexa, J. & Planderová, E., 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. *Bratislava, GÚDŠ, 203 s.*

Konečný, V., Lexa, J., Štohl, J., Vozár, J. & Vozárová, A., 1990a. Geologická stavba centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. *In: Štohl et al. (Ed.): Zhodnotenie prognóznych zdrojov Cu, Pb, Zn a Au-Ag rúd centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív.*

Konečný, V., Lexa, J., Halouzka, R., Hók, J., Vozár, J., Dublan, L., Nagy, A., Šimon, L., Havrila, M., Ivanička, J., Hojstričová, V.,

Miháliková, A., Vozárová, A., Konečný, P., Kováčiková, M., Filo, I., Marcin, D., Klukanová, A., Liščák, P. & Žáková, E., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca 1 : 50 000 (štiavnický stratovulkán) I., II. diel *Bratislava, ŠGÚDŠ, 473 s.*

Kraus, I., Chernyshev, I., Šucha, V., Kovalenker, V., Lebedev, V & Šamajová, E., 1998: The age of hydrothermal alterations in central Slovakian neovolcanites. *Abstracts. XVIth congress of the Carpatho-Balkan Geological Association (Vienna) 309 s.*

Lexa, J., Koděra, P., Onačila, D., Rojkovičová, Ľ., Žáková, E. & Tréger, M., 1997: Komplexné hodnotenie prognóznych zdrojov nerastných surovín v oblasti centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív. 233 s.*

Lexa, J., Štohl, J. & Konečný, V., 1999: Banská štiavnica ore district: relationship among metallogenetic processes and the geological evolution of a stratovolcano. *Mineralium Depos. (Berlin), 34, 639–665.*

Lexa, J., 2001. Metalogenéza štiavnického stratovulkánu. *Mineralia Slov., 33, 3, 203–214.*

Maheľ, M., et al., 1968: Regionálna geológia Československa, Praha, 1-723.

Melioris, L. & Vass, D., 1982: Hydrogeologické a geologické pomery levickej žriedelnej línie. *Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol., 4, 7–56.*

Melioris, L., 1995: Minerálne vody Levickej žriedlovej línie a ich ochrana. *Podzemná voda, 1/1995, 75–88.*

Melioris, L., et al., 1986: Záverečná správa z vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu Dudince – Santovka – Slatina. *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív. 188 s.*

Němejc, F., 1967: Paleofloristické štúdie v neogéne Slovenska. *Sbor Nár Muz. B, Praha, Přír vědy, 23, 1–32.*

Obernauer, M., 1985: Dudince – termometrický prieskum [Záverečná správa]. *Žilina, IGHP, 41 s.*

Pastor, J., 1969: Niekoľko poznámok k veku dioritu a granodioritu v štiavnickom rudnom poli. *Mineralia Slov., 1, 218–219.*

Richthofen, F., 1860: Tertiare Eruptivgesteine u. Ungarn, Siebenbürgen, Jb. XI

Šimon, L. & Halouzka, R., 1996: Putikov vŕšok volcano. The youngest volcano in the Western Carpathians. *Slovak Geol. Mag., 2/96, 103–123.*

Šimon, L., 2000: Volcanic structure of the youngest volcano in the Western Carpathians – the Putikov vŕšok volcano. *Mineralia Slov., 32, 241–242.*

Štohl, J., 1976: Zrudnenie stredoslovenských neovulkanitov spojené s centrálno-karpatským lineamentom. *Západ. Karpaty, Sér Mineral. Petrogr Geochém. Lož., 2, 7–40.*

Váňová, M., 1960: Sarmatská mäkkýšová fauna zo sv časti Podunajskej nížiny. *Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ – archív.*

Vass, D., 1971 Sedimentological characterization of the Plášťovce Beds (Southern Slovakia). *Geol. Zbor Geol. carpath., 22/1, 25–47*

Vass, D., Konečný, V & Šefara, J., 1979: Geológia Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny. *Bratislava, ŠGÚDŠ – archív, 227 s.*

Mineralia Slovaca, 33 (2001), 279–312

Vzťah metalogenézy k magmatickým procesom štiavnického stratovulkánu

JAROSLAV LEXA a PATRIK KONEČNÝ

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, lexa@gssr.sk

(Doručené 7. 5. 2001)

Vo vývoji štiavnického stratovulkánu v období 16,4–10,5 Ma a s ním spätej mineralizácie možno definovať sedem štádií (Konečný et al., 1998; Lexa et al., 1999; tiež Konečný a Lexa, v tomto čísle Mineralia Slovaca).

1. Sformovanie plošne rozsiahleho mohutného stratovulkánu pyroxenických a pyroxenicko-amfibolických andezitov, v závere s umiestnením ložných intrúzií andezitových porfýrov. Toto štádium bolo bez prejavov mineralizácie.

2. Umiestnenie subvulkanickej intrúzie dioritu v severnej časti centrálnej zóny. S intrúziou dioritu spájame vývoj *vysokosulfidačného systému Šobova* s nevýraznými prejavmi Au a polymetalickej mineralizácie.

3. Umiestnenie plošne rozsiahleho subvulkanického plutónu granodioritu. Na intrúziu granodioritu sa geneticky viažu *magnetitové skarny* v oblasti kontaktu granodioritu so strednotriasovými vápencovými a dolomitovými polohami (Vyhne – Klokoč a iné lokality), *prežilkovo-impregnačná polymetalická mineralizácia* v bani Rozália v Hodruši vrátane vysokosulfidačného systému v jej nadloží a veľmi pravdepodobne aj *epitermálna Au mineralizácia* na 14. obzore tej istej bane.

4. Umiestnenie štokov až dajkových rojov granodioritových a kremitodioritových porfýrov po obvode intrúzie granodioritu. Na štokovité telesá porfýrov v prostredí karbonatických hornín sa viažu ložiskové výskyty *skarnovo-porfýrovej Cu ± Mo* a *Au mineralizácie* (Zlatno, Šementlov, Sklené Teplice – Vydrická dolina).

5. Subsidencia kaldery s priemerom okolo 20 km a jej vyplnenie biotiticko-amfibolickými andezitmi studenskej formácie. V subvulkanickej úrovni umiestnenie rozsiahleho systému silov a dajok kremitodioritových porfýrov. S vývojom kaldery spájame vznik dvoch *systémov pokročilej argilizácie typu horúcich prameňov* (Dekýš, Červená studňa) a s hypotetickou štokovitou intrúziou kremitodioritového porfýru *vysokosulfidačný systém Varty* pri Banskej Belej.

6. Obnovená aktivita pyroxenických, amfibolicko-pyroxenických a biotiticko-amfibolicko-pyroxenických andezitov z centier v okrajových častiach kaldery a na svahoch stratovulkánu. S touto aktivitou nespájame nijaké prejavy mineralizácie. Na základe doterajších dát nemožno celkom vylúčiť mierne prekrytie aktivity andezitov s nasledujúcim štádiom stratovulkánu.

7. Dlhodobý výzdvih resurgentného hrastu v centre kaldery, sprevádzaný vulkanickou aktivitou ryodacitov a ryolitov vrátane umiestnenia dajok granitových porfýrov na okrajových zlomoch hrastu. S výzdvihom hrastu a s ryolitovým magmatizmom úzko súvisel vývoj mohutného zonálneho *systému polymetalických* a *drahokovových epitermálnych žíl nízkosulfidačného typu* s výskytmi *metasomatických rúd* na styku s karbonátmi mezozoika.

Petrologická analýza štiavnického stratovulkánu (Lexa et al., 1998) poukazuje na veľmi zložitý magmatický vývoj odvíjajúci sa od „primárnej" magmy zloženia alkalickovápenatého bazaltu so zvýšeným obsahom vody. Po vysokotlakovej frakcionácii a kontaminácii na báze kôry vedúcej k vývoju andezitov predkalderového štádia nasledoval vývoj magmy v plytkých kôrových rezervoároch nízkotlakovou frakcionáciou, kôrovou kontamináciou a miešaním. Opakovaný vývoj veľkého objemu diferencovanej magmy a potom jej výstup v dôsledku gravitačnej nestability vo vzťahu k nadložnej kôre viedol postupne (1) k umiestneniu subvulkanických intrúzií dioritu a granodioritu, (2) k umiestneniu štokov a dajkových rojov granodioritových až kremitodioritových porfýrov, (3) k umiestneniu komplexu silov a dajok kremitodioritových porfýrov a (4) k poklesu kaldery sprevádzanému výlevmi biotiticko-amfibolických andezitov. Andezity postkalderového štádia sú najpravdepodobnejšie novou porciou magmy z hlbinného zdroja, variabilne ovplyvnenej nízkotlakovou frakcionáciou a kôrovou kontamináciou. Vývoj a hromadenie anatektickej magmy ryolitového zloženia v nadloží kôrového rezervoára (ako výsledok dlhodobého prehrievania diferencujúcou andezitovou magmou) viedol k finálnemu štádiu ryolitového vulkanizmu v spojení s výzdvihom resurgentného hrastu.

Všetky predkalderové mineralizácie vykazujú úzky časový a priestorový vzťah k umiestneniu jednotlivých subvulkanických intrúzií (Lexa et al., 1999; porovnaj aj Koděra v tomto čísle Mineralia Slovaca), a ich umiestnenie chápeme ako výsledok opakujúcej sa diferenciácie andezitovej magmy v plytkom kôrovom rezervoári po skončení vývoja andezitového stratovulkánu 1. štádia. Rozsiahly epitermálny systém postkalderového štádia sa vyvíjal vo vzťahu k výzdvihu resurgentného hrastu a k ryolitovému magmatizmu. Bol to práve dlhodobý záverečný vývoj plytkého magmatického rezervoára smerom k ryolitovému zloženiu (pre rozsiahlu anatexiu kôry v jeho nadloží), ktorý viedol k priestorovej koincidencii starších mineralizácií spätých s konkrétnymi subvulkanickými intrúziami a mladšej epitermálnej mineralizácie nízkosulfidačného typu.

Literatúra

Konečný, V., Lexa, J., Halouzka, R., Hók, J., Vozár, J., Dublan, L., Nagy, A., Šimon, L., Havrila, M., Ivanička, J., Hojstričová, V., Mihaliková, A., Vozárová, A., Konečný, P., Kováčiková, M., Filo, M., Marcin, D., Klukanová, A., Liščák, P. & Žáková, E., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca (štiavnický stratovulkán). *Bratislava, GSSR.*

Lexa, J., Konečný, P., Hojstričová, V., Konečný, V. & Köhlerová, M., 1998: Petrologic model of the Štiavnica stratovolcano, Central Slovakia Neogene Volcanic Field. *Abstract, XVIth congress CBGA, Vienna, 340.*

Lexa, J., Štohl, J. & Konečný, V., 1999: Banská Štiavnica ore district: relationship among metallogenetic processes and the geological evolution of a stratovolcano. *Mineral. Depos., 34, 639–665.*

Lahary na južnom svahu štiavnického stratovulkánu v sublitorálnej zóne bádenského mora

VLASTIMIL KONEČNÝ, JAROSLAV LEXA a IVAN BARÁTH

[1]Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
[2]Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava; geoluher@savba.savba.sk

(Doručené 7. 5. 2001)

Geologický rez v smere S–J na južnom svahu štiavnického stratovulkánu (obr. 2 v článku Stavba a vývoj Štiavnického stratovulkánu – Konečný a Lexa – v tomto čísle) dokumentuje prechod zo stratovulkanického svahu s vulkanickými produktmi v kontinentálnom prostredí do oblasti litorálu až sublitorálu s uložením vulkanických produktov v morskom prostredí. V severnej časti je v rámci kaldery v zaklesnutom bloku spodnej stratovulkanickej stavby na báze uložené červenostudnianske súvrstvie (lávový prúd amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom a piesčitosiltovcové súvrstvie s lignitom) a v jeho nadloží produkty explozívno-efuzívneho vulkanizmu studenskej formácie (pemzový tuf, pyroklastiká, lávové prúdy a extrúzie biotiticko-amfibolického andezitu). Vrchnú časť kaldery vypĺňajú produkty sarmatského vulkanizmu (pemzový tuf bielokamenského súvrstvia) a lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov s biotitom sitnianskeho komplexu prechádzajúce na stratovulkanický svah.

Stratovulkanický svah budujú produkty sebechlebskej formácie reprezentované lávovými prúdmi striedanými polohami pyroklastík (pyroklastické prúdy) a epiklastík (brekcie, konglomeráty a lahary). Pobrežnú zónu (litorál) indikujú hrubé bloky epiklastických vulkanických konglomerátov (na J od Hontianskych Nemiec). Na J od pobrežnej zóny v prehlbujúcom sa sedimentačnom priestore sú uložené fácie epiklastických vulkanických hornín (epiklastické brekcie, lahary, hrubé až drobné konglomeráty) s postupnou prevahou epiklastického vulkanického pieskovca s polohami drobných konglomerátov a s polohami epiklastických vulkanických siltovcov až ílovcov, ktorých hrúbka rastie v smere do južnej časti sedimentačného priestoru. Južný okraj sedimentačného priestoru vymedzuje elevácia predterciérneho podložia na J od Plášťoviec s povrchovými východmi pri Túrovciach.

Lahary reprezentovali masový transport hruboúlomkovitého materiálu zo stratovulkanického svahu do sedimentačného priestoru, kde sa uložil v litorálnej až sublitorálnej zóne. Laharové brekcie tvoria ploché smerovo orientované telesá hrubé od niekoľkých m do 30–40 m. Styk bázy s podložnými sedimentmi je ostrý, diskordantný, často so znakmi erózie podkladu (Konečný, 1966).

Hlavný obsah brekcií tvoria úlomky až bloky andezitu variabilných rozmerov (5–30 do 2–3 m), a to prevažne s angulárnym až subangulárnym obmedzením. Podradne sú zastúpené opracované bloky, ktoré predstavujú starší materiál z konglomerátov pobrežnej zóny zmobilizovaný pri pohybe laharu. Matrix je tufovopiesčitý (tvorí 20–50 % celkového objemu) a má variabilný obsah ílovitej zložky a pemzy.

Telesá laharových brekcií sú významnou súčasťou stavby stratovulkanického svahu. Lahary mobilizované vo svahu pri pohybe smerom na J po prekročení litorálnej zóny pokračovali v pohybe na morskom dne a tam sa uložili v morskom prostredí v pásme sublitorálu. Laharové telesá sa zistili od pobrežnej zóny smerom na J do vzdialenosti 10–12 km (zhruba po oblasť Horné Rykynčice). Konečný (1966) ich opísal ako uloženiny subakválnych bahenných prúdov (subaqueous madflows) zodpovedajúcich laharom typu „studených laharov" (cold lahars). Časté zvyšky drevitých častí alebo dutiny po stromoch (orientované prevažne v smere pohybu laharov) svedčia o tom, že nižšie úrovne stratovulkanického svahu pokrývala lesná vegetácia.

Zvýšená kompakcia a oxidácia matrixu, ako aj vyšší obsah pyroklastického materiálu niektorých laharov poukazuje na typ „horúcich laharov". Predpokladáme, že sú pôvodnými pyroklastickými prúdmi, ktoré po vniknutí do morského prostredia v dôsledku ochladenia a absorpciou vody prešli do laharov, resp. bahenných prúdov, pričom si zachovali časť svojej teploty, ktorej výsledkom je zvýšený stupeň kompakcie a termický účinok na podložné sedimenty.

Literatúra

Konečný, V., 1966: O mechanizme transportu pyroklastických hornín v subakválnych podmienkach. *Geol. Práce, Zpr., 40, 111–125.*

Konečný, V. & Lexa, J., 1997: Lahar emplacement and reworking in a shallow marine environment: The case of the Neogene Štiavnica stratovolcano, Slovakia. General Assembly IAVCI Puerto Vallarta Mexico. Volcanic activity and the environment. Abstracts, 95.

Konečný, V., Lexa, J., Halouzka, R., Hók, J., Vozár, J., Dublan, L., Nagy, A., Šimon, L., Havrila, M., Ivanička, J., Hojstričová, V., Mihálik ová, A., Vozárová, A., Konečný, P., Kováčiková, M., Filo, M., Marcin, D., Klukanová, A., Liščák, P. & Žáková, E., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca (štiavnický stratovulkán). I.-II. diel. *Bratislava, GSSR, 1–473.*

Konečný, V., Lexa, J., Halouzka, R., Dublan, L., Šimon, L., Stolár, M., Nagy, A., Polák, M., Vozár, J., Havrila, M. & Pristaš, J., 1998: Geologická mapa Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca (štiavnický stratovulkán) 1 : 50 000. *Bratislava, GSSR.*

Štúdium fluíd spätých so subvulkanickým granodioritovým plutónom štiavnického stratovulkánu

PETER KODĚRA[1,2], ANDREW H. RANKIN[2] a ANTHONY E. FALLICK[3]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, 817 04 Bratislava, Slovakia
[2]CEESR, School of Geological Sciences, Kingston University, Kingston upon Thames, UK
[3]Scottish Universities Research and Reactor Centre, East Kilbride, Glasgow, UK

(Doručené 7. 5. 2001)

Centrálna zóna štiavnického stratovulkánu je hostiteľom rozsiahleho subvulkanického intruzívneho komplexu, v ktorom dominuje granodioritový plutón (Lexa et al., 1999). Intrúzia granodioritu na okrajoch lokálne vytvára apofýzy späté s Fe skarnami, pričom centrálna apikálna časť obsahuje nepravidelné sietivo puklín vyplnených žilníkovo-impregnačnou polymetalickou mineralizáciou. Na tvorbu komplexného genetického modelu týchto mineralizačných procesov sa vykonal detailný výskum fluidných inklúzií a stabilných izotopov vzoriek intrúzie a asociujúcich mineralizácií, ako aj geochemický výskum.

Intrúziu granodioritu, najmä jej okrajové fácie, postihli premeny. Geochemický výskum ukázal, že vyššieteplotné subsolidové premeny úzko späté so skarnami viedli k zjavnému zníženiu obsahu Fe_{celk}, MnO, Zn a k zvýšeniu CaO, MgO, Na_2O (± K_2O), Cu. Hydrotermálna premena, ktorá asociuje s impregnačnou polymetalickou mineralizáciou, je charakteristická obohatením o K_2O, MnO, Cu, Pb a Zn a ochudobnením o Na_2O a Sr. Draselná metasomatóza indikuje prítomnosť vzostupnej zóny hydrotermálneho systému.

Štúdium fluidných inklúzií v skarnových mineráloch (z ložiska Vyhne–Klokoč; Koděra et al., 1998) ukázalo veľkú variabilitu salinity (4–23 hmot. % NaCl ekv.) a homogenizačnej teploty (Th 271–371 °C), čo je odrazom zmiešavania fluíd. V retrográdnych skarnových mineráloch tieto fluidá vykazujú postupné riedenie a ochladzovanie so znakmi varu v malej hĺbke. Progresívne redšie a chladnejšie fluidá (0,5–5,3 hmot. % NaCl ekv., 191–328 °C) – tiež ako výsledok zmiešavania – potvrdili aj fluidné inklúzie z minerálov impregnačnej polymetalickej mineralizácie (vo vrte B1 Horná roveň). Fluidá späté s premenami kyslého lúhovania andezitu (z okolia bane Rozália) mali strednú teplotu (~300 °C), čím sa potvrdilo, že sú výsledkom kondenzácie magmatickej pary v podzemnej vode. Sekundárne fluidné inklúzie v granodiorite majú variabilný pomer plynnej/kvapalnej/pevnej fázy, hodnoty Th, salinity a vysoký podiel Ca, Fe, K vo vzťahu k dominantnému Na. Primiešaním týchto zložiek sa podstatne znížila rozpustnosť NaCl až do jeho saturácie, a to často už pri tvorbe inklúzií, čo podstatne ovplyvňuje interpretáciu vývoja tlakovo-teplotných podmienok ich zachytávania. O časti granodioritu spätého so skarnami zo štúdia fluidných inklúzií vyplynulo, že po skorej nemiešateľnosti exsolvovaného magmatického fluida (pri ~650 °C a ~600 baroch) nasledoval autonómny vývoj salinickej kvapaliny smerom k NaCl saturovanej soľanke obohatenej o Fe (650–400 °C). Po postupnom ochladzovaní nasledoval prienik fluida bohatého na Ca, neskorý hydrotermálny var a miešanie so zriedenými fluidami (400–200 °C). Štúdium granodioritu spätého s impregnačnou polymetalickou mineralizáciou indikuje zhruba podobné vlastnosti fluíd v apikálnej časti intrúzie, ale hlbšie sa – ako potvrdzujú namerané hodnoty Th – salinické magmatické fluidum neakumulovalo. Absencia inklúzií s vyššou hodnotou Th svedčí alebo o tom, že hustá salinická kvapalina v skorých magmaticko/hydrotermálnych štádiách v intrúzii dispergovala, alebo že pre vyšší tlak vysoko salinické fluidá ani nevznikli. Je zaujímavé, že veľká časť dát z inklúzií z tejto časti granodioritu je takmer identická s inklúziami z impregnačnej polymetalickej mineralizácie. Tieto inklúzie môžu reprezentovať pôvodné superkritické magmatické fluidá, ktoré exsolvovali v spodných častiach intrúzie a neskôr sa progresívne miešali s meteorickými fluidami.

Izotopické zloženie magmatického fluida sa zisťovalo z izotopového zloženia biotitu, amfibolu a kremeňa (Koděra et al., 1999). Magmatická voda mala hodnotu asi dD_{fluid} –65 ‰, možno až –84 ‰, pričom asociujúca plynná fáza mala o 20 ‰ vyššie hodnoty ako výsledok frakcionácie para–kvapalina. Hodnota $d^{18}O_{fluid}$ bola od 6.3 do 9.3 ‰, pričom hodnota plynnej fázy bola o 1 ‰ nižšia. Izotopové zloženie meteorickej vody v čase umiestňovania granodioritu sa podľa paleoklimatických údajov Planderovej et al. (1993) odhaduje na –6 až –38 ‰ dD a –2 až –6 ‰ $d^{18}O$. Izotopové zloženie fluíd v rovnováhe so skarnovými minerálmi a minerálmi spätými s impregnačnou polymetalickou mineralizáciou vypočítané z izotopového zloženia týchto minerálov potvrdilo jasný trend progresívneho miešania magmatickej vody s meteorickou (Koděra et al., 1999).

Model vývoja fluíd prezentuje vývoj v dvoch odlišných častiach granodioritovej intrúzie. V okrajovej časti plutónu sa lokálne akumulovala hypersalinická magmatická kvapalina. Chemická reekvilibrácia s materskou horninou viedla k subsolidovým reakciám, pričom sa kvapalina ďalej obohacovala o Fe. Magmatické fluidum bolo schopné prenikať do karbonátov cez apofýzy a potom vďaka vyššej hustote sledovalo sklonené vrstvy karbonátov. V hydrodynamickom režime sa miešalo s cirkulujúcou meteorickou vodou a metasomaticky vytváralo magnetitové a skarnové šošovky. Na ne sa neskôr naložila retrográdna mineralizácia, pri ktorej dominovala prehriata meteorická voda s malou prímesou magmatického komponentu.

Magmatická plynná fáza (náprotivok salinickej kvapaliny) v centrálnej apikálnej časti celej granodioritovej intrúzie unikala cez viac prieduchov do nadložných andezitov a vyvolávala premeny kyslého lúhovania pri kondenzácii v podzemnej vode. Rýchle (?) ochladzovanie tejto časti intrúzie spôsobilo rozsiahlu kontrakčnú frakturáciu pri prechode z duktilného do krehkého deformačného režimu (~400 °C). Rastúca permeabilita umožnila vytvoriť rozsiahly konvekčný hydrotermálny systém, ktorý v centrálnej časti produkoval draselnú premenu a precipitoval impregnačnú polymetalickú mineralizáciu. Je možné, že v tejto fáze do systému prenikali v podstatnej miere nízkosalinické magmatické fluidá, ktoré exsolvovali v superkritickej forme pri kryštalizácii hlbších častí intrúzie.

Literatúra

Koděra, P., Rankin, A. H. & Fallick, A. E., 1999: Evolution of fluids associated with a subvolcanic granodiorite pluton. *In: C. J. Stanley et al.*

(Eds): Mineral Deposits: Processes to Processing. Proc. of the 5th SGA and 10th IAGOD Symp. · Balkema Rotterdam/Brookfield, 51–54.

Koděra, P., Rankin, A. H. & Lexa, J., 1998: Evolution of fluids responsible for iron skarn mineralisation: an example from the Vyhne-Klokoč deposit, Western Carpathians, Slovakia. *Miner. Petrology, 64, 119–147*

Lexa, J., Štohl, J. & Konečný, V., 1999: Banská Štiavnica ore district: relationship among metallogenetic processes and geological evolution of the central volcanic zone. *Mineralium Depos., 34, 639–654.*

Planderová, E., Ziembińska-Tworzydło, M., Grabowska, I., Kohlman-Adamska, A., Konzálová, M., Nagy, E., Pantić, N., Rylova, T., Sadowska, A., Słodkowska, B., Stuchlik, L., Syabryaj, S., Wazynska, H. & Zdražilková, N., 1993 On paleofloristic and paleoclimatic changes during the Neogene of Eastern and Central Europe on the basis of palynological research. *In. Paleofloristic and paleoclimatic changes during Cretaceous and Tertiary Proceedings of Inter Symp. Bratislava, GÚDŠ. 119–129.*

Abiotická zložka v krajinnoekologickom pláne Banskej Štiavnice

PETER MÚDRY

EKOTRUST, A. Kmeťa 13, 969 59 Banská Štiavnica

(Doručené 7. 5. 2001)

Krajinu centrálnej časti Štiavnických vrchov vytváral človek viac ako 2000 rokov. Prírodný zdroj farebných a drahých kovov ovplyvnil ľudskú aktivitu, ktorá formovala reliéf, priestor, sociálnoekonomickú činnosť, vedu, techniku i kultúru v regióne, ale úroveň zmien prekročila lokálne parametre, dosiahla európsky a v mnohých smeroch až celosvetový význam.

Intenzívna banícka činnosť výrazne poznačila reliéf krajiny, ktorý je v katastri Banskej Štiavnice a Štiavnických Baní prevažne antropogénneho pôvodu. Historické veduty – – zobrazenia baní, háld a násypov dokumentujú rozsah a kvalitu sypaného povrchu, ktorý tvorí hlušina – pre život sterilný materiál. Takýto reliéf vyvoláva dojem mesačnej krajiny. Ale formovanie zemského povrchu je iba jeden prejav banskej činnosti. Druhým, dlhodobo pôsobiacim na ľudskú činnosť a ekologické podmienky, sú *banské diela*. Práve ony zmenili režim podpovrchových vôd, stabilitu povrchu i množstvo radónu v zastavanom území.

Antropogénny reliéf vytvoril špecifické ekologické podmienky, typické pre tento región. Patrí medzi ne režim povrchových vôd a podpovrchových vôd, klimatické podmienky, negatívne pôsobenie hornín a baníckeho podzemia (rádioaktívne žiarenie, geopatogénne zóny).

V *antropogénnom reliéfe* je situovaný vodohospodársky systém so zbernými jarkami, ktoré náročný reliéf sprístupňujú, a s vodnými nádržami zvyšujúcimi diverzitu štruktúry krajiny až do takej miery, že je *esteticky* mimoriadne hodnotná, a preto aj *atraktívna* ako prameň poznávania a miesto relaxácie pre domácich aj zahraničných návštevníkov. Atraktívnosť krajiny je významnou súčasťou potenciálu *turizmu,* ktorý je najperspektívnejším odvetvím pre rozvoj banskoštiavnického regiónu.

Regeneračný proces na haldách, násypoch, depóniách v ostatných 800 rokoch vytvoril množstvo sukcesných štádií s rozličným stupňom stabilizácie reliéfu a s rozdielom ekologickou stabilitou. Pre veľkú rozmanitosť rastlinných a živočíšnych spoločenstiev v antropogénnom reliéfe je opisovaná krajina akousi *učebnicou krajinnej ekológie,* ktorá už dnes ponúka odpovede na odstraňovanie budúcich devastačných dôsledkov ľudského pôsobenia.

Krajinnú štruktúru ovplyvnili rozhodujúce odvetvia a stret ich záujmov spôsobil zmeny v ekologických podmienkach a v manažmente využívania krajiny. V území bolo intenzívne baníctvo, lesníctvo, poľnohospodárstvo, turizmus a ochrana prírody prostredníctvom chránenej krajinnej oblasti. Stret záujmov a vplyvov spomenutých odvetví vyplynul z pôsobenia radu ekologických faktorov prekračujúcich hodnoty, ktoré limitujú alebo aj vylučujú aktivitu človeka pri urbanizácii krajiny.

Vysoký počet *ekologických limitov* (abiotických, biotických, sociálnoekonomických) na tomto území je na Slovensku jedinečný a predurčuje ho ako *modelové* na vývoj *nových metodických postupov* pri tvorbe a ochrane krajiny, sociálnoekonomickom rozvoji, rozvoji turizmu, pri systémovom prístupe k regionálnemu rozvoju, zosúľadňovaní ekologických podmienok a ekonomických požiadaviek, čo je podmienka *trvalo udržateľného rozvoja spoločnosti.* Tento trend korešponduje s obsahom Agendy 21 – dokumentu OSN o rozvoji civilizácie v 21. storočí.

V problematike životného prostredia majú pre územie veľký význam informácie o pôsobení faktorov s negatívnym vplyvom na kvalitu ekologických podmienok a tým aj na existenčné podmienky pre človeka, flóru a faunu. Synergický vplyv negatívnych faktov predstavuje *záťaž krajiny.*

Stanovenie záťaže krajinných zložiek a krajiny je základnou úlohou prírodovedného výskumu a z neho musí vychádzať návrh na ďalšie využívanie územia. Je fakt, že veda doteraz nevypracovala komplexný interdisciplinárny postup na zisťovanie záťaže krajiny, hoci environmentálna legislatíva už narába s desiatkami termínov a nimi pomenovanými pojmami dotýkajúcimi sa záťaže krajiny, a tak prax musí tieto neidentifikované pojmy napĺňať.

Medzi špecifické negatívne vplyvy v Štiavnických vrchoch, ktoré môžu byť dobrým východiskom pri rozpracúvaní – metód hodnotenia vplyvov a výskumu zameraného na stanovovanie záťaže životného prostredia, patrí aj chemizmus abiotickej zložky. Prieskum geologických pomerov priniesol informácie o výskyte nerastov, chemizme hornín, geochemických anomáliách, reaktivite hornín a o rádioaktívnom žiarení hornín.

S baníckou činnosťou súvisí radón v pôde (v stavbách), poddolované územia, depónia flotačného odpadu, geopatogénne zóny, porušovanie a únosnosť hornín.

Medzi ostatné činnosti, ktoré spôsobujú špecifické ekologické problémy, patrí napr. ťažba hydrokvarcitu – suroviny na výrobu dinasových tehál, ktorá vyvoláva zmenu pH v priesakovej vode háld, čo vedie k erózii takouto vodou.

V pôde je pestrá škála *ťažkých kovov,* z ktorých sa v mobilnej forme a vo zvýšenom množstve vyskytuje As, Cd, Pb a Hg. Kontaminácia hornín a pôdy výrazne ovplyvňuje záťaž územia a jej interpretáciu v návrhu na jeho využívanie.

Ako perspektívny faktor z hľadiska rozvoja sledovaného regiónu sa ukazuje výskyt *geotermálnej vody* v katastri Banskej Štiavnice.

Ekologická optimalizácia využívania územia (LANDEP) je výsledkom systémového postupu krajinnoekologického plánovania krajiny. Krajinnoekologický plán je v súčasnosti podkladom územnoplánovacej dokumentácie a vychádza zo syntézy všetkých faktorov s nadlimitnými hodnotami alebo limitujúcimi vplyvmi – aj pozitívnymi, ktoré vylučujú (vymedzujú) priestor na nevhodnú (aj vhodnú) činnosť.

V katastri Banskej Štiavnice a Štiavnických Baní sa prejavuje takmer 80 faktorov ovplyvňujúcich kvalitu životného prostredia a podmienky výstavby, bývania a rekreácie.

Keďže ekologická optimalizácia zabezpečuje komplexné kvalitné životné podmienky, krajinnoekologický plán je univerzálnym vstupom pre každé odvetvové plánovanie v krajine a prvým predpokladom ekologizácie plánovacích procesov a nasledujúcej hospodárskej činnosti v krajine.

Interdisciplinárny prieskum územia poskytuje širokú a spoľahlivú bázu vedeckých informácií o území nevyhnutných pre výskum a interpretáciu budúcej exploatácie územia, ako aj nové chápanie manažmentu v krajine. A to je obsah regionálneho rozvoja i regionálneho plánovania.

Veľké množstvo problémov v krajine aj báza informácií o nej predurčujú územie ako *modelové* z hľadiska vývoja a implementácie nových postupov pri *priestorovom plánovaní,* integrujúcom ekologické, územné a ekonomické plánovanie do interdisciplinárneho systémového postupu, ktorý zabezpečí plánovanie rozvoja regiónov a jeho realizáciu.

Kontinuita medzi vedeckým výskumom krajiny v minulosti a súčasnosti vytvára dobré predpoklady na prípravu aplikačných postupov v rozhodovaní, plánovaní, projektovaní a monitoringu prípadných dôsledkov hospodárskej činnosti, ako aj pri manažmente využívania krajiny.

Z modelového územia vychádza iniciatíva na riešenie závažných environmentálnych úloh štátu. V súčasnosti sú už spracované nové technologické postupy a metódy pre Slovenský pozemkový fond, Ministerstvo pôdohospodárstva SR, Ministerstvo životného prostredia SR, kataster, štátny informačný systém a Ministerstvo výstavby a regionálneho rozvoja SR.

Nové metódy sú založené na najnovších výsledkoch ekologického a ekonomického výskumu, na informačných technológiách (GIS), technológiách spracúvania výstupov diaľkového prieskumu Zeme a ich aplikácia je ekonomickým prínosom pre celú spoločnosť.

Opísané aktivity predstavujú banskoštiavnický región na domácich i zahraničných odborných a politických fórach ako *región budúcnosti,* ktorý už dnes disponuje informáciami zodpovedajúcimi požiadavkám 3. tisícročia, ale aj záujmom investorov a kapitálu.

Environmentálne problémy banskoštiavnického regiónu

ROMAN ČAJKA, ERIKA KOČICKÁ a BRANISLAV OLAH

Katedra UNESCO pre ekologické vedomie a trvalo udržateľný rozvoj FEE TU Zvolen so sídlom v Banskej Štiavnici

(Doručené 7. 5. 2001)

Úvod

Len málo regiónov na Slovensku je poznačených antropogénnou činnosťou v takej miere ako oblasť – najmä baníčka – stredoslovenských neovulkanitov. Banská činnosť zanechala v krajine trvalé stopy a ovplyvnila celé jej fungovanie. Práve v Banskej Štiavnici a v jej okolí sú vplyvy minulosti, ale aj súčasnosti na životné prostredie veľmi zreteľné.

Environmentálne problémy akéhokoľvek regiónu bývajú dôsledkom

a) nevhodnej lokalizácie antropogénnej činnosti v krajine, ktorá neberie zreteľ na potenciál krajiny alebo mieru jej prírodnej či sociálnej únosnosti;

b) využívania nevhodných technológií (a to aj pri vhodnej antropogénnej činnosti);

c) nesúladu záujmov viacerých (aj potrebných) spoločenských činností (stret záujmov) a

d) havarijných situácií (prírodné katastrofy, zlyhanie technológií, ľudského faktora a pod.).

V príspevku sa zaoberáme environmentálnymi problémami banskoštiavnického regiónu, ktoré majú korene v minulosti, ale aj súčasnými, ktoré vzhľadom na charakter územia súvisia s intenzívnou banskou činnosťou v nedávnej minulosti.

Problémy podmienené historickými vplyvmi

Špecifický geologický vývin a stavba štiavnického stratovulkánu viedli k vzniku mnohých rudných žíl obsahujúcich rad nerastov, ktoré boli aj zdrojom najvzácnejších kovov – zlata a striebra. V štiavnickom regióne sa podľa prameňov vyskytovalo až 83 nerastov. Popri ťažbe vzácnych kovov tam bola aj ťažba na stavebné (dodnes sa ťaží limnokvarcit), chemické a iné účely.

Pre výskyt striebra a zlata bola sledovaná oblasť osídlená už v predhistorickom období, a to najskôr pod vrcholom Sitna, kde je dodnes viditeľný fortifikačný val. V tom období sa ruda získavala jednoduchou povrchovou ťažbou a ryžovaním v potokoch.

Negatívny vplyv na krajinu sa zintenzívnil v 12. a 13. stor., keď do oblasti prichádzali baníci z územia terajšieho Rakúska a Nemecka, založili Banskú Štiavnicu a priniesli so sebou aj metódy hlbinnej ťažby.

Vplyvy z historických čias na dnešné životné prostredie, ktoré sú pre charakter územia banskej povahy, sú mnohoraké. Ide o vplyvy

a) Priamo súvisiace s banskou činnosťou.

Medzi ne možno zaradiť existenciu banských diel – štôlní, šácht, píng, pingových polí, háld, výsypiek – odvaly zvyškov po ťažbe rúd alebo súvisiace s ich spracúvaním, trosku po tavení rudy a pod.

b) Súvisiace so zabezpečovaním banskej činnosti.

Výrazné a v krajine dodnes dobre viditeľné sú vodohospodárske sústavy banských diel, ktoré sa používali ako rezervoáre vody, slúžili na pohon banských strojov a zariadení. Vybudovalo sa okolo 65 jazier (stále je ich okolo 20), 75 km zberných jarkov, 57 km náhodných jarkov a štôlní privádzajúcich vodu aj z iných ako prirodzených povodí príslušnej oblasti, a tak sa odvodňovali časti územia.

Na krajinu nepriaznivo vplývala aj ťažba dreva na výdrevu banských diel a výrobu dreveného uhlia, ktoré sa využívalo v hutách. V stredoveku sa odlesnili veľké územia. Neskôr sa síce zalesňovali, ale nepôvodnými drevinami (smrek, borovica, smrekovec), a preto nevhodne, čo je aj v súčasnej krajine zdrojom environmentálnych problémov (kalamity, polomy a pod.).

Na druhej strane možno konštatovať, že spomenuté zásahy do krajiny – viditeľné aj v súčasnosti – dotvárajú typický ráz okolia Banskej Štiavnice.

Veľká časť objektov súvisiacich s banskou činnosťou v minulosti už nejestvuje, no zachované sú v súčasnej krajine pomerne ľahko identifikovateľné a využívajú sa na rekreáciu a vzdelávanie (napr. náučné chodníky a lokality).

c) Súvisiace s rozvojom regiónu vôbec.

Poľnohospodárska činnosť. Pre charakter krajiny, najmä členitý terén, pre poľnohospodárstvo nevhodnú pôdu a celkovú orientáciu regiónu tu nebolo intenzívne poľnohospodárstvo. V rastlinnej výrobe išlo najmä o lúčno-pasienkarské hospodárstvo a ovocinárstvo, o pestovanie nenáročných krmovín, v živočíšnej to bol chov hospodárskych zvierat. Negatívny vplyv poľnohospodárstva na prírodné prostredie nebol veľký.

Urbanizačná činnosť. Banská Štiavnica aj okolité obce boli postavené vo vysokých až vrcholových polohách svahov, aby boli čo najbližšie k vstupom do banských diel.

Ťažba dreva. Okrem už spomenutých prípadov sa drevo využívalo aj na stavby a každodenné potreby. Jeho ťažba nebola taká drastická ako v poľnohospodárskych oblastiach pri získavaní ornej pôdy. Dosť vážne environmentálne problémy v tejto oblasti súvisia skôr s neskorším nevhodným zalesňovaním.

Spomenutá činnosť zasiahla do krajiny štiavnického regiónu pomerne citlivo, jej intenzita neprekročila mieru únosnosti, a preto v ňom nevznikli mimoriadne vážne environmentálne problémy ani taká havária, ktorá by znamenala výrazný, ba nezvratný negatívny zásah do územia.

Súčasné environmentálne problémy

Aj keď sa súčasné environmentálne problémy sledovaného regiónu odlišujú od minulých, aj ony významne súvisia s činnosťou, ktorá tu prebiehala v minulosti čiže v čase, keď sa formoval charakter územia. Banské diela sú už – okrem bane v Hodruši-Hámroch – zavreté a nijaká ruda sa neťaží. Banská činnosť sa skončila v priebehu niekoľkých posledných desaťročí. Medzi poslednými bola zatvorená šachta Gábor pod Šobovom a Nová šachta na Hornej rovni. Keďže išlo o hlbinnú ťažbu, stopy po nej nie sú v krajine veľmi viditeľné. Ide spravidla o obslužné stavby a výsypky v ich blízkosti.

Environmentálnu situáciu v regióne charakterizujeme podľa zložiek životného prostredia.

Voda

Voda ako zložka životného prostredia je na jednej strane ohrozená antropogénnou činnosťou (znečisťovanie), na druhej – – v kombinácii s reliéfom a aktívnym povrchom – ohrozujúcim fenoménom (rýchla vodná erózia). V súčasnosti sa ťaží limnokvarcit v rozsiahlom etážovanom lome v miestnej časti Šobov a spolu s odkaliskom Sedem žien pri Banskej Belej je zdrojom zvýšenej acidity územia z extrémne kyslého limnokvarcitu. To negatívne vplýva najmä na povrchovú a podzemnú vodu a prostredníctvom nej na súčasné biotopy rastlinstva a živočíšstva, na pôdu i ľudí a navyše aj na vzhľad krajiny. Na kvalitu vody nepriaznivo pôsobia aj neriadené skládky komunálneho odpadu, vypĺňajúce terénne depresie a brehy potokov.

Ovzdušie

Ovzdušie znečisťujú najmä priemyselné emisie z tovární a iných prevádzok, dym z domov, ktoré pre extrémnu lokalizáciu nie sú plynofikované a väčšinou spaľujú uhlie, ako aj spaliny z dopravných prostriedkov. S dopravou úzko súvisí aj hluk, prašnosť a vibrácie. Donedávna jediná cestná komunikácia prechádzajúca Banskou Štiavnicou bola odbremenená obchvatom popod Kalváriu a Drieňovú, čo situáciu v meste zlepšilo, a to nielen pokiaľ ide o exhaláty a hluk, ale aj v súvislosti s vibráciami ohrozujúcimi stabilitu historických budov.

Pôda

V súčasnosti sa prejavujú dôsledky odlesnenia, ale najmä nevhodného zalesnenia, čo spôsobilo niekoľko ráz kalamitu (polomy, vývraty) spätú s odplavovaním časti pôdneho krytu (až pôdnogeologického substrátu) vodnou eróziou a vážne ťažkosti pri pokusoch o opätovné zalesnenie. Na poľnohospodársku činnosť sa využívajú iba malé plochy, čo sa ani v prípade nie najvhodnejšej lokalizácie nemusí brať vážnejšie do úvahy.

Rastlinstvo a živočíšstvo

Sú to veľmi citlivé zložky prírodného prostredia a spomenuté faktory na ne vplývajú veľmi nepriaznivo. Prejavuje sa na nich zväčša hromadný vplyv viacerých (v istých prípadoch aj všetkých) negatívnych faktorov (znečistenie ovzdušia a vody, znečistenie a degradácia pôdy, prašnosť, pri živočíchoch aj hluk, vibrácie a radónové žiarenie).

Vnútorné prostredie Banskej Štiavnice

Výstavba mesta sa v nedávnej minulosti – po skončení ťažby – presunula z pôvodných extrémnych častí svahov do tradičných údolných a úpätných polôh a vzhľadom na reliéf sa orientovala smerom na J (popri toku Štiavnice). V meste je rad veľmi vzácnych historických objektov – kultúrnych pamiatok, na ktorých údržbu či obnovu nie je dostatok prostriedkov. V tzv. socialistickom období navyše slúžili na bývanie sociálne najslabšej vrstvy obyvateľstva a to prinieslo ďalšie problémy. Fond vzácnych budov sa postupne, hoci zdĺhavo predsa len obnovuje. Aj keď centrum mesta pustlo, mesto ako celok rástlo, vybudovalo sa niekoľko štvrtí individuálnych domov a niekoľko častí sídliskového typu. Najnovšie a najväčšie je sídlisko Drieňová, ktoré však neposkytuje plnohodnotné bývanie (nevhodné sociálne prostredie, nedostatočná infraštruktúra) a trpí tradičnými nedostatkami sídlisk.

V meste je nebezpečne zvýšený výskyt rádioaktívnych častíc (radón), ktoré sa dostávajú na povrch z odstavených nevetraných baní, a to najmä do obytných budov postavených nad takýmito baňami. V minulosti sa to riešilo systémom vetracích otvorov v základoch domov, no tie sa pri rekonštrukcii budov zamurovali. Jediným riešením je nateraz pravidelné vetranie.

Záver

Cieľom nášho príspevku bolo priblížiť environmentálne problémy štiavnického regiónu prameniace z minulosti a vznikajúce i jestvujúce v súčasnosti. Minulé, pokiaľ ide o prírodné a spoločenské prostredie, pravdepodobne neboli také výrazné, ale ani sa im nevenovala pozornosť. V súčasnosti je viac ľudí, rastú nároky na priestor a pôsobí veľmi veľa cudzorodých (neprírodných, najmä chemických) látok v krajine, je viac odpadu a pod., celkové znečistenie, zdraviu

škodlivé prostredie (ovzdušie, voda, pôda, biotopy, človek), a tak sú environmentálne problémy väčšie.

Z kvalitatívneho pohľadu už dnes nejde iba o mieru znečistenia, poškodenia či deštrukcie zložiek životného prostredia, ale je to aj otázka vnímania (od existenčného až po estetické) prostredia, v ktorom ľudia žijú, čiže sa k prírodnému hľadisku pridali aj spoločenské, sociálne a zdravotné aspekty, otázky a problémy životného prostredia nadobudli iný, komplexný charakter, a preto je súčasné prostredie problematickejšie ako minulé. Na druhej strane je nesporné, že mnohé environmentálne problémy súčasnosti sú dôsledkom činnosti vykonávanej v tomto prostredí v minulosti.

Žilné štruktúry v banskoštiavnicko-hodrušskom rudnom poli a ich východy

JÁN SMOLKA

Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum Banská Bystrica, 974 01 Banská Bystrica, Kynceľovská 10, e-mail: smolka@grssrbb.sk

(Doručené 7. 5. 2001)

Problematika východov žilných štruktúr na povrch a ich mapového zobrazovania je aktuálna už vyše 120 rokov. Koncom 19. stor. vďaka vynikajúcim geodetom a banským meračom pôsobiacim v oblasti Banskej Štiavnice a Hodruše vznikli prvé, na ten čas veľmi kvalitné a presné topografické mapy, ktoré zobrazujú nielen priebeh žilných štruktúr v celom rudnom poli, ale obsahujú aj polohopis najvýznamnejších štôlní a šácht (Bielik a Jacob, 1883, mierka 1 : 28 000, resp. 1 : 14 400). V týchto mapách nie sú zachytené východy žilných štruktúr na povrch, ale sú zobrazené na istých dostatočne preskúmaných banských obzoroch a uvádza sa pri nich nadmorská výška aj sklon. V tomto období vznikali aj prvé rovnako kvalitné mapy na základe početných graficky skonštruovaných priečnych rezov, ktoré už zobrazujú aj východy žilných štruktúr, a to najmä v širšom období Banskej Štiavnice a Štiavnických Baní (Tischer, 1885, mierka 1 : 7940).

Spomenuté mapy boli prakticky celé 20. stor. východiskom pri zobrazovaní východov žilných štruktúr v mapách rozličnej mierky a určenia založených na oveľa presnejších fotogrametricky skonštruovaných polohopisných a výškopisných podkladoch.

V druhej polovici 20. stor., keď sa v banskoštiavnicko-hodrušskom rudnom poli začalo intenzívne geologické mapovanie, najskôr v mierke 1 : 25 000 a potom aj 1 : 10 000, pribudli aj nové geologické poznatky o alteračnej povahe východov, o vysokom stupni ich sutinovej zakrytosti, ako aj o povrchových montanistických prejavoch. Tak vznikali zobrazenia východov bez nadväznosti na jestvujúce polohopisné a výškopisné poznatky o banskej činnosti a takmer vždy bez presnejšieho deskriptívno-geometrického zobrazenia (Geodézia Praha – Rudné bane Banská Bystrica, 1983, mierka 1 : 5000; Konečný, Lexa a Štohl, 1993, mierka 1 : 10 000; Káčer a Antalík, digit. sprac., 1995).

Pri riešení úlohy 0801 840 302/160 *Metalogenetické hodnotenie územia Slovenskej republiky* a jej čiastkovej úlohy zameranej na reambuláciu ložiskových máp epitermálnych žíl vznikla možnosť spomenuté nedostatky máp odstrániť, a tak sa v rokoch 1998–2001 vykonala vlastná reambulácia všetkých žilných štruktúr banskoštiavnicko-hodrušského rudného poľa a v jej rámci v nevyhnutnom rozsahu aj terénna verifikácia zistených faktov.

Reambulácia vyšla predovšetkým z matematicko-deskriptívnogeometrickej konštrukcie mapového zobrazenia východov žilných štruktúr za pomoci archívnych banských máp, z poznatkov z geologického mapovania i z registrácie starých banských diel. Okrem toho sa do výstupných mapových podkladov zaznamenávajú všetky dôležité významné banské diela dokumentujúce rozsah banských prác a dobývania žilných štruktúr.

V súvislosti s riešenou úlohou možno konštatovať, že pri formovaní pohľadu na štruktúrno-tektonickú dispozíciu tohto významného rudného poľa vo veľkej miere pomôžu poznatky a údaje získané pri rekonštrukcii východov žilných štruktúr, s ním súvisí aj riešená problematika metalogenetického modelovania rudného poľa.

Literatúra

Lexa, J., 1998: Projekt geologických prác č. 0801 840 302/160 Metalogenetické hodnotenie územia Slovenskej republiky. Vedecko-technický projekt. *Bratislava, ŠGÚDŠ – archív*

Banskoštiavnický geopark

JÁN SMOLKA

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, regionálne centrum Banská Bystrica, 974 01 Banská Bystrica, Kynceľovská 10, e-mail: smolka@gssrbb.sk

(Doručené 7. 5. 2001)

UNESCO v roku 1999 v oblasti ochrany životného prostredia definovalo nový termín geopark. Hlavným cieľom geoparku je zachovať a zvýšiť hodnotu tých miest na povrchu Zeme, ktoré sú veľmi dôležitými svedkami histórie. Podľa definície je geopark územím s javmi alebo objektmi mimoriadneho geologického významu, výraznej osobitosti alebo krásy. Tieto fenomény sa musia v parku prezentovať v závislosti od regiónu, geologickej histórie, vzniku a priebehu

procesov, ktoré ich formovali. Každý geopark sa má navyše vyznačovať neopakovateľnosťou a autonómnosťou.

Banskoštiavnický geopark je nesporne nositeľom všetkých požadovaných atribútov. Je situovaný do blízkeho aj vzdialenejšieho okolia Banskej Štiavnice, ktorá je vďaka výnimočným kultúrnohistorickým pamiatkam zapísaná do Listiny svetového kultúrneho dedičstva UNESCO.

Projekt schválenej úlohy pod názvom *Zriadenie banskoštiavnického geoparku* sa začal plniť v roku 2000. Obstarávateľom úlohy je Ministerstvo životného prostredia Slovenskej republiky, vykonávateľom Štátny geologický ústav D. Štúra v Bratislave a subdodávateľmi nasledujúce organizácie: Slovenské banské múzeum v Banskej Štiavnici, Slovenská agentúra životného prostredia v Banskej Bystrici – Centrum ochrany kultúrnej krajiny a prírodného dedičstva v Banskej Štiavnici a nadácia Katedry UNESCO pre ekologické vedomie a trvalo udržateľný rozvoj FEE Technickej univerzity vo Zvolene.

Projekt obsahuje nasledujúce geologické úlohy a témy:

Geológia v geoparku predstaví veľmi zložitú stavbu štiavnického stratovulkánu a jeho podložia, jeho metalogenetickú dôležitosť, vznik, vývoj a petrografickú pestrosť tamojších hornín a minerálov. Tematicky budú zastúpené *terciérne vulkanity* a *predterciérne horniny podložia vulkanitov*.

Montanistika bude prezentovať vyše tisícročnú a veľmi bohatú históriu baníctva s osobitným zreteľom na vysokú technickú úroveň, intenzitu a ekonomickú významnosť. Obsahovo bude zahŕňať *1. baníctvo, 2. odvodňovacie dedičné štôlne, 3. východy žíl na povrch* a *5. banský vodohospodársky systém*.

Ekológia ponúkne obraz o viac ako tisícročnom pozitívnom aj negatívnom vplyve človeka na krajinu a na životné prostredie. Obsiahne problematiku *1. zásahov banskej činnosti do pôvodného reliéfu krajiny, 2. výstavby umelých vodných nádrží* a *3. sanácie dôsledkov banskej činnosti*.

Banskoštiavnický geopark má byť v prvom rade prostriedkom a miestom na zvyšovanie vzdelanostnej a kultúrnej úrovne obyvateľov Slovenskej republiky, na podporu ich národného sebavedomia a hrdosti na kultúrnohistorické hodnoty. Objekty parku návštevníkom predstavia pozoruhodné a unikátne výtvory časti slovenskej prírody, vysokú úroveň ich vedeckého poznania, technickú vyspelosť baníctva, geológie a iných vedeckých disciplín v minulosti.

Ekonomický prínos geoparku možno očakávať z turistického ruchu v banskoštiavnickom regióne, z ekonomickej činnosti pri poskytovaní služieb návštevníkom (stravovanie, ubytovanie, organizovaná turistika, šlichovanie zlata a pod.), z predaja sprievodcov, máp, pamiatkových predmetov, z výroby kolekcií vzoriek hornín a minerálov, z propagačných a iných materiálov, čím sa vytvoria priaznivé podmienky aj na rast zamestnanosti v oblasti.

Literatúra

Smolka, J., et al., 2000: Projekt geologickej úlohy č. 04 00 Zriadenie banskoštiavnického geoparku. *Bratislava, ŠGÚDŠ – archív.*

Monitoring geologických faktorov v Štiavnických vrchoch

ĽUBICA IGLÁROVÁ[1], DUŠAN BODIŠ[1], MÁRIA KOVÁČIKOVÁ[1], PAVEL LIŠČÁK[1] a MIRKO MATYS[2]

[1]Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
[2]Katedra inžinierskej geológoie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 7. 5. 2001)

Čiastkový monitorovací systém geologických faktorov je súčasťou Monitorovacieho systému životného prostredia Slovenskej republiky. Sleduje, hodnotí a prognózuje negatívne zmeny v geologickom prostredí. Vybrané monitorovacie lokality reprezentujú rozličné geologicko-geografické celky s dôrazom na nákladnosť prípadnej sanácie (Klukanová a Wagner, 2000). V oblasti Štiavnických vrchov sú situované lokality na monitoring zvetrávania, svahových deformácií, pochovaných antropogénnych sedimentov, kvality riečnych sedimentov, zloženia snehovej pokrývky a zmien antropogénnych sedimentov.

Monitoring stability svahov a zvetrávania sú prepojené na skalnom zárezе cesty v Banskej Štiavnici. Na základe štúdia mikrotektoniky a blokovitosti masívu sa vyčlenili kvázihomogénne celky s rovnakými inžinierskogeologickými vlastnosťami. Meranie pohybov blokov dilatometrom a fotogrametricky dokumentuje rozdielnu dynamiku rozvoľňovania masívu a zmien stabilitných podmienok. Na určovanie stupňa a rýchlosti zvetrávania hornín je stanovená indexová pevnosť andezitu, fotogrametrické meranie rastu osypových kužeľov, meranie mikronivelačných zmien na vybranom profile, hodnotenie fyzikálno-mechanických vlastností hornín, petrografická analýza a expozícia vzoriek v prírodnom laboratóriu.

Na odkalisku Sedem žien a Lintich sa v rámci monitoringu zmien antropogénnych sedimentov sledovali zmeny fyzikálnych a mechanických vlastností v čase geofyzikálnymi elektroodporovými metódami, odberom vzoriek z vrtov a ich laboratórnym spracúvaním, presiometrickými skúškami vo vrtoch a dynamickými penetračnými skúškami. Merania od roku 1996 ukazujú zlepšenie vlastností flotačného odpadu, spevnenie jeho hmoty a miernejší pohyb podzemnej vody v odkaliskách.

Monitoring antropogénnych pochovaných sedimentov v oblasti Banskej Štiavnice je prirodzene zameraný na sedimenty, ktoré človek ukladal do prostredia v súvislosti s povrchovou a podpovrchovou ťažbou v minulosti. Lokality (na základe štúdia báz dát o haldách a informácií o ťažbe v minulosti) sa charakterizujú základnými údajmi o lokalizácii, uloženom materiáli, prírodnom prostredí a o potenciálnom ohrození prostredia.

Výskum chemického zloženia snehovej pokrývky v základnej sieti 44 odberových miest na území Slovenska sa začal v zime 1976/1977. Použili sa pri ňom základné a multivariačné štatistické metódy tak, aby postihli tvorbu a variabilitu chemického zloženia snehu s prírodnými aj antropogénnymi vplyvmi.

Monitoring kvality riečnych sedimentov prebieha od roku 1996 v rovnakej sieti odberových miest ako monitoring kvality povrchových tokov, ktorý vykonáva Slovenský hydrometeorologický ústav. Dokumentujú sa pri ňom údaje o skupine chemických prvkov so stabilnou a nestabilnou koncentráciou v čase. V porovnaní s obsahom vo vode povrchového toku sú v istej rovnováhe sediment/voda Ca, Mg, Fe, Cu a As. Ako nekorelujúce sa prejavujú Ni, Cr, Na a K.

Prvotné informácie a dokumentácia sa sústreďujú do informačného systému na báze GIS, ktorý je nástrojom na priestorové zobrazovanie vplyvu monitorovaných procesov na životné prostredie a poskytuje údaje o lokalitách v mapovej, tabuľkovej, textovej a grafickej forme.

Literatúra

Klukanová, A. & Wagner, P., 2000: Monitoring zosuvov a iných svahových deformácií Slovenska. *Enviromagazín, 3. roč., 5/2000, MŽP SR a SAŽP Banská Bystrica.*

Monitoring zvetrávania na príklade banskoštiavnických andezitov

PAVEL LIŠČÁK[1], VLASTA JÁNOVÁ[2] a EVA ŽÁKOVÁ[1]

[1]Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, e-mail: Liscak@gssr.sk
[2]Ministerstvo životného prostredia Slovenskej republiky, Nám. Ľ. Štúra 1, 812 35 Bratislava, e-mail: Janova.Vlasta@lifeenv.gov.sk

(Doručené 7. 5. 2001)

Cieľom monitoringu zvetrávania je zisťovať kvantitatívne a kvalitatívne zmeny spôsobované postupnou dezintegráciou a dekompozíciou hornín a horninových masívov, sledovať dynamiku vývoja zvetrávania rozličných typoch hornín a spracúvať prognózy vývoja zvetrávania pri antropogénnych zásahoch do horninových masívov.

Banská Štiavnica je jednou z osemnástich lokalít na Slovensku vybratých na monitoring zvetrávania. Monitoruje sa na nej pás územia dlhý okolo 100 m a 3 až 6 m hlboký zárez cesty medzi Banskou Štiavnicou a Štiavnickými Baňami. V zároze sú odkryté tektonicky silno porušené a v spojitosti so zrudnením oblasti v nerovnakom stupni hydrotermálne premenené polohy amfibolicko-biotitického, pyroxenického až amfibolicko-pyroxenického andezitu.

Po vybudovaní zárezu začali alterované horniny rýchlo zvetrávať, uvoľnený materiál opadáva do obvodových priekop, často aj na cestné teleso, a najmä po zimnom období ho v záujme bezpečnosti premávky treba priebežne odstraňovať. Monitoring umožní v dostatočnom predstihu upozorňovať na kritický stav porušených úsekov cestného zárezu, pomôže pri navrhovaní optimálneho sklonu svahov a účinných sanačných opatrení na zabezpečenie ich stability.

Z terénnych monitoringových metód zvetrávania sa na lokalite aplikovali metódy opakovaného kvantitatívneho a semikvantitatívneho hodnotenia horninového masívu a horninového materiálu, metóda mikronivelačných zmien povrchu horniny, metódy pozemnej fotogrametrie, ako aj morfometrické a volumetrické metódy zamerané na sledovanie rýchlosti rastu sutinových kužeľov. Z laboratórnych metód sa použili metódy sledovania zmien fyzikálno-mechanických vlastností hornín a produktov ich zvetrávania a urobili sa aj petrografické a chemické analýzy. Vykonali sa i zrýchlené laboratórne testy simulujúce zvetrávanie a expozícia hornín v prírodnom laboratóriu na sledovanie procesov rozpadu a rozkladu hornín.

Vhodnou kombináciou terénnych a laboratórnych metód sa dosiahli nové výsledky v oblasti dynamiky vývoja zvetrávania a v ich aplikácii pri inžinierskogeologickom prognózovaní.

Literatúra

The Engineering Group of the Geological Society, 1994: The Description and Classification of Weathered Rocks for Engineerig Purposes. Working Party Draft Report.

Fookes, P. G., Gourley, C. S. & Ohikere, C., 1988: Rock Weathering in Engineering Time. *Quaterly Journal of Engineering Geology. Vol. 21, London.*

Jánová, V., 1977: Sledovanie dynamiky zvetrávacích procesov v poloskalných horninách. *In: Zbor. prednášok z 3. geotechnickej konferencie. Bratislava, STU*

Jánová, V. & Liščák, P., 1998: Monitoring procesov zvetrávania na vybraných cestných a železničných zárezoch. *In: Zbor. z 1. konferencie Geológia a životné prostredie. Bratislava.*

Ílové minerály v oblasti štiavnického stratovulkánu

PETER UHLÍK[1], VLADIMÍR ŠUCHA[1], JANA MADEJOVÁ[2], ĽUBICA PUŠKELOVÁ[3] a EVA ŠAMAJOVÁ[4]

[1]Katedra ložiskovej geológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 16 Bratislava, e-mail: uhlik@fns.uniba.sk
[2]Ústav anorganickej chémie SAV, Dúbravská cesta, 842 36 Bratislava
[3]Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta, 842 36 Bratislava
[4]Geologický ústav Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 7. 5. 2001)

Banskoštiavnická oblasť je známa výskytom rudných ložísk, ktoré sa v minulosti intenzívne ťažili. Ide o ložiská hydrotermálneho pôvodu súvisiace s magmatickou činnosťou. Pri hydrotermálnych premenách sa tvoria aj ílové minerály. Keďže íl rozličného druhu nie je iba nerastnou surovinou, ale aj indikačným materiálom, v posledných rokoch sme sa venovali jeho výskumu.

Lom Šobov pri Banskej Štiavnici je známy ťažbou sekundárneho kremenca. Pri štúdiu sme sa zamerali na identifikáciu a distribúciu ílových minerálov, ktoré sú dominantné v juž-

nej časti šobovského lomu. Hlavným ílovým minerálom je tam illit a pyrofylit, ale ojedinele sa identifikoval aj chlorit, kaolinit a illit/smektit. Pyrofylit je produkt pokročilej argilitizácie s vysoko sulfidačnými fluidami. Illit pravdepodobne vznikal súčasne s pyrofylitom, ale v lokálne iných podmienkach (nižšie pH, vyšší obsah K). Z porovnania pyrofylitu zo Šobova a z Vígľašskej Huty (Javoria) vyplynulo, že vyššiu štruktúrnu usporiadanosť má vígľašskohutiansky (javorský) pyrofylit.

Na lokalite Červená studňa, ležiacej neďaleko Banskej Štiavnice, sa rtg. difrakčnou a chemickou analýzou, ako aj pomocou infračervenej spektrometrie identifikoval rectorit (zmiešanovrstvový illit/smektit s 50 % illitových a 50 % smektitových vrstiev). Illitové medzivrstvia v ňom obsahujú 11 % NH_4, 37 % Na a 52 % K. Je to doteraz jediný nález ílového minerálu tohto druhu na svete. Rectority totiž väčšinou obsahujú samotný K alebo Na, prípadne zmes ich katiónov.

Menšie množstvo NH_4 sa zistilo aj v niektorých ďalších vzorkách illitu zo Štiavnických vrchov, ale zdroj NH_4^+ v neovulkanitoch je zatiaľ problematický. Prítomnosť NH_4 – – illitov v neovulkanitoch môže signalizovať existenciu karbónskych alebo iných bituminóznych bridlíc v podloží obsahujúcich NH_4 silikáty, z ktorých sa NH_4^+ uvoľňuje pri teplote 500 až 700 °C. Iným zdrojom môže byť organická hmota, z ktorej sa NH_4^+ uvoľňuje pôsobením fluíd.

Geologická mapa Západných Karpát a priľahlých území v mierke 1 : 500 000

JAROSLAV LEXA

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, lexa@gssr.sk

(Doručené 7. 5. 2001)

Geologickú mapu a súbor korelačných tabuliek litostratigrafických jednotiek, ktoré pripravil ŠGÚDŠ, vydalo Ministerstvo životného prostredia SR v roku 2000. Toto významné dielo je záverečným výstupom projektov regionálneho geologického výskumu (autorská čistokresba) a medzinárodnej spolupráce (tlač) financovaných zo zdrojov MŽP. Mapa je výsledkom spolupráce ŠGÚDŠ s geologickými ústavmi susedných štátov (Česká republika, Maďarsko, Poľsko, Rakúsko, Ukrajina), v rámci projektu komisie vied o Zemi Stredoeurópskej iniciatívy.

Hlavnými redaktormi mapy sú: J. Lexa, V. Bezák, M. Elečko, J. Mello, M. Polák, M. Potfaj a J. Vozár, spoluredaktormi za spolupracujúce krajiny: P. Pálenský (Česká republika), G. Császár (Maďarsko), W. Ryłko (Poľsko), G. W. Schnabel (Rakúsko) a B. Mackiv (Ukrajina). Geologickú mapu, štruktúrnu schému, schematický rez a korelačné tabuľky litostratigrafických jednotiek zostavil J. Lexa, V. Bezák, M. Elečko, M. Eliáš, V. Konečný, Gy. Less, G. W. Mandl, J. Mello, P. Pálenský, P. Pelikán, M. Polák, M. Potfaj, Gy. Radócz, W. Ryłko, G. W. Schnabel, Z. Stráník, D. Vass, J. Vozár a T. Zelenka v spolupráci s A. Bielym, G. Császárom, P. Čtyrokým, M. Kaličiakom, M. Kohútom, S. Kovácsom, B. Mackivom, J. Maglayom, J. Nemčokom (†), A. Nowotným, L. Pentelényim, M. Rakúsom a A. Vozárovou. Kartograficky a počítačovo mapu spracoval M. Antalík, Š. Káčer, M. Stercz, R. Fritzman a J. Vlachovič a na vynikajúcej úrovni vytlačil Vojenský kartografický ústav v Harmanci.

V geologickej mape je zhutnený výsledok práce celej generácie geológov, ktorá systematickým geologickým mapovaním od 60. rokov 20. stor. postupne pokryla takmer celé územie Slovenskej republiky modernými geologickými mapami v mierke 1 : 25 000 a 1 : 50 000. Konečným výsledkom dlhodobej spolupráce s geológmi susedných krajín je aj súbor korelačných tabuliek litostratigrafických jednotiek (základných zoskupení hornín rozlišovaných na geologických mapách). Medzinárodne uznávané výsledky slovenských geológov a miesto Slovenska v strede Západných Karpát umožnili slovenským geológom prevziať v tomto prípade iniciatívu a zaujať pri tvorbe mapy vedúcu pozíciu.

Predchádzajúca geologická mapa Slovenska v mierke 1 : 500 000 bola súčasťou mapy Československa vydanej v roku 1967 na základe výsledkov prehľadného geologického mapovania pre mapu v mierke 1 : 200 000. S myšlienkou zostaviť novú geologickú mapu v mierke 1 : 500 000 na báze podrobného geologického mapovania v 60. až 80. rokoch 20. stor. prišli koncom 80. rokov pracovníci vtedajšieho GÚDŠ pod vedením A. Bieleho. Sprvoti sa pripravovala s českými geológmi ako nová mapa Československej republiky. Po rozdelení Českej a Slovenskej Federatívnej Republiky bola slovenská časť pripravovanej mapy čoskoro vydaná v hraniciach nového štátu ako Geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000 (Biely et al., 1996). Keďže sa geologické fenomény nekončia na štátnych hraniciach, už vtedy bolo zrejmé, že túto geologickú mapu treba v spolupráci s geologickými ústavmi susedných krajín rozšíriť na geologickú mapu Západných Karpát a priľahlých území.

Geologická mapa Západných Karpát v mierke 1 : 500 000 teda nadviazala na skončenú geologickú mapu Slovenskej republiky rovnakej mierky. Úroveň geologických podkladov o území susedných štátov bola veľmi rozdielna. Kým pri príslušnej časti Českej republiky a Poľska sa mohol využiť Geologický atlas vonkajších Karpát a ich predpolia v mierke 1 : 500 000 (Poprawa a Nemčok, eds., 1989), z územia Maďarska, Rakúska a Ukrajiny takéto súborné a stále aktuálne mapové podklady nie sú, a preto sa muselo vychádzať zo starších máp, z podkladov podrobnejších mierok, resp. rukopisných prác spoluautorov mapy. Využili sa najmä nasledujúce mapy: Geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000 (Biely et al., 1996), Geological Atlas of Western Outer Carpathians and their Foreland 1 : 500 000 (Poprawa a Nemčok, eds., 1989), Atlas tektoniczny Polski (Znosko, ed., 1998), Geologische Karte von Wien und Umgebung 1 : 200 000 (1984), Geologische Karte des Burgenlandes 1 : 200 000 (Pascher et al., 1999), Geologische Karte von Niederösterreich 1 : 200 000 (in print), Geological map of Hungary 1 : 500 000 (Fülöp, ed., 1984), DANREG region – surface geological map 1 : 100 000 (Császár et al., 1998), Geological map of Bükk and surrounding region 1 : 100 000 (Balogh, 1963), Geology of the Nógrád-Cserhát area (Hámor et al., 1985), Geologické mapy 1 : 200 000, list Budapest and Salgótarján, Geologická mapa Českej republiky 1 : 500 000 (in prep.), Geologická mapa Beskýd 1 : 100 000 (Menčík a Tyráček, 1985), Geological map of Ukrainian Carpathians and adjacent basins 1 : 200 000 (Shakin, ed., 1977), Geologické mapy

1 : 200 000, list Užhorod a Perečin (Mackiv, ed., autorské čistokresby) a ostatné relevantné regionálne geologické mapy v mierke 1 : 100 000 a 1 : 50 000 z jednotlivých krajín.

Geologická mapa Západných Karpát a priľahlých území je vytlačená na troch listoch formátu A_0. Na prvom je vlastná mapa v mierke 1 : 500 000, štruktúrna schéma v mierke 1 : 2 000 000 znázorňujúca rozloženie tektonických jednotiek a schematický rez zachycujúci usporiadanie tektonických jednotiek v priečnom reze od predpolia vonkajších Karpát až po najvnútornejšie elementy orogénu na styku s panónskym bazénom. Na druhom liste je súbor korelačných tabuliek litostratigrafických jednotiek v jednotlivých regionálnogeologických a tektonických jednotkách. Farebná tlač a indexácia umožňujú rýchlu konfrontáciu s geologickou mapou a legendou. Tretí list obsahuje legendu mapy a má dovedna 201 položiek. Legenda je založená na litostratigrafických princípoch a príslušnosť do tektonických jednotiek sa rieši už uvedenou samostatnou štruktúrnou schémou.

Územie pokryté geologickou mapou predstavuje západokarpatský segment alpínskeho orogénneho pásma vymedzeného na J kvartérnymi uloženinami Panónskej panvy a na SZ a S okrajmi Českého masívu a európskej platformy. V záujme zobrazenia nadväznosti Západných Karpát na susedné segmenty alpínskeho orogénneho pásma mapa na Z zasahuje do segmentu Východných Álp a na V do Východných Karpát.

Mapa a tabuľky vytvárajú predpoklady na riešenie základných otázok geologickej stavby a vývoja Západných Karpát a ich postavenia v horskej sústave európskych alpíd. Isto bude aj podkladom na spoločné riešenie závažných otázok tvorby a ochrany životného prostredia prekračujúcich rámec územia Slovenskej republiky (využívanie prírodných zdrojov, ochrana podzemných vôd, hodnotenie vplyvov ľudskej aktivity na životné prostredie a pod.). Nezanedbateľný význam bude mať aj pri výchove novej generácie slovenských geológov.

Geologická mapa Západných Karpát a priľahlých území v mierke 1 : 500 000 bude celkom isto dôstojne reprezentovať slovenskú geológiu na medzinárodnom fóre. Je významným príspevkom Slovenska do činnosti Stredoeurópskej iniciatívy, Karpatsko-balkánskej geologickej asociácie a komisie IUGS pre geologickú mapu sveta. Kolektív geológov ŠGÚDŠ touto mapou vstupuje ako rovnocenný partner aj do prípravy novej geologickej mapy Európy.

Literatúra

Biely, A. (Ed.), Bezák, V., Elečko, M., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. & Vozárová, A., 1996: Geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000. *Bratislava, GSSR.*

Lexa, J., Bezák, V., Elečko, M., Eliáš, M., Konečný, V., Less, Gy., Mandl, G. W., Mello, J., Pálenský, P., Pelikán, P., Polák, M., Potfaj, M., Radócz, Gy., Ryłko, W., Schnabel, G. W., Stráník, Z., Vass, D., Vozár, J. & Zelenka, T., 2000: Geologická mapa Západných Karpát a priľahlých území 1 : 500 000. *Bratislava, ŠGÚDŠ.*

Geologická mapa Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca (štiavnický stratovulkán)

VLASTIMIL KONEČNÝ, JAROSLAV LEXA, RUDOLF HALOUZKA, LADISLAV DUBLAN, LADISLAV ŠIMON, MICHAL STOLÁR, ALEXANDER NAGY, MILAN POLÁK, JOZEF VOZÁR, MILAN HAVRILA a JÁN PRISTAŠ

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 7. 5. 2001)

Geologická mapa zobrazuje najväčší stratovulkán na Slovensku.

Región Štiavnické vrchy – Pohronský Inovec (Konečný et al., 1998) v západnej časti stredoslovenského neovulkanického regiónu s rozsahom 2300 km^2 budujú prevažne produkty štiavnického stratovulkánu. Pri jeho okrajoch sú komplexy vulkanických hornín okolitých vulkanických štruktúr.

Štiavnický stratovulkán, zaberajúci plochu vyše 2000 km^2, je najväčšou vulkanickou štruktúrou na vnútornej strane karpatského oblúka. Vyznačuje sa komplikovanou stavbou s diferencovanými vulkanickými produktmi, viacfázovým vývojom intruzívnych komplexov, vznikom kaldery a v závere vývojom hrastovej štruktúry. Jeho vývoj sprevádzali metalogenetické procesy, pri ktorých vznikala drahokovová a polymetalická mineralizácia, základ rozvoja banských miest – Hodruše a Banskej Štiavnice.

Podložím štiavnického stratovulkánu sú jednotky veporika reprezentované kryštalinikom (vyhnianska drvená žula a kryštalické bridlice), sekvenciou Veľkého boku, príkrovovou jednotkou hronika (chočským, resp. štureckým príkrovom) a príkrovovou jednotkou silicika, resp. gemerika. Podložie vystupuje na povrch v rozsiahlom odkryve v oblasti hodrušsko-štiavnického hrastu na ploche okolo 200 km^2. V sporadických odkryvoch sú horniny podložia obnažené vo vrcholových častiach elevácií podložia na V od Levíc, tzv. levické ostrovy (karbonátové horniny hronika a silicika), a na SV od Šiah (fylity, svory, amfibolity veporika). Pri sz. okraji neovulkanitov podložie reprezentujú horniny veporika v obalovej pozícii, krížňanský a chočský príkrov. V podloží neovulkanitov pri jv. okraji stratovulkánu vrt GK-4 (Bzovík) potvrdil karbonaticko-detritické súvrstvie vrchnej kriedy (gosauského typu) až spodného paleocénu a vyššie sedimenty rupelu až egeru v hypersalinnom vývoji. Bazálne súvrstvie eocénu vystupuje sporadicky a v malej hrúbke v oblasti hodrušsko-štiavnického hrastu. Sedimenty spodného miocénu sú v podloží vulkanosedimentárnych komplexov v jv. časti regiónu (na SV od Šiah).

Vzniku mladšieho stratovulkánu predchádzala aktivita extruzívneho vulkanizmu hyperstenicko-amfibolických andezitov s granátom, ktoré sa v podobe extruzívnych telies a vulkanoklastík priestorovo viažu na systém grabenových štruktúr sformovaných v spodnom bádene ako výsledok extenzných procesov.

Štiavnický stratovulkán sa vyvíjal vo viacerých etapách v bádene, sarmate až panóne (Konečný, 1970, 1971).

1. etapa zahŕňala vývoj rozsiahleho andezitového stratovulkánu vzniknutého pri explozívno-efuzívnej aktivite andezitového vulkanizmu v bádene (vrchná časť spodného bádenu až stredný báden). Vo vyšších stratovulkanických svahoch prevládajú lávové prúdy pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov (±biotit) striedaných polohami

pyroklastík, v nižších svahoch pribúda fácií epiklastických vulkanických hornín s postupnou prevahou v distálnej vulkanickej zóne. Pri južnom úpätí stratovulkánu v rámci distálnej vulkanickej zóny v pobrežnej zóne bádenského mora sa uložili hrubé až blokové konglomeráty a južnejšie, v sublitorálnom pásme prevažne vrstvy epiklastických vulkanických pieskovcov s polohami stredných až drobných konglomerátov a laharových brekcií. V neskoršom období vývoja spodnej stratovulkanickej stavby v centrálnej vulkanickej zóne sa umiestnili početné ložné intrúzie andezitových porfýrov (sily a lakolity) a na stratovulkanickom svahu vznikali štokové a lakolitové intrúzie andezitových až dioritových porfýrov (belujský a prochotský intruzívny komplex), ako aj viaceré extrúzie amfibolicko-hyperstenických až hyperstenicko-amfibolických andezitov (na S od Prenčova pri Novej Bani, Žarnovici a Župkove).

Vo vrchnom bádene do severného okraja štiavnického stratovulkánu zasiahol zlomový systém kremnického grabenu. Jeho subsidenciu kompenzovali efúzie láv pyroxenických a leukokratných pyroxenických andezitov, pyroklastiká, epiklastiká a hyaloklastitové brekcie v hrúbke vyše 300 m (*turčecká* a *formácia Kľakovskej doliny*). Vyššiu časť kremnického grabenu vypĺňajú efúzie lávy amfibolicko-pyroxenických andezitov v hrúbke 200–300 m (*formácia Kremnického štítu* a *stránsky komplex*).

2. etapa (vrchný báden) bola obdobím denudácie a vzniku depresie s limnickou sedimentáciou vo vrcholovej časti stratovulkánu. S prvými prejavmi subsidencie kaldery bola spätá efúzia lávového prúdu amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom v hrúbke okolo 250 m, smerujúceho od jv. okraja kaldery do jej centra. V nadloží prúdu pri jv. okraji kaldery je uložený hrubý až blokový epiklastický vulkanický materiál (epiklastické brekcie) pochádzajú zo stien kaldery. Vo vnútornejšej časti depresie sú piesčito-siltovcové sedimenty s polohami lignitu v celkovej hrúbke 80–90 m. Sedimenty vrátane lávového prúdu sa zaraďujú do *červenostudnianskeho súvrstvia* a vystupujú na povrch v oblasti Banskej Štiavnice. V rámci kaldery ich potvrdili vrty. Na základe peľového spoločenstva sa sedimenty začleňujú do vrchného bádenu (Planderová in Konečný et al., 1983).

3. etapa (vrchný báden – spodný sarmat) reprezentuje formovanie kaldery s eliptickým prierezom s rozmermi 18 x 22 km vo vrcholovej časti stratovulkánu. Subsidenciu kaldery pozdĺž zakriveného kalderového zlomu, prebiehajúcu zhruba synchrónne s explozívnou a extruzívno-efuzívnou aktivitou biotiticko-amfibolických andezitov *studenskej formácie,* kompenzovalo uloženie vulkanických produktov v hrúbke 350–500 m. V spodných úrovniach kalderovej výplne (jv. časť kaldery v širšej oblasti Ilije) prevládajú produkty freatomagmatických erupcií a popolovo-pemzové prúdy, vyššie sú striedané lávovými prúdmi. Viskózna láva tvorila extruzívne dómy, príp. prechodné formy do hrubých lávových prúdov. V okolí extrúzií sa uložili hruboúlomkovité brekcie pochádzajúce z rozpadu extruzívnych telies. S explozívnou deštrukciou extruzívnych dómov boli späté hruboúlomkovité až blokové pyroklastické prúdy. Súčasťou výplne kaldery sú aj ložné intrúzie typu silov a lakolitov. Po skončení vulkanickej aktivity sa na povrchu kalderovej výplne uložili kalderové sedimenty s lokálnym výskytom limnokvarcitov a diatomitov.

Intruzívne komplexy

Denudačným zrezom v oblasti hrastu je v prostredí hornín podložia obnažený subvulkanický *hodrušsko-štiavnický intruzívny komplex,* v centrálnej časti reprezentovaný granodioritovou intrúziou a pri jeho severnom okraji dioritovým telesom. Mladšie štokovo-dajkové intrúzie granodioritových porfýrov *komplexu Zlatno,* situované prevažne pri periférii granodioritovej intrúzie, prenikajú do spodnej stratovulkanickej stavby a sprevádzajú ich dajkové roje kremitodioritových porfýrov. S intrúziami je spätá intenzívna hydrotermálna premena okolitých hornín a prejavy skarnovo-porfýrovej polymetalickej mineralizácie. V oblasti pukanského hrastu vystupuje *štokovo-dajkový tatiarsky intruzívny komplex* s podobnými prejavmi. Mladší intruzívny komplex kremitodioritových porfýrov – *komplex Banisko* – reprezentujú ložné intrúzie (sily a lakolity) a dajkové roje, ktoré prednostne sledujú zlomový systém smeru SSV–JJZ. Ložné intrúzie sa umiestnili pri rozhraní podložia a vulkanickej stavby a v spodných úrovniach spodnej stavby. Kolapsované komplexy a intrúzie sú intenzívne hydrotermálne premenené.

4. etapa (sarmat) obsahuje produkty explozívno-efuzívnej aktivity pyroxenických andezitov (±amfibol, ±biotit), ktoré sa členia na viac litostratigrafických jednotiek. Bezprostredne na povrchu bádenského stratovulkánu sú na južnom svahu uložené explozívne produkty *ladzianskej formácie* (pemzové tufy amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom). Výsledkom efuzívnej aktivity pyroxenických andezitov, často sklovitých a leukokratných, je *humenický komplex* v jz. časti kaldery a na južnom svahu rozsiahly lávový pokrov *baďanskej formácie* so znakmi vývoja v pobrežnej zóne a vznikom hyaloklastitových brekcií. Pri jeho južnom okraji ležia hrubé konglomeráty, hyaloklastitové brekcie a južnejšie súvrstvia epiklastických vulkanických pieskovcov a pemzových tufov (Brhlovce). Polohy popolovo-pemzových tufov amfibolicko-pyroxenických andezitov s biotitom *bielokamenského súvrstvia* ležiace v rámci kaldery a na dne paleodolín sú na stratovulkanickom svahu prekryté lávovými prúdmi *sitnianskeho komplexu,* ktorý má väčšiu hrúbku v západnej časti kaldery. Zvárané popolovo-pemzové prúdy – – ignimbrity amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom *drastvickej formácie* – sú uložené v západnej časti kaldery a v rámci paleodolín na Z a JZ v stratovulkanickom svahu. Vo výplni mohutnej paleodoliny – delty na jz. svahu stratovulkánu (smerujúcej od Novej Bane na Kozmálovské vŕšky) sú produkty *priesilského komplexu* (epiklastiká, pyroklastiká a lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov ± biotit). Na sv. svahu stratovulkánu vznikol parazitický vulkán bázických pyroxenických andezitov *Markov vrch.* Jeho lávové prúdy sú vo východnej časti prekryté efúziami amfibolicko-pyroxenických andezitov *žiarskeho komplexu,* uloženého v nadloží hrabičovskej panvičky so spodnosarmatskou flórou. V severnej časti kaldery a na sv. svahu stratovulkánu sú vo výplni paleodolín produkty *breznického komplexu.* V spodnej časti výplne paleodolín, smerujúcich na SV a S do Kremnických vrchov, sú v prevahe vulkanoklastické horniny (pyroklastiká a epiklastiká) a vo vrchnej časti prevažne lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov. Komplex je zvyškom menšieho denudovaného vulkánu. V jv. časti kaldery a na stratovulkanickom svahu je uložený efuzívny *komplex Jabloňového vrchu,* tiež ako denudačný zvyšok parazitického vulkánu, ktorý tvoria lávové prúdy pyroxenických andezitov. V závere andezitového vulkanizmu na západnom svahu *stratovulkánu* vznikol mohutný efuzívny komplex pyroxenických andezitov *inoveckej formácie,* často sklovitých a leukokratných, so znakmi hyaloklastitovej brekciácie.

5. etapa (vrchný sarmat – panón) zahŕňa formovanie hodrušsko-štiavnického hrastu ako výsledok zdvihu bloku v centrálnej časti kaldery a synchrónny ryolitový vulkanizmus jastrabskej formácie. S týmto procesom koindicovala intenzívna subsidencia Žiarskej kotliny. Výstup ryolitových más

sa viazal na zlomový systém pri západnom okraji hrastu, pokračujúci pri jv. a východnom okraji Žiarskej kotliny na S do Kremnických vrchov (vyhniansko-ihráčska vulkanotektonická zóna) a západnejší zlomový systém smeru S–J (novobansko-kľakovská vulkanotektonická zóna). Produkty ryolitového vulkanizmu reprezentujú tufy, epiklastiká, extruzívne domy, lávové prúdy, ložné intrúzie a protrúzie (Szabóova skala), akumulované pri jv. a východnom okraji Žiarskej kotliny. Dajky a dajkové roje viažuce sa na zlomy smeru S–J sú obnažené v oblasti hrastu. Asymetrický hrast je sklonený na JV v uhle 10–15° s maximálnym výzdvihom v západnej časti, kde sa pri nasledujúcom denudačnom zreze obnažilo predvulkanické podložie. Zlomové zóny pri východnom okraji hrastu s priebehom smeru SV–JZ a so sklonom na JV (50–70°) boli využité pri vzniku drahokovových a polymetalických žíl štiavnického rudného poľa.

Vo vrchnom sarmate až panóne pokračovala subsidencia Žiarskej kotliny a grabenových štruktúr pri jz. okraji štiavnického stratovulkánu (čajkovská a pukansko-bátovská depresia) so sedimentáciou v morskom, brakickom a sladkovodnom prostredí.

Vývoj štiavnického stratovulkánu v bádene a sarmate prebiehal v úzkom časovom a priestorovom vzťahu s okolitými vulkanickými štruktúrami. Pri jv. okraji sú produkty štiavnického stratovulkánu v nadloží *vinickej formácie* (tvorenej horninami submarinného extruzívneho vulkanizmu) a pri východnom v nadloží extruzívneho vulkanizmu *neresnickej formácie*. V jv. časti sú produkty bádenského vulkanizmu štiavnického stratovulkánu v styku s *čelovskou formáciou* a pri východnom okraji s horninami sarmatského vulkanizmu *javorskej formácie*. Pri sv. okraji sú horniny *breznickej formácie* prekryté produktmi menších stratovulkánov strednosarmatského až vrchnosarmatského veku *sielnickej* a *túrovskej formácie*. Do sz. okraja regiónu zasahuje *plešinská formácia* v podobe rozptýlených extrúzií amfibolicko-hyperstenických andezitov a stratovulkanická stavba Vtáčnika – *vtáčnická formácia*.

Produkty vulkanizmu bazaltoidných andezitov (panón) komplexu *Šibeničného vrchu* reprezentujú pri východnom okraji Žiarskej kotliny zvyšky freatického kužeľa, dajky, neky, prieniky, lávové prúdy a ložné intrúzie, skupina nekov a dajok na Z od Sklených Teplíc, nek na SZ od Novej Bane (Struhárka), v sz. časti regiónu nek Ostrovica a dajkové roje (na Z od Kľaku a Ostrého Grúňa).

Relikt alkalického bazaltového vulkanizmu predstavuje lávový komplex na JZ od Zvolena (Ostrá Lúka – Bacúrov), relikt lávového prúdu na JZ od Krupiny, neky pri Banskej Štiavnici (Kalvária, Kysihýbeľ), relikt prúdu na JV od Mochoviec a najmladší vulkán Putikov vŕšok pri Novej Bani, tvorený troskovým kužeľom a lávovými prúdmi, ktoré prekryli risskú terasu Hrona.

Sedimenty kvartéru Žiarskej kotliny a doliny Hrona sú prevažne terasovými náplavami (štrk, piesčitá hlina), najmä risského stupňa, kým staršie štrkové terasy (mindel a spodný pleistocén) sú zriedkavejšie. Svahové hliny vystupujú hlavne v kotlinách a na Krupinskej planine, kým v pohorí mimo kotliny zastupujú kvartér kamenité sutiny a kamenité svahové hliny ako aj hlinitoštrkové náplavy potokov.

Literatúra

Konečný, V. (Ed.), Lexa, J., Halouzka, R., Dublan, L., Šimon, L., Stolár, M., Nagy, A., Polák, M., Vozár, J., Havrila, M. & Pristaš, J., 1998: Geologická mapa Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca (štiavnický stratovulkán) 1 : 50 000. *Bratislava, GSSR.*

Konečný, V. (Ed.), Lexa, J., Halouzka, R., Hók, J., Vozár, J., Dublan, L., Nagy, A., Šimon, L., Havrila, M., Ivanička, J., Hojstričová, V., Miháliková, A., Vozárová, A., Konečný, P., Kováčiková, M., Filo, M., Marcin, D., Klukanová, A., Liščák, P. & Žáková, E., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca (štiavnický stratovulkán) I. a II. diel. *Bratislava, GSSR, 473.*

Geologická mapa Javoria

VLASTIMIL KONEČNÝ, VLADIMÍR BEZÁK, RUDOLF HALOUZKA, MICHAL STOLÁR a LADISLAV DUBLAN

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 7. 5. 2001)

Dominantnou vulkanickou štruktúrou východnej časti neovulkanického regiónu je andezitový stratovulkán Javorie (Konečný et al., 1998) s plochou 750 km^2. Pri severnom okraji hraničí so stratovulkánom Poľany, v západnej sa v Pliešovskej kotline stýka so štiavnickým stratovulkánom a v južnej prechádza do plochého reliéfu Krupinskej planiny. Najvyššiu nadmorskú výšku dosahuje hrebeň s kótou 1044 Javorie a 1024 Priečne.

Predvulkanické podložie v povrchových východoch pri východnom okraji stratovulkánu tvoria horniny veporika zastúpené kryštalinikom a obalovými jednotkami. Kryštalinikum reprezentujú hybridné granitoidy, často s polohami rúl, kryštalické bridlice, fylity, porfyrické granitoidy, biotitické tonality a leukokratné granitoidy. Obalové jednotky sú zastúpené sedimentmi permu rimavského súvrstvia (revúcka skupina) a horninami mezozoika föderatskej skupiny – tuhársky vývoj. Horninové komplexy kryštalinika a paleozoicko-mezozoického obalu sa ponárajú pod neovulkanity a v ich podloží pokračujú na JZ. Predterciérne horniny veporika v prostredí neovulkanických hornín vystupujú ako „ostrovy", ktoré predstavujú vrcholové časti elevačných štruktúr podložia (pri Pliešovciach a Lieskovci, na V od Zvolena), príp. sú odkryté hlbokými zárezmi dolín (dolina Madačky, na Z od Ábelovej).

Sedimenty paleogénu (vrchný lutét) v podloží neovulkanitov na SZ regiónu overil vrt GK-8 (Ostrá Lúka, na JZ od Zvolena) v bacúrovskej depresii. Pri jv. okraji regiónu sa v krupinskej depresii vrtom GK-4 (Bzovík) v nadloží mezozoika v karbonátovom vývoji (vrchný trias) zistilo súvrstvie vrchnej kriedy a paleocénu v gosauskom vývoji, vyššie ležia sedimenty eocénu a oligomiocénu (rupel – eger) krupinského súvrstvia s evaporitmi. Spodnomiocénne sedimenty (egenburg, otnang, karpat) pokračujú z Ipeľskej kotliny na S v podloží neovulkanitov zhruba po oblasť Suché Brezovo – Veľký Lom – Červeňany, kde ich overili vrty na uhlie.

Neovulkanické komplexy bádenu a sarmatu

Na báze vulkanosedimentárneho komplexu v oblasti Krupinskej planiny overujú *bazálne súvrstvie* (tufitické piesky

s obliakmi nevulkanických hornín) štruktúrne vrty GK-4 (Bzovík a MV-14 Dačov Lom). Bazálne súvrstvie zodpovedá *príbelskému súvrstviu* na južných okrajoch Krupinskej planiny. Vrt GK-8 (Ostrá Lúka) overuje na báze vulkanických komplexov tufitické sedimenty s polohami siltovcov, konglomerátov a brekcií mezozoických karbonátov. V nadloží príbelského súvrstvia v južnej časti regiónu sú uložené produkty submarinného vulkanizmu *vinickej formácie* (vrt GK-4, NV-14, VVL-7 a VVL-15).

Pri sz. a západnom okraji stratovulkanickej stavby Javoria v jej podloží sú uložené produkty extruzívneho vulkanizmu *neresnickej formácie* (extruzívne dómy, lávové prúdy, ložné intrúzie hyperstenicko-amfibolických až amfibolických andezitov s granátom a vulkanoklastické horniny). Produkty tejto formácie sú odkryté v povrchových východoch na JZ od Zvolena, v údolí Neresnice a v Pliešovskej kotline.

Stratovulkán Javorie

V bádene (spodnom až strednom) v dôsledku expozívno-efuzívnej aktivity vznikol andezitový stratovulkán pomenovaný ako *starohutský komplex* (resp. spodná stratovulkanická stavba), ktorého podstatnú časť prekrývajú produkty mladšej aktivity (stredná a západná časť pohoria). Vrt GK-7 (na Z od Starej Huty) overuje spodnú stavbu v hrúbke okolo 700 m v zaklesnutej pozícii v rámci vulkanotektonickej depresie. Spodnú stratovulkanickú stavbu v spodných až stredných úrovniach dominantne tvoria lávové prúdy bázických a intermediálnych pyroxenických andezitov so znakmi hyaloklastitovej brekciácie (indikujúcej vodné prostredie). Vo vyšších úrovniach sú lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov striedané vulkanoklastickými horninami. Spodnou stratovulkanickou stavbou vo vrte GK-7 v spodnej časti prenikajú ložné intrúzie dioritových porfýrov a dajky amfibolicko-biotitických andezitov. V povrchových východoch pri východnom okraji pohoria tvoria spodnú stratovulkanickú stavbu epiklastické a pyroklastické horniny striedajúce sa s ojedinelými lávovými prúdmi. V smere na J a JV stratovulkanický komplex prechádza do epiklastických súvrství distálnej vulkanickej zóny (zárezy doliny Madačky).

Vo vígľašskej depresii sú telesá pyroxenicko-amfibolických andezitov (± biotit) a vulkanoklastické horniny zastúpené brekciami, aglomerátmi a tufmi *syronskej formácie*. V centrálnej časti pohoria a vo výplni vulkanotektonických depresií Javoria a vígľašskej depresie vystupuje efuzívny komplex bazaltoidných andezitov *blýskavickej formácie*. Pri kontakte lávových prúdov s vodným prostredím vznikali hyaloklastitové brekcie, príp. hyaloklastitové prúdy ako výsledok kompletnej brekciácie lávových prúdov.

V centrálnej vulkanickej zóne (oblasť Vígľašská Huta-Kalinka a Stožok) vystupujú štokové intrúzie kremitodioritových porfýrov až monzodioritov *intruzívneho komplexu Kalinka*. Intruzie v pásme smeru SV–JZ sa vyznačujú premenami vysokotermálneho typu (aktinolitizácia, biotitizácia a propylitizácia) so znakmi porfýrovej, polymetalickej mineralizácie. S nízkoteplotnými premenami (argilitizácia a silicifikácia) a vznikom hydrotermálno-explozívnych brekcií bola spätá akumulácia rýdzej síry (ložisko Kalinka) a zlatonosného pyritu (ložisko Klokoč). S intruzívnym *komplexom Kráľová*, reprezentovaným štokovými intrúziami andezitových a dioritových porfýrov na J od obce Kráľová (západná časť Javoria), sú späté hydrotermálne premeny a polymetalická mineralizácia nižšej intenzity.

V centrálnej vulkanickej zóne v širšej oblasti Vígľašskej Huty-Kalinky sú početné dajky, extrúzie a prieniky amfibolických a pyroxenicko-amfibolických andezitov, dacitoidných andezitov až ryodacitov *komplexu Lohyňa* vrchnobádenského až spodnosarmatského veku, ktoré predstavujú obnažené prívodové systémy k povrchovej stavbe odstránenej denudáciou.

Produkty sarmatského vulkanizmu, reprezentované *javorskou formáciou*, budujú vrchnú stratovulkanickú stavbu Javoria a v podstatnej miere prekrývajú staršie vulkanické komplexy v jeho centrálnej, sz., západnej a jz. časti. V dôsledku asymetrického výzdvihu východnej časti pohoria sa v tejto oblasti zachovali len relikty lávových prúdov uložených na povrchu staršej blýskavickej formácie. V spodných úrovniach stratovulkanickej stavby prevládajú produkty explozívnej aktivity (aglomeráty, pyroklastické brekcie, tufy) a epiklastiká. Vo vyšších stratovulkanických svahoch dominujú lávové prúdy pyroxenických andezitov a amfibolicko-pyroxenických andezitov (± biotit), ktoré na stratovulkanickom svahu často sledujú radiálnu orientáciu paleodolín. Nižšie na stratovulkanickom svahu na sz., západnom a južnom svahu pohoria ležia brekcie pyroklastických prúdov, hrubé až blokové epiklastické vulkanické brekcie, ktoré v rámci distálnej vulkanickej zóny externe prechádzajú do epiklastických vulkanických súvrství s prevahou pieskovcov a konglomerátov (oblasť prechodu do Krupinskej planiny), indikujúcich uloženie súvrství v proluviálnej rovine vo fluviálnom až fluviálno-limnickom prostredí.

Stratovulkán Javoria sa vyvíjal paralelne s vulkanickými štruktúrami pri jeho okrajoch. V južnej a jz. časti sa stýka s produktmi *čelovskej formácie* (pyroklastický vulkán pyroxenických andezitov) a v južnej časti s *lyseckou formáciou* (zvyšky pyroklastického kužeľa s extrúziami amfibolického andezitu v centrálnej vulkanickej zóne). Pri západnom okraji sú komplexy spodnej stavby v styku so spodnou stratovulkanickou stavbou štiavnického stratovulkánu, so *studenskou formáciou*, ako aj s produktmi sarmatského vulkanizmu. Pri severnom okraji produkty stratovulkánu Javoria v rámci vulkanotektonickej depresie prechádzajú pod južné svahy stratovulkánu Poľany.

Po skončení vulkanickej aktivity stratovulkánu Javoria v panóne poklesol blok na S od rieky Slatina, vznikol limnický sedimentačný priestor, a z oblasti Zvolenskej Slatiny prenikol do severnej časti vígľašskej depresie. Podľa peľového spoločenstva sa sedimentárne súvrstvia (vrstvy ílu a piesčitého ílu s polohami konglomerátov hrubé 100–170 m, vrt P-6, KJ-2, KJ-40) začleňujú na koniec panónu až spodného pliocénu (Planderová in Konečný et al., 1975).

Záverečným prejavom vulkanickej aktivity v regióne bol efuzívny vulkanizmus alkalických bazaltov a viedol k vzniku lávového pokrovu (lávového plata) v severnej časti Pliešovskej kotliny. Lávový pokrov sa sformoval opakovanými efúziami bazaltovej lávy, ktorá sa pohybovala na S a zaplnila širokú paleodolinu s fluviálno-limnickou sedimentáciou. Na J od lávového pokrovu sa časť paleodoliny oddelila a vznikol lokálny limnický bazén. Podľa spoločenstva sporomorf sú jazerné sedimenty staršieho veku ako vrchný pliocén (Planderová in Konečný et al., 1986). Rádiometrický vek bazaltu 6,59 ± 0,28 miliónov rokov je blízky rozhraniu panón a pont.

V pliocéne vznikali proluviálne a fluviálne akumulácie terás Hrona, Slatiny a Zolnej a pri úpätí pohoria uloženiny výplavových kužeľov.

Literatúra

Konečný, V. (Ed.), Bezák, V., Halouzka, R., Stolár, M. & Dublan, L., 1998: Geologická mapa Javoria 1 : 50 000. *Bratislava, GSSR.*

Konečný, V. (Ed.), Bezák, V., Halouzka, R., Konečný, P., Miháliková, A., Marcin, D., Iglárová, Ľ., Panáček, A., Štohl, J., Žáková, E., Galko, I., Rojkovičová, Ľ. & Onačila, D., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Javoria 1 : 50 000. *Bratislava, GSSR.*

Geologická mapa Kremnických vrchov

JAROSLAV LEXA, RUDOLF HALOUZKA a MILAN HAVRILA

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, lexa@gssr.sk

(Doručené 7. 5. 2001)

Geologickú mapu Kremnických vrchov v mierke 1 : 50 000 spracovala Geologická služba SR (teraz Štátny geologický ústav Dionýza Štúra) a vydalo Ministerstvo životného prostredia SR v roku 1998. Je výsledkom základného geologického mapovania a výskumu GÚDŠ v rokoch 1968–1994 a s výnimkou mezozoika na Z od Banskej Bystrice je rezultátom nového geologického mapovania v mierke 1 : 25 000. Autori za redakcie J. Lexu zostavili mapu na základe vlastných máp a použili aj mapy Böhmera (1966), Bučeka (1998), Fialu (1956), Gessela (1895), Hroncovej (1988), Jaroša et al. (1966), Konečného et al. (1983), Malgota et al. (1973, 1976), Poláka et al. (1997), Rakúsa (1982) a Šimona et al. (1997). V príprave tohto diela sa dôsledne zužitkovali aj výsledky tematického výskumu, geofyzikálne podklady a profily vrtov. Kartograficky a počítačovo mapu spracoval M. Antalík, R. Fritzman, Š. Káčer a J. Vlachovič a kvalitne vytlačil Vojenský kartografický ústav v Harmanci. Na tvorbe textových vysvetliviek sa okrem autorov mapy zúčastnil aj V. Hanzel, P. Kubeš, P. Liščák a V. Hojstričová.

Predvulkanické útvary v okrajových častiach mapy Kremnických vrchov sú zobrazené v štandardnom litostratigrafickom členení s ohľadom na tektonickú príslušnosť. Rozporná zostala tektonická príslušnosť hornín v častiach územia na Z od Banskej Bystrice, pretože mapa Jaroša et al. (1966) je už koncepčne zastaraná a nové mapovanie tohto územia sa ešte neskončilo. Mapa neogénnych vulkanitov vychádza z dôsledného uplatnenia litostratigrafických princípov a vulkanologickej analýzy s rozlišovaním petrografických, faciálnych a genetických typov vulkanických a vulkanoklastických hornín. Uloženiny pliocénu a kvartéru sú geneticky a stratigraficky rozčlenené podrobne a to umožňuje navzájom korelovať kvartérny vývoj Turčianskej, Žiarskej a Zvolenskej kotliny. V záujme lepšieho zobrazenia predkvartérnych útvarov sa rozsah kvartéru v horských oblastiach obmedzil na významnejšie akumulácie. Osobitná pozornosť sa venovala oblastiam rozsiahlych zosuvov v západnej a východnej časti pohoria, pri ktorých mapa vychádza z vlastných poznatkov autorov a z máp svahových deformácií Malgota et al. (1973, 1976).

Na geologickej stavbe Kremnických vrchov a priľahlých kotlín sa zúčastňujú: paleoalpínske jednotky centrálnych Západných Karpát, zastúpené horninami tatrika, veporika a hronika; centrálnokarpatský paleogén; vulkanity a sedimenty miocénu; uloženiny pliocénu a kvartéru. Geologickú stavbu zásadne ovplyvnila terciérna extenzná tektonika, ktorej diferenciálne vertikálne pohyby rozčlenili územie na hrasty a grabeny. V morfoštruktúre predterciérneho podložia dominuje kremnický graben smeru S–J s amplitúdou subsidencie 1200–1500 m, ktorý smerom na S nadväzuje na graben Turčianskej kotliny a smerom na J na graben Žiarskej kotliny.

Paleoalpínske jednotky vychádzajú na povrch po obvode vulkanitov Kremnických vrchov (západná, severná a sv. časť mapy). *Tatrikum* je reprezentované hercýnskym kryštalinikom a tektonicky redukovaným mezozoikom ráztočnianskej sukcesie. *Veporikum* v sz. časti územia predstavuje *krížňanský príkrov* so stratigrafickým rozpätím stredný trias – – spodná krieda a v koreňovej časti perm – spodná krieda. V jv. časti je v podloží terciérnych sedimentov a vulkanitov kryštalinikum severného veporika s nesúvislým pokryvom permských vulkanitov a tektonizovaným sledom *série Veľkého boku*. *Hronikum* vytvára v nadloží veporika takmer súvislý horizont hrubý 300–600 m, prerušený v antiklinálnych úsekoch a hlbokých dolinách tektonickými oknami. V severnej časti územia dominuje *šturecký príkrov* s vrstvovým sledom stredného až vrchného triasu. V podloží vulkanitov v južnej časti územia nad karbonátmi vrchného triasu spodného čiastkového príkrovu hronika (?) vystupuje mladšie paleozoikum vyššieho čiastkového príkrovu. *Vnútrokarpatský paleogén* hrubý až niekoľko sto metrov vystupuje v tektonicky obmedzenom pruhu smeru V–Z od Kordík po Handlovú.

Miocén v zmapovanom území reprezentujú najmä bádenské až panónske vulkanity Kremnických vrchov a okrajovo aj Vtáčnika, štiavnického stratovulkánu a stratovulkánu Javoria. Sedimenty bádenu až panónu vystupujú s vulkanitmi v priľahlých kotlinách – Turčianskej, Žiarskej a Zvolenskej.

Na báze vulkanitov v hrúbke 50–600 m vystupuje vulkanosedimentárne *kordícke súvrstvie* spodného bádenu s andezitmi s akcesorickým granátom, ktoré vytvárajú aj extruzívne telesá v nadloží – *komplex andezitov s granátom*. Nadložná *zlatostudnianska formácia* je reliktom rozsiahleho stratovulkánu pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov spodnobádenského až strednobádenského veku s centrom v oblasti Kremnice. V centrálnej zóne vystupuje premenami postihnutý komplex intruzív s reliktmi lávových prúdov a vulkanoklastík. V proximálnej zóne na V od kremnického grabenu má formácia typickú stratovulkanickú stavbu s prechodom do akumulácie epiklastík distálnej zóny.

Kremnický graben je v hrúbke až 1000 m vyplnený súborom bazaltových a andezitových lávových prúdov, hyaloklastitových brekcií a pyroklastík *turčeckej formácie* a nadložným komplexom lávových prúdov amfibolicko-pyroxenických andezitov *formácie Kremnického štítu* s ojedinelými extrúziami biotiticko-amfibolických andezitov *krahuľskej formácie*.

Po okrajoch kremnického grabenu vystupujú relikty sarmatských andezitových stratovulkánov reprezentovaných *rematskou, flochovskou, sielnickou* a *turovskou formáciou*. Vrchnosarmatská *jastrabská formácia* je súborom ryolitových extrúzií, lávových prúdov, tufov a epiklastík v oblasti Žiarskej kotliny a zaraďujú sa do nej aj lávové prúdy na S od Turčeka, ako aj dajky ryolitov a granitových porfýrov v priestore kremnického epitermálneho ložiska drahých kovov, ktoré geneticky súvisí s ryolitovým vulkanizmom. Najmladšími, panónskymi produktmi vulkanizmu v Kremnických vrchoch sú relikty malého bazaltového vulkánu *Vlčí vrch* v sv. časti Kremnických vrchov a bazaltové dajky, sily,

lakolity, lávové prúdy a freatické tufy *komplexu Šibeničného vrchu* v južnej časti Kremnických vrchov.

Do jz. časti mapy okrajovo zasahujú *vulkanity Vtáčnika* zastúpené sedimentmi a vulkanitmi spodného až vrchného bádenu – – epiklastikami *kamenského súvrstvia,* extrúziami *komplexu andezitov* s granátom, *košským súvrstvím, štrkmi lehotského súvrstvia,* extrúziami pyroxenicko-amfibolických andezitov *plešinskej formácie* a súborom lávových prúdov, hyaloklastitov, pyroklastík a epiklastík pyroxenických andezitov *formácie Kľakovskej doliny.* Do jv. časti mapy zasahujú *vulkanity Javoria.* Zastúpené sú len epiklastiká amfibolicko-pyroxenických resp. pyroxenických andezitov *neresnickej* a *javorskej formácie.*

Do južnej časti Kremnických vrchov medzi Budčou a Žiaron nad Hronom hlboko zasahuje *štiavnický stratovulkán.* V tejto oblasti ho buduje stratovulkanický komplex pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov *I. etapy;* lávové prúdy, pyroklastické prúdy a epiklastiká biotiticko-amfibolických andezitov *studenskej formácie;* lávové prúdy a epiklastiká biotiticko-amfibolicko-pyroxenických andezitov *sitnianskeho komplexu;* vrstvy tufu, epiklastiká, pyroklastické prúdy a lávové prúdy pyroxenického andezitu *breznického komplexu.*

Graben Turčianskej kotliny je asymetrický, s výrazným sklonom súvrství na Z. Nad bazálnymi sedimentmi vrchného bádenu sú vulkanity *turčeckej formácie* hrubé 300–400 m prekryté v hrúbke 300–400 m sedimentmi sarmatu, vo vrchnej časti s dvoma polohami ryolitového tufu *jastrabskej formácie.* Vrchnú časť kotliny vypĺňa súvrstvie ílovcov, pieskovcov a štrku panónskeho až pontského veku hrubé 500 m.

Vulkanosedimentárna výplň Zvolenskej kotliny pod pliocénnym štrkom nie je jednotná. Do severnej časti kotliny zasahuje *kordícke súvrstvie* v nadloží s epiklastikami distálnej zóny *zlatostudnianskej formácie,* v strednej časti nad reliktmi kordíckeho súvrstvia a zlatostudnianskej formácie vystupujú vulkanosedimentárne horniny sarmatského veku v hrúbke 150–250 m, paralelizované so *sielnickou* a *turovskou formáciou,* a v južnej časti sú pod vrstvami pliocénneho štrku vulkanosedimentárne horniny bádenu až spodného sarmatu paralelizované s *breznickým komplexom, studenskou formáciou* a *I. etapou* štiavnického stratovulkánu. Pod nimi vystupuje až 350 m hrubý komplex epiklastík *neresnickej formácie,* ktoré na báze prechádzajú do vulkanosedimentárneho súvrstvia spodného bádenu.

Podľa geofyzikálnych údajov má vulkanosedimentárna výplň *severnej časti Žiarskej kotliny* hrúbku 2000–2600 m. V podloží sedimentov pontu, ryolitových vulkanitov *jastrabskej formácie* a sedimentov stredného sarmatu vystupujú vulkanity spodného bádenu až spodného sarmatu v celkovej hrúbke 1500–2000 m, najmä *formácia Kremnického štítu, turčecká* a *zlatostudnianska formácia,* ako aj *kordícke súvrstvie.*

Kvartérne uloženiny v kopcovitom až horskom prostredí vulkanitov sú výsledkom najmä periglaciálnych procesov z posledného zaľadnenia. Zastúpené sú eluviálno-deluviálne hliny zvetranín, deluviálno-soliflukčné hliny a piesčité hliny, hlinitokamenité i kamenité svahové hliny a sutiny, zahlinené svahové štrky, periglaciálne blokoviská, deluviálno-fluviálne (splachové) piesčité hliny, zahlinené balvanité štrky s prechodmi do deluviálno-proluviálnych uložení dejekčných kužeľov a fluviálne balvanité štrky horských dolín. V okrajových častiach vulkanitov spočívajúcich na ílovcových polohách paleogénu a kordíckeho súvrstvia sú vo veľkej miere zastúpené hlinitokamenité a balvanovité akumulácie zosunov. *Pliocénne* až *kvartérne uloženiny* v kotlinách a v doline Hrona reprezentuje dobre diferencovaná sústava terás fluviálneho štrku, periglaciálne výplavové kužele a najmladšia akumulácia nivných sedimentov.

Geologická mapa Kremnických vrchov s vysvetľujúcim textom je modernou syntézou geologickej stavby a vývoja regiónu a dobrým východiskom na riešenie radu úloh aplikovanej geológie.

Literatúra

Lexa, J. (Ed.), Halouzka, R. & Havrila, M., 1998: Geologická mapa Kremnických vrchov 1 : 50 000. *Bratislava, GSSR.*

Lexa, J. (Ed.), Halouzka, R., Havrila, M., Hanzel, V., Kubeš, P., Liščák, P. & Hojstričová, V., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Kremnických vrchov. *Bratislava, GSSR.*

Geologická mapa Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny

LADISLAV ŠIMON, MICHAL ELEČKO, JAROSLAV LEXA, VLASTIMIL KONEČNÝ, MILAN KOHÚT, PAVOL GROSS, RUDOLF HALOUZKA, JÁN PRISTAŠ, JÁN MELLO, MILAN POLÁK, MILAN HAVRILA a JOZEF VOZÁR

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, simon@gssr.sk

(Doručené 7. 5. 2001)

Geologická mapa Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny (Šimon et al., 1997) zobrazuje geologicky pestrý región, ktorý tvoria horniny kryštalinika, paleozoika, mezozoika, paleogénu, ale najmä neogénne vulkanity a molasové sedimenty neogénu a sedimenty kvartéru (Šimon et al., 1997). Z hľadiska regionálneho geologického členenia Západných Karpát na mapované územie zasahujú vulkanity Vtáčnika, Hornonitrianska kotlina, Handlovská kotlina, bojnický paleogén, vulkanity Kremnických vrchov, štiavnický stratovulkán, Žiarska kotlina, vulkanity Žiarskej kotliny, Žiar, rázdielska časť Tribeča a Strážovské vrchy (Šimon et al., 1997).

Vulkanity Vtáčnika sú reprezentované reliktmi sarmatského vtáčnického stratovulkánu, ktorý je v nadloží rozptýlených vulkanitov a vulkanicko-sedimentárnych súvrství bádenu až spodného sarmatu, nadväzujúcich na výplň Hornonitrianskej kotliny.

Hornonitriansku kotlinu na Z a sčasti aj na J vymedzuje Tribeč, na SZ a S Strážovské vrchy, na SV Žiar a na V vulkanity Vtáčnika. Súčasťou kotliny je čiastková Handlovská kotlina a bojnický paleogén, ktoré tvorí prevažne paleogén, predstavujúci podložie molasovej výplne kotliny. Molasovú kotlinu vypĺňajú morské sedimenty spodného miocénu. Hlavnou časťou výplne sú nemorské sedimenty a vulkanity, ako aj vulkanoklastiká bádenu a sarmatu vrátane handlovských a nováckych uhľonosných súvrství. Kotlinu sčasti zakrývajú vulkanity Vtáčnika a sedimenty pontského až pliocénneho veku.

Vulkanity Kremnických vrchov reprezentuje relikt bádenského stratovulkánu, na ktorý je naložená štruktúra kremnického grabenu, ktorý vypĺňajú vulkanity vrchnobádenského až spodnosarmatského veku s reliktom vulkánu sarmatského veku.

Štiavnický stratovulkán je reliktom veľkého a zložitého stratovulkánu spodnobádenského až sarmatského veku s rozsiahlou kalderou a intruzívnym komplexom. V geomorfologickom zmysle jeho okrajové časti zahŕňajú južné a jv. časti Vtáčnika.

Žiarska kotlina je intravulkanická depresia vyplnená vulkanitmi a sedimentmi bádenského a sarmatského veku zakrytými kontinentálnymi sedimentmi vrchnomiocénneho, príp. až pliocénneho veku. Východnú časť kotliny budujú vulkanity Žiarskej kotliny prevažne ryolitového charakteru (vrchný sarmat až panón).

Región je na S ohraničený pohorím Žiar a Strážovskými vrchmi. Žiar je jedným z najmenších jadrových pohorí. Ponára sa pod neovulkanity Vtáčnika a výplň Hornonitrianskej kotliny a na Z hraničí so Strážovskými vrchmi. Kryštalinikum Žiaru reprezentujú „utopené" kryhy kryštalinických bridlíc a bežné typy granitoidov. Obalovú jednotku zastupuje žiarska a ráztočnianska sukcesia (spodný trias – alb). V príkrovovej pozícii je krížňanský príkrov veporika a chočský príkrov hronika. Do sv. časti regiónu zasahujú Strážovské vrchy. Kryštalické jadro reprezentuje masív Malej Magury a tvoria ho granitoidné horniny, ruly, pararuly, migmatity a diority. Obalom je malomagurská sukcesia (spodný trias).

V južnej časti regiónu vystupuje Tribeč, ktorý reprezentujú mezozoické metamorfované horniny veporika a chočský príkrov hronika.

Literatúra

Šimon, L. (Ed.), Elečko, M., Lexa, J., Konečný, V., Kohút, M., Gross, P., Halouzka, R., Pristaš, J., Mello, J., Polák, M., Havrila, M. & Vozár, J., 1997: Geologická mapa Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny v mierke 1 : 50 000. *Bratislava, GSSR.*

Šimon, L. (Ed.), Elečko, M., Lexa, J., Konečný, V., Kohút, M., Gross, P., Pristaš, J., Halouzka, R., Mello, J., Polák, M., Vozárová, A., Vozár, J., Havrila, M., Köhlerová, M., Stolár, M., Jánová, V., Marcin, D., Szalaiová, V. & Lanc, J., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny v mierke 1 : 50 000. *Bratislava, GSSR.*

Geologická mapa Poľany

LADISLAV DUBLAN, VLADIMÍR BEZÁK, †ALFONZ BUJNOVSKÝ, RUDOLF HALOUZKA, ĽUBOMÍR HRAŠKO, ANNA VOZÁROVÁ a JOZEF VOZÁR

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 7. 5. 2001)

Geologická mapa Poľany (Dublan et al., 1997) zobrazuje geologicky komplikované územie v centre Slovenska s rozlohou okolo 625 km^2, ktorého hlavnú časť na povrchu tvoria bádensko-sarmatské vulkanické horniny, v menšom rozsahu horniny kryštalinika, permu, mezozoika, ako aj sladkovodné, prevažne vulkanické sedimenty miocénno-pliocénneho veku.

Podľa regionálneho geologického členenia Západných Karpát možno zmapované zaradiť do časti budovanej neogénnymi vulkanickými horninami (stratovulkán Poľana, časť Zvolenskej kotliny, Slatinskej kotliny a stratovulkánu Javorie) a do časti s horninami predvulkanického podložia (kryštalinikum, mezozoikum, perm), ktoré oblúkovito ohraničujú sv. polovicu stratovulkánu Poľana. Od sz. okraja vulkánu je to hronské synklinórium, ľubietovská a kráľovohoľská zóna. Podložie vystupuje na povrch aj medzi Zvolenskou a Slatinskou kotlinou a predstavuje miniatúrnu jednotku štvrtého radu (lieskovský ostrov).

Mapa zobrazuje najmä polygénny stratovulkán Poľana, ktorý zaberá dve tretiny zmapovaného územia (okolo 430 km^2).

Ostatné predvulkanické komplexy sčasti tvoria okolie a zároveň aj podložie vulkánu, na ktorom sa distribúcia vulkanických hornín uskutočnila. V súčasnom erozívnom zreze má vulkán vzhľadom na erupčné centrum asymetrickú formu. Ak by sa známy polomer vulkánu (25–30 km) symetricky aplikoval na celý vulkán (smerom na V sa vulkanické produkty zachovali len do vzdialenosti asi 7 km od centra), do stratovulkánu Poľana by patrili aj vulkanické horniny Klenovského Vepra. Pôvodná plocha rozšírenia by tak bola vyše 1500 km^2, lebo erózia a denudácia by boli mali k dispozícii približne 12 miliónov rokov.

Literatúra

Dublan, L. (Ed.), Bezák, V., Bujnovský, A., Halouzka, R., Hraško, Ľ., Vozárová, A. & Vozár, J., 1997: Geologická mapa Poľany v mierke 1 : 50 000. *Bratislava, GSSR.*

Geologická mapa Podunajskej nížiny – Nitrianskej pahorkatiny

JÁN PRISTAŠ, MICHAL ELEČKO, JURAJ MAGLAY, KLEMENT FORDINÁL, LADISLAV ŠIMON, PAVOL GROSS, MILAN POLÁK, MILAN HAVRILA, JÁN IVANIČKA, JOZEF HATÁR, JOZEF VOZÁR, JÁN MELLO a ALEXANDER NAGY

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, pristas@gssr.sk

(Doručené 7. 5. 2001)

Nitrianska pahorkatina tvorí výbežok Podunajskej nížiny, južnou časťou zasahuje do Podunajskej roviny, strednou a severnou sa vo forme širokého zálivu vkliňuje medzi Považský Inovec, Tribeč a Strážovské vrchy. Podľa regionálneho geomorfologického členenia (Mazúr a Lukniš, 1978) je územie súčasťou Podunajskej pahorkatiny zahŕňajúcej tri morfologicky odlišné časti: Zálužiansku, Bojniansku a Bánovskú pahorkatinu. Z hľadiska regionálnogeologického členenia

(Vass et al., 1988) je územie súčasťou podunajskej panvy a patrí rišňovskej priehlbine a Bánovskej kotline, okrajovo bojnianskemu bloku Považského Inovca, zoborskému a ľazdielskemu bloku Tribeča a južným okrajom Strážovských vrchov. Na geologickej stavbe podložia pahorkatiny a okolitých pohorí sa zúčastňujú horninové komplexy kryštalinika, mezozoika (krížňanský, chočský a strážovský príkrov) a paleogén podtatranskej skupiny (Pristaš et al., 2000). Pahorkatinu prevažne budujú sedimenty neogénu, ktoré sú z väčšej časti zakryté sedimentmi kvartéru.

Predterciérne podložie zastupujú horninové komplexy kryštalinika, paleozoika a mezozoika (obal, krížňanský, chočský, strážovský a tematínsky príkrov). Mezozoikum okolitých pohorí zastupujú horninové súbory tatrika, veporika a hronika tvorené prevažne kremencovými, vápencovými a dolomitovými telesami. Na predterciérnom podloží diskordantne ležia súvrstvia paleogénu a neogénu. Paleogénne sedimenty zastupuje borovské, okrajové a zuberecké súvrstvie. Neogén reprezentujú miocénne až pliocénne sedimenty a strednomiocénne vulkanoklastiká. Spodnomiocénne egenburské sedimenty reprezentuje *čausianske súvrstvie*. Nad ním sú flyšoidné sedimenty otnangu – bánovské súvrstvie s nadložným *lakšárskym súvrstvím* s polohami tufitu (karpat). Súvrstvia bádenu v Bánovskej kotline zastupuje *svinianske súvrstvie*, v rišňovskej a komjatickej priehlbine sedimenty *špačinského* a *madunického* súvrstvia. V severnej časti rišňovskej priehlbiny sa v sarmate a spodnom panóne usadzovali sladkovodné sedimenty ripnianskeho súvrstvia a v južnej časti komjatickej priehlbine sedimenty vrábeľského a napokon *ivanského* súvrstvia. Vo vrchnom panóne stratila závadsko-bielická elevácia funkciu bariéry a celé územie sa stalo súčasťou výbežku podunajskej panvy. V závere neogénu sa usadzovali sedimenty vrchného panónu a pontu – beladické súvrstvie, pliocénu (dáku) – volkovské súvrstvie, v južnej časti územia v pliocéne sedimenty kolárovského súvrstvia (ruman).

Geologický vývoj Nitrianskej pahorkatiny a priľahlých pohorí v kvartéri nadviazal na vývoj vo vrchnom pliocéne. Kvartérne sedimenty majú na území dominantné postavenie, súvisle pokrývajú južnú a menej súvisle centrálnu i severnú časť územia. Napriek výraznému plošnému rozšíreniu hrúbka kvartéru len mierne prekračuje 25 m. Vedúce postavenie v regióne majú eolické sedimenty – spraš a sprašová hlina so stratigrafickým rozpätím od stredného pleistocénu po vrchný pleistocén. Sprašový pokryv sa smerom na S a SV postupne vytráca a typickú eolickú spraš v severnej časti územia postupne nahrádza sprašová hlina. Stratigraficky významné sú fluviálno-limnické a fluviálne sedimenty tvoriace výplň prepadlín a depresií a budujúce terasový systém Nitry, Váhu, Bebravy a ich väčších prítokov. Ich stratigrafický rozsah je od spodného pleistocénu po holocén. V úpätnom pásme západnej časti Tribeča sú rozsiahlejšie vyvinuté proluviálne sedimenty náplavových kužeľov tribečských potokov. Pre styčné pásmo pahorkatiny s okolitými pohoriami je charakteristická prevaha deluviálnych hlinitokamenitých, hlinitopiesčitých blokových sedimentov, resedimentovanej staršej kôry zvetrávania a ojedinelý výskyt mladého travertínu.

V tektonickej stavbe Nitrianskej pahorkatiny majú rozhodujúcu úlohu zlomy. Okrajové zlomy ohraničujú hrastové štruktúry Považského Inovca, Tribeča a čiastočne aj Strážovských vrchov. V neotektonickej stavbe pahorkatiny sú najvýznamnejšie zlomy aktivované v pliocéne, a najmä v kvartéri. Tieto zlomy členia územie na vyzdvihnuté a poklesnuté kryhy, ktoré vytvárajú mladé depresie, prepadliny a sústavu vyzdvihnutých krýh.

Literatúra

Pristaš, J. (Ed.), Elečko, M., Maglay, J., Fordinál, K., Šimon, L., Gross, P., Polák, M., Havrila, M., Ivanička, J., Határ, J., Vozár, J., Mello, J. & Nagy, A., 2000: Geologická mapa Podunajskej nížiny – Nitrianskej pahorkatiny. *Štát. geol. Úst. D. Štúra Bratislava.*

Pristaš, J. (Ed.), Elečko, M., Maglay, J., Fordinál, K., Šimon, L., Gross, P., Polák, M., Havrila, M., Ivanička, J., Határ, J., Vozár, J., Tkáčová, H., Tkáč, J., Liščák, P., Jánová, V., Švasta, J., Remšík, A., Žáková, E. & Töröková, I., 2000: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny – Nitrianskej pahorkatiny 1 : 50 000. *Štát. geol. Úst. D. Štúra Bratislava, 250.*

Geologická mapa Podunajskej nížiny – východná časť

ALEXANDER NAGY, RUDOLF HALOUZKA, VLASTIMIL KONEČNÝ, LADISLAV DUBLAN, MILAN HAVRILA, JAROSLAV LEXA a JÁN PRISTAŠ

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, nagy@gssr.sk

(Doručené 7. 5. 2001)

Na geologickej stavbe územia zobrazenej na geologickej mape Podunajskej nížiny – východ v mierke 1 : 50 000 (Nagy et al., 1998a) sa zúčastňujú horniny predneogénneho podložia, produkty neovulkanickej činnosti, sedimentárna výplň a kvartérne uloženiny (Nagy et al., 1998b).

Predneogénne podložie je v severnej časti tvorené malužinským súvrstvím permského veku hronika a v oblasti vynorených „levických ostrovov" aj karbonátmi triasového veku, z ktorých časť vykazuje afinitu k siliciku. Južnú časť tvoria kryštalické horniny staršieho paleozoika južného veporika spolu s jeho permotriasovým obalom.

Neovulkanické horniny bádensko-sarmatského veku tvoria okraje rozsiahleho štiavnického stratovulkánu. Jeho spodnú stratovulkanickú stavbu bádenského veku reprezentujú lávové prúdy pyroxenických andezitov a vulkanoklastických hornín. Pri východnom okraji územia sú produkty sebechlebskej formácie spolu s plášťovskými vrstvami. Vrchnú vulkanickú stavbu sarmatského veku tvoria produkty explozívno-efuzívneho vulkanizmu rozličných variet pyroxenických andezitov. V severnej časti sú na horninách spodnej stratovulkanickej stavby uložené horniny humenického komplexu, vrstvy pemzového tufu bielokamenského súvrstvia a nad nimi lávové prúdy sitnianskeho komplexu. V strede regiónu vystupujú na povrch produkty badenskej formácie prekrývajúce vrstvy pemzového tufu a piesku ladzianskeho súvrstvia. Mladšími litostratigrafickými členmi sú vrstvy pemzového tufu a ignimbrity amfibolicko-pyroxenických andezitov drastvickej formácie. V nadloží sú lávové prúdy a vulkanoklastiká priesilského komplexu. Záver vulkanickej akti-

vity v oblasti Kozmálovských vŕškov zastupujú sporadické telesá bazaltoidných andezitov až bazaltov.

Najstaršie usadeniny sedimentárnej výplne sú karpatského veku a okrajovo zasahujú z juhoslovenskej panvy v oblasti Preselian.

V oblasti Želiezoviec (želiezovská priehlbina) sú na predneogénnom podloží horniny bajtavského súvrstvia spodnobádenského veku a nad nimi sedimenty pozbianskeho súvrstvia (strednobádensko-vrchnobádenského veku).

Usadeniny sarmatského veku, predstavujúce vrábeľské súvrstvie, sa v želiezovskej priehlbine pravdepodobne prstovite stýkajú s deltovou plytkovodnou sedimentáciou, reprezentujúcou okrajové fácie badenskej formácie.

Sedimenty panónskeho veku v sladkovodnom a čiastočne aj v brakickom vývoji tvoria záver sedimentácie.

Usadeniny pliocénneho veku s travertínovými telesami (medzi Levicami a Mýtnymi Ludanmi) sa zúčastňujú na stavbe západnej časti územia regiónu.

Kvartérne uloženiny, zaberajúce najväčšiu časť územia regiónu, reprezentujú najmä fluviálne sedimenty, proluviálna hlina, deluviálno-fluviálne sedimenty a zvetraninový pokryv plochých vrcholov. V oblasti Slatiny, Santovky a Dudiniec vystupujú travertínové a penovcové telesá.

Literatúra

Nagy, A. (Ed.), Halouzka, R., Konečný, V., Dublan, L., Havrila, M., Lexa, J. & Pristaš, J., 1998b: Geologická mapa Podunajskej nížiny (východná časť), 1 : 50 000. *Bratislava, GSSR.*

Nagy, A. (Ed.), Halouzka, R., Konečný, V., Dublan, L., Lexa, J., Fordinál, K., Havrila, M., Vozár, J., Kubeš, P., Liščák, P., Stolár, M. & Dulovičová, K., 1998a: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny (východná časť), 1 : 50 000. *Bratislava, GSSR, 7–187*

Geologická mapa Chvojnickej pahorkatiny a severnej časti Borskej nížiny

VLADIMÍR BAŇACKÝ, MICHAL ELEČKO, MICHAL POTFAJ a DIONÝZ VASS

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, elecko@gssr.sk

(Doručené 7. 5. 2001)

Chvojnická pahorkatina a severná časť Borskej nížiny (Baňacký et al., 1996) sú súčasťou územia slovenskej časti Viedenskej panvy, ktorá sa začala roztvárať na začiatku miocénu (egenburgu). Bola to extenzná panva s osou V–Z a jej časť, ktorá leží na flyšových príkrovoch, v spodnom miocéne niesli na svojich chrbtoch pohybujúce príkrovy. Južná časť panvy (na J od bradlového pásma) patrila do systému predoblúkových panví vzniknutých na aktívnom okraji nasúvanej litosférickej dosky v blízkosti kolíznej zóny.

Mladšia Viedenská panva sa začala formovať po inverzii reliéfu v karpate a roztvárala sa „pull-apartovým" mechanizmom. Väčšina zlomov má popri horizontálnej aj vertikálnu zložku a mnohé zlomy boli v strednom miocéne synsedimentárne. Sedimentácia v panve prebiehala v morskom prostredí za významného spolupôsobenia deltovej sedimentácie. Od sarmatu sa morské prostredie degradovalo na brakické s tendenciou ďalšieho osladzovania. Záver sedimentácie v panve prebiehal v jazernom a riečnom prostredí.

Priamym podložím molasovej výplne sú flyšové príkrovy magurskej bielokarpatskej a račianskej jednotky, resp. greifensteinský a kahlenberský príkrov rhenodanubického flyšu Východných Álp. Na J od bradlového pásma je v podloží frankenfeldsko-lunzský príkrov diskordantne prekrytý vrchnokriedovými až paleogénnymi sedimentmi brezovskej depresie.

Molasovými sedimentmi výplne panvy sú súvrstvia vekovo zodpovedajúce celému neogénu. Ide o silikoklastické sedimenty prevažne morského pôvodu.

Kvartérne sedimenty sú zastúpené hlavne fluviálnymi, proluviálnymi a eolickými sedimentmi spodného, stredného a vrchného pleistocénu a holocénu. Zastúpené sú eluviálno-deluviálne sedimenty, prolúvium, kužeľové akumulácie, riečne sedimenty Moravy, Teplice, Myjavy a Chvojnice, spraš, viaty piesok, eolicko-hlinité sedimenty a povodňový kal.

Podložie neogénnych sedimentov sa vyznačuje alpínskou príkrovovou stavbou, sedimenty neogénu tvoria systém hrastov a prepadlín vymedzených zlomami smeru V–Z a SV–JZ.

Literatúra

Baňacký, V. (Ed.), Elečko, M., Vass, D., Potfaj, M., Slavkay, M., Iglárová, L. & Čechová, A., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Chvojnickej pahorkatiny a severnej časti Borskej nížiny 1 : 50 000. *Bratislava, Vyd. D. Štúra, 144.*

Geologická mapa Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov, Spišsko-šarišského medzihoria, Bachurne a Šarišskej vrchoviny

PAVOL GROSS, STANISLAV BUČEK, TIBOR ĎURKOVIČ, IVAN FILO, STANISLAV KAROLI, JURAJ MAGLAY, ALEXANDER NAGY, RUDOLF HALOUZKA, ZOLTÁN SPIŠÁK, BRANISLAV ŽEC, JOZEF VOZÁR, VLADIMÍR BORZA, EDUARD LUKÁČIK, JÁN MELLO, MILAN POLÁK a JURAJ JANOČKO

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 7. 5. 2001)

Južný okraj regiónu lemujú horninové súbory predterciérneho podložia, severný je limitovaný priebehom bradlového pásma a podtatranského zlomu a východné obmedzenie determinuje hornádske zlomové pásmo (Gross, et al., 1999). Na stavbe okrajov regiónu sa zúčastňuje mezozoikum a paleogén bradlového pásma, mezozoikum silicika, paleozoikum a mezozoikum gemerika a hronika, kryštalinikum, paleozoikum a mezozoikum veporika a tatrika.

Z paleoalpínskych jednotiek región priamo buduje hronikum vystupujúce v Kozích chrbtoch. Zastupuje ho permské maluzinské súvrstvie ipoltickej skupiny reprezentované klastickou cyklicky usporiadanou sedimentárnou sekvenciou. Bazalty a andezity ako produkty synsedimenárneho vulkanizmu sú zastúpené v treťom megacykle.

Paleogén

Borovské súvrstvie v spodných horizontoch reprezentujú hornádske vrstvy proluviálno-fluviálnej genézy a deltové chrastianske vrstvy. Vrchný horizont tvoria tomášovské vrstvy zložené z jemnozrnného pieskovca a siltovca s pyritovými konkréciami, odtlačkami listov a s makrofaunou. Hrúbka borovského súvrstvia je od 50 do 265 m a vek od paleocénu až po ?spodný oligocén.

Hutianske súvrstvie reprezentujú vrstvy premenlivo vápnitého ílovca s ojedinelými lavicami drobnozrnného zlepenca, pieskovca a siltovca. V južnej časti sú uprostred súvrstvia bloky organodetritického vápenca. Určujúcim znakom šambronských vrstiev je výskyt polôh polymiktného zlepenca s charakteristickými paleogénnymi intraklastmi. Hrúbka súvrstvia kolíše od 100 do 1200 m a vek je vrchný priabón až spodný oligocén.

Zuberecké súvrstvie predstavuje sediment turbiditných prúdov. V typickom flyši pomer pieskovca k ílovcu kolíše od 1 : 2 do 2 : 1. Flyš s prevahou ílovca sa vyskytuje sporadicky. Kežmarské vrstvy charakterizuje výskyt hrubých lavíc pieskovca bielopotockého typu. Hrúbka zuberecké súvrstvia je od 0 do 1450 m a vek sa stanovil na najvyšší priabón až oligocén.

Bielopotocké súvrstvie je pieskovcový súbor s polohami flyšu a zlepenca. Pieskovec je homogénny, sporadickejšie gradačne alebo nepravidelne zvrstvený, zriedkavé nie sú intraklasty ílovca, siltovca, pelokarbonátov a oblepených blatových gúľ. Ílovec je zriedkavý, má vysoký podiel siltovej prímesi, je slabo vápnitý až nevápnitý. Zlepencové telesá majú charakter podmorských zosuvných telies a konglomerátového flyšu. Hrúbka bielopotockého súvrstvia kolíše od 150 do 900 m a vek je oligocén (najmä vrchný).

Kvartér

Kvartérne sedimenty patria do viacerých genetických typov. Glacigénne sedimenty sa usadzovali v pleniglaciálnych štádiách würmu a glacifluviálne na konci würmu. Fluviálne sedimenty sú známe od mladšieho günzu, proluviálne od konca staršieho risu po holocén, rašelina a rašelinová hlina iba z holocénu. Vrstvy sladkovodného vápenca vznikali od pliocénu po súčasnosť. Veľmi rozšírené sú deluviálne sedimenty vrátane deluviálno-fluviálnej splachovej hliny.

Tektonická charakteristika

Sedimentačný priestor podtatranskej skupiny vznikal pri poklese západokarpatského bloku v strednom a vrchnom eocéne. V dôsledku helvétskej a mladších fáz alpínskeho orogénu sa územie rozlámalo na rad krýh a plastickejšie celky sa pri južnom obmedzení bradlového pásma zvrásnili. Medzi najvýraznejšie zlomy patrí chočsko-podtatranský, vikartovský, popradský, poľanovský, šindliarsky, hričovský, hornádsky zlom, muránska línia, línia na južnom okraji bradlového pásma, línie limitujúce šambronsko-kamenické pásmo. Najväčšia výška skoku (3500 m) sa predpokladá na podtatranskom zlome.

Literatúra

Gross, P. (Ed.), Buček, S., Ďurkovič, T., Filo, I., Karoli, S., Maglay, J., Nagy, A., Halouzka, R., Spišák, Z., Žec, B., Vozár, J., Borza, V., Lukáčik, E., Mello, J., Polák, M. & Janočko, J., 1999: Geologická mapa Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov, Spišsko-šarišského medzihoria, Bachurne a Šarišskej vrchoviny. *Bratislava, GSSR.*

Gross, P. (Ed.), Buček, S., Ďurkovič, T., Filo, I., Maglay, J., Halouzka, R., Karoli, S., Nagy, A., Spišák, Z., Žec, B., Vozár, J., Borza, V., Lukáčik, E., Janočko, J., Jetel, J., Kubeš, P., Kováčik, M., Žáková, E., Mello, J., Polák, M., Siráňová, Z., Samuel, O., Snopková, P., Raková, J., Zlinská, A., Vozárová, A. & Žecová, K., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov, Spišsko-šarišského medzihoria, Bachurne a Šarišskej vrchoviny 1 : 50 000. *Bratislava, GSSR, Vyd. D. Štúra, 240.*

Geologická mapa Braniska a Čiernej hory

MILAN POLÁK[1], STANISLAV JACKO[2], JOZEF VOZÁR[1], ANNA VOZÁROVÁ[4], PAVOL GROSS[1], JÁN HARČÁR[3], TIBOR SASVÁRI[2], MICHAL ZACHAROV[2], BARTOLOMEJ BALÁŽ[2], MICHAL KALIČIAK[1], STANISLAV KAROLI[1], ALEXANDER NAGY[1], STANISLAV BUČEK[1], JURAJ MAGLAY[1], ZOLTÁN SPIŠÁK[1], BRANISLAV ŽEC[1], IVAN FILO[1] a JURAJ JANOČKO[1]

[1]Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
[2]Fakulta baníctva, ekológie, riadenia a geotechnológií, Technická univerzita, Park Komenského 15, 040 01 Košice
[3]Fakulta humanitných a prírodných vied Prešovskej univerzity, Ul. 17 novembra, 081 16 Prešov
[4]Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina – G, 842 15 Bratislava

(Doručené 7. 5. 2001)

Na geologickej stavbe Braniska a Čiernej hory sa zúčastňuje tatrikum, veporikum, hronikum, gemerikum a meliatikum (Polák et al., 1997).

Tatrikum je zastúpené iba v centrálnej časti hrastu Braniska smeru S–J. Jeho *kryštalinikum,* odkryté v masíve Patrie, tvoria vysoko metamorfované kryštalické bridlice a granitoidy. Obalovú jednotku, zachovanú prevažne pri severnom okraji kryštalinika, reprezentuje iba perm a spodný trias.

Veporikum zaberá južnú polovicu Braniska, celú Čiernu horu a tvorí ho kryštalinikum a mladopaleozoicko-mezozoická obalová sekvencia. S tatrikom Braniska sa stýka tektonicky na postpaleogénnom zlome smeru SZ–JV, ktorý sleduje horný tok Svinky.

Podstatnú časť antiklinória Bystrej budujú tri varisky superponované litostratigrafické jednotky veporického *kryštalinika.* V jeho spodnej časti, v lodinskom komplexe, prevládajú viacnásobne prevrásnené a monoklinálne (na JZ) zošupinatené diaftoritizované pararuly so sporadickými polohami amfibolitov, svorov a fylonitov. Strednú časť, miklušovský komplex, vystupujúci najmä pri sv. okraji antiklinória, tvoria prevažne diaftoritizované migmatity s intrafoliačnými telesami leukogranitov. Vrchnú jednotku, komplex Bujanovej v typickom vývoji (na jz. svahoch Bujanova), tvoria granodiority, autometamorfovaný granit, migmatity, ruly, amfibolity, ich mylonity a fylonity.

Mladšie paleozoikum zastupujú biostratigraficky nedatované kontinentálno-detritické súvrstvia vrchného karbónu a permu. Vrchnokarbónske metakonglomeráty a metapieskovcové vrstvy sú vyvinuté len pri sv. okraji kryštalinika miklušovského komplexu. Sedimenty permu tvoria kontinuálnu bázu obalu kryštalinika a korelujú sa s ľubietovskou skupinou veporika. Jej brusnianskemu súvrstviu patrí sivofialový súbor drôb, bridlíc a zlepencov s lokálnymi polohami Ca/Na vulkanitov. Zelenosivé nadložné predajnianske súvrstvie obsahuje vrstvy pieskovca a bridlice.

Obalové *mezozoikum* veporika regiónu má stratigrafické rozpätie spodný trias – malm a litofaciálne inklinuje k sérii Veľkého boka Nízkych Tatier. Je typicky vyvinuté v hrabkovskej kryhe, siveckom synklinóriu a v južnej časti Braniska. Vyznačuje sa intenzívnou dynamickou metamorfózou bazálnych členov a jurských súvrství.

Triasový komplex sa začína súvrstvím kremenného pieskovca a bridlíc a pokračuje platformovými karbonátmi anisu a ladinu. Vrchný trias nastupuje vývojom lunzských vrstiev, hlavného dolomitu a karpatského keuperu. Vrstvy čierneho vápenca rétu sa vyskytujú na J od Hrabkova.

Jurská sekvencia, prevažne karbonátová, miestami nasadá už na ramsauské dolomity. Jej liasové, piesčité, rohovcové a krinoidové vápence v synklinóriu Sivca neobsahujú škvrnitý vápenec a bridlice vyššieho liasu. Dogeru zodpovedajú vrstvy pastelového rádioláriového vápenca s rohovcami. Ich vyššie, často mramorizované ekvivalenty, lokálne s rádiolaritmi sa zaraďujú do dogeru – malmu.

Hronikum. Bazálna vrchnokarbónsko-permská sekvencia štureckého príkrovu hronika sa v troskách zachovala na veporickom obalovom mezozoiku a kryštaliniku (synklinórium Sivca, južné svahy Sľubice), resp. aj na kryštaliniku Braniska (sedlo Branisko). V najkompletnejšom vývoji sa pri severnom okraji Braniska začína vrchnokarbónskymi a permskými klastikami nižnobocianskeho súvrstvia, resp. maluzinského súvrstvia.

Mezozoikum sa začína prevažne kremencovým benkovským súvrstvím (skýt). V nadloží vystupujú pestré kampilské bridlice a po nich nasledujú vrstvy gutensteinského vápenca anisu, ramsauského dolomitu ladinu, vyšnoslavkovské vrstvy, telesá tmavosivého vápenca s bridlicami reprezentujúce jul – ?spodný tuval. Karn zastupujú lunzské vrstvy a vrchný karn – norik hlavný dolomit.

Gemerikum. Jz. okraj regiónu budujú horninové sekvencie karbónu a permu gemerika. S veporikom Čiernej hory sa stýkajú tektonicky na margecianskej strižnej zóne, resp. na súbežných postpaleogénnych zlomoch (v Kluknavskej kotline).

Epimetamorfované spodnokarbónske súvrstvia sú zastúpené v črmeľskej skupine. V jej spodnej časti sú vyvinuté fylitizované produkty redukčnej psamiticko-pelitickej sedimentácie (grafitické fylity, lydity). Za postupného otvárania sa prívodných kanálov bazaltoidného magmatizmu vznikol mohutný vulkanogénno-sedimentárny súbor grafiticko-pelitických sedimentov s podielom bazaltov a ich vulkanoklastík zvyšujúcim sa smerom do nadložia. Sedimentácia sa skončila vývojom bituminóznych a bituminózno-karbonátových pelitov, lokálne aj rifových karbonátov.

Vrchný karbón reprezentujú klastické sedimenty rudnianskeho a hámorského súvrstvia dobšinskej skupiny. Bazálny horizont telies hrubozrnného zlepenca rudnianskeho súvrstvia leží diskordantne na rozličných členoch jz. ramena črmeľského antiklinória. V jeho podloží sú nepriebežne vyvinuté vrstvy polymiktného pieskovca s grafitickými bridlicami. Stratigraficky vyššie hámorské súvrstvie tvoria vrstvy pieskovca, grafitických bridlíc a obsahuje zvýšený podiel oligomiktných konglomerátov v záverečnej fáze sedimentácie.

Perm gemerika regiónu zastupuje jeho krompašská skupina. Vrstvy polymiktného zlepenca a pieskovca bazálneho knolského súvrstvia sú v tektonicky redukovaných polohách vyvinuté v úseku Margecany – Črmeľ. Ryolity, dacity, ich vulkanoklastiká, pestrý pieskovec a bridlice petrovohorského súvrstvia sú hlavnou náplňou permu gemerika regiónu. Novoveské súvrstvie, ktoré tvoria vrstvy pestrých bridlíc, pieskovca, zlepenca + evapority, je zastúpené na S od Krompách.

Meliatikum. Okrajová časť sv. šupiny meliatika vystupuje v jadre severogemerického synklinória v úseku Margecany – – Zlatník. Na JV od Veľkého Folkmara je tektonicky redukovaná na rad nepriebežných pruhov, resp. šošoviek. Jej pestré bridlice, pieskovce, vápence, bazalty a rádiolarity sú pravdepodobne triasového a jurského veku.

Literatúra

Polák, M. (Ed.), Jacko, S., Vozárová, A., Vozár, J., Gross, P., Harčár, J., Zacharov, M., Baláž, B., Liščák, P., Malík, P., Zakovič, M., Karoli, S., Kaličiak, M. & Sasvári, T., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Braniska a Čiernej hory 1 : 50 000. *Bratislava, Vyd. D. Štúra. 201*

Geologická mapa Veľkej Fatry

MILAN POLÁK, †ALFONZ BUJNOVSKÝ, MILAN KOHÚT, IVAN FILO, JÁN PRISTAŠ, MILAN HAVRILA, JOZEF VOZÁR, JÁN MELLO, MILAN RAKÚS, STANISLAV BUČEK a JAROSLAV LEXA

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 7. 5. 2001)

Veľká Fatra sa plochou takmer 810 km^2 zaraďuje medzi najrozsiahlejšie jadrové pohoria Západných Karpát (Polák et al., 1997). Vyznačuje sa výraznou príkrovovou stavbou a charakteristickými črtami. Na jej báze Matějka a Andrusov (1931) prvý raz prezentovali náhľad o príkrovovej stavbe Západných Karpát. Na geologickej stavbe Veľkej Fatry sa zúčastňuje tatrikum, veporikum a hronikum.

Tatrikum sa skladá z kryštalického fundamentu a obalovej sekvencie, ktorú tvoria sedimentárne komplexy mezozoika.

Kryštalinikum Veľkej Fatry – ľubovnianský masív budujú takmer výhradne granitoidné horniny a zonálny masív smrekovické tonality, kornietovské granodiority, lipovské granity a ľubochnianske leukogranity. Metamorfované horniny plášťa sa vyskytujú iba vo východnej časti v blízkosti zlomového pásma vo forme neveľkých deformovaných a sčasti asimilovaných blokov a krýh.

Obalové *mezozoikum* zastupuje šiprúnska sekvencia, ktorá je litostratigraficky zastúpená od spodného triasu po stredný turón a je pre ňu charakteristický detritický vývoj spodného triasu, platformová karbonátová sedimentácia stredného triasu, mohutný detritický vývoj karpatského keuperu a stratigrafický hiát v najvyššom triase. Liasová sedimentácia sa vyznačuje pestrým litofaciálnym vývojom od spodnoliasových vrstiev krinoidového a piesčitého vápenca cez sedimentáciu rádiolaritových vápencov a rádiolaritov, sedimentov bianconského typu a lučivnianskym súvrstvím spodnej kriedy. Najmladšie sú porubské vrstvy so stratigrafickým rozpätím alb – stredný turón.

Z tektonického pohľadu je šiprúnska sekvencie prevažne v autochtónnej resp. paraautochtónnej pozícii na kryštalinickom podklade a je v podstate pomerne jednoducho monoklinálne uložená so sklonom na S alebo SZ. Charakteristickým znakom Veľkej Fatry sú výrazné tektonické okná obalovej sekvencie, ktoré sú výsledkom kopírovania podloženého kryštalinického fundamentu.

Veporikum na báze budujú kryštalické bridlice starohorského kryštalinika staropaleozoického veku, permské detritické špaňodolinské súvrstvie a potom spodnotriasové lúžňanské súvrstvie. Stredný trias je v karbonátovom platformovom vývoji a vrchný reprezentujú klastické lunzské vrstvy, súvrstvie karpatského keuperu a najvyšší trias – rét je v karbonátovom vývoji. Podľa vývoja jurských sedimentov podstatnú časť celého mezozoického komplexu tvorí krížňanský príkrov v zliechovskom vývoji. Liasová sedimentácia je veľmi pestrá a s častými faciálnymi zmenami vo vertikálnom aj horizontálnom smere. V dogeri je príkrov zastúpený ždiarskym súvrstvím, potom nasleduje jaseninské súvrstvie, osninské súvrstvie a mohutné mraznické súvrstvie spodnej kriedy. Sedimentácia sa končí porubským súvrstvím albského až spodnocenomanského veku.

Z tektonického hľadiska je krížňanský príkrov veľkopriestorová príkrovová jednotka. Jeho prevažná časť má pomerne jednoduché monoklinálne uloženie so sklonom na S resp. SZ pod uhlom okolo 30°. V priebehu príkrovu možno pozorovať niekoľko výrazných synklinálnych a antiklinálnych štruktúr prebiehajúcich v smere V–Z, čiže priečne na hlavný smer pohoria. Lokálne, najmä v severnej časti, sú komplikovanejšie vrásové a duplexné štruktúry.

Hronikum buduje rozsiahle oblasti najmä v západnej a severnej časti Veľkej Fatry. Tvoria ho karbonátové komplexy stratigrafického rozpätia anis – vrchný norik. Vyčlenili sa v ňom tri faciálne oblasti. Vo východnej v údolí Revúcej je rozšírený bielovážsky facilný vývoj so stratigrafickým rozpätím spodný anis – norik. Charakteristickou litofáciou sú tu reiflinské vápence, lunzské vrstvy, ale predovšetkým typický vývoj telies korytnického vápenca, prítomnosť telies wettersteinského vápenca, no najmä dolomitových vrstiev, ktoré sú vo vývoji centrálnej rifovej oblasti, a lagunárnych „backrifových" dolomitov. V južnej časti pohoria v okolí Harmanca sa ešte prejavujú vplyvy bielovážskeho vývoja. Dokumentuje ich prítomnosť reiflinských panvových fácií, ktoré však smerom na SZ vyznievajú. V západnej oblasti je už charakteristický platformový vývoj triasových sedimentov. Z tektonického hľadiska sa v hroniku Veľkej Fatry odspodu nahor vyčlenil necpalský a šturecký príkrov, ktorý v oblasti Tlstej tvorí šupina Drieňka a vrása (duplex) Tlstej.

Literatúra

Polák, M., Bujnovský, A., Kohút, M. (Ed.), Pristaš, J., Filo, I., Havrila, M., Vozárová, A., Vozár, J., Kováč, P., Lexa, J., Rakús, M., Malík, P., Liščák, P., Hojstričová, V., Žáková, E., Siráňová, Z., Boorová, D. & Fejdiová, O., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Veľkej Fatry 1 : 50 000. *Bratislava, Vyd. D. Štúra. 204*

Geologická mapa Slovenského krasu

JÁN MELLO

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(*Doručené 7. 5. 2001*)

V Slovenskom krase (Mello et al., 1996) a v jeho bezprostrednom okolí, ktoré geologicky patrí do vnútorných Západných Karpát, sa vyčlenilo päť tektonických jednotiek (Mello et al., 1997). Tieto jednotky sa pokladajú za paleoalpínske (predvrchnokriedové), za hlavnú fázu ich vzniku možno považovať mladokimerskú (vrchnojurskú) orogenézu, kým v neskorších etapách boli už iba mierne modifikované (posuny blokov viacerých jednotiek v transpresno-transtenznom režime, izostatické vyrovnávanie a pod.). Ide o 1. silicikum, 2. gemerikum, 3. bôrčanský príkrov, 4. meliatikum a 5. turnaikum.

Každá z jednotiek má inú litostratigrafickú náplň, pretože pochádzajú z rozličných paleogeografických zón niekdajšieho tetydného oceána a jeho okrajov. Vrchnokriedové a kenozoické sedimenty už nie sú súčasťou týchto jednotiek.

Silicikum v Slovenskom krase je reprezentované silickým príkrovom. Ten definoval Kozur a Mock po potvrdení triasového veku meliatskej „série", ale ich predstava sa začala akceptovať, až keď s myšlienkou o príkrovovej stavbe prišli aj iní geológovia. Mezozoikum Slovenského krasu sa pokladalo za normálny „obal" paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria.

Silický príkrov je rozsiahle horizontálne alebo subhorizontálne uložené príkrovové teleso rozčlenené pri nasúvaní alebo po ňom na rad čiastkových štruktúr a blokov. Mnohé časti odstránila erózia a denudácia, a tak najmä jurské, ale do značnej miery aj vrchnotriasové súvrstvia sa zachovali len rudimentárne. Najrozšírenejšie sú strednotriasové a spodnotriasové sedimenty. Keďže ide o bezkoreňový príkrov, jeho pôvodné paleozoické podložie nie je známe. Podľa faciálneho obsahu sa predpokladalo, že z palinspastického hľadiska ide o „severný" element, lebo z faciálnej stránky je veľmi dobre porovnateľný so stratenským mezozoikom. Štruktúrnymi meraniami sa však tektonický transport od S na J nepotvrdil a všetky merania poukazujú iba na transport od J na S.

Silický príkrov buduje aj Aggtelecký kras na priľahlom maďarskom území, ale tam faciálnej náplni pribúda pelagických fácií (omnoho väčšie rozšírenie halštatskej a zlambašskej fácie a nádašských vápencov ako v Slovenskom krase).

V jure dominujú hlbokomorské súvrstvia (allgäuské vrstvy a rádiolarity s olistostrómami), kým adnetské a hierlazské vápence s bazálnymi liasovými brekciami sú menej rozšírené.

Gemerikum zasahuje do územia mapy na povrchu iba svojimi južnými okrajmi. Reprezentujú ho hlavne staropaleozoické a mladopaleozoické sedimentárne a vulkanické, v malom rozsahu aj mezozoické horniny. Formoval ho postupne kaledónsky, variský a napokon alpínsky orogén, ktorý mu vtisol alpínsky ráz stavby, hoci ako relikt sa zachovali aj prvky staršej stavby.

Bôrčanský príkrov (príkrov Bôrky). Zaraďujú sa doň početné, miestami izolované, inde viac-menej súvislé výskyty v porovnaní s ich okolím relatívnej vyššie metamorfovaných mladopaleozoicko-mezozoických sekvencií pozdĺž severného okraja Slovenského krasu medzi Jasovom a Sirkom. Ich spoločným charakteristickým znakom je alpínska metamorfóza pri strednom až vyššom tlaku a relatívne nízkom gradiente, dosahujúcom 10 °C/km^{-1}. Takmer na všetkých výskytoch majú zhodnú pozíciu v tektonickom nadloží mladopaleozoicko-(?)mezozoického obalu (gočaltovská skupina) a staropaleozoicko-(?)spodnokarbónskych jednotiek gemerika a v tektonickom podloží turnianskeho príkrovu, prípadne priamo čiastkových štruktúr silicika.

Meliatikum. Túto tektonickú jednotku tvoria útržky pochádzajúce z oceánskeho a paraoceánskeho mobilného pásma medzi šelfom Európy a Apúlie. Toto pásmo, známe aj pod názvom meliatsky oceán, bolo súčasťou Paleotethys, kimerského oceána, resp. iných oceánov (v zmysle terminológie rozličných autorov).

Oceán vznikol riftingom a sprídingom od pelsónu po karn a zanikol pri kolízii vo vrchnej jure (oxforde). Charakteristická preň bola sedimentácia hlbokovodných sedimentov (pelagického, často rádioláriového vápenca, rádiolaritov, kremitých pelitov, čiernych bridlíc, turbiditov). Sedimentáciu v riftingu sprevádzala podmorská vulkanická činnosť (vznik bázických a ultrabázických hornín ofiolitovej suity). V predkolíznom štádiu sú hojné turbidity a vznikli aj rozsiahle olistostrómy, ktorých bloky bývajú veľké až niekoľko sto metrov.

Vo vrchnojurskej kolízii väčšinu horninových súborov pohltila subdukcia, iba niektoré časti boli obdukované a zachovali sa v podobe akrečných priziem či v evaporitovej melanži na báze vyšších príkrovov. Všetky výskyty meliatika s. s. majú melanžový či olistostrómový charakter, a tak treba sekvencie a paleogeografiu meliatika rekonštruovať z bradiel (olistolitov), šupín a útržkov.

Turnaikum predstavuje bezkoreňový príkrov skladajúci sa z viacerých čiastkových jednotiek vynárajúcich sa spod silického príkrovu. Podľa pôvodnej definície boli z neho známe iba triasové a jurské horniny, ale nedávno sa doň zaradili aj paleozoické horniny brusníckej antiklinály, dobre korelovateľné s paleozoickými horninami pohoria Szendrő. Spodnotriasové horniny (predriftové štádium) sú porovnateľné so silickým príkrovom. Pelsónske až vrchnotriasové horniny majú pelagickejší charakter ako horniny v silickom príkrove, a preto väčšina bádateľov predpokladá, že pochádzajú zo svahu medzi silickou karbonátovou platformou a meliatskym oceánskym trogom. Väčšina hornín turnaika má znaky slabej metamorfózy (v podmienkach anchizóny). Turnaikum je rozšírené v Turnianskej kotline, medzi Brusníkom a Slovenskou skalou, v okolí Štítnika, Honiec a drobné výskyty sú aj inde.

Z litologického hľadiska je typické a významné zastúpenie telies sivého rohovcového vápenca v strednom aj vrchnom triase a tmavých bridlíc, na niektorých lokalitách s vložkami pieskovca či vulkanických hornín, v strednom karne. Na lokalite Stráňa pri Jelšavskej Teplici sú zastúpené aj fácie halštatského typu. V anise sú charakteristické telesá (gutensteinského) dolomitu a svetlého masívneho vápenca.

Vrchnokriedové (senónske) *sedimenty* sú známe iba z menších výskytoch uprostred triasových hornín silického príkrovu. Sú alebo zaštiknuté medzi dvoma čiastkovými štruktúrami (kampanské svetlé vápence v údolí Miglinc), alebo vypĺňajú dutiny vo wettersteinskom vápenci (santónsko-kampánske tmavé bridlice a pieskovce v gombaseckom lome).

Kenozoické (terciérne a kvartérne) *sedimenty* prekrývajú už spomenuté paleoalpínske tektonické jednotky, a to najmä v Rimavskej, Rožňavskej a Moldavskej kotline. Ich sedimentácia sa začala v Moldavskej kotline už v eocéne (šomodské súvrstvie so slojmi uhlia) a známe drienovecké zlepence sú oligocénne. V sv. časti Rimavskej kotliny je najstaršie čížske súvrstvie (paleocén, kišcel). V miocéne v okrajových častiach bazénov dominuje zlepenec, pieskovec, brekcie a vápenec, v hlbších íl a prachovec. Neogénna sedimentácia vo všetkých troch kotlinách sa končí vrstvami štrku, piesku a pestrého ílu poltárskeho súvrstvia (pont).

Z kvartérnych sedimentov na krasových planinách prevládajú sedimenty späté s krasovatením, zvetrávaním, svahovou modeláciou a znosom, v dolinách riek a v kotlinách procesy a sedimenty spojené s eróznou a akumulačnou činnosťou riek a potokov. Pre planiny Slovenského krasu je príznačný vývoj jaskynných sedimentov, reliktnej kôry zvetrávania, eluviálnych, na úpätiach deluviálnych sedimentov. Pre kotliny a väčšie doliny je charakteristický polycyklický vývoj fluviálnych sedimentov terás a proluviálnych sedimentov náplavových kužeľov. Na kotlinových pahorkatinách a zvyškoch terasových stupňov sa zachoval pokryv eolicko-deluviálnych sedimentov – spraše a sprašovej hliny. Hojné sú výskyty sladkovodného vápenca (travertínu) a sporadicky sa vyskytujú slatiny.

Literatúra

Mello, J. (Ed.), Elečko, M., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vass, D. & Vozárová, A., 1996: Geologická mapa Slovenského krasu (1 : 50 000). 1. vyd., Min. živ. prostr. Slov. rep., Geol. služba Slov. rep., Bratislava.

Mello, J. (Ed.), Elečko, M., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vass, D., Vozárová, A., Gaál, L., Hanzel, V., Hók, J., Kováč, P., Slavkay, M. & Steiner, A., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu 1 : 50 000. Vysv. k region. geol. mapám Slovenska, vydavateľstvo D. Štúra, Geol. služba Slov. rep., Bratislava, 256 s., 1 mapa.

Geologická mapa Slovenského raja, Galmusa a Hornádskej kotliny

JÁN MELLO

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(*Doručené 7. 5. 2001*)

Územie geologickej mapy Slovenského raja, Galmusa a Hornádskej kotliny v mierke 1 : 50 000 (Mello et al., 2000a) leží vo východnej časti Západných Karpát a z hľadiska geologickej stavby je dôležitým segmentom na styku centrálnych a vnútorných Západných Karpát.

Geologická mapa zapĺňa posledné biele miesto, ktoré nebolo v podtatranskej oblasti pokryté regionálnou geologickou mapou z jednotnej edície v mierke 1 : 50 000 zostavovanej a vydávanej ŠGÚDŠ v Bratislave.

Na geologickej stavbe regiónu sa zúčastňuje päť paleoalpínskych, teda predvrchnokriedových príkrovových jednotiek (odspodu nahor): veporikum, hronikum, gemerikum, meliatikum a silicikum. Vrchnokriedové, paleogénne a kvartérne sedimenty už nie sú ich súčasťou, ale ako mladšie ich v rozličnej miere prekrývajú.

Hronikum a *silicikum* majú formu superficiálnych príkrovov a skladajú sa z mezozoických a čiastočne aj z mladopaleozoických hornín. Spojitosť so svojím pôvodným paleozoickým podkladom (fundamentom) stratili, a tak ich pôvodný podklad nie je známy a spoľahlivo nie je známe ani miesto jaziev, z ktorých pochádzajú. Z *hronika* sa v území mapy vyskytuje jeho najvnútornejšia časť a niekde tam by mala byť aj koreňová zóna jednotky (alebo aspoň jazva po nej). Hronikum zastupujú hlavne mladopaleozoické (ipoltická skupina) a iba v menšom rozsahu aj triasové horniny (betlanovská šupina).

Silicikum je najdôležitejším stavebným elementom Slovenského raja a Galmusa. Nápadné sú najmä hrubé komplexy strednotriasových a vrchnotriasových vápencových a dolomitových telies stratenskej skupiny, ktoré predurčili celkový krasový ráz týchto pohorí s nezvyčajne veľkým výskytom krasových fenoménov.

Jurské sedimenty sa zachovali len v nepatrnom rozsahu, spodnokriedové nie sú známe (s výnimkou obliakov z vrchnokriedových, napr. pitonelových turónskych vápencov) a vrchnokriedové sa už – na rozdiel od Východných Álp – za súčasť paleoalpínskych príkrovov nepokladajú. Podľa legendy ku geologickej mape sa v siliciku rozlišuje vernársky a stratenský príkrov, kým čiastkové príkrovy, resp. šupiny v rámci nich sú odlíšené iba tektonickými líniami.

Stratenská skupina sa pôvodne zaraďovala do gemerika, ale od vymedzenia silického príkrovu sa čoraz častejšie dáva do silicika, čo vychodí z predpokladu, že stratenská skupina nenadväzuje plynulo na permské súvrstvia gemerika, príp. že niekde na báze stratenskej sekvencie sa nachádza – doteraz nie vždy presne identifikovaná – plocha príkrovového nasunutia na gemerikum so zachovanými šošovkami meliatika medzi obidvoma jednotkami.

Meliatikum tvoria útržky pochádzajúce z oceánskeho a paraoceánskeho triasovo-jurského mobilného pásma. Vystupuje vo forme melanží a obdukovaných šupín. Z jednotky sú tu známe iba výskyty neveľkého rozsahu, ktoré možno zaradiť jednak do tzv. meliatika s. s., jednak do bôrčanského príkrovu. Výskyty majú pre tektonické členenie neobyčajne veľký význam, pretože ako jediné umožňujú spoľahlivo odčleniť jednotky silicika od gemerika. Aj v prípade meliatika sú ťažkosti s umiestnením sutúry (jazvy), z ktorej táto jednotka pochádza, ba nevie sa ani to, či ide o jednu sutúru alebo viac.

Jednotky *veporika* a *gemerika* majú zachovaný aj staropaleozoický podklad (sokel), v ktorom možno viac alebo menej spoľahlivo rekonštruovať aj relikty variskej stavby. V obidvoch prípadoch je však táto stavba silno zastretá a prepracovaná do alpínskych štruktúr.

Veporikum je zastúpené v spodnej časti kryštalinickým soklom, ktorý sa skladá z kráľovohoľského komplexu v Nízkych Tatrách a z miklušovského a lodinského komplexu v Branisku. Mladopaleozoicko-mezozoický sedimentárny, resp. sedimentárno-vulkanický obal je rôznorodejší a možno ho rozdeliť na sedimentárny obal južného a severného veporika. Obal južného veporika tvorí revúcka a föderatská skupina,

severného ľubietovská a veľkobocká skupina. V Branisku k nim ešte pristupuje starohorská skupina.

Gemerikum zasahuje do južnej časti územia regiónu najmä mladopaleozoickými skupinami – dobšinskou a krompašskou. Zo staropaleozoických skupín je zastúpená najmä rakovecká a klátovská, kým gelnická skupina zasahuje do územia iba nepatrne. Dobšinská skupina ako súčasť severného gemerika leží v priamom nadloží rakoveckej, resp. klátovskej skupiny a ich vzájomný styk komplikuje zlomovoprešmyková tektonika. Permské až spodnotriasové súvrstvia sa zaraďujú do krompašskej skupiny. Na rozdiel od starších názorov, podľa ktorých je gemerikum ako celok slabo metamorfovaná jednotka postihnutá jednotnou metamorfnou premenou v podmienkach fácie zelených bridlíc, novšie údaje ukazujú na pestrosť metamorfných podmienok v jednotlivých litostratigrafických jednotkách a na zložitý viacfázový metamorfný vývoj prakticky v každej z nich.

Vrchnokriedové sedimenty gosauskej skupiny sa po dlhšej prestávke usadili v sedimentácii, počas ktorej prebehli horotvorné procesy – uzatvorenie meliatskeho pásma a vznik kimersko-paleoalpínskej príkrovovej sústavy. Značná časť týchto príkrovov bola pred usadením vrchnokriedových hornín denudovaná, pretože tie transgredujú prevažne na triasové horniny silicika alebo na jurskú melanž meliatika.

Sedimenty podtatranskej skupiny už definitívne prekryli a kolmatovali paleoalpínsku tektonickú stavbu. Ich sedimentácia sa začala kontinentálnymi sedimentmi, pokračovala transgresívno-morskými zlepencami a pieskovcami a kulminovala flyšovými sedimentmi značnej hrúbky. Zakončila sa zrejme regresnými sedimentmi, ktoré sa v mapovanom území nezachovali.

Kvartérne sedimenty majú špecifický vývoj. Pre reliéf Slovenského raja je charakteristické striedanie hlbokých a úzkych dolín s torzovitým zachovaním fluviálnych, a najmä proluviálnych sedimentov, ktoré boli späté s formovaním alochtónnych sedimentov rozšírených v krasových priestoroch jaskýň. So Slovenským rajom výrazne kontrastujú priľahlé časti územia, najmä Hornádska kotlina, ktorá je oblasťou výraznejšej akumulácie kvartérnych sedimentov. Dominujúce postavenie tu majú fluviálne sedimenty terás Hornádu a jeho prítokov. Sporadicky sú vyvinuté proluviálne sedimenty tvoriace náplavové kužele. Na zarovnaných plošinách terás a náplavových kužeľov sedimentovala spraš, a najmä sprašová hlina.

Na významnejších tektonických líniách sa pri výveroch minerálnej vody sformovali telesá sladkovodného vápenca (travertínu).

Súčasťou vysvetliviek ku geologickej mape regiónu (Mello et al., 2000b) je aj stručné zhodnotenie výsledkov geofyzikálneho a hydrogeologického výskumu, ako aj potenciálu nerastných surovín a geofaktorov životného prostredia.

Záujemcom, ktorí chcú navštíviť zaujímavé lokality, je určený stručný exkurzný sprievodca v závere vysvetľujúceho textu.

Literatúra

Mello, J. (Ed.), Filo, I., Havrila, M., Ivanička, J., Madarás, J., Németh, Z., Polák, M., Pristaš, J., Vozár, J., Koša, E. & Jacko, S. jun., 2000a: Geologická mapa Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny v mierke 1 : 50 000. *Bratislava, MŽP SR, ŠGÚDŠ.*

Mello, J. (Ed.), Filo, I., Havrila, M., Ivanička, J., Madarás, J., Németh, Z., Polák, M., Pristaš, J., Vozár, J., Vozárová, A., Liščák, P., Kubeš, P., Scherer, S., Siráňová, Z., Szalaiová, V. & Žáková, E., 2000b: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny v mierke 1 : 50 000. *ŠGÚDŠ, vyd. D. Štúra, Bratislava.*

Geologická mapa Tribeča

JÁN IVANIČKA, MILAN POLÁK, JOZEF HÓK, JOZEF HATÁR, JÁN GREGUŠ, JOZEF VOZÁR, ALEXANDER NAGY, KLEMENT FORDINÁL, JÁN PRISTAŠ, VLASTIMIL KONEČNÝ a LADISLAV ŠIMON

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 7. 5. 2001)

Geologická mapa Tribeča v mierke 1 : 50 000 (Ivanička et al., 1998) vyjadruje syntetizujúci obraz geologickej a tektonickej stavby územia.

Jadrové pohorie Tribeč tvorí hrast smeru SV–JZ, ktorý skýcovský zlom rozdeľuje na severnú – skýcovskú a južnú – zoborskú časť.

Na geologickej stavbe Tribeča sa zúčastňujú horniny kryštalinika tatrika a jeho obalovej sekvencie, permsko-mezozoický komplex veporika vrátane jeho kryštalického fundamentu a mladopaleozoicko-triasový súbor hronika, ako aj pokryvné terciérno-kvartérne uloženiny.

Kryštalinikum *tatrika* v zoborskej časti v podstate reprezentujú iba granitoidné horniny viacerých petrografických variet, ktoré tvoria mohutný tribečsko-zoborský plutón zonálnej stavby. Vo veľmi malej miere sa zachovali relikty metasedimentov fylitovej a rulovej povahy, pravdepodobne ako zvyšky primárneho plášťa granitoidného masívu. V rázdielskej časti kryštalinikum zastupujú jemnozrnné až strednozrnné leukokratné granitoidy obsahujúce telesá amfibolitov. Obalovou sekvenciou v tejto časti Tribeča je permské skýcovské (arkózy, droby) a slopnianske (bridlice, pieskovce) súvrstvie, spodnotriasové lúžňanské súvrstvie a strednotriasové gutensteinské vápence a ramsauské dolomity. V zoborskej oblasti je sekvencia najkompletnejšie vyvinutá medzi Nitrou a Žiranmi, kde má stratigrafický rozsah spodný trias až alb a vyznačuje sa šupinovitou stavbou.

Spodný horizont *veporika* je budovaný komplexom navzájom tektonicky imbrikovaných metasedimentov, granitoidov a amfibolitov. Metasedimenty sú reprezentované kryštalickými bridlicami svorového až fylitového charakteru, ktorých protolit možno zaradiť medzi pelitické sedimenty hlbších častí morskej panvy. Z nich zistená asociácia sporomorf z okolia kóty Rázdiel (Planderová in Ivanička et al., 1992) svedčí o ich vrchnosilúrskom až spodnodevónskom veku. Pri amfibolických horninách sa zistili amfibolity s. s., rohovcové amfibolity až amfibolické ruly, ale najmä množstvo premenených variet s uplatnenou epidotizáciou, chloritizáciou a silicifikáciou. Granitoidy sú zastúpené jemnozrnnými až porfyrickými leukokratnými varietami, ktoré sú viac alebo menej tektonickodeformačne prepracované.

V sv. oblasti rázdielskej časti Tribeča vystupujú súvrstvia mezozoických sedimentov, ktoré sú svojou litologickou náplňou – litostratigrafickými jednotkami veľmi blízke zliechovskému typu krížňanského príkrovu. Tu je zachovaný kompletný vrstvový sled. Nad kryštalinikom, ktoré tiež patrí do

tektonickej jednotky veporika, leží brusnianske a predajnianske súvrstvie permu prechádzajúce do spodnotriasového lúžňanského súvrstvia, spodnotriasových bridlíc s priamym prechodom do karbonátov stredného triasu a potom nasleduje úplný litostratigrafický sled mezozoika od vrchného triasu až po porubské vrstvy albu. Vyznačujú sa výraznou metamorfózou a silným tektonickým prepracovaním. Týmito znakmi a celkovým charakterom komplex prejavuje vysokú afinitu k sérii Veľkého boku, tektonicky teda patrí do obalu severného veporika a označujeme ho ako sekvenciu Veľkého poľa. V ostatných oblastiach Tribeča je krížňanský príkrov jasne v presunutej pozícii a jeho súvrstvia sú prevažne nemetamorfované.

Hronikum je reprezentované chočským a strážovským príkrovom, ktorých výskyt sa viaže len na rázdielsku časť Tribeča. Chočský príkrov zastupujú jednak mladopaleozoické súvrstvia (nižnobocianske – vrchný karbón, malužinské – perm) a jednak mezozoické klastické a karbonátové komplexy so stratigrafickým rozsahom spodný trias – norik. Na jv. strane rázdielskeho bloku sú mladopaleozoické členy zošupinatené a metamorfované a ich priame pokračovanie možno sledovať v podloží terciérnych sedimentov a vulkanitov štiavnického stratovulkánu. Strážovský príkrov sa zachoval iba v podobe dvoch reliktov medzi Krásnom a Partizánskym. Zastupujú ho ladinské wettersteinské vápence ležiace na vrchnotriasových dolomitoch chočského príkrovu.

Paleogénne borovské súvrstvie je obnažené iba na severnom okraji pohoria medzi Brodzanmi a Partizánskym a zastupujú ho telesá karbonatických zlepencov eocénu.

Sedimenty *neogénu* vystupujú na povrch ako izolované ostrovy po celom okraji sledovaného územia a zastupujú ich jednak pelitické a piesčité fácie panónskeho veku a jednak pliocénne štrkovitopieskové sedimenty. Na V a JV regiónu vystupujú neovulkanity štiavnického stratovulkánu (spodný báden – vrchný sarmat), na S extrúzie amfibolicko-pyroxenických andezitov plešinskej formácie (vrchný báden), no najmä pyroklastické horniny s obsahom lávových prúdov a dajok pyroxenických andezitov vtáčnickej formácie (sarmat).

Z uložením *kvartéru* sú najrozšírenejšie deluviálne, eolické a eolicko-deluviálne usadeniny (stredný pleistocén – vrchný pleistocén – holocén), ako aj fluviálne a proluviálne sedimenty spodného pleistocénu a holocénu.

Za prejav najstarších orogénnych procesov možno pokladať tektonický vzťah porfyrických granitoidov ležiacich v presunutej pozícii na svorovo-fylitovom komplexe. Tento kontakt je vzhľadom na štruktúrnu diskordanciu s krížňanským príkrovom hercýnsky. V zmysle Bezáka (1994) ide pravdepodobne o kontakt strednej a spodnej hercýnskej jednotky.

Jedným z najmarkantnejších tektonických fenoménov v Tribeči je tzv. skýcovský zlomový systém. Z kontrastnej odlišnosti stavby obidvoch častí Tribeča s iným typom kryštalinika, prítomnosti permského súvrstvia iba v rázdielskej časti, rozdielneho zastúpenia obalových sekvencií a príkrovových jednotiek vyplýva, že jeho aktivita je dlhodobá.

Pre geologickotektonickú stavbu územia a členenie jednotiek v Tribeči malo prvoradý význam alpínske tektonické prepracovanie. V zoborskej časti sa alpínsky orogén prejavil vznikom plytkých synklinál so zachovanými členmi obalovej sekvencie a jej zošupinatením, v rázdielskej predovšetkým tektonickou individualizáciou a zošupinatením súvrství veporika a hronika.

Neoalpínsky – terciérny tektonický vývoj znamenal morfologickú, ale aj tektonickú individualizáciu Tribeča voči neogénnym priehlbinám a neovulkanitom. Pri formovaní najmä jv. okraja zoborskej časti mala rozhodujúcu úlohu gravitačná tektonika spätá s výstupom granitoidného jadra.

Vo vysvetlivkách ku geologickej mape (Ivanička et al., 1998) je toto územie komplexne zhodnotené z hľadiska geofyzikálnej preskúmanosti, hydrogeologických pomerov a geofaktorov životného prostredia, ako aj výskytu nerastných surovín. Opísané sú aj významné geologické lokality.

Literatúra

Bezák, V., 1994: Návrh nového členenia kryštalinika Západných Karpát na základe rekonštrukcie tektonickej mapy. *Mineralia Slov., 26, 1–6.*

Ivanička, J., Hók, J., Polák, M., Határ, J., Greguš, J., Kováčik, M., Vozár, J., Vozárová, A., Nagy, A., Kernáts, G., Bríay, A., Jánová, A. & Vranovská, A., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Partizánske 3. *Manuskript – Bratislava, archív GÚDŠ.*

Ivanička, J. (Ed.), Polák, M., Hók, J., Határ, J., Greguš, J., Vozár, J., Nagy, A., Fordinál, K., Pristaš, J., Konečný, V. & Šimon, L., 1998: Geologická mapa Tribeča 1 : 50 000. *Bratislava, vyd. D. Štúra.*

Ivanička, J. (Ed.), Hók, J., Polák, M., Határ, J., Vozár, J., Nagy, A., Fordinál, K., Pristaš, J., Konečný, V., Šimon, L., Kováčik, M., Vozárová, A., Fejdiová, O., Marcin, D., Liščák, P., Macko, A., Lanc, J., Šantavý, J. & Szalaiová, V., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Tribeča 1 : 50 000. *Bratislava, vyd. D. Štúra, 247*

Geologická mapa Slovenského rudohoria – západná časť

VLADIMÍR BEZÁK[1], LADISLAV DUBLAN[1], ĽUBOMÍR HRAŠKO[1], VLASTIMIL KONEČNÝ[1], MARTIN KOVÁČIK[1], JÁN MADARÁS[1], DUŠAN PLAŠIENKA[2] a JÁN PRISTAŠ[1]

[1]Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
[2]Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava

(Doručené 7. 5. 2001)

Región Slovenské rudohorie-západ susedí na Z s regiónom Javoria, Poľany a Čierťaže, na S Nízkych Tatier, na J Lučenskej kotliny a na V s regiónom Slovenské rudohorie-stred. V jeho stavbe dominujú proterozoicko?-paleozoické horniny kryštalinika, ktoré sú súčasťou paleoalpínskej tektonickej jednotky veporika (Bezák et al., 1999). Lokálne je zachovaný aj vrchnopaleozoicko-mezozoický obal kryštalinika. Ako tektonické trosky sa vyskytujú relikty paleoalpínskych príkrovových jednotiek gemerika a silicika. Popríkrovové jednotky sú zastúpené sedimentmi paleogénu, neogénu a kvartéru a neogénnymi vulkanitmi.

Kryštalinikum budujú komplexy metamorfitov hlavne v severnom a južnom pásme regiónu, kým v strednej časti prevládajú rozsiahle granitoidné intrúzie. Podľa výsledkov najnovšieho výskumu možno metamorfity zaradiť do dvoch základných hercýnskych tektonických jednotiek – vysokometamorfované komplexy tvorili tzv. strednú jednotku v rámci pôvodnej hercýnskej stavby a nízkometamorfované spodnú jednotku.

Pri dlhodobých hercýnskych a alpínskych tektonometamorfných procesoch vznikla pestrá a komplikovaná stavba veporického kryštalinika. V severnej časti prevládajú pararulové a ortorulové horniny diaftorizované v nerovnakej miere a pásma bridlíc a fylitov, ktorých genéza nie je spoľahlivo zistená. Môže ísť o progresívne, ako aj o retrográdne metamorfované horniny. V strižných zónach prenikali malé intrúzie granitu typu A (hronočský typ). Strednú časť územia regiónu budujú mohutné granitoidné intrúzie. Ich základom sú tonality – granodiority typu S, ktoré intrudovali do hercýnskej tektonickej stavby paralelne s foliáciou metamorfitov (prevláda sklon foliácie na S). Stredná zóna sa vyznačuje aj najmohutnejším vývojom neohercýnskych granitoidných intrúzii typu I. Je to komplex tonalitov a porfyrických granitoidov sihlianskeho a ipeľského typu. V súčasnosti je táto zóna pravdepodobne najhlbšie erodovanou časťou veporického kryštalinika. Južnú časť územia regiónu (na J od divínskeho zlomu) budujú jednak komplexy vrchnejšej hercýnskej stavby (hybridný komplex a rimavické typy granitoidov so svojím metamorfovaným plášťom), ktorými v transpresných alpínskych zónach prenikajú metamorfované komplexy spodnej hercýnskej štruktúrnej úrovne (najmä svory). V južnej zóne majú významný podiel aj pásma bridlíc. Osobitným komplexom sú bridlice s polohami metakarbonátov (tzv. sinecký komplex). V tejto oblasti sa navyše zachovali (okrem územia na SZ od Tisovca) aj zvyšky vrchnopaleozoicko-mezozoického obalu (hlavne v tuhárskej synforme), ktorý je alpínsky metamorfovaný v podmienkach fácie zelených bridlíc.

Obal kryštalinika zastupujú vrchnokarbónske metapieskovcové telesá a bridlice (slatvinské súvrstvie), permské metaarkózy a zlepencové telesá (rimavské súvrstvie), ako aj triasové horniny föderatskej skupiny (metakvarcity, bridlice, dolomity a kryštalické vápence).

Z J sú na veporické kryštalinikum a jeho obal nasunuté komplexy gemerika, ktoré v regióne zastupuje ochtinská skupina. Vystupuje najmä pozdĺž lubeníckej línie a v niekoľkých príkrovových troskách. Z ďalších príkrovových jednotiek sa na S od Tisovca zachovala tektonická troska silicika budovaná triasovými karbonátmi muránskeho príkrovu.

Medzi popríkrovové jednotky patria paleogénne sedimenty v brezňanskej panve, neogénne vulkanické horniny, ktoré sú súčasťou stratovulkanických komplexov Javoria a Poľany alebo vystupujú ako relikty na horninách veporika, a sedimenty poltárskeho súvrstvia pliocénneho veku v južnej časti regiónu. Kvartérne sedimenty nie sú rovnakého genetického typu – najviac sú zastúpené proluviálne, deluviálne, fluviálno-deluviálne a fluviálne sedimenty.

Súčasťou vysvetliviek ku geologickej mape regiónu je aj stručné zhodnotenie výsledkov geofyzikálneho a hydrogeologického výskumu a zhodnotenie potenciálu nerastných surovín a geofaktorov životného prostredia.

Literatúra

Bezák, V. (Ed.), Hraško, Ľ., Kováčik, M., Madarás, J., Siman, P., Pristaš, J., Dublan, L., Konečný, V., Plašienka, D., Vozárová, A., Kubeš, P., Švasta, J. & Liščák, P., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 50 000 Slovenského rudohoria - západná časť. *Bratislava, GSSR, 178.*

Neotektonická mapa Slovenska v mierke 1 : 500 000

JURAJ MAGLAY, RUDOLF HALOUZKA, VLADIMÍR BAŇACKÝ, JÁN PRISTAŠ a JURAJ JANOČKO

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 7. 5. 2001)

Neotektonická mapa Slovenska bola zostavena v mierke 1: 50 000 (Maglay et al., 1999). Územie Slovenska svojím mladým a pomerne členitým reliéfom horských oblastí, hladkým reliéfom paniev a kotlín poukazuje na základné tendencie vývoja morfoštruktúr sprevádzané mladou a intenzívnou tektonikou. Napriek tomu, že kvartérnogeologický, geodynamický a tektonický výskum na Slovensku neprebiehal plynulo, systematickým hodnotením neotektonických pohybov jednotlivých štruktúr a ich znázornením v neotektonickej mape sa vytvoril pomerne ucelený obraz o tektonike vo vrchnom pliocéne a kvartéri, teda posledných 3,5 miliónov rokov.

Mapa je v uvedenom rozsahu prvým kvalitatívnym a plošným hodnotením posledného cyklu najmladšej tektonickej aktivity Západných Karpát a Panónskej panvy na území Slovenska a prehľadne znázorňuje výslednú štrukturalizáciu tektonickej aktivity tohto cyklu. Zaznamenáva v ňom relatívnu dynamiku vertikálnych pohybov jednotlivých, v danej mierke rozlíšiteľných kryhových štruktúr – blokov a zobrazuje ich súčasný stav vrátane sprievodných prejavov tektonickej aktivity.

Na identifikáciu prvkov dôležitých pri tvorbe neotektonickej mapy sa popri geomorfologických (morfometria, geomorfologická analýza) použili rozličné geologické a iné podporné metódy. V zásade išlo o neotektonickú interpretáciu údajov pochádzajúcich v prvom rade z dlhoročného komplexného a systematického územného výskumu, geologického mapovania kvartéru v mierke 1: 10 000 a 1 : 25 000, ako aj o využitie záverov z kvartérnej paleogeografie. Pri rozbore relatívnej výšky úrovní terasových akumulácií a dnových fluviálnych akumulácií v priečnych a pozdĺžnych spádových profiloch sa zužitkovali aj porovnávacie morfometrické údaje. V subsidujúcich celkoch zasa prevládali geologické dáta o hrúbke a povahe sedimentárnej výplne negatívnych štruktúr získané pri hodnotení vrtov alebo geofyzikálnych profilov. Pomocou údajov z leteckých a satelitných snímok, ako aj z geodetických meraní recentných pohybov sa tak postupne pomerne detailne zhodnotila diferencovanosť, rýchlosť a etapovitosť poklesu, resp. výzdvihu tektonických blokov.

Princíp a spôsob znázorňovania obsahových prvkov v neotektonickej mape je zrejmý z vysvetliviek značiek, ktoré sú jej súčasťou. Okrem základných plošných prvkov mapa obsahuje rad lineárnych značiek vymedzujúcich neotektonické štruktúry – bloky. Ide predovšetkým o zistený a predpokladaný priebeh zlomov, pričom sa v zobrazených častiach Panónskej panvy zlomy navyše označujú zodpovedajúcou farbou stratigrafie, vyjadrujúcou vek ich prevažujúcej, resp. najmladšej aktivity. Okraj územia recentného panvového poklesu gabčíkovskej panvy je znázornený osobitným symbolom. Iný symbol má osobitný typ neotektonických štruktúr – klenby. Vybrané

sprievodné znaky neotektonickej aktivity, akými sú napr. výskyty sladkovodného vápenca, resp. prejavy najmladšieho vulkanizmu, zobrazuje mapa bodovými značkami.

Z výsledkov vyplýva, že dynamika tektonických procesov najmladšieho obdobia posledného megacyklu tektonického vývoja Západných Karpát a Panónskej panvy je aj vo vrchnom pliocéne a kvartéri v sledovanej vertikálnej zložke veľmi intenzívna a diferencovaná, čo sa prejavuje aj v častom striedaní pozitívnych a negatívnych tektonických štruktúr. Presné merania i extrémne hodnoty dvoch výrazne protichodných štruktúr svedčia o tom, že táto aktivita trvá doteraz. Na jednej strane je to pozitívna štruktúra Vysokých Tatier s verifikovaným zdvihom voči štruktúram Popradskej kotliny okolo + 400 m a na druhej štruktúra centrálnej časti gabčíkovskej depresie s doloženým poklesom okolo – 500 m. Rozdiel obidvoch hodnôt za sledované obdobie vo vertikálnom smere je teda okolo 900 m.

Literatúra

Maglay, J., Halouzka, R., Baňacký, V., Pristaš, J. & Janočko, J., 1999: Neotektonická mapa Slovenska v mierke 1 : 500 000. *GSSR, Bratislava.*

Maglay, J., Halouzka, R., Baňacký, V., Pristaš, J., Janočko, J. & Hók, J., 1999: Vysvetlivky k neotektonickej mape Slovenska v mierke 1 : 500 000. *GSSR, Bratislava, 48.*

Zdroje magnetických anomálií terciérneho vulkanizmu

PETER KUBEŠ, MIROSLAV FILO, LADISLAV ŠIMON a VLASTIMIL KONEČNÝ

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 7. 5. 2001)

Jednou zo základných podmienok ďalšieho rozvoja geologických disciplín na Slovensku je dostupná a ľahko použiteľná geofyzikálna báza dát. Jej využívanie pri riešení geologickej stavby Západných Karpát, prognózovaní ložísk nerastných surovín vrátane uhľovodíkového potenciálu Slovenska, ale aj pri plnení hydrogeologických, inžinierskogeologických a environmentálnych teoretických aj praktických úloh je nevyhnutné. Od stavu tejto bázy priamo závisí aj využiteľnosť geofyzikálnych meraní.

Pretože geofyzikálna báza dát nebola jednotná, roku 1998 začal Štátny geologický ústav D. Štúra pracovať na projekte *Atlas geofyzikálnych máp a profilov*, ktorý financuje Ministerstvo životného prostredia Slovenskej republiky. Cieľom projektu je

1. aktualizovať, prehodnotiť a spracovať už jestvujúce gravimetrické, magnetické, gamaspektrometrické a geoelektrické podklady a vytvoriť geofyzikálnu bázu dát v mierke 1 : 50 000 a

2. na jej základe pripraviť *Atlas geofyzikálnych máp a profilov.*

Pre magnetometriu z toho vyplynula úloha

a) zostaviť jednotnú mapu Slovenska v mierke 1 : 200 000 a 1 : 50 000,

b) zostaviť mapu magnetických zdrojov v predterciérnom podloží a mapu distribúcie produktov terciérneho vulkanizmu s určením ich typov, polarity a veku pri jednotlivých aparátoch alebo telesách a

c) komplexne spracovať a zmodelovať všetky zdroje magnetických anomálií, ktorých rozmer v jednom smere je väčší ako 500 m (aby sa dali zobraziť na mapách rozličnej mierky); pri takto vybraných magnetických anomáliách skonštruovať geologicko-fyzikálny model zdroja doplnený o petrografickú charakteristiku zdroja, výškopis, tiažové resp. odporové dáta.

Na základe kvalitatívneho hodnotenia vytvorenej jednotnej magnetickej mapy sa územie Slovenska rozdelilo na 29 geomagnetických regiónov (podľa regionálneho geomorfologického členenia Mazúra a Lukniša, 1980), z čoho 10 regiónov tvoria mapy distribúcie produktov terciérneho vulkanizmu s určením ich typu, polarity a veku pri jednotlivých aparátoch resp. telesách. Sú to:

A – Pohronský Inovec a Štiavnické vrchy, Žiarska kotlina-sever
B – Štiavnické vrchy-juh
C – Kremnické vrchy
D – Poľana a Zvolenská kotlina
E – Javorie
F – Krupinská planina
G – Slanské vrchy-severná časť
H – Slanské vrchy-južná časť
I – Vihorlatské vrchy
J – Vtáčnik

Každá mapa zdrojov magnetických anomálií obsahuje kontúry magnetických telies s normálnou alebo reverznou magnetickou polarizáciou, s určením hrúbky telesa a interpretovaný geologicko-geofyzikálny rez.

Literatúra

Mazúr, E. & Lukniš, M., 1980: Regionálne geomorfologické členenie. *Bratislava, Geografický ústav SAV – mapa.*

Revízia banských diel v Novej Bani

PETER PAUDITŠ

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 7. 5. 2001)

Novobanské drahokovové ložisko sa napriek malej výnosnosti, vyplývajúcej najmä z nízkej kovnatosti tamojšej rudy a z problémov súvisiacich s odvodňovaním, v minulosti pomerne intenzívne dobývalo podzemnými aj povrchovými banskými prácami. Začiatky jeho ťažby siahajú do 13. stor., prvý písomný doklad o tom je z roku 1337 a zaniklo 17. mája 1887, keď sa na základe výnosu ministerstva financií zastavili posledné kutacie práce a prieskum v šachte Franz a Althandel (Bergfest, 1955). Za najvýznamnejšiu udalosť v histórii novobanského baníctva možno pokladať prevádzku prvého atmosférického ohňového stroja na čerpanie vody v Európe, ktorý zostrojil anglický konštruktér Izák Potter. Z objektívneho hodnotenia ložiskových pomerov, ktoré spracoval Štátny geologický ústav v Bratislave v 50. rokoch 20. stor., jednoznačne vyplynula nerentabilnosť ložiska.

V priebehu 550-ročnej histórie baníctva v Novej Bani sa vyhĺbilo množstvo šácht a štôlní, vykonal sa rad povrchových kutacích prác, vzniklo veľa háld a pod., ktorých lokalizácia a identifikácia v súčasnosti nie je jednotná a jednoznačná. Údaje v banskohistorických štúdiách a článkoch sú často protirečivé, banské mapy sú väčšinou bez zrejmej lokalizácie, dostatočného počtu orientačných bodov a nie sú jednotnej mierky.

Súradnice starých banských diel a stôp po banskej činnosti – väčšinou v intraviláne Novej Bane – sa zamerali navigačným satelitným prístrojom GPS, porovnali s historickými banskými mapami, najmä z diela J. Lilla (1772), J. Gregana (1813), A. Pécha a J. Oblaka (70. a 80. roky 19. stor.) a so súčasnou mapou J. Lexu (Lexa et al., 1997). Banské mapy sa konvertovali do reálnych zemských súradníc pomocou referenčných (vlícovacích) bodov odčítaných z prístroja GPS, čím sa zabezpečila jednotnosť mapovej mierky. Po digitalizácii sa mapy za pomoci výpočtovej techniky dali do súladu s aktuálnym topografickým podkladom v mierke 1 : 5000. Tak sa podarilo pomerne presne lokalizovať banské diela, identifikovať ich s archívnymi banskými mapami a digitálnou technológiou zostrojiť novú mapu v reálnych zemských súradniciach a v kartografickej projekcii.

Poznanie lokalizácie starých banských diel, ich súčasného stavu, priebehu banských chodieb a podpovrchových dobývok má nesporne veľký význam pri príprave územných plánov, predvídaní prípadného ohrozenia podrúbaných území, pri presnom vymedzovaní oblastí so zníženou stabilitou v dôsledku podrúbania alebo iných hrozieb súvisiacich s minulou banskou činnosťou a jej vplyvom na životné prostredie (kontaminácia zdrojom pitnej vody banskou vodou, vyššia koncentrácia banského plynu a pod.). Veľmi dôležité je aj z vlastivedného hľadiska, lebo môže byť podnetom i jedným z podkladov na vybudovanie náučného chodníka s banskohistorickou a geologickou tematikou, ktorý by zatraktívnil turistické trasy v okolí Novej Bane.

Literatúra

Bergfest, A., 1955: Baníctvo v Novej Bani. *Banská Štiavnica, Ústredný banský archív – manuskript, tiež Bratislava, ŠGÚDŠ (Geofond).*

Klír, S., 1961: Rudní obvod u horního města Nové Baně na Slovensku. *Geol. Práce, Spr., 22, 145–166.*

Lexa, J., Hojstričová, V., Rojkovičová, Ľ. & Žáková, E., 1997: Ložisko zlata Nová Baňa. Bratislava, ŠGÚDŠ (Geofond) – archív, 8 s. + prílohy (mapy, geologické rezy).

Zafír vo výplni vrchnopliocénneho maaru pri Hajnáčke

PAVEL UHER[1], MARTIN SABOL[2], PATRIK KONEČNÝ[3], MARGARÉTA GREGÁŇOVÁ[4], ZDENĚK TÁBORSKÝ[5] a ĽUBICA PUŠKELOVÁ[1]

[1]Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava; geoluher@savba.savba.sk
[2]Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava
[3]Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
[4]Katedra ložiskovej geológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava
[5]Český geologický ústav, Geologická 6, 152 00 Praha

(Doručené 7. 5. 2001)

Pri paleontologickom výskume na známej lokalite vrchnopliocénnych cicavcov Kostná dolina pri Hajnáčke sa zistili drobné, najviac 5 mm veľké kryštály zafíru, modrej drahokamovej odrody korundu. Sivomodrý korund z tejto lokality spomína už Szádeczky (1899), ale nález ostal sto rokov zabudnutý. Výsledky jeho súčasného výskumu publikoval Uher et al. (1999).

Zafír a ostatné ťažké minerály pochádzajú zo sekundárnej piesčitej výplne alkalicko-bazaltového maaru a výplň s kosťami stavovcov vekovo zodpovedá najmladšiemu pliocénu (vilafrank; 2,8–3,3 Ma (Vass et al., 2000). Zafír tvorí priehľadné svetlomodré až tmavomodré alebo svetlofialové hexagonálne kryštály a ich úlomky, niektoré drahokamovej kvality. Korund je niekedy koncentricky zonálny, striedajú sa v ňom svetlomodré a tmavomodré zóny a jeho povrch nesie znaky magmatickej korózie aj mechanického opracovania. Niektoré jeho kryštály majú inklúzie zirkónu, monazitu-(Ce), spinelu, pyrotínu (?) a Y-U-Th-Nb-Ta minerálu, pravdepodobne euxenitu-(Y), alebo minerálu pyrochlórovej skupiny.

Zafír sa jednoznačne identifikoval pomocou rtg-difrakcie: a = 4,758(4), c = 12.988(7) [10^{-10} m], indexu lomu: ω = 1.7664(5), ε = 1.7581(5), ako aj elektrónovej mikrosondy. Chemicky ide o takmer čistý korund s 99–100 % Al_2O_3, 0,0–0,9 % Fe_2O_3, 0,0–0,7 % TiO_2 a 0,0–0,2 % SiO_2.

Okrem zafíru sa v sedimentárnej výplni maaru zistil zirkón

(odroda hyacint), olivín (zrejme forsterit), granát (pyrop alebo almandín) s inklúziami ilmenitu a allanitu-(Ce), titanit, magnetit, plagioklas, amfibol (pravdepodobne kaersutit) a kremeň.

Na základe poznatkov z výskumu a s prihliadnutím na súčasné petrologické modely (najmä Sutherlanda et al., 1998) predpokladáme, že zafír vznikol kryštalizáciou spodnokôrovej frakcionovanej felzickej magmy pravdepodobne syenitového zloženia. Táto tavenina sa zrejme generovala frakcionáciou bázickej magmy na rozhraní spodnej kôry a vrchného plášťa, príp. v spodnej kôre. Neskôr zafír ako xenokryst spolu s ostatnými komponentmi syenitovej horniny až na povrch transportovala mladšia porcia alkalicko-bazaltovej magmy. Takúto predstavu podporujú nálezy syenitových xenolitov obsahujúcich korund, zirkón, spinel, amfibol, titanit a Y-U-Th-Nb oxidy v geneticky analogickej maarovej štruktúre pri Pincinej (Hurajová et al., 1996). Otázkou zostáva, či zafír a ostatné minerály pochádzajú z hajnáčskeho maaru, alebo z niektorého iného neďalekého vulkanického aparátu.

Hodnotenie a prognóza náchylnosti územia na tvorbu svahových deformácií v Handlovskej kotline

PETER PAUDITŠ[1], MARTIN BEDNÁRIK[2], PETER WAGNER[1] a LADISLAV ŠIMON[1]

[1]Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
[2]Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 7. 5. 2001)

V Handlovskej kotline, ktorú tvorí povodie Handlovky a priľahlé svahy Vtáčnika, Kremnických vrchov a Žiaru, sú svahové deformácie vážnou prírodnou geodynamickou hrozbou. Najväčšie potenciálne nebezpečenstvo predstavujú aktívne zosuvy, ktoré sa monitorujú od roku 1995. Najrozsiahlejšie rozmery doteraz dosiahol a najväčie materiálne škody spôsobil známy katastrofálny zosuv v Handlovej v roku 1961.

V príspevku sa zaoberáme hodnotením náchylnosti sledovaného územia na tvorbu zosuvov, blokových rozsadlín, blokových polí a skalných zrútení. Tieto svahové deformácie pokrývajú okolo 48 % plochy hodnoteného územia.

Ako podklady na hodnotenie sme použili vstupné údaje faktorov, ktoré sú pri tvorbe svahových deformácií rozhodujúce. Je to geologická stavba územia (Šimon et al., 1997), sklon svahov reliéfu a priemerný ročný úhrn zrážok. Každý z nich vstúpil do hodnotenia v podobe parametrickej mapy v prostredí GIS a každá mapa bola maticou numerických hodnôt priestorovej distribúcie príslušného parametra.

Vstupné parametrické mapy sa najskôr reklasifikovali do stanoveného počtu kategórií a potom pomocou nástrojov mapovej algebry (Shapiro a Westervelt, 1992) štatisticky klasifikovali na základe porovnania veľkosti plochy, ktorú príslušná kategória zaberá z celkovej plochy územia pokrývajúceho zmapované svahové deformácie (nestabilné územie). Touto štatistickou rekvalifikáciou sa jednotlivým kategóriám priradili nové kódy a tie predstavovali stupeň hrozby vstupného parametra pri každom druhu svahovej deformácie osobitne (Jäger a Wieczorek, 1994). Na tomto princípe sa napr. pôvodná geologická mapa zjednodušila do jedenástich kategórií, z ktorých sa z hľadiska možnosti vzniku zosuvov ako najnebezpečnejšie ukázalo delúvium na paleogénnom a neogénnom sedimentárnom podloží vcelku.

Pri záverečnom hodnotení a tvorbe prognóznej mapy sme použili dva odlišné postupy. Prvým bola jednoduchá syntéza na základe súčtu hodnôt v jednotlivých parametrických mapách a výsledné hodnoty sa extrapólovali na celú Handlovskú kotlinu. V oblastiach mimo zmapovaných svahových deformácií získané hodnoty poskytujú informáciu predstavujúcu prognózu náchylnosti na jednotlivé druhy svahových informácií v územiach s analogickými podmienkami – geologickou stavbou, sklonom svahov a úhrnom zrážok, aké sú v zmapovanom nestabilnom území. Podobný výsledok sa dosiahol aj druhým spôsobom, pri ktorom sme so zmapovaným nestabilným územím jednotlivo porovnali všetky vyskytujúce sa možné kombinácie hodnôt vstupných parametrických máp a podľa veľkosti plochy, na ktorej sa jednotlivé kombinácie vstupných parametrov prekrývali s nestabilným územím, sme celé územie rozdelili do šiestich kategórií podľa stupňa zosuvnej hrozby.

Najdôležitejším výsledkom sú prognózne mapy hodnotenia náchylnosti územia na tvorbu zosuvov, blokových svahových deformácií vcelku a skalných zrútení, ktoré sa verifikovali porovnaním so súčasným stavom a existenciou svahových deformácií v hodnotenom území.

Literatúra

Jäger, S. & Wieczorek, G. F., 1994: Landslides susceptibility in the Thully Valley area, Finger Lakes Region, New York, U. S. A. USGS Open-File-Report, 94–615, 7.

Shapiro, M. & Westervelt, J., 1992: R. MAPCALC. An algebra for GIS and Image Processing. U. S. Army Construction Engineering Research Laboratory. *Champaign, Illinois*, 22.

Šimon, L., Elečko, M., Lexa, J., Konečný, V., Kohút, M., Gross, P., Halouzka, R., Pristaš, J., Mello, J., Polák, M., Havrila, M. & Vozár, J., 1997: Geologická mapa Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny. Vysvetlivky. *Bratislava, Vyd. D. Štúra*, 281.

Mezozoické alkalické lamprofýry – geochémia a geochronológia

JÁN SPIŠIAK[1] a KADOSA BALOGH[2]

[1]Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica, e-mail: spisiak@savbb.sk
[2]Institute of Nuclear Research Hungarian Academy of Sciences, Bemtér 18/c, H-4026, Debrecen, Hungary

(Doručené 7. 5. 2001)

V mezozoických komplexoch centrálnych Západných Karpát vystupujú kriedové alkalické bazalty/bazanity ako súčasť krížňanského príkrovu, resp. sa vyskytujú aj v obalových sekvenciách. Keďže bazalty sú často synchrónne so susednými sedimentmi, vplyv vulkanickej aktivity je často pozorovateľný aj v okolitých horninách (Hovorka a Sýkora, 1979; Hovorka a Spišiak, 1988). Podľa stratigrafických údajov sú tieto horniny beriaského až albského veku (literatúru zhŕňa Hovorka a Spišiak, 1988).

Okrem efuzívnych a extruzívnych typov hornín sa v mezozoiku miestami vyskytujú dajky bazaltov/lamprofýrov v granitoidových telesách. Takéto typy dajok sa v poslednom období opísali z Malých Karpát (Hovorka et al., 1982a) a z Liptovskej Dúbravy (Hovorka et al., 1982b; Spišiak et al., 1991). V modranskom granodioritovom masíve v Malých Karpatoch (okolo 3 km na SSZ od lomu v Cajlanskej doline) vystupuje dajka hrubá 50–80 cm so strmým až vertikálnym sklonom, ktorú možno sledovať do vzdialenosti okolo 200 m. Z Nízkych Tatier boli opísané dve dajky v granite dumbierkeho typu, obidve relatívne malej hrúbky (30–50 cm). Celkove sú malokarpatské a nízkotatranské dajky veľmi podobné, a preto ich opisujeme spoločne. Ich styk s okolitým granitom je spravidla ostrý, väčšie kontaktné zóny nevidieť, čo svedčí o rýchlom pohybe taveniny a jej nasledujúcom stuhnutí.

Dajky majú afanitickú, veľmi zriedka mandľovcovú textúru. Pod mikroskopom je pozorovateľná porfyrická štruktúra s výrastlicami amfibolu a klinopyroxénu (príp. olivínu). Klinopyroxény sú výrazne zonálne (sektorová aj oscilačná zonalita) a podľa klasifikácie Cpx (Morimoto et al., 1988) zodpovedajú diopsidom. Výrazne zonálne sú aj amfiboly a zodpovedajú kaersitom. Mineralogicky sú pre dajky typické aj drobné lišty biotitu s vysokým obsahom Ti, ako aj drobné xenolity rozličného typu.

Mineralogicky, ale aj geochemicky sú dajky v malokarpatských aj v nízkotatranských granitových telesách podobné kriedovým eruptívam v krížňanskom príkrove Západných Karpát a podľa rozličných klasifikácií zodpovedajú alkalickým bazanitom/alkalickým lamprofýrom. Celkove je pre tieto horniny príznačný nízky obsah SiO_2 (okolo 41 hm. %) a vysoký TiO_2 a P_2O_5 (3,2, resp. 0,8 hm. %) a ich charakteristickým znakom je aj zvýšený obsah Cr (280 ppm) a Ni (190 ppm), zvýšený obsah inkompatibilných prvkov, ako je Ba (650 ppm), Sr (700 ppm) a LREE, ako aj zvýšený obsah Nb (78 ppm), V (245 ppm) a Zr (305 ppm).

Problematické bolo vekové zaradenie študovaných hornín. Z čerstvých vzoriek sme dali po dve z každého pohoria analyzovať na obsah K a ^{40}Ar. Výsledky sú pomerne koherentné, a to Malé Karpaty 93,4 Ma, resp. 115 ± 4,5 Ma, Nízke Tatry 100.7 ± ± 3,8 Ma, resp. 102,6 ± 3,8 Ma. Z geochronologických stanovení vyplýva dobrá zhoda medzi chemickým a minerálnym zložením, ako aj vekom dajok v granitoch a kriedových alkalických bazaltov/bazanitov v krížňanskom príkrove Západných Karpát.

Vplyv mrazu na horniny

MARTIN ONDRÁŠIK

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 7. 5. 2001)

Cyklické zmrazovanie a rozmrazovanie sú najdeštruktívnejšie zvetrávacie procesy pôsobiace na horniny vystavené exogénnym silám, ale ich mechanizmus nie je doteraz dokonale vysvetlený. Z laboratórneho výskumu a zo stavebnej praxe je známe, že odolnosť kameniva voči cyklickému zmrazovaniu a rozmrazovaniu okrem jeho mineralogického zloženia vo veľkej miere závisí od prítomnosti vody, jej termodynamických vlastností, ako aj od veľkosti a rozloženia pórov, v ktorých sa voda vyskytuje.

Prvý mechanizmus expanzie a degradácie hornín pôsobením mrazu opísal Powers (1949, 1955) a je všeobecne známy ako teória hydraulického tlaku. Podľa nej tvoriaci sa ľad pôsobí na nezamrznutú vodu v póroch svojou deväťpercentnou expanziou ako piest, a tak produkuje vysoký hydraulický tlak. Verbeck a Landgren (1960) tento tlak definovali ako funkciu pórovitosti, stupňa nasýtenia, priepustnosti a veľkosti zŕn kameniva. Ale ani doplnená hydraulická teória nedokázala vysvetliť všetky laboratórne pozorovania. Napr. Beaudoin a MacInnis (1974) sledovali zmenu dĺžky cementovej pasty nasýtenej benzénom, ktorý v tuhom skupenstve svoj objem zmenšuje, ale po jeho zamrznutí sa skúšaná vzorka prekvapujúco predĺžila. Spomenutí, ako aj ďalší autori na základe výsledkov vlastného výskumu sa zhodli v tom, že príčinu dezintegrácie kameniva pôsobením mrazu možno vysvetliť termodynamickými vlastnosťami vody nachádzajúcej sa v póroch kameniva. Kaneuji et al. (1980) skúšali mrazuvzdornosť hornín s rovnakou pórovitosťou, ale s nerovnako veľkými pórmi a zistili, že vyššia strata hmotnosti bola pri horninách s vyšším podielom jemných pórov, v ktorých voda prakticky ani nezamŕza.

Porovnávaním vlastností 86 horninových valčekov (1,5 x 4 cm, dolomit a vápenec) pri teplote – 16 °C (Ondrášik, 1996, 2000) sme zistili, že sa najväčšmi rozpínali vzorky s nízkym stupňom nasýtenia (49 %), s veľkými a otvorenými pórmi obkolesenými jemnými pórmi, kým v skupine vzoriek s rovnomernými jemnými pórmi a s vyšším stupňom nasýtenia (pod 84 %) bola rozpínavosť nižšia.

Prítomnosť veľkých a otvorených pórov v hornine ponúka vysvetlenie, prečo vzorky s nízkym stupňom nasýtenia vykázali väčšie predĺženie. Vzorky s jemnými pórmi majú

relatívne rovnako veľké póry v celej vzorke, a preto je voda v póroch rozložená rovnomerne v celej vzorke, a tak pri vzniku hydraulického tlaku pôsobením ľadu nezamrznutá voda zo vzorky rovnomerne uniká, a to v podobe malých ľadových kvapiek na povrchu vzorky.

Veľké a otvorené póry vzoriek bývajú obkolesené menšími pórmi, tie spôsobujú, že celý objem vody vo vzorke nie je rozložený rovnomerne, a tak veľké póry kumulujú veľkú časť vody vo vzorke. Preto pri náhlom zamrznutí vody vypĺňajúcej celý veľký pór relatívne veľké množstvo zamrznutej vody tlačí priamo na steny pórov a nezamrznutú vodu väčším tlakom ako ľad tvoriaci sa v malých póroch. Takýto mechanizmus rozpínania vzorky nevyžaduje vysoký stupeň jej nasýtenia, a tak stačí iba pár veľkých vodou nasýtených pórov.

Keďže vzorky s veľkými a otvorenými pórmi mali menšiu stratu hmotnosti po zmrazovacích a rozmrazovacích cykloch ako vzorky s rovnomernými jemnými pórmi, môžeme potvrdiť, že ani samo rozpínanie hornín po zamrznutí vody v póroch nie je hlavnou príčinou ich dezintegrácie po pôsobení mrazu.

Literatúra

Beaudoin, J. J. & MacInnis, C., 1974: The Mechanism of Frost Damage in Hardened Cement Paste. *Cement and Concrete Research, 4, 139–147*

Kaneuji, M., Winslow, D. N. & Dolch, W. L., 1980: The relationship between an aggregate pore size distribution and its freeze-thaw durability in concrete. *Cement and Concrete Research, 10, 3, 433–441*

Ondrášik, M., 1966: Some thermodynamics of pore water in deterioration. Master Thesis. University of Windsor, Windsor, Ontario, Canada. 158.

Ondrášik, M., 2000: Vplyv zamrznutej vody v póroch na rozpínanie kameniva. *In: Zbor prednášok 3. medzinárodného seminára Výroba kameniva'2000. Bratislava, 101–107*

Powers, T. C., 1449: The air requirements of frost-resistant concrete. *Proceedings of the Highway Research Board, 29, 184–211*

Powers, T. C., 1955: Basic Considerations Pertaining to Freezing and Thawing Tests. *Proceedings of the American Society for Testing and Materials, 55, 1132–1155.*

Verbeck, G. & Landgren, R., 1960: Influence of physical characteristics of aggregates on frost resistance of concrete. *Proceedings of the American Society for Testing and Materials, 60, 1063–1079.*

Stavba hercýnskych granitoidov vo východnej časti kohútskeho pásma – predbežné výsledky geofyzikálno-geologických prác

ĽUBOMÍR HRAŠKO, ĽUDOVÍT KUCHARIČ, JÁN IVANIČKA, JÁN MADARÁS, PAVOL SIMAN, PETER KUBEŠ, MIROSLAV FILO a IVANA FILOVÁ

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 7. 5. 2001)

Hercýnske granitoidy tvoria podstatnú časť masívu Kohúta a Stolice na V od spojnice Muráň – Jelšava.

Predbežné geologicko-geofyzikálne práce indikujú rozličné granitoidné telesá s nasledujúcou priestorovou charakteristikou.

V území dominuje niekoľko typov granitoidov, ktoré reprezentujú samostatné intruzívne pulzy so vzťahom k štruktúrno-tektonickému vývoju metamorfného komplexu.

V severnej časti – v oblasti Čelo (1210 m) – Župkova Magura (1246 m) – Priehybka (1219 m) – vystupuje komplex masívnych biotitických tonalitov až granodioritov (miestami s ružovými K živcami), ktorými lokálne prenikajú ružové pegmatity. Severný okraj telesa je amputovaný muránskym zlomom a južný tvorí asi 300 m hrubá zóna migmatitizácie. Vzťah k starším, južnejším magmaticko-metamorfným litológiám je intruzívny. Hercýnsky intruzívny kontakt je približne smeru V–Z so sklonom okolo 40° na S (SSZ až SSV).

Hlavnou črtou južnejšie ležiacich granitoidných hornín je ich primárne subhorizontálna pozícia. Masívne porfyrické granity – granodiority tvoria niekoľko desiatok až stoviek metrov hrubé lakolitové formy. Smerom do spodných častí lakolitových telies porfyrických výrastlíc ubúda a spodnú časť lakolitov tvoria šlírové granitoidy s ojedinelými lištovitými výrastlicami K živcov veľkými do 15 x 1 cm v smere magmatického toku. Porfyrické variety hlbšie prechádzajú do šlírových – hybridných typov, reprezentujúcich málo mobilnú slabo homogenizovanú granitoidnú magmu, miestami s polohami biotitickej, dvojsľudnej a grafitickej ruly.

Nižšiu úroveň tvorí komplex migmatitov a rúl s častými grafitickorulovými polohami. Za najnižšiu úroveň možno pokladať komplex muránskych ortorúl.

Najmladšie magmatické štádium zastupujú intrúzie jemnozrnného leukokratného aplitického granitu a hrubozrnného leukokratného živcového granitu, ktoré vystupujú v štruktúre Dachovho dielu – strižnej zóny smeru V–Z, kontaktne metamorfujú fylity slatvinského súvrstvia vrchnokarbónskeho veku (Vozárová a Vozár, 1982) a vo forme žíl vnikajú do starších porfyrických granitov. Typy granitoidov z tejto oblasti geochemicky a petrograficky opísal Hraško et al. (1995).

Z geofyzikálneho hľadiska sú pre veľkú časť územia, ktoré budujú prevažne granitoidy a metamorfity, charakteristické, ale prekvapujúce vyššie a v niektorých prípadoch vysoké anomálie indukovanej polarizácie, čo signalizuje spätosť granitoidov s pôvodným protolitom. Anomálie sú priamo v granitoidných komplexoch, čo môže poukazovať na malú hrúbku kryštalického masívu. Muránske ortoruly sa v takto definovanom geofyzikálnom reflexe skôr podobajú bridliciam. Okrem toho sa v nich (aj mimo amfibolitových teliesok) sporadicky vyskytujú miesta s bohatým obsahom magnetického minerálu (magnetit), najmä na sv. konci zóny muránskych ortorúl.

Séria Hladomornej doliny (Vrána, 1964), resp. slatvinské súvrstvie (senzu Vozárová a Vozár, 1982) je aj vo fyzikálnom obraze veľmi heterogénnym horninovým súborom a má črty svorov „brezinského typu". Na rozdiel od starších výskumov (napr. Klinec, 1972) ju z geofyzikálneho hľadiska interpretujeme ako antiklinálnu štruktúru.

Podľa predchádzajúcich meraní (Kucharič, 1992; Filo, 1996) aj súčasných výsledkov, detekcie čierneho (na grafit bohatého) súvrstvia, identifikovaného v časti gemerika v blízkosti styčnej zóny s veporikom (lubenícka línia), ako aj podľa geofyzikálneho obrazu možno geologickú stavbu styčnej zóny vysvetľovať tak, že sa ležatá vrása Markušky (Zoubek a Snopko, 1954) roztvára a jej spodné rameno vyrovnáva západným smerom pod kryštalinikum. Ďalším možným vysvetlením je regionálne podstielanie granitoidných

más komplexom rúl a migmatitov s obsahom grafitickej substancie. Takéto vodivé súvrstvie indikujeme takmer v celej ploche kryštalinika pod granitoidnými hmotami a na povrch sa vynára v synklinále Kyprového vrchu (súčasť zdychavskej línie), ktorá sa v tejto interpretácii musí zmeniť na antiklinálnu štruktúru s výstupom vodivého horizontu na povrch, alebo ide o strižnú zónu prevažne v prostredí granitoidov, pozdĺž ktorej sa vytiahli na grafit bohatšie litológie na povrch. Prejavuje sa výraznými anomáliami indukovanej polarizácie, znížením rezistivity so sprievodným pruhom magnetických anomálií. Podobný obraz, v ktorom sú v strižnej zóne „vytiahnuté" spod granitoidných hornín podložné vysokometamorfované horniny (komplex Veľkého Zeleného potoka) na pohorelskej línii, opisuje Putiš et al. (1996, 1997).

V celom skúmanom území je zreteľná veľmi tesná korelácia medzi magnetickými anomáliami a anomáliami indukovanej polarizácie (granitoidné prostredie nevynímajúc), čo v geologickom vyjadrení predstavuje horninové komplexy s obsahom magnetických minerálov a so značným podielom organického komponenta.

V západnom priestore Rejdovej sme identifikovali v granitovom prostredí výraznú magnetickú anomáliu (opäť lemovanú anomáliami indukovanej polarizácie), ktorá má napriek malému povrchovému plošnému rozšíreniu identické geofyzikálne atribúty ako rochovské intruzívne teleso.

Literatúra

Filo, M., Ardová, M., Grand, T., Gretsch, J. & Szalaiová, V., 1994: Profilové geofyzikálne meranie v okolí Muránskej Zdychavy [2. čiastková záverečná správa.] *Bratislava, Geocomplex, 16.*

Hraško, Ľ., Vozárová, A. & Gargulák, M., 1995: Litogeochemický výskum v styčnej zóne veporika s gemerikom. *Geofond – manuskript.*

Kucharič, Ľ., in Grecula, P. & Kucharič, Ľ., et al., 1992: SGR – stykové zóny [Čiastková záverečná správa.] *Geofond – manuskript, 365.*

Klinec, A., 1972. Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nízkych Tatier *Bratislava, GÚDŠ.*

Putiš, M., Madarás, J., Korikovskij, S. P., Kotov, A. B. & Filová, I., 1996: Ductile deformation and recrystallization of the Variscan magmatic complex in the hanging wall of Cretaceous thrust (Veporic unit, Central Western Carpathians). *Slov. geol. mag., 3–4, D. Štúr Publ., 221–237*

Putiš, M., Filová, I., Korikovskij, S. P., Kotov, A. B. & Madarás, J., 1997: Layered metaigneous complex of the Veporic basement with features of the Variscan and Alpine thrust tectonics (the Western Carpathians). *In: Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M. (Eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov., 175–196.*

Vrána, S., 1964: Petrogeneze veporidního krystalinika v okolí Slavošovec. *Geol. Práce, Zpr., 33, 5–29.*

Vozárová, A. & Vozár, J., 1982. Nové litostratigrafické jednotky v južnej časti veporika. *Geol. Práce, Spr., 78, 169–194.*

Zoubek, V. & Snopko, L., 1954: Zpráva o mapování styku veporid a gemerid mezi Slavošovcami a Rejdovou. *Zpr. z geol. výzk. v r. 1954, Praha, 211–213.*

Odlišnosti v mechanizme alpínskej metamorfózy veporického kryštalinika a mladopaleozoicko-mezozoických klastických sedimentov

MARTIN KOVÁČIK

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 7. 5. 2001)

Nižší stupeň metamorfózy obalových jednotiek v porovnaní s alpínsky prepracovaným kryštalinikom bol nápadný už dávnejšie, čo – ako to dokumentoval Vrána (1966) – nemusí odrážať rozdiely v p-T podmienkach. Na druhej strane odlišné prejavy alpínskej metamorfózy v jednotlivých horizontoch kryštalinika a v obale možno interpretovať pomocou predstavy o metamorfnej zonalite vo vertikálnom horninovom stĺpci veporických, gemerických a ultragemerických jednotiek (Plašienka a Janák, 1997).

V metamorfitoch kryštalinika sa miestami vyvíja novotvorený granát, staurolit, príp. kyanit, čo zároveň vyjadruje maximálnu intenzitu alpínskej regionálnej metamorfózy (Vrána, 1966, 1980; Méres a Hovorka, 1991; Kováčik et al., 1996; Plašienka a Janák, 1997). V regionálnom meradle však alpínska metamorfóza nedosiahla rovnovážne podmienky ani v klastických metasedimentoch (výskyt klastickej sľudy a živcov, nie vždy rekryštalizovaný matrix), ani v kryštaliniku, kde novotvorené asociácie nahradili predalpínsku minerálnu náplň iba ojedinele (Kováčik et al., 1996). Neprítomnosť vyššiestupňových metamorfných asociácií v klastických obalových metasedimentoch permu a triasu v prvom rade zapríčinila obmedzená variabilita v zložení hornín (Vrána, 1966).

Litologické typy, ktorých zloženie je porovnateľné s niektorými litotypmi v metamorfitoch kryštalinika, sa v menšej miere vyskytujú aj v nadložných „alpínskych" jednotkách. Vývoj muskovitu, chloritoidu, občas aj kyanitu sa viaže predovšetkým na vrstvy obohatené o pelitický materiál, aký sa lokálne vyskytuje v prostredí obalového permu, vo verfénskych bridliciach, a hlavne v nasunutom gemerickom karbóne (s. l.). Absenciu metamorfných minerálov vyššieho stupňa (staurolit, granát) možno vysvetľovať (povedľa ostatných faktorov) aj z hľadiska vyššieho obsahu vody v týchto metasedimentoch, a to na rozdiel od predalpínsky termálne stabilizovaného kryštalinika. V alpínskom období metasedimenty podľahli progresívnej metamorfóze, kým v kryštaliniku sa vďaka prínosu fluidných zložiek (predovšetkým H_2O) uplatňuje najmä retrográdna metamorfóza. Z bežných premien v metamorfitoch ide hlavne o zatláčanie hercýnskeho granátu chloritom či biotitom, chloritizáciu biotitu, sericitizáciu plagioklasu, rozklad staurolitu na chloritoid a svetlú sľudu. V amfibolitoch sa pôvodný Ca amfibol premieňa na chlorit a epidot, v plagioklase vzniká jemnozrnný klinozoisit atď.

Metamorfná kryštalizácia „mokrých" sedimentov prebieha formou dehydratačných reakcií endotermickej povahy (Bucher a Frey, 1994). Veľká spotreba tepla môže spôsobiť „zaostávanie" metamorfných minerálnych asociácií v (psamiticko-)pelitických polohách. Naopak, v hydratačných reakciách, ktoré prevažujú v premenách „suchých" predalpínskych minerálnych asociácií, sa uplatňuje exotermický efekt. Z tohto pohľadu si alpínska metamorfóza kryštalinika vyžaduje menšie množstvo tepla ako adekvátne dehydratačné reakcie v obalových (meta)sedimentoch.

Aj keď je exaktná definícia týchto procesov oveľa zložitejšia, je zrejmé, že odlišné látkové a reologické (napr. typ

medziminerálnych hraníc) parametre hornín, rozdielny mechanizmus metamorfných reakcií, ako aj spôsob prenosu fluíd majú pri charakteristike alpínskej metamorfnej odozvy v kryštaliniku a v nadložných klastických členoch zásadnú úlohu.

Literatúra

Bucher, K. & Frey, M., 1994: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. *Berlin, Springer Verlag. 287*

Kováčik, M., Kráľ, J. & Maluski, H., 1996: Alpínsky metamorfný a termochronologický vývoj juhoveporických predalpínskych metamorfitov. *Mineralia Slov., 28, 185–202.*

Méres, Š. & Hovorka, D., 1991: Alpine metamorphic recrystallization of the pre-Carboniferous metapelites of the Kohút crystalline complex (the Western Carpathians). *Mineralia Slov., 23, 435–442.*

Plašienka, D. & Janák, M., 1997: Kriedová tektonická a metamorfná evolúcia veporika – predbežný model. *Mineralia Slov., 29, 2, Geovestník, 10.*

Vrána, S., 1966: Alpidische Metamorphose der Granitoide und der Foederata-serie im Mittelteil der Veporiden. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 6, 29–84.*

Vrána, S., 1980: Newly formed Alpine garnets in metagranitoids of the Veporides in relation to the structure of the Central zone of the West Carpathians. *Čas. Mineral. Geol., 25, 41–54.*

Permské granity vo Veľkej Fatre – záver hercýnskeho magmatického cyklu

MILAN KOHÚT[1], ULRIKE POLLER[2] a WOLFGANG TODT[2]

[1]Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, e-mail: milan@gssr.sk
[2]Max-Planck Institut für Chemie, Abteilung Geochemie, P. O. Box 3060, D-55020 Mainz

(Doručené 7. 5. 2001)

Distribúcia rozličných typov granitických a sprievodných bázických magmatických hornín v rámci európskych hercynníd je spätá s rôznymi termálnymi a tektonickými procesmi. Paleozoickú históriu kryštalinika Západných Karpát možno v súlade s vývojom stabilných oblastí Európy rozdeliť do troch geodynamických štádií.

Eohercýnske obdobie (kambrium – silúr) predstavuje predkolízne obdobie, v ktorom bola „mladá kadómska kontinentálna kôra" na severnom okraji Gondwany fragmentovaná, pričom vznikli menšie oceánske bazény (kambrium – ordovik) a tie boli potom v silúre pohltené a amalgamované subdukciami. V zmysle Hovorku et al. (1994) predpokladáme, že v Západných Karpatoch v tom období vznikol tzv. leptynitovo-amfibolitový komplex (LAC).

Pre **mezohercýnske obdobie** (devón – spodný karbón) sú charakteristické vlastné kolízne procesy s tvorbou kôrových príkrovov a s intrúziami kolíznych, hlavne peraluminóznych granitov. Z granitoidov doň patria staršie ortoruly typu S, no najmä mladšie normálne synkolízne granitové telesá typu S tatrika a veporika.

Neohercýnske obdobie (vrchný karbón – perm) bolo späté s kolapsom orogénu po kolíznom zhrubnutí kôry. Ako výsledok litosférickej delaminácie resp. oddelenia litosférického koreňa (*slab breakoff* v zmysle Blankenburga a Daviesa, 1995) „vystúpila" plášťová hmota, stenčená kôra sa preteplila a potom sa začal taviť granit typu I. V perme sa kompresná tektonika zmenila na transpresnú až extenznú, fundament sa naďalej „odstrešoval", do oslabených zón intrudovali peraluminózne granity typu S, ako aj alkalické, anorogénne granity typu A, no známe sú aj prejavy ryolitového vulkanizmu.

Veľká Fatra je typickým jadrovým pohorím tatrickej zóny vnútorných Západných Karpát. Ľubochniansky granitoidný plutón budujú štyri základné typy granitických hornín: **snrekovický typ** (ST) reprezentujú biotitické tonality, **kornietovský** (KGD) biotitické granodiority, **lipovský** (LG) dvojsľudné granity a **ľubochniansky** typ (LLG) leukokratné muskovitické granity.

Vek granitového magmatizmu sa určil s pomocou Rb/Sr celohorninovej izochróny na 342 ± 4 Ma (Kohút et al., 1996), čo je v zhode s určením K/Ar izochróny z muskovitov, ako aj z biotitov (338 ± 9 Ma), resp. aj s Ar/Ar minerálnymi PA a TGA stanoveniami (338 ± 2 Ma; Kohút et al., 1998). Dobrú kompatibilitu vykázali aj prvotné U-Pb údaje zirkónov z dvojsľudných granitov (LG) s vekom 356 ± 25 Ma a monazitov biotitických granodioritov (KGD) s vekom 340 ± 2 Ma (Kohút et al., 1997). Extenzívne datovanie ďalších typov veľkofatranských granitov metodikou *single-grain* s termálnym iónovým hmotnostným spektrometrom (TIMS), ako aj iónovou mikrosondou, čo je obdoba SHRIMP (Poller et al., 2000), potvrdilo spodnokarbónsky vek 337 ± 9 Ma dvojsľudných granitov (LG) a preukázalo aj prítomnosť mladších granitických eventov, resp. to, že biotitické tonality (ST) s vekom 304 ± 2 Ma sú analógom sihlianskych tonalitov (s. l.) typu I. Čiastočným prekvapením je identifikácia permských granitových dajok typu S v kompozitnom plutóne Veľkej Fatry (Poller et al., 2001) s vekom 283 ± 15 Ma až 254 ± 13 Ma, čím sa – s výnimkou „starších ortorúl typu S" – v tomto plutóne zaznamenali všetky hercýnske granitotvorné eventy. Aj keď sa permský granitový magmatizmus v Západných Karpatoch v posledných rokoch zdokumentoval vo veporiku a gemeriku, permské granity, ktoré sme identifikovali a ktoré tvoria záver hyrcýnskeho orogénneho magmatického cyklu, sú prvé v tatriku, ale predpokladáme, že sa ich v budúcnosti preukáže ešte viac.

Literatúra

von Blankenburg, F. & Davies, J. W., 1995: Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics, 14, 1, 120–131*

Hovorka, D., Méres, Š. & Ivan, P., 1994: Pre-Alpine Western Carpathian basement complexes: lithology and geodynamic setting. *Mitt. Österr. geol. Gesell. 86, 33–44.*

Kohút, M., Carl, C. & Michalko, J., 1996: Granitoid rocks of the Veľká Fatra Mts. – Rb/Sr isotope geochronology (Western Carpathians, Slovakia). *Geol. Carpath. 47, 2, 81–89.*

Kohút, M., Todt, W., Janák, M. & Poller, U., 1997: Thermochronometry of the Variscan basement exhumation in the Veľká Fatra Mts. (Western Carpathians, Slovakia). *Terra Abstracts 9, 1, EkUG 9, Strasbourg, 494.*

Kohút, M., Kráľ, J., Michalko, J. & Wiegerová, V., 1998: The Hercynian cooling of the Veľká Fatra Mts. Massif – evidences from ^{40}K–^{40}Ar and ^{40}Ar–^{39}Ar thermochronometry and the current status of thermochronometry. *Mineralia Slov., 30, 4, 253–264.*

Poller, U., Todt, W., Kohút, M. & Janák, M., 2000b: Geochemical and Isotopic Combination with U-Pb Ion-Microprobe and TIMS Single Zircon Dating. *J. Conf. Abs., 5, 2, 811*

Poller, U., Kohút, M., Todt, W. & Janák, M., 2001: Permian granite magmatism in the Western Carpathians: new U-Pb single zircon grain results on S-type granites and orthogneiss from the Veľká Fatra Mountains. *EUG 11, Strasbourg, J. Conf. Abs., 6.*

GeoVestník

Informačný spravodajca pre geológiu, baníctvo, úpravníctvo a životné prostredie

Príloha časopisu Mineralia Slovaca, roč. 33, č. 3

Obsah

Slovenská geologická spoločnosť na prelome milénií 1
Odborná činnosť SGS v rokoch 1999–2000 4
Hlavné ciele nového výboru SGS 8
www stránka SGS je na svete 8
Slovenská paleontológia na prahu nového milénia 9
Kronika 14
11. kongres Európskej únie geovied 19
Recenzia 19

SLOVENSKÁ GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ NA PRELOME MILÉNIÍ

(Správa o činnosti SGS v rokoch 1999–2000 prednesená predsedom SGS na valnom zhromaždení 1. februára 2001)

Vážené dámy, vážení páni,

výbor SGS zvolal dnešné valné zhromaždenie SGS v súlade so stanovami SGS a s odporúčaním valného zhromaždenia v roku 1994, aby sa valné zhromaždenia konali v dvojročných intervaloch (predchádzajúce bolo 4. 2. 1999). Jeho úlohou je zhodnotiť uplynulé obdobie najmä z pohľadu odbornej činnosti spoločnosti a načrtnúť hlavné ciele činnosti SGS na nasledujúce obdobie.

Valné zhromaždenie je spojené s voľbou členov nového výboru SGS a Národného geologického komitétu. Výbor sa rozhodol vykonať voľby kombinovane – tajnou voľbou na dnešnom zhromaždení aj zaslaním volebných lístkov v zalepenej obálke, aby umožnil využiť volebné právo aj tým členom SGS, ktorí sa z rozličných príčin na valnom zhromaždení nezúčastňujú. Kandidátka na volebných lístkoch vyplynula z návrhov, ktoré výbor SGS dostal od svojich členov. Predpokladom na zaradenie medzi kandidátov bol aj súhlas navrhovaného, že sa v prípade zvolenia bude na činnosti budúceho výboru aktívne zúčastňovať. V platnosti zostala aj možnosť individuálne doplniť zoznam kandidátov priamo na hlasovacích lístkoch.

Činnosť výboru SGS

Činnosť SGS a jej výboru sa v uplynulom období riadila stanovami SGS, uzneseniami predchádzajúceho valného zhromaždenia z roku 1999, odporúčaniami Zjazdu'97 SGS v Bratislave a usmerneniami nadriadeného orgánu – Rady vedeckých spoločností pri SAV. Základom každoročnej činnosti boli plány odborných akcií, ktoré sa spresňovali a zverejňovali v Geovestníku časopisu Mineralia Slovaca na polročné obdobia, a rozpočet na príslušný rok, ktorý spracoval výbor a schválili príslušné orgány SAV.

Rozšírený výbor SGS zasadal pravidelne dvakrát za rok. Činnosť medzi jeho zasadaniami riadil užší výbor (predseda, podpredseda, tajomník, hospodár), ktorý sa schádzal operatívne podľa potreby, najmenej dva – tri razy medzi zasadaniami výboru SGS.

Činnosť SGS podobne ako v predchádzajúcich rokoch prebiehala vo výbore SGS, v regionálnych pobočkách (Banská Bystrica, Bratislava, Košice) a v odborných skupinách. Najviac odborných akcií bolo v bratislavskej pobočke, čo je vzhľadom na počet jej členov a koncentráciu geologických inštitúcií, ako aj na celkové podmienky na činnosť v tejto pobočke prirodzené. Aktívna bola aj pobočka v Banskej Bystrici a výrazne vzrástla aj aktivita košickej pobočky. Spišskonovoveská pobočka prakticky nepracovala, a preto výbor odporúča valnému zhromaždeniu zrušiť ju. Dôvody poklesu aktivity SGS sa rozoberali už na predchádzajúcich valných zhromaždeniach a ani v hodnotenom období sa situácia podstatnejšie nezmenila.

Členská základňa SGS

Počet členov spoločnosti naďalej mierne klesá. Úbytok kompenzuje iba čiastočne prijímaním nových členov z radov univerzitných študentov geológie, predovšetkým v bratislavskej pobočke, ktorá v posledných rokoch prijala takmer 50 nových členov, hoci nie všetci zostali aktívnymi členmi aj po skončení štúdia. Počet členov, ktorí

v súlade so stanovami spĺňajú požiadavky na členstvo k 1. 1. 2001 (nezaplatené členské neprekračuje tri roky), sa znížil približne na 300.

SGS má podľa štatútu okrem riadnych aj čestných a zahraničných členov. Od predchádzajúceho valného zhromaždenia SGS sa novým čestným členom stal RNDr. A. Biely, CSc. (schválené 1. 12. 1999) a zahraničným členom prof. P. Hudec (University of Windsor, Kanada; schválené 4. 5. 2000).

Medaila J. Slávika SGS bola udelená RNDr. J. Vozárovi, CSc. (schválené 15. 4. 1999), prof. RNDr. R. Ondrášikovi, DrSc. (schválené 1. 12. 1999) a doc. RNDr. D. Kubínymu, CSc. (schválené 4. 5. 2000).

V hodnotenom období naše rady navždy opustilo viac dlhoročných členov – doc. RNDr. F. Petrík, CSc. (13. 4. 1999), RNDr. A. Bujnovský, CSc. (21. 4. 1999), akad. M. Maheľ (7. 8. 1999), p. g. A. Brlay (12 .8. 1999), prof. Ing. M. Böhmer, CSc. (10. 9. 1999), RNDr. J. Beňka, CSc. (26. 1. 2000), RNDr. B. Leško, DrSc. (24. 4. 2000) a RNDr. J. Forgáč, CSc. (7. 10. 2000).

Členstvo SGS v medzinárodných nevládnych organizáciách

SGS je členom Asociácie európskych geologických spoločností (AEGS), ktorej hlavným poslaním je upevňovať vzťahy a kontakty medzi geologickými spoločnosťami v európskych krajinách, ale aj spolupráca s mimoeurópskymi geologickými spoločnosťami. Asociácia organizuje v dvojročných intervaloch pravidelné mítingy (MAEGS) spojené s vedeckými konferenciami. Ich cieľom je poskytnúť fórum na výmenu vedeckých ideí a podporiť medzinárodnú a multidisciplinárnu kooperáciu v rozličných oblastiach vied o Zemi. V roku 2001 bude zasadanie AEGS spojené s vedeckou konferenciou (MAEGS-12) *Carpathians paleogeography and geodynamics: a multidisciplinary approach* 8. – 15. 9. 2001 v Krakove (Poľsko) s týmito tematickými okruhmi: Geodynamic of the Alpine Belt, Development of the Alpine foredeeps, Biostratigraphy and paleoenvironments, Sedimentology and facial analysis, Carpathian recent and active tectonics, Economic geology and environmental protection.

Členstvo v tejto nevládnej medzinárodnej organizácii je od roku 1998 podmienené zaplatením členského príspevku stanoveného pre geologické spoločnosti jednotlivých krajín podľa počtu ich členov. V prípade SGS je to 100 eúr (pre spoločnosti do 500 členov).

Prehľad odborných akcií v rokoch 1999 a 2000

Odborné akcie boli najdôležitejšou súčasťou činnosti SGS. V rokoch 1999–2000 bolo 81 podujatí, ktoré organizovala alebo sa na ich organizácii významne zúčastnilo SGS (napr. valné zhromaždenie SGS, štyri medzinárodné vedecké konferencie, rad seminárov, prednáškových popoludní, individuálnych prednášok, viac terénnych seminárov a exkurzií). Na akciách sa dovedna predniesli 380 individuálnych a kolektívnych prednášok a odborných referátov a zúčastnilo sa na nich okolo 2000 účastníkov. Z toho vyplýva, že sa každý rok uskutočnilo vyše 40 akcií, odznelo na nich okolo 190 odborných príspevkov a zúčastnilo sa vyše 1000 účastníkov (členov SGS a hostí). Obdobný počet účastníkov bol aj na podujatiach zameraných na popularizáciu geológie (výstavy, vedecko-popularizačné prednášky). Na škodu spoločnosti je, že sa priebežná informovanosť o tejto činnosti z Geovestníka časopisu Mineralia Slovaca postupne vytráca.

Vedecké konferencie

SGS bola v rokoch 1999 a 2000 spoluorganizátorom štyroch vedeckých konferencií. Mnohí jej členovia sa aktívne zúčastňovali na ich organizácii a boli autormi veľkej časti prezentovaných vedeckých príspevkov. Väčšina konferencií bola venovaná jubileám významných slovenských geológov a členov SGS.

Vedecká konferencia *Zlato na Slovensku* v Banskej Štiavnici (16. – 18. 6. 1999)

Konferencia bola spojená s exkurziami a výstavou. Odznelo na nej 66 odborných referátov a bolo vystavených 10 posterov. Organizátori a účastníci vnímali zlato v širokom historickom kontexte, a tak mali možnosť spoločne predstaviť výsledky svojho výskumu zástupcovia prírodovedných, technických aj spoločenskovedných odborov. Rokovanie konferencie vyústilo do porovnania metodiky práce geológov, baníkov, hutníkov, metalurgov a analytikov s prácou odborníkov historických, numizmatických, mincovníckych, medailérskych, múzejníckych a umeleckých disciplín. Konferencia ukázala potrebu intenzívnejšej interdisciplinárnej spolupráce pri vytyčovaní konkrétnych teoretických aj praktických projektov.

V konferenčnej diskusii sa akcentovalo, že súčasná nízka cena zlata by nemala byť dôvodom na zastavenie výskumu a vyhľadávania zlatonosných rúd. Toto obdobie by sa naopak malo využiť na prípravu podkladov, štúdií, analýz a prognóznych hodnotení, ktoré by prilákali zahraničné spoločnosti a umožnili racionálny prieskum v momente opätovného rastu svetovej ceny zlata. Poukázalo sa aj na potrebu pokračovať v spracúvaní archívnych materiálov a v tejto súvislosti aj na obnovenie činnosti výskumnej skupiny pri Štátnom ústrednom banskom archíve v Banskej Štiavnici. Tým sa naplnil aj jeden z hlavných cieľov konferencie – spojiť všetkých, ktorí majú so slovenským zlatom niečo spoločné, od prospektorov cez geológov, baníkov, úpravárov až po historikov, numizmatikov, zlatníkov, i bankárov. Sprievodným podujatím konferencie bola výstava Zlato na Slovensku, inštalovaná v Slovenskom banskom múzeu v Banskej Štiavnici, a odborná exkurzia do Kremnice a Hodruše–Hámrov.

Príspevky z konferencie publikovalo monotematické dvojčíslo časopisu Mineralia Slovaca (1999, 3–4), ktoré je dobovým dokumentom o úrovni poznania prírodných nálezísk zlata, jeho spracúvania a využívania v historických dobách aj v súčasnosti.

Vedecká konferencia *Geology and prospecting in the Carpathians* v Herľanoch (4. – 6. 9. 2000)

Konferencia organizovaná pri príležitosti 50. výročia založenia Katedry geológie a mineralógie FBERG TU v Košiciach bola venovaná nedožitým i dožitým životným jubileám popredných slovenských geológov a členov SGS, ktorí sa zaslúžili o vybudovanie tohto významného slovenského geologického pedagogického a vedeckovýskumného pracoviska. Viacerí z nich (prof. RNDr. J. Šalát, prof. Ing. L. Rozložník, DrSc., prof. RNDr. V. Zorkovský, doc. Ing. R. Marschalko, DrSc.) sú čestnými členmi SGS. Spoluorganizátorom konferencie bola košická pobočka SGS.

Konferencia bola tematicky zameraná na nové vedecké poznatky z geológie, tektoniky, petrológie a metalogenézy interných zón Západných Karpát, geotektonické, vulkanologické a metalogenetické aspekty neovulkanickej aktivity a na komplexnú geologickú charakteristiku terciérnych panvien (tektonika, paleogeografia, nerastné suroviny, podzemné vody). Jej súčasťou boli aj terénne geologické exkurzie do oblastí súvisiacich s tematikou konferencie.

Na konferencii bolo vyše 80 účastníkov zo siedmich krajín. Odznelo na nej 48 vedeckých prednášok a prezentovalo sa 15 posterov. Materiály konferencie sú publikované v monotematickom čísle časopisu Mineralia Slovaca (32, 2000, 3, s. 155–333).

Vedecká konferencia *Environmental, structural and stratigraphic evolution of the Western Carpathians* v Bratislave (7. – 8. 9. 2000)

Konferencia bola venovaná spomienke na životné jubileá významných slovenských geológov a čestných členov SGS – nedožité osemdesiatiny akad. M. Maheľa a 70. výr. narodenia RNDr. A. Bieleho, CSc. Hlavným organizátorom konferencie bola Prírodovedecká fakulta UK a spoluorganizátorom SGS.

Konferencia bola zameraná na nové poznatky z vedeckého výskumu environmentálneho, tektonického a stratigrafického vývoja Západných Karpát a priľahlých území v paleozoiku, mezozoiku a v terciéri s dôrazom na paleogeografické rekonštrukcie a aplikáciu moderných metód.

Na konferencii bolo 120 účastníkov, z toho 61 zo zahraničia (ČR, Poľsko, Maďarsko, Ukrajina, Srbsko, Rumunsko, Rakúsko, Švajčiarsko, Nemecko). Prezentovalo sa vyše 80 príspevkov, väčšina vo forme odborných prednášok, časť na posteroch. Materiály konferencie boli publikované v samostatnom čísle časopisu Slovak Geological Magazine (6, 2000, 3–4, s. 77–318).

Vedecká konferencia k *100. výročiu narodenia Ing. Vsevoloda Čechoviča* v Liptovskom Jáne (8. – 9. 11. 2000).

Konferenciu zorganizoval Štátny geologický ústav D. Štúra v spolupráci so SGS. Tematicky bola zameraná na nové poznatky geologického, geofyzikálneho a ložiskového výskumu a prieskumu energetických zdrojov Slovenska. Referáty sa zaoberali komplexným geologickým a geotektonickým vývojom paniev Slovenska s najväčším potenciálom energetických surovín vrátane zdrojov geotermálnej energie, ich geologickou stavbou a výsledkami viacerých metód používaných pri ich geologickom výskume a prieskume.

Na konferencii bolo vyše 50 účastníkov, ktorí predniesli 34 príspevkov. Abstrakty z konferencie sú publikované v zborníku *100. výročie narodenia Vsevoloda Čechoviča* (Bratislava, Vyd. D. Štúra 2000. 88 s.), ktorý redigovala A. Zlinská a I. Hrušecký.

Semináre a prednáškové popoludnia

Jednodňové semináre a prednáškové popoludnia tvorili jadro odborných akcií SGS. V roku 1999 resp. 2000 sa uskutočnilo 21 resp. 19 seminárov a prednáškových popoludní s 59 resp. 57 individuálnymi a kolektívnymi príspevkami.

Tematicky boli väčšinou zamerané na aktuálne témy grantových projektov (GAV i GAT) a na najnovšie vedecké a praktické úlohy slovenskej geológie. Dotýkali sa viac-menej všetkých geovedných disciplín. Prezentovali sa na nich moderné poznatky regionálnej geológie a nové geologické mapy, poznatky stratigrafického výskumu (sekvenčná stratigrafia a seizmostratigrafia), tektoniky, hlbinnej geologickej stavby a geodynamiky Západných Karpát, výsledky výskumu geologického vývoja terciérneho vulkanizmu a s ním spätej metalogenézy, ropnej a uhoľnej geológie, mineralogicko-petrologického a geochemického výskumu (hlavne výskumu granitoidov).

Veľa odborných akcií sa zaoberalo aktuálnymi problémami environmentálnej geológie a ochrany životného prostredia, a to teoreticko-metodickými, ako aj spätými konkrétnymi projektmi na území SR (skládky odpadu vrátane rádioaktívneho, monitoring zosunov, ochrana podzemných vôd, seizmicita a bezpečnosť jadrovoenergetických zariadení, mapy geofaktorov, ap.), ale i skúsenosťami získanými o tejto problematike štúdiom niektorých členov SGS v zahraničí.

Časť seminárov, predovšetkým v rámci odborných skupín, bola venovaná pokroku vo vedeckom výskume vo viacerých geovedných disciplínach a moderným metódam geologického bádania (paleontológia, sedimentológia, hydrogeológia, inžinierska geológia). Niekoľko podujatí bolo zameraných na poznatky zo zahraničných študijných ciest a expedícií.

Individuálne prednášky

V roku 1999 bolo 19 individuálnych prednášok, z nich päť predniesli zahraniční lektori, v roku 2000 12, z toho štyri zahraničných lektorov. Išlo najmä o prednášky pri príležitosti návštev zahraničných geológov alebo o informatívne prednášky o poznatkoch členov SGS zo zahraničných ciest.

Geologické semináre na pomoc učiteľom geovedných predmetov

Terénne geologické semináre organizovala hlavne banskobystrická pobočka. Roku 1999 to bol seminár pre učiteľov na tému *Geologická stavba a ložiská nerastných surovín v stredoslovenskom regióne a metódy štúdia minerálov, hornín a skamenelín,* na ktorý nadviazal dvojdňový terénny seminár.

Výstavy a výmenné burzy nerastov a skamenelín

SGS sa s geologickým oddelením Prírodovedného múzea SNM v Bratislave zapojila do organizácie XVI. a XVII. medzinárodného stretnutia zberateľov nerastov a skamenelín, ktoré sa konali 4. 12. 1999 a 9. 12. 2000 v Bratislave. Na obidvoch akciách sa zúčastnilo 123 vystavovateľov zo SR, ČR a z Maďarska a videlo ich takmer 2000 návštevníkov. Takéto podujatia významne pomáhajú propagovať geologické vedy v širokej verejnosti.

Zahraniční lektori

V rámci odborných akcií organizovaných alebo spoluorganizovaných SGS (okrem vedeckých konferencií) v rokoch 1999–2000 s jednou alebo s viacerými prednáškami vystúpili títo zahraniční lektori:

P. Černý (University of Manitoba, Winnipeg, Kanada),
E. O'Connor (British Geol. Survey, Nothingham-Keyworth, UK),
H. G. Reading (Oxford University, UK),
R. Ahmad (University of West Indies, Kingston),
F. Neubauer (University of Salzburg, Rakúsko),
Č. Tomek (University of Salzburg, Rakúsko),
A. S. Andrejeva-Grigorovič (Univerzita I. Franka, Ľvov, Ukrajina),
P. Breiter (ČGÚ Praha, ČR),
V. Janoušek (ČGÚ Praha, ČR),
Š. Mrázová (ČGÚ Praha, ČR),
P. Hanžl (ČGÚ Brno, ČR),
R. Melichar (ČGÚ Brno, ČR),
M. Suk (PF Masarykovej univerzity Brno, ČR),
J. Leichmann (Masarykova univerzita Brno, ČR),
M. Novák (Masarykova univerzita Brno, ČR),
P. Sulovský (Masarykova univerzita Brno, ČR),
K. Zachovalová (Masarykova univerzita Brno, ČR),
I. Gnojek (Geofyzika Brno, ČR),
F. J. Pícha (Chevron Overseas Petroleum Inc., USA),
A. S. Nieto (University of Illinois, Urbana, USA),
F. Köller (University Wien, Rakúsko),
F Finger (University Salzburg, Rakúsko),
H. Proske (Rakúsko),
R. Skála (ČGÚ Praha, ČR),
S. Houzar (Moravské múzeum Brno, ČR),
L. Pospíšil (Geofyzika Brno, ČR)

Edičná činnosť

SGS je členom Združenia vydavateľov časopisu Mineralia Slovaca. Je to vedecké periodikum SGS a slovenských geologických organizácií. Časopis publikuje vedecké štúdie a články prinášajúce poznatky z geovedného výskumu Slovenska, ktorých autormi sú vo veľkej miere členovia SGS. Prílohou každého čísla je Geovestník, ktorý plní aj funkciu informačného spravodajcu o činnosti SGS (ročné harmonogramy odborných akcií pobočiek a odborných skupín, správy o činnosti a prednášky z valných zhromaždení, dlhodobejšie ciele činnosti SGS, informačné a koncepčné materiály, informácie o medzinárodných podujatiach súvisiacich s odbornou aktivitou SGS, abstrakty z akcií organizovaných SGS – konferencie, semináre, prednášky. Geovestník príležitostne publikuje aj odborné profily jubilujúcich členov a čestných členov SGS, ako aj nekrológy pri úmrtí významných členov SGS. V rokoch 1999–2000 bolo jedno dvojčíslo a jedno číslo Geovestníka monotematicky zamerané na materiály z vedeckých konferencií, ktorých spoluorganizátorom bola SGS.

Napriek tomu, že SGS v posledných rokoch prispieva na vydávanie časopisu Mineralia Slovaca viac-menej iba symbolicky (10 000 Sk/rok z dotácie Radou vedeckých spoločností SAV), vydavateľské združenie predplatiteľom, ktorí sú členmi SGS, poskytuje výraznú zľavu.

Využívam túto príležitosť, aby som v mene výboru SGS vyjadril uznanie a poďakoval Združeniu vydavateľov časopisu Mineralia Slovaca a všetkým organizáciám, ktorí prispievajú na vydávanie tohto periodika, a predovšetkým jeho redakcii, vedúcemu redaktorovi a všetkým, ktorí umožňujú prezentovať činnosť SGS na jeho stránkach.

Spolupráca SGS s geologickými inštitúciami a profesijnými geologickými asociáciami

Úspešná činnosť SGS v súčasných podmienkach trhovej ekonomiky a veľmi obmedzenej finančnej podpory vedeckých spoločností zo strany štátnych orgánov prostredníctvom Rady vedeckých spoločností SAV by nebola možná bez pochopenia a podpory najvýznamnejších geologických inštitúcií. S radosťou konštatujeme, že aspoň v rámci bratislavskej pobočky je viac vedeckovýskumných a vedecko-pedagogických inštitúcií (Štátny geologický ústav D. Štúra, Prírodovedecká fakulta UK, Geologický ústav SAV), ktorých vedenia vychádzajú SGS a jej činnosti v ústrety, a to či už bezplatným poskytovaním priestorov a audiovizuálnej techniky na prednáškovú činnosť alebo aj všestrannou pomocou pri organizovaní vedeckých podujatí, publikovaní materiálov, predovšetkým z vedeckých konferencií. S veľkým pochopením sme sa stretávali aj na Ministerstve životného prostredia SR prostredníctvom jeho sekcie geológie a prírodných zdrojov. Využívam túto príležitosť na poďakovanie všetkým spomenutým inštitúciám za ich nezištnú pomoc a som presvedčený, že výbor SGS môže počítať s ich pochopením a pomocou pri napĺňaní svojho poslania aj v budúcnosti.

SGS ako výberové vedecké a vedecko-osvetové občianske združenie geologicky vzdelaných a s geológiou spriaznených osôb sa ani v budúcnosti nehodlá stať masovou organizáciou priaznivcov geológie. Chceme byť predovšetkým neziskovým združením vedecky a odborne erudovaných jednotlivcov ochotných aktívne sa zapájať do rozvoja geologických vied v SR, slovenskej geológie do medzinárodných vedeckých orgánov a projektov, do zvyšovania všeobecnej úrovne geovedných vedomostí a správneho chápania v spoločenskom vedomí.

Profesijné geologické asociácie chápeme ako partnerské občianske združenia pri zabezpečovaní mnohých spoločných cieľov a chceme s nimi naďalej rozvíjať výhodnú spoluprácu, a to najmä vo vedeckej a vedecko-popularizačnej oblasti.

Výbor SGS si uvedomuje, že aj napriek úsiliu jeho členov sa mu nie vždy podarilo naplniť všetky vlastné predsavzatia a tým možno aj viaceré očakávania členskej základne. Avšak to, že SGS aj napriek zložitým podmienkam a mnohým problémom udržiava pomerne rozsiahlu, predovšetkým odbornú aktivitu, ukazuje, že je stále dosť nadšencov, ktorým záleží na tom, aby činnosť SGS ako vedeckej spoločnosti pokračovala v trende vytýčenom našimi predchodcami. V tom vidím aj ďalšiu perspektívu našej stavovskej spoločnosti.

Ako odstupujúci predseda SGS nemám morálne právo hodnotiť aktivitu a prínos jednotlivých členov výboru SGS, výborov pobočiek a odborných skupín. Všetci vykonávali túto prácu dobrovoľne, nezištne, väčšinou bez toho, aby sa to nejako prejavilo v ich pracovnom či vedeckom hodnotení. Skôr naopak, zostávalo im menej času na činnosť, za ktorú sa dnes „získavajú body" do osobných pracovných hodnotení a evaluácií. Preto by som rád pri tejto príležitosti poďakoval všetkým členom výborov a na druhej strane v mene výboru aj všetkým tým členom SGS, ktorí odborne a organizačne pomáhali napĺňať poslanie našej spoločnosti a aktívne sa zapájali do organizovania a odbornej garancie jej vedeckých podujatí. Napriek tomu mi nedá, aby som sa osobne nepoďakoval Dr. M. Elečkovi, vedeckému tajomníkovi spoločnosti, ktorý má najväčší podiel na organizácii väčšiny odborných i ostatných akcií spoločnosti a tým aj na celkovej činnosti SGS v ulynulých šiestich rokoch.

P. Reichwalder

Odborná činnosť Slovenskej geologickej spoločnosti v rokoch 1999–2000

Bratislavská pobočka SGS

4. 2. 1999
Valné zhromaždenie SGS – voľby výboru SGS.
4. 2. 1999
P. Valušiak: 118 dní v zajatí ľadu – polárna expedícia naprieč Severným ľadovým oceánom cez severný pól (videoprojekcia spojená s besedou).
31. 3. 1999
V. Plulík: Everest'98 (geologické poznatky z horolezeckej expedície).
8. 4. 1999
Seminár Podmienky vzniku, vývoja a inverzie sedimentárnych panvev Západných Karpát (so sedimentologickou odbornou skupinou).
M. Kováč: Subsidenčná história neogénnych panvev Západných Karpát (úvodná prednáška).
12. 4. 1999
Seminár Nové výsledky regionálneho výskumu Západných Karpát.
V. Bezák a kolektív ŠGÚDŠ Bratislava: Hlavné výsledky projektu Regionálny geologický výskum Slovenska – V. etapa, 1994–1998 (úvodná prednáška).
16. 4. 1999
Seminár Atlas hlbinných seizmických profilov Západných Karpát a ich interpretácia (spoločne so ŠGÚDŠ Bratislava).
J. Vozár: Princípy tvorby atlasu a interpretácia profilov vnútorných Západných Karpát.
M. Suk (Prírodovedecká fakulta MU Brno): Hranice baltského štítu v hlbšej stavbe strednej Európy
I. Gnojek (Geofyzika Brno): Magnetické anomálie na území Slovenska – – geomagnetická mapa v mierke 1 : 1 000 000.

M. Bielik a J. Šefara: Moderné interpretačné postupy geofyzikálneho štúdia hlbinnej stavby litosféry v Západných Karpatoch.
M. Potfaj: Interpretácia profilov na styku vonkajších a vnútorných Západných Karpát.
Č. Tomek (University of Salzburg, Rakúsko): Kôrové profily vnútorných Západných Karpát.
J. Šantavý, V. Szalaiová a J. Vozár: Elektronický atlas hlbinných seizmických profilov Západných Karpát.
27. 5. 1999
Seminár Atlas geomáp Spišsko-gemerského rudohoria – príspevok k poznaniu geologickej stavby Spišsko-gemerského rudohoria (spoločne so ŠGÚDŠ Bratislava).
Z. Németh a M. Putiš: Význam štúdia prednostnej orientácie minerálov pre tektonickú rekonštrukciu gemerika.
M. Radvanec: Evidencia vysokotlakovej metamorfózy v severnom gemeriku.
M. Radvanec: Ultravysokotlakovo eklogitizovaný klinopyroxenický gabro-granulit s retrográdnou metamorfózou v pumpellyitovo-aktinolitovej fácii na vrchu Babiná a Ostrá v severogemeridnej zóne.
Z. Németh: Prvá aplikácia paleopiezometrie v Západných Karpatoch.
Z. Németh: Exhumačné pochody v severogemerickej zóne.
Z. Németh: Pre a proti bôrčanskému príkrovu v severogemerickej zóne.
Ľ. Gazdačko: Nové trendy geologickej stavby Spišsko-gemerského rudohoria.
16. 7. 1999
M. Nemčok: Faktory vplývajúce na vývoj orogénu (vplyv prednásunovej tektoniky, stratigrafie, anizotropie podložia, synorogénnej depozície a erózie, fluíd a platňovej konfigurácie) – predbežné výsledky systematického štúdia orogénu.
25. 11. 1999
Seminár História vzniku geologických ústavov vo Viedni, Prahe a Bratislave (spoločne s ŠGÚDŠ Bratislava).
O. Samuel: Genéza a história geologického ústavu na Slovensku, prínos Ríšskeho geologického ústavu vo Viedni a Štátneho geologického ústavu v Prahe do poznania Západných Karpát.
P. Grecula: Oslavy 80. výročia geologického ústavu v Prahe a 150. výročia geologického ústavu vo Viedni.
P. Reichwalder: Geologické putovanie cez Západné Karpaty (videoprojekcia).
17. 2. 2000
P. Uher: Nb-Ta minerály: klasifikácia, chemické zloženie a výskyty na Slovensku.
22. 3. 2000
Seminár Aktuálne problémy kryštalinika Západných Karpát.
V. Bezák: Nová geologická mapa západnej časti Slovenského rudohoria – – problémy a námety.
I. Broska: Premeny titanitu v granitoch Tribeča – ich potenciálny petrologický zmysel.
M. Kohút: Studenecký granit Starohorských vrchov po 40 rokoch.
M. Kováčik: Poznámky ku petrogenéze vysokoželezitých rúl pri Kokave nad Rimavicou.
19. 4. 2000
P. Reichwalder: Geologické putovanie slovenskými Karpatmi (vedecko-popularizačná prednáška s videoprojekciou v SNM).
23. 4. 2000
Terénna exkurzia Kryštalinikum a mezozoikum Malých Karpát (vedúci P. Uher a D. Plašienka).
7. – 8. 9. 2000
Vedecká konferencia so zahraničnou účasťou Environmental, structural and stratigraphical Evolution of the Western Carpathians (spoluúčasť bratislavskej pobočky SGS a sedimentologickej odbornej skupiny): vyše 80 prednášok a posterov (materiály konferencie publikované v samostatnom čísle časopisu Slovak Geological Magazine (6, 2000, 3–4, s. 77–318).
19. 10. 2000
Seminár Meteority, impakty a astroproblémy.
J. Kráľ: Izotopové anomálie a presolárna hmota v slnečnej sústave.
V. Porubčan: Meteority a ich astronomické aspekty.
I. Rojkovič: Meteority a pseudometeority na Slovensku.
R. Skála (ČGÚ Praha): Impaktový proces a jeho geologické dôsledky.
S. Houzar (Moravské múzeum Brno): Charakteristika moldavitov a ich pádových polí.
P. Uher: Kruhové štruktúry na Slovensku: impaktový alebo terestrický pôvod?
8. – 9. 11. 2000
Vedecká konferencia 100. výročie narodenia Ing. Vsevoloda Čechoviča v Liptovskom Jáne (spoluúčasť SGS); 34 príspevkov (materiály publikované v zborníku abstraktov 100. výročie narodenia Vsevoloda Čechoviča. Bratislava, Vyd. D. Štúra. 2000. 88 s.
10. 11. 2000
F. Finger (University Salzburg, Rakúsko): The eastern Variscides: A history of the Cadomian arc formation, Early Paleozoic rifting and Devonian/Carboniferous terrane collisions.
11. 12. 2000
A. S. Nieto (University of Illinois, Urbana, USA): Role of geology in some large engineering projects.
14. 12. 2000
Seminár Environmentálna geológia.
Z. Ušiaková: Geochémia prírodných vôd a modelovanie ich chemického zloženia.
I. Štyriaková: Uvoľňovanie sulfidických minerálov a ich kovov zo silikátového matrixu pôsobením baktérií rodu *Bacillus*.
S. Trtíková: Súčasné poznatky o mineralógii okrových zrazenín banskej vody

Geofyzikálna odborná skupina

25. 3. 1999
Spoločný seminár s hydrogeologickou odbornou skupinou.
J. Švasta a P. Malík: Hydrogeologický informačný systém na úrovni máp mierky 1 : 200 000.
J. Hricko: Košice – abiotická zložka.

Geochemicko-mineralogická odborná skupina

18. 2. 1999
Seminár Granitoidné horniny: mineralógia, geochémia, petrogenéza.
P. Breiter (ČGÚ Praha): Na fosfor bohaté granity Českého masívu – petrológia, metalogenéza, genetická interpretácia.
V. Janoušek (ČGÚ Praha): Geochemický charakter a petrogenéza stredočeského plutónu: čo už vieme a čo zatiaľ iba tušíme.
Ľ. Hraško: Granitoidy jz. časti Slovenského rudohoria.
M. Kohút: Studenecké granitoidy Starých Hôr po 35 rokoch.
I. Broska a P. Uher: Apatit v S-, I- a A-type hercýnskych granitoidoch typu S, I a A Západných Karpát: distribúcia a petrologický význam.
I. Petrík: Antagonizmus monazitu a allanitu v granitových taveninách: možné príčiny.
16. 3. 1999:
P. Černý (University of Manitoba, Winnipeg, Kanada): Regionálna zonálnosť kogenetických populácií žulových pegmatitov vzácnych prvkov
Extrémna frakcionácia litofilných prvkov v žulových pegmatitoch: lepidolitový pegmatit Red Cross Lake v Manitobe (Kanada).
29. 4. 1999
P. Koděra, A. H. Rankin, J. Lexa a A. E. Fallick: Charakteristika fluíd spätých so skarnizačnými procesmi na ložisku Vyhne–Klokoč.
11. 11. 1999
Seminár Aktuálne problémy kryštalinika východnej časti Českého masívu.
P. Hanžl a R. Melichar (ČGÚ Brno): Tektonický vývoj brnianskeho masívu.
J. Leichmann, M. Novák a P. Sulovský (Masarykova univerzita Brno): Peraluminózna geochémia verzus peralkalická mineralógia vysokofrakcionovaných granatických leukogranitov brnianskeho masívu.
K. Zachovalová a J. Leichmann (Masarykova univerzita Brno): Vzťahy medzi K živcami a plagioklasmi – výsledky katodoluminiscenčného štúdia.
16. 12. 1999:
Š. Mrázová (ČGÚ Praha): Vnútorná stavba anizotropie magnetickej susceptibility mafických magmatických enkláv pri umiestňovaní do vrchnej kôry (Železné hory, východný okraj Českého masívu).

Hydrogeologická odborná skupina

27. 5. 1999
S. Scherer a P. Wagner: Monitoring zosunov v SR – zhodnotenie hydrogeologických pozorovaní.
M. Lukaj: Perspektívy ukladania nukleárneho odpadu na území Slovenska z hľadiska hydrogeologickej vhodnosti jednotlivých lokalít.

23. 3. 2000
M. Zakovič a D. Bodiš: Starohorské vrchy – výsledky vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu.
J. Švasta a P. Malík: REKS – alternatívna metóda hodnotenia zraniteľnosti podzemných vôd.
25. 5. 2000
S. Scherer a P. Malík: Hydrogeologické pomery krasovopuklinovej štruktúry severne od Trstína (kameňolom Holý vrch).
16. 11. 2000
A. Patschová: Environmentálne prijateľné využívanie vodných zdrojov
E. Kullman: Koncept manažmentu podzemných vôd v hraničnom regióne (Morava).

Inžinierskogeologická odborná skupina
(všetky akcie organizované spoločne so SAIG)

8. 6. 1999
E. O'Connor (British Geological Survey, Nothingham-Keyworth, UK): Landslides from various climatic zones.
R. Ahmad (University of West Indies, Kingston): Geology and natural disasters in Jamaica.
9. 6. 1999
Prednáškové popoludnie Amerika očami slovenských geológov.
P. Liščák, V. Jánová a Ľ. Iglárová: Geológia Yellowstonského národného parku, Mount St. Helens, Craters of the Moon, Devils Tower a ďalších oblastí USA.
7. – 8. 10. 1999
Terénny seminár Inžinierskogeologické problémy prieskumného tunela Višňové a príjazdových komunikácií (7. 10. 1999) a Monitoring svahových deformácií na vodnom diele Šance–Řečice (8. 10. 1999)
11. 11. 1999
R. Ondrášik: Svahové deformácie a iné inžinierskogeologické problémy – – poznatky z expedície po severoamerickom kontinente.
27. 1. 2000
V. Jánová: Geologická stavba jz. časti USA.
11. 5. 2000
H. Proske (Rakúsko): Predisposition and triggering events of debris flows in the Eastern Alps.
M. Hrašna: Postavenie a úlohy environmentálnej geológie v systéme geologických vied.
2. 11. 2000
R. Adamcová: Retardačné schopnosti minerálnych tesnení skládok odpadu.

Paleontologická odborná skupina

4. 3. 1999
N. Hudáčková: Výsledky štúdia neogénnych foraminifer a dinocýst.
V. Sitár: Nález karpatských jednoklíčnych rastlín z lokality Cerová–Lieskové.
M. Slamková: Výsledky štúdia neogénnych peľov zo Západných Karpát.
J. Michalík: Spodnoliasové brachiopódy z vysockej jednotky Malých Karpát.
J. Schlögl: Výsledky štúdia sekvenčnej stratigrafie a spodnokriedovej biostratigrafie profilu Strapková pri Vršatskom Podhradí.
13. 5. 1999
A. S. Andrejeva-Grigorovič (Univerzita I. Franka, Ľvov): Korelácia paleogénnych sedimentov bývalého ZSSR na báze nanoplanktónu a dinocýst – – rekonštrukcia paleoekologických podmienok (spoločne so sedimentologickou odbornou skupinou).
30. 11. 2000
Prednáškové popoludnie Čo nového v paleontologickom výskume: nové výsledky a perspektívy

Odborná skupina ropnej geológie

18. 3. 1999
Seminár Sekvenčná stratigrafia (spoločne so sedimentologickou odbornou skupinou).
M. Kováč a K. Holcová (Prírodovedecká fakulta UK Praha) – N. Hudáčková a A. Zlinská: Sekvenčná stratigrafia neogénnych panvy Západných Karpát.
V. Šály, I. Hlavatý a N. Hudáčková: Južná časť slovenského územia viedenskej panvy a seizmostratigrafická analýza.
27. 1. 2000
F. J. Pícha (Chevron Overseas Petroleum Inc., USA): Sedimentary basins and petroleum systems in terms of the global tectonic cycles (spoločne so sedimentologickou skupinou).
27. 4. 2000
B. Šály, V. Jureňa, I. Hlavatý a E. Ralbovský: Predbežné výsledky spracovania seizmiky 3D v južnej časti viedenskej panvy zamerané na vrchný miocén.
Ľ. Pospíšil a I. Vrúbel (Geofyzika Brno, ČR): Logone Birni Basin (severný Kamerun) – súčasť západoafrického riftového systému (výsledky, poznatky a skúsenosti z geofyzikálneho projektu spoločnosti Geofyzika, a. s., Brno).
M. Pereszlényi et al.: Uhľovodíkový potenciál západného a východného úseku flyšového pásma – výsledky nových výskumných a prieskumných prác.

Sedimentologická odborná skupina

18. 3. 1999
Spoločný seminár so sedimentologickou odbornou skupinou.
13. 5. 1999
Spoločná prednáška s paleontologickou odbornou skupinou.
18. 5. 1999:
H. G. Reading (Oxford University, UK): Sedimentary environment and facies.
19. 5. 1999
Terénny seminár Problémy sekvenčnej stratigrafie (metodika a postupy pri terénnom štúdiu problémov sekvenčnej stratigrafie na príklade lokality Sandberg).
30. 3. 2000
Seminár Litostratigrafia vrchného miocénu.
A. Nagy et al. (Nagy, Vass, Elečko, Fordinál, Zlínska, Hudáčková, Baráth, Kováč): Sarmat – vek, fácie, cykly
J. Baráth et al. (Baráth, Nagy, Fordinál, Töröková, Hudáčková, Kováč): Panón – vek, fácie, cykly

Odborná skupina štruktúrnej geológie

16. 12. 1999
Seminár Zlomová tektonika.
J. Hók, M. Bielik, P. Kováč a M. Šujan: Neotektonický charakter územia Slovenska.
F. Marko a R. Vojtko: Mýtňansko-tisovecký zlomový systém, jeho štruktúrne prejavy, dynamika a evolúcia.
L. Martonová et al.: Severoanatólsky zlom – štruktúrne prejavy a seizmické riziká.
26. 1. 2000
J. Kužma a M. Kováč: Seizmicita a bezpečnosť jadrovoenergetických zariadení v Japonsku.
4. 5. 2000
Seminár Geológia a tektonika diaľničných tunelov Slovenska.
A. Matejček: Štruktúry prieskumných štôlní Višňové a Dubná skala v Lúčanskej Fatre (spojené s videoprojekciou).
M. Polák a J. Vozár: Geologický profil cez Branisko v smere diaľničného tunela.
M. Kohút, A. Vozárová a P. Siman: Charakteristika kryštalinika v prieskumnej štôlni tunela Branisko.

Vulkanologická odborná skupina

25. 2. 1999:
V. Konečný: Vulkány Mexika a ich vplyv na staré civilizácie.
18. 4. 2000
Seminár Stredoslovenské neovulkanity – nové poznatky
V. Konečný: Geologická stavba a vulkanotektonický vývoj štiavnického stratovulkánu – nové výsledky.
P. Konečný: Petrologický vývoj štiavnického stratovulkánu.
J. Lexa: Metalogenéza štiavnického stratovulkánu.
P. Koděra: Štúdium fluíd asociujúcich s vulkanickou granodioritovou intrúziou v štiavnickom stratovulkáne.
L. Šimon: Geologická stavba vtáčnického stratovulkánu a jeho vzťah k handlovsko-cigeľskému uhoľnému bazénu.

7. 12. 2000
J. Lexa: Monserat's andesite volcano (videoprojekcia s odborným komentárom).

Odborná skupina zberateľov nerastov a skamenelín

4. 12. 1999
XVI. medzinárodné stretnutie zberateľov minerálov a skamenelín (organizované SNM v spolupráci so SGS).
9. 12. 2000
XVII. medzinárodné stretnutie zberateľov minerálov a skamenelín (podujatie organizované SNM v spolupráci so SGS).

Odborná skupina uhoľnej geológie (Prievidza)

25. 5. 2000
Prednáškové popoludnie na tému Faciálny vývoj a paleontologické nálezy v Hornonitrianskej kotline.

Odborná skupina ložiskovej geológie

Neorganizovala žiadne odborné akcie.

Banskobystrická pobočka SGS

5. 5. 1999
Seminár pre učiteľov základných a stredných škôl Geologická stavba a ložiská nerastných surovín v stredoslovenskom regióne a metódy štúdia minerálov, hornín a skamenelín. Päť prednášok (J. Soták, S. Jeleň, J. Spišiak, I. Križáni a P. Andráš)
21. – 22. 5. 1999
Terénny seminár pre učiteľov Geologická stavba a ložiská nerastných surovín v stredoslovenskom regióne (zabezpečovali: S. Jeleň, M. Háber, J. Soták, J. Spišiak, I. Križáni a P. Galvánek.)
16. – 18. 6. 1999
Vedecká konferencia Zlato na Slovensku v Banskej Štiavnici spojená s exkurziami a výstavou; 66 referátov a 10 posterov, materiály publikované v časopise Mineralia Slovaca (1999, č. 3–4).
25. 11. 1999
R. Prokešová: Štruktúrna a mikroštruktúrna stavba krížňanského príkrovu: model vzniku a kinematika presunu.
J. Soták a A. Vozárová. Nové výsledky biostratigrafického výskumu v paleozoických formáciách Západných Karpát (gemerikum).
A. Biroň: Diagenéza pieskovcov vo vulkanoklastických súvrstviach východoslovenskej panvy.
3. 2. 2000
D. Kubínyi: Prejavy pohorelskej línie v okolí hrončockého masívu.
27. 4. 2000
Seminár Výsledky geologického výskumu v rámci grantových úloh GÚ SAV v Banskej Bystrici (4 referáty).
20. – 25. 5. 2000
Terénna škola geológov Sliezskej univerzity (Katovice, Poľsko) Pribylina 2000 s terénnou exkurziou.
J. Soták: Prehľad geologickej stavby Slovenskej republiky.
J. Soták: Geologická charakteristika územia Liptova.
S. Jeleň: Rudné mineralizácie v Ďumbierskych Tatrách.

Košická pobočka SGS

T. Sasvári: Geologicko-ložiskové perspektívy ťažby v rožňavskom rudnom poli.
J. Janočko: Nové poznatky z výskumu vnútrokarpatského paleogénu.
J. Jetel' Nové poznatky regionálneho zhodnotenia hydraulických parametrov hornín.
S. W. Faryad: Alpínska metamorfóza východnej časti Slovenského rudohoria vrátane meliatskej jednotky.
J. Soták: Terciérny orogén východného Slovenska, zloženie substrátov sedimentárnej panvy a dynamika kolízneho procesu.
J. Spišiak: Mezozoický vulkanizmus Západných Karpát.
(termíny konania neboli v podkladoch)
8. 4. 1999
B. Žec: Etna – od minulosti k súčasnosti a vývoj vulkánov jz. časti Talianska.
13. 4. 1999
B. Žec: Charakteristika a vývoj vulkánov jz. časti Talianska (Vezuv, vulkány Flegrejských polí, vulkány Liparských ostrovov – Stromboli, Vulcano).
22. 4. 1999
B. Žec: Vulkanické kaldery a zákonitosti ich formovania na príkladoch Kaldery Valles v Novom Mexiku (USA) a Santorin v Grécku.
B. Žec: Vulkány Vihorlatských vrchov
B. Žec: Vulkány Centrálneho masívu (Francúzsko).
2. 12. 1999
Seminár Fórum mladých vedcov (spolupráca pobočky SGS.
P. Blišťan. Možnosti aplikácie GIS pri modelovaní ložiska Nižná Slaná–Kobeliarovo.
J. Kondela: Vzťahy distribúcie sulfidickej mineralizácie k okoložilným horninám na ložisku Strieborná žila.
S. Juhásová: Postavenie a problémy hornonitrianskych baní na slovenskom trhu s hnedým uhlím.
M. Barok: Genetické závislosti opálovej a sprievodnej mineralizácie Západných Karpát a jej ekonomický význam.
S. Tóth: Prístupy k oceňovaniu ložísk nerastných surovín.
P. Seman: Zhodnotenie rudných surovín v Slovenskej republike.
3. 2. 2000
J. Janočko: Hlbokovodný depozičný systém bazéna Taranaki, Nový Zéland.
17. 3. 2000
R. Farkašovský: Kinematická analýza S/C mylonitov veporika Čiernej hory
R. Schmidt: Kinematika neoalpínskych zlomových pohybov v Čiernej hore.
13. – 14. 4. 2000
Študentská a doktorandská geologická konferencia (Herľany) – spoluúčasť pobočky SGS.
3. 5. 2000
F. Köller (University Wien, Rakúsko): Recyklovanie spodnej kôry a vznik granitu na príklade variského komplexu moldanubika.
4. – 6. 9. 2000
Vedecká konferencia Geology and prospecting in the Carpathians – spoluúčasť pobočky pri organizácii; 48 prednášok a 15 posterov; materiály publikované v monotematickom čísle časopisu Mineralia Slovaca (32, 2000, 3, s. 155–333).
9. 11. 2000
F. Finger (University Salzburg, Rakúsko): Východné variscidy
S. W. Faryad: Fluidný režim vo vysokometamorfovaných horninách karbonátovo-evaporitovej sekvencie Sare Sangu (Hindúkuš, Afganistan).
F. Köller (University Wien, Rakúsko): Recyklovanie spodnej kôry a vznik granitu na príklade variského komplexu moldanubika.
14. 12. 2000
P. Reichwalder: Cez Karpaty – videoprojekcia geologických exkurzií slovenskými pohoriami.
P. Reichwalder: Geológia východnej Afriky – od Gondwany po Východoafrickú priekopovú prepadlinu.

Spišskonovoveská pobočka SGS

Podklady o odbornej činnosti nedodala.

Hlavné ciele nového výboru SGS

(výber zo zápisnice zo zasadnutia výboru SGS 22. marca 2001)

– *Zloženie výboru*: doc. RNDr. Dušan Plašienka, CSc. (GÚ SAV) – predseda, doc. RNDr. Peter Reichwalder (PF UK) – podpredseda, RNDr. Ladislav Šimon, PhD. (ŠGÚDŠ) – vedecký tajomník, RNDr. Ľubica Iglárová (ŠGÚDŠ) – hospodárka, Ing. Juraj Janočko, Dr. Sc., CSc. (ŠGÚDŠ Košice) – člen, RNDr. Ján Soták, CSc. (GÚ SAV Banská Bystrica) – člen, Mgr. Rastislav Vojtko (PF UK) – člen, RNDr. Peter Kováč, CSc. (ŠGÚDŠ) – člen, RNDr. Pavol Uher, CSc. (GÚ SAV) – člen, RNDr. Milan Kohút, CSc. (ŠGÚDŠ) – člen.

– Hlavným cieľom výboru vo funkčnom období je vytvoriť komunikačnú sieť cez Internet, aktivizovať činnosť pobočiek a odborných skupín, vytvoriť fungujúcu terminologickú komisiu SGS a aktualizovať stanovy SGS.

– Výbor hlasovaním schválil návrh udeliť Medailu J. Slávika SGS doc. RNDr. P. Reichwalderovi, CSc., a RNDr. J. Lexovi, CSc., a čestné členstvo RNDr. V. Konečnému, CSc. Medaily a diplomy sa odovzdajú na zjazde SGS 27. júna 2001.

– Výbor sa rozhodol oživiť tradíciu odmeňovať najlepšie práce členov SGS a geologických asociácií. Pôvodne sa mali oceniť práce za roky 1988–1999, ale prišlo málo návrhov a nepodarilo sa zabezpečiť ani finančnú odmenu pre kategóriu mladých autorov, a preto sa doteraz odmeňovanie nevykonalo. Výbor pokladá za vhodné využiť na to zjazd SGS v Banskej Štiavnici, a preto treba urýchlene podať nové návrhy podľa príslušných kategórií, ktoré by zahŕňali práce publikované v rokoch 1998, 1999 a 2000. Návrhy môžu podávať odbočky, odborné skupiny aj jednotliví členovia SGS alebo asociácií. Víťazné práce určí nezávislá komisia (pozri Mineralia Slovaca, Geovestník, č. 2).

– Výbor sa zaoberal aj tvorbou terminologickej komisie pri SGS. Zostaviť ju bol už v predchádzajúcom období poverený prof. D. Hovorka (pozri Mineralia Slovaca, Geovestník, 2000, č. 6). Výbor sa dohodol, že v záujme funkčnosti a pokrytia celej oblasti geologických vied by sa mala skladať zo subkomisií, ktoré by v nej mali po jednom členovi, mala by sledovať štruktúru odborných skupín SGS, ako aj oficiálne schválených čiastkových odborov geologických vied tak, ako sú rozdelené do pôsobnosti spoločných odborových komisií pri doktorandskom štúdiu. Výbor preto žiada odborné skupiny a pobočky SGS a odporúča geologickým asociáciám, aby na svojich najbližších zasadnutiach túto otázku prerokovali a delegovali do terminologickej komisie aspoň po jednom zástupcovi.

– Na zlepšenie komunikácie v rámci SGS sa aktualizuje adresár členov. Na komunikáciu v SGS sa budú využívať najmä stránky www, e-mail, plagáty a osobný styk. Výbor schválil Dr. Ľ. Iglárovú za správkyňu stránky www SGS. Táto stránka je na doméne http://dionysos.gssr.sk/sgs. Pripomienky a doplnky treba posielať na e-mailovú adresu iglarova@gssr.sk alebo polakova@gssr.sk.

RNDr. L. Šimon, PhD., vedecký tajomník SGS
Doc. RNDr. D. Plašienka, CSc., predseda SGS

www stránka SGS

WWW stránka SGS je na svete – http://dionysos.gssr.sk/SGS

Zrod Internetu sa datuje do roku 1969, keď sa prvý raz uskutočnil prenos dát medzi dvomi vzdialenými počítačmi. Na začiatku 80. rokov 20. stor. vznikla vo firme Digital myšlienka prepojiť počítače medzi sebou a do siete. O pár rokov sa to podarilo technologicky zrealizovať a zakrátko bol takto prepojený celý svet. Dnes je Internet samozrejmosťou a „sieť sietí" bežnou a prístupnou súčasťou každodennej reality.

Na zlepšenie komunikácie a informovanosti v rámci SGS sa jej výbor rozhodol vytvoriť podmienky na komunikáciu prostredníctvom tohto moderného informačného média, čo sa vďaka podpore a ochote mnohých kolegov, ktorým patrí vďaka nás všetkých, podarilo dosť rýchlo. Osobitne za to ďakujeme doc. RNDr. M. Kaličiakovi, CSc., riaditeľovi Štátneho geologického ústavu D. Štúra a RNDr. Ľ. Iglárovej.

Dovoľujeme si oznámiť celej našej geologickej pospolitosti, že SGS má od 24. apríla 2001 na Internete svoju vlastnú stránku www, a to na doméne http://dionysos.gssr.sk/SGS. Stránka je otvorená a v štádiu vývoja. Akékoľvek pripomienky a doplnky posielajte na e-mailovú adresu iglarova@gssr.sk, polakova@gssr.sk alebo simon@gssr.sk. Píšte s nami virtuálne dejiny geológie na Slovensku.

RNDr. Ladislav Šimon, PhD.
vedecký tajomník SGS

Slovenská paleontológia na prahu nového milénia

Paleontologický seminár SGS na počesť životného jubilea RNDr. Ondreja Samuela, DrSc.
Bratislava, 28. februára 2001

História paleontológie, stratigrafie a sedimentológie Západných Karpát na konci druhého milénia

JOZEF MICHALÍK

Geologický ústav Slovenskej akadémie vied, Dúbravská 9, 842 26 Bratislava

(Prednáška je častou štúdie autora, ktorá bude publikovaná v knižnej monografii História geológie na Slovensku).

Současný stav amonitového zonování spodní křídy v mediteranní oblasti

ZDENĚK VAŠÍČEK

Vysoká škola báňská, Ostrava

Na závěr 6. mezinárodního křídového symposia ve Vídni 5. 9. 2000 se jako samostatná akce uskutečnil již 5. mezinárodní workshop amonitových specialistů sdružených ve skupině pod názvem *Lower Cretaceous Cephalopod Team*. Jednání bylo poznamenáno neúčastí francouzských a španělských zástupců, tedy zemí, ve kterých se nacházejí klasické spodnokřídové profily, odkud pochází většina zásadních výsledků. V důsledku zmíněné neúčasti lze konstatovat, že došlo jen k některým menším změnám a doplňkům oproti dosavadní standartní zonaci publikované v roce 1993 (Hoedemaeker a Company et al., 1993). K široké diskusi, k projednání už v současnosti známých nových výsledků a k eventuelní nové úpravě zónování by mělo dojít v polovině roku 2002 v Lyonu při příležitosti symposia *French Cretaceous System*, který organizují francouzští specialisté.

Níže je uvedeno schéma zón a subzón jak je doporučuje jednání workshopu ve Vídni. Horizonty jsou jen dílčím doplňkem k členění. V berriasu se neobjevily žádné podstatné změny. Spornou zůstává ovšem pozice zóny Otopeta. Podle závěrů 2. mezinárodního symposia v Bruselu (1995) patří uvedená zóna do nejvyššího berriasu. Většina amonitových specialistů ji však klade do nejnižšího valanginu.

Ve valanginu byla znovu akcentována preference původní spodnovalanginské zóny Busnardoites campylotoxus oproti jiným návrhům. Ve svrchním valanginu se workshop podobně přiklání k návratu ke dvěma starším zónám Himantoceras trinodosum a Teschenites callidiscus místo jediné zóny Teschenites pachydicranus.

Hauterivu nezaznamenal žádnou významnější změnu. V barremu se objevilo největší množství nových návrhů na zónové členění, které však obvykle mají spíše regionální platnost. Jen nejvyšší barrem je nově rozšířen o zónu Pseudocrioceras waageno ides, odpovídající nejvyšší části zóny Colchidites sarasini. Beze změn zůstal apt a alb.

Literatura

Hoedemaeker, P. J., Company, M., Aguire-Ureta, M., Avram, E., Bogdanova, T. N., Bujtor, L., Bulot, M., Cecca, F., F'Delanoy, G., Ettachfini, M., Memmi, L., Owen, H. G., Rawson, P., Sandoval, J., Tavera, J. M., Theiuloy, J. P., Tovbina, S. Z. & Vašíček, Z., 1993: Ammonite zonation for the Lower Cretaceous of the Mediterranean Region: Basis for the stratigraphic correlations within IGCP Project 262. *Rev. esp. Paleontol., 8, 1, 117–120.*

Výbrusové štúdium planktonických foraminifer z kysuckej jednotky bradlového pásma na profile Rochovica

DANIELA BOOROVÁ[1] a JOZEF SALAJ[2]

[1]Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
[2]Geologický ústav Slovenskej akadémie vied, Dúbravská 9, 842 26 Bratislava

Klasický profil kysuckej jednotky bradlového pásma na juhozápadných svahoch Rochovice v úžine Kysuckej brány a paralelný profil na pravej strane skalnatého koryta Kysuce patria medzi najkompletnejšie profily. Na základe dominujúcich planktonických foraminifer diagnostikovaných z výbrusov sa určil vek a stratigrafické rozpätie sedimentov pieninského súvrstvia, vranianskych, brodnianskych a rudinských vrstiev.

V pieninskom súvrství sa v zhode s radou autorov (napr. Maamouri a Salaj et al., 1994; BouDagher-Fadel, Banner a Whittaker, 1997) určila hranica hoteriv – barém na základe prvého objavenia sa *Praehedbergella tuschepsensis* (Antonova). Zistené asociácie foraminifer umožnili stanoviť stratigrafické rozpätie súvrstvia na vrchný hoteriv – spodný barém.

V sekvencii vranianskych vápencových telies nadobúdajú pozvoľnú kvantitatívnu prevahu planktonické foraminifery nad vápnitými bentóznymi foraminiferami. Z biostratigrafického hľadiska je dôležitý výskyt indexovej fosílie barému (Maamouri a Salaj et al., l. c.) – bentóznej formy *Conorotalites* ex gr. *bartensteini*. Z telies vranianskeho vápenca sa zaznamenal aj prvý výskyt *Planomalina (Globigerinelloides) blowi* (Bolli), ktorú viacerí autori pokladajú za zónovú fosíliu a vyčleňujú rovnomennú zónu so začiatkom vo vrchnom baréme (napr. Coccioni a Premoli Silva, 1994; Robaszynski a Caron, 1995), resp. kladú jej prvý výskyt do neskorého spodného barému (BouDagher-Fadel, Banner a Whittaker, l. c.). Po prvý raz sa objavujú klavihedbergely, ktoré sa všeobecne uvádzajú od barému. Sedimenty vranianskych vrstiev sa na základe identifikovaných foraminifer a superpozície zaraďujú do vrchného barému.

Hranica barém – apt je doteraz sporná. Je to jednak dôsledok nedostatku materiálu, ako aj toho, že shakoiny a leupoldiny, ktoré reprezentujú oceánsky event a ich výskyt sa v celosvetovom meradle synchrónne uvádza od najmladšieho barému, sa objavujú v koňhorských vrstvách. Zmena litológie ponúka možnosť stotožňovať hranicu barém – apt a bázy koňhorského súvrstvia, ale keďže sa v tomto súvrství planktonické foraminifery, ktoré jasne dominovali nad bentosom, morfologicky výrazne diferencovali, prikláňame sa k náhľadu, že má vrchnobarémsku bázu (podľa iných analógií je súvrstvie mladospodnoaptského veku; Michalík et al., 1999).

Pri sedimentácii brodnianskeho súvrstvia sa planktonické foraminifery znova výrazne morfologicky diferencovali. Objavili sa reprezentanti jednokýlových foriem – talmaninely, ktoré sú indexovými fosíliami. V brodnianskom súvrství hranicu medzi aptom a albom indikuje prítomnosť zástupcov rodu *Ticinella* Reichel, ktorých nástup sa kladie do najvyššieho aptu. Vrchnú hranicu brodnianskeho súvrstvia datuje druh *Thalmanninella ticinensis ticinensis* (Gandolfi), ktorého objavenie indikuje vyšší vrchný alb. Foraminifery diagnostikované v brodnianskom súvrství poukazujú na vrchnoaptský až vrchnoalbský vek.

Spoločenstvo planktonických foraminifer zistené v rudinskom súvrství je vrchnoalbského veku. Dôležitý je prvý výskyt *Planomalina (Planomalina) praebuxtorfi* Wonders a *Whiteinella gandolfii* Gašparíková a Salaj. Na základe kónickej formy *Thalmanninella ticinensis conica* Gašparíková a Salaj boli vrchné horizonty zaradené do najmladšieho albu.

Časť mikrofosílií v študovaných sedimentoch je redeponovaná. Dokazujú to aj veľmi dobre zachované vrchnojurské a spodnokriedové kalpionelidy, ktoré sa okrem iného zistili aj vo vrchnoalbskej časti rudinského súvrstvia. Spolu s *Globuligerina hoterivica* (Subbotina) sa vyskytli aj v barémskych turbiditových polohách pieninského súvrstvia (Michalík et al., 1999).

Medzi poznatky môžu v korelácii s ďalšími fosíliami poslúžiť ako základ na vypracovanie foraminiferovej biozonácie spodnej a strednej kriedy na území Slovenska.

Literatúra

BouDagher-Fadel, M. K., Banner, F. T. & Whittaker, J. E., 1997: The Early Evolutionary History of Planktonic Foraminifera. *Chapman & Hall, London, 269.*

Coccioni, R. & Premoli Silva, I., 1994: Planktonic foraminifera from the Lower Cretaceous of Rio Argos sections (southern Spain) and biostratigraphic implications. *Cretaceous Research, 15, 645–687*

Maamouri, A. L., Salaj, J., Maamouri, M., Matmati, F & Zargouni, F., 1994: Le Crétacé inférieur du Jebel Out (Tunisie nord-Orientale) Microbiostratigraphie – Biozonation – Apercu sédimentologique. *Zem. Plyn Nafta, 39, 1, 73–105.*

Michalík, J., Reháková, D., Lintnerová, O., Boorová, D., Halásová, E., Kotulová, J., Soták, J., Peterčáková, M., Hladíková, J. & Skupien, P., 1999: Sedimentary, biological and isotopic record of Early Aptian paleoclimatic event in the Pieniny Klippen Belt, Slovak Western Carpathians. *Geol. Carpath., 50, 2, 169–191.*

Robaszynski, F & Caron, M., 1995: Foraminiféres planctoniques du Crétacé: Commentaire de la zonation Europe – Méditerraneé. *Bull. Soc géol. France, 166, 6, 681–692.*

Terciérne plytkovodné bentózne zóny (SBZ) a ich využívanie v biostratigrafii Západných Karpát

STANISLAV BUČEK

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Biozóny definované na základe planktónnych foraminifer a vápnitého nanoplanktónu umožňujú interregionálnu a globálnu koreláciu morských sedimentov už takmer pol storočia. Pri plytkovodných sedimentoch, v ktorých je planktón a nanoplanktón skôr vzácnosťou, takáto zonácia donedávna chýbala. Tento nedostatok sa rozhodol odstrániť 16-členný medzinárodný tím (Serra-Kiel et al., 1998), a tak publikoval návrh plytkovodných bentóznych zón (ďalej SBZ – Shallow Benthic Zones) pre obdobie paleocén – eocén, rozdelili ich do 20 SBZ, ku ktorým možno pripojiť ešte 6 SBZ vymedzených pre oligocén a miocén (Cahuzac a Poignant, 1997).

Každá SBZ zodpovedá celkovej rozsahovej zóne (Total Range Zone) niekoľkých taxónov, takmer výlučne veľkých foraminifer. Pri definovaní zón sa použili najmä údaje o prvých a posledných výskytoch taxónov z neritického paleoprostredia tetydnej oblasti. Zonácia sa koreluje s magnetostratigrafiou a biozonáciou podľa planktónnych foraminifer (podľa poslednej verzie Berggrena et al., 1995) a vápnitého nanoplanktónu (Martini, 1971).

Každá biozóna je definovaná najmenej štyrmi rozličnými taxónmi, niektoré (SBZ 10) až 19 taxónmi. Časové rozpätie biozón je veľmi rozdielne – od 4 miliónov (SBZ 1) do 200–500 tisíc rokov (SBZ 9).

Osobitnou prílohou komentára SBZ je zoznam taxónov, ktoré sa na zonáciu použili, a to vždy s citáciou publikácie, v ktorej je príslušný taxón zobrazený najlepšie. Z hľadiska prestíže slovenskej biostratigrafie je dôležité, že pre tanetskú SBZ 3 charakteristická *Discocyclina seunesi* (Douvillé) je najlepšie zobrazená v monografii Samuela et al. (1972, tab. 95).

Zónovanie sa zakladá na známych rodoch veľkých foraminifer, ako sú *Nummulites, Assilina, Alveolina*, ako aj na skupine *Orthophragminae* (jej biostratigrafické využívanie na základe štatisticko-biometrického výskumu schránok rozriešil Less v rokoch 1987–1998). Zonácia sa úspešne aplikovala aj na flyšové sedimenty v Alpách (Schlieren- a Gurnigel-flyš) a na Pyrenejskom polostrove.

Aj keď autori SBZ zdôrazňujú, že použili poznatky z oblasti od Španielska po Indiu, pri tvorbe konečnej verzie mali hlavné slovo západoeurópski autori, a tak sa významné taxóny zo strednej a východnej Európy neuplatnili. Kým používanie niektorých SBZ v karpatskom regióne nie je problematické, iné, napr. SBZ 18 na hranici stredného a vrchného eocénu, sú definované iba taxónmi, ktoré nikdy neboli z centrálnej Európy opísané. V tomto smere treba zonáciu doplniť a spresniť a potrvá istý čas, kým nadobudne taký význam, ako majú zóny planktónnych foraminifer a vápnitého nanoplanktónu. Na druhej strane je isté, že sa našiel ďalší prostriedok uľahčujúci koreláciu plytkovodných terciérnych sedimentov.

Literatúra

Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C. & Aubry, M. P., 1995: A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *In: Berggren, W. A., Kent, D. V., Aubry, M. P. & Hardenbol, J. (Eds.): Geochronology, time scale and global correlations: an unified temporal framework for an historical geology. Soc. Econ. Pal. Miner., Spec. Public., 54, 129–212.*

Cahuzac, B. & Poignant, A., 1997: Essai de biozonation de l'Oligo-Miocène dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères néritiques. *Bull. Soc géol. France, 168, 2, 155–169.*

Less, G., 1987: Paleontology and stratigraphy of the European Orthophragminae. *Geologica hung., Ser. geol., palaeont., 51, 373.*

Less, G., 1993: Numeric characterization of "Orthophragmina" populations. *Acta geol. hung., 35, 2, 193–215.*

Less, G., 1998: The zonation of the Mediterranean Upper Paleocene and Eocene by Orthophragminae. *In: Höttinger, L. & Drobne, K. (Eds.): Paleogene shallow benthos of the Tethys, 2. Dela Opera, 34, 2, 21–43.*

Martini, E., 1971: Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *In: Farinacci, A. (Ed.): Proceedings of the Second Planktonic Conference, Roma (1970), Tecnoscienza, 2, 739–785.*

Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrandez, C., Jauhri, A. K., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samsó, J. M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Y., Tosquella, J. & Zakrevskaya, E., 1998: Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bull. Soc géol. France, 169, 2, 28–299.*

Samuel, O., Borza, K. & Köhler, E., 1972: Microfauna and lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley (West Carpathians). *Bratislava, GÚDŠ, 246.*

Strednomiocénna stratigrafická korelácia na základe vápnitého nanoplanktónu

AIDA S. ANDREJEVA-GRIGOROVIČ[1], MICHAL KOVÁČ[1], EVA HALÁSOVÁ[1], NATÁLIA HUDÁČKOVÁ[1] a ADRIENA ZLINSKÁ[2]

[1]Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

[2]Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina, 817 04 Bratislava

Stredný miocén, ktorý zahŕňa lang a seraval, možno korelovať s vrchnou časťou nanoplanktónovej zóny NN 4 (16.4 Ma) až NN7 (11.2 Ma). Jeho rozpätie je 5.2 Ma rokov (Berggren et al., 1995).

Vrchná časť zóny NN4 v stredozemnomorskom regióne zodpovedá podzóne MNN4b – parakmé Sphenolithus heteromorphus a vyčleňuje sa na báze stratotypu langu, ktorý sa končí vo vrchnej časti podzóny MNN5a. Stratotyp seravalu sa začína od vrchu podzóny MNN5b a končí sa na báze zóny MNN8 (Fornaciari et al., 1996). Korelácia s nanoplanktónovými zónami v centrálnej Paratetýde Rumunska (Marunteanu, 1999).

Vápnitý nanoplanktón a foraminifery, ktoré sú rovnaké ako v stratotypových karpatských a spodnobádenských profiloch Moravy, sú zo slovenských neogénnych paniev a západokarpatskej predhlbne, z jadier vrtov vo viedenskej, podunajskej a východoslovenskej panve, ako aj z odkryvov v zárezе rieky Trnávky vo východoslovenskej panve.

Výsledky zo Slovenska a Moravy sme korelovali s výsledkami z vápnitého nanoplanktónu z profilu rieky Burkalo v transkarpatskej panve Ukrajiny, zo stratotypového regiónu podstupňa kosov v karpatskej predhlbni na Ukrajine, ako aj so stratotypovými profilmi stupňa tarchan a konka v ukrajinskom úseku východnej Paratetydy.

Spodná hranica stredného miocénu sa kladie medzi karpat a báden vo vrchnej časti zóny NN4b – parakmé Sphenolithus heteromorphus (v profile Hevlín, tab. 1). V asociácii vápnitého nanoplanktónu je druh *Helicosphaera ampliaperta, H. scissura, H. mediterranea, H. vedderi, H. walbersdorfensis, Calcidiscus premacintyrei* a iné.

Na báze bádenu sme identifikovali nanoplanktónovú zónu NN5, podzónu a charakteristickú asociáciu *Helicosphaera waltrans, Sphenolithus heteromorphus, Calcidiscus premacintyrei, Reticulofenestra pseudoumbilicus, Coccolithus miopelagicus*. Určila sa v profile Oslavany, Burkalo, Tarchan atď. (tab. 1).

Podzóna NN5b s akmé *Helicosphaera walbersdorfensis* s asociáciou *Sphenolithus heteromorphus, Discoaster deflandrei, Hayella challengeri* sa určila v židlochovickom profile a inde.

Podzóna NN5c so *Sphenolithus heteromorphus, Discoaster brouweri, D. exilis, D. petaliformis, Calcidiscus premacintyrei, Helicosphaera walbersdorfensis* a i. bola určená vo vrte Malacky 101, v profile Burkalo a inde (tab. 1).

Charakteristickým znakom spoločenstiev zóny NN6 vo vrte Dúbrava 47, Salka a Burkalo je akmé *Sphenolithus abies* (Kosov, Burkalo, Malacky, Konka) a druh *Discoaster exilis, D. variabilis, D. challengeri, D. brouweri, Triquetrorhabdulus rioi, T. rugosus* a i. Asociácie vápnitého nanoplanktónu vo vrchnej časti zóny sú ochudobnené o diskoastery a ďalšie typické morské formy. Jedince *Braarudosphaera bigelowii* a *Reticulofenestra pseudoumbilicus* sa zmenšujú. Chýbanie indexovej nanofosílie *Discoaster kugleri* a vysladenie panvy nedovoľujú stanoviť hranice medzi zónou NN6 a NN7.

Morská asociácia zóny NN8? Catinaster coalitus sa určila v sedimentoch sarmatského veku z vrtov vo východoslovenskej panve. Spolu sa zistili morské druhy *Scyphosphaera lagena, Umbilicosphaera rotula, Calcidiscus macintyrei, Calciosolenia murrayi* a i.

Asociácia nanoplanktónovej zóny NN9 Discoaster hamatus z panónskych sedimentov v zárezе rieky Trnávka obsahuje s *D. hamatus Sphenolithus abies* – malú formu, *Scyphosphaera lagena, Helicosphaera* cf. *orientalis, Reticulofenestra* aff. *productella* a i.

Literatúra

Andreyeva-Grigorovich, A. S., Kulchytsky, Y. O., Gruzman, A. D., Lozynyak, P. Y., Petrashkevich, M. I., Portnyagina, L. O., Ivanina, A. V., Smirnov, S. E., Trofimovich, N. A., Savitskaja, N. A. & Shvareva, N. J., 1997: Regional stratigraphic scheme of Neogene formations of the Central Paratethys in the Ukraine. *Geol. Carpathica, 48, 2, 123–136.*

Andreyeva-Grigorovich, A. S. & Savytskaya, N. A., 2000: Nannoplankton of the Tarkhanian deposits of the Kerch Peninsula (Crimea). *Geol. Carpathica, 51, 6, 399–406.*

Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C. & Aubry, M. P., 1995: A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *SEMP Spec. publ., 54, 129–212.*

Fornaciari, E., di Stefano, A., Rio, D. & Negri, A., 1996: M. Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region. *Micropaleontology, 42, 1, 37–63.*

Odraz paleoceánografických zmien v skladbe spoločenstiev nanoplanktónu z vrchnojursko-spodnokriedových sedimentov v Západných Karpatoch a jeho biostratigrafický význam

EVA HALÁSOVÁ

Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

Pri detailnom štúdiu vápnitého nanoplanktónu v sedimentoch spodnokriedového veku v Západných Karpatoch sa zistil interval, v ktorom v porovnaní s podložnými a nadložnými horizontmi nastala výrazná zmena v zložení asociácií vápnitého nanoplanktónu. Ide o interval medzi najvrchnejším hoterivom a hranicou hoteriv/barém na národnom stratotypovom profile v kameňolome na Polomci pri Lietavskej Lúčke (zliechovská jednotka krížňanského príkrovu centrálnych Západných Karpát. Litologicky je v profile zastúpený pelagický vápenec mraznického súvrstvia so slienitejšími preplástkami.

Na získanie čo najkompletnejších informácií o profile sa popri makrofosíliách (amonity, aptychy) študovali a zhodnotili aj mikrofosílie – kalpionely, foraminifery a vápnitý nanoplanktón.

Profil Polomec (najvrchnejší hoteriv – hranica hoteriv/barém) prebieha v dvoch líniách – Dažďová ryha a Na Laze. Zistili sa amonity ptychocerových a pseudoturmaniových vrstiev zóny Psedothurmannia angulicostata a už barémskej zóny Spitidiscus hugii (od vrstvy 12.4 línie Na Laze; Vašíček et al., 1995), s veľmi zriedkavými exemplármi *Spitidiscus* ex. gr. *hugii*. Planktonické foraminifery *Hedbergella tuschepsensis*, hojná *H. subcretacea* a zriedkavá *Clavihedbergella* sp. indikujú ranobarémsky vek asociácie.

Študovaný interval sa koreloval s nanoplanktónovou zónou Litraphidites bollii (Thierstein, 1971). Spoločenstvo nanoflóry obsahuje *Litraphidites bollii* (Thierstein) Thierstein (aj posledný výskyt, vz. 26 – línia Dažďová ryha), *Rucinolithus terebrodentarius* Applegate, Bralower, Covington & Wise (prvý objav, vz. 22 – línia Dažďová ryha), *Rucinolithus windleyae* Rutledge & Bown, *Calcicalathina oblongata* (Worsley) Thierstein, *Assipetra infracretacea* (Thierstein) Roth, *Conusphaera mexicana* Trejo *subsp. mexicana, Zeugrhabdotus diplogrammus* (Deflandre) Burnett, *Retecapsa angustiforata* Black, *Vekshinella stradneri* Rood et al., *Diazomatholithus lehmannii* Noël, *Percivalia fenestrata* (Worsley) Wise, *Cretarhabdus conicus* Bramlette & Martini, *Rhagodiscus asper* (Stradner) Reinhardt, *Microstaurus chiastius* (Worsley) Grün, *Speetonia colligata* Black (PV, vz. 4 – línia Na Laze) *Tubodiscus* sp. Nanokóny sú jednou z hlavných skupín vápnitého nanoplanktónu v tomto intervale. Najčastejšie sa vyskytuje *Nannoconus globulus* Brönnimann, *N. steinmannii* Kamptner, *N. kamptneri* Brönnimann, *N. bucheri* Brönnimann, *N. steinmannii* spolu s *N. globulus* dosahuje v tomto intervale až horninotvorný význam. *N. bermudezi* sa v profiloch spodnokriedových karbonátových sekvencií Západných Karpát, ktoré som skúmala, zistil iba v tomto profile a najbohatšie bol zastúpený vo vzorke 25 (línia Dažďová ryha).

Vo vzorke 11.13 profilovej línie Na Laze sa určili nanokóny indikujúce barémsky vek sedimentov – *Nannoconus aquitanicus* Deres & Achéritéquy, *Nannoconus cornuta* Deres & Achéritéquy a vyššie vo vzorke 12.4 *Nannoconus elongatus* Brönnimann. Kedže sa v profile na Butkove (manínska jednotka) našli aj ďalšie formy nanokónov, ktoré sa (sensu Deres a Achéritéquy, 1980) prvýkrát objavujú na báze barému – *Nannoconus circularis* Deres & Achéritéquy, *N. grandis* Deres & Achéritéquy, *N. wassallii* Brönnimann, treba ešte preveriť možnosti nanokónov pri stanovovaní hranice hoteriv/barém v tomto profile.

V celom profile (43 m) sú sedimenty výrazne bohaté na asociácie foriem čeľade Braarudosphaeraceae *Micrantholithus hoschulzii, Braarudosphaera bigelowii*. Nannoconaceae – *Nannoconus steinmannii, N. globulus*, ďalej *Zeugrhabdotus embergeri*. S podobným javom sa možno v takomto intervale stretnúť aj v iných jednotkách Západných Karpát (napr. na manínskej lokalite Butkov), ale nie v takej intenzite. Usadzovanie sedimentov mimoriadne bohatých na pentality čeľade Braarudosphaeraceae *(Micrantholithus hoschulzii, Braarudosphaera bigelowii)* spôsobili zmeny paleoceánografického systému.

Podobné obohatenie pentalitmi *Braarudosphaera bigelowii* ako v asociáciách hoterivského, turónskeho, dánskeho, oligocénneho a oligomiocénneho veku opísala Švábenická (1999) z turónskych sedimentov českej kriedovej panvy a rozkvet braarudosferíd v súvislosti so znížením salinity spolu s eutrofikáciou vysvetľuje pôsobením kontinentálnych vôd bohatých na živiny do panvy, príp. príbrežným „upwellingom". *Braarudosphaera bigelowii* uprednostňovali chladnejšiu vodu s nízkou salinitou.

Peleo-Alampay et al. (1999) skúmali bohatý výskyt *Braarudosphaera bigelowii* v oligocénnych vrstvách z južnej časti Atlantického oceána. Korelovali hojnosť *Braarudosphaera* sp. s krivkou izotopu O a predpokladali, že tento taxón uprednostňuje chladnú vodu s nízkou salinitou. Výnos živín „upwellingom" mohol byť pre pelagické organizmy prispôsobené na nízky obsah živín stresujúci a mohol spôsobiť rozkvet oportunistických foriem ako Braarudosphaeraceae. V súčasnom oceáne braarudosferidy uprednostňujú prostredie s nízkou salinitou a príbrežné vody, ale v otvorenom oceáne sú zriedkavé.

Pavšič a Aničič (2000) opísali spodnomiocénne vrstvy s bohatým výskytom *Braarudosphaera* a *Micrantholithus* z východného Slovinska a obohatenie vrstiev pentalitmi pokladajú za výsledok ochladenia a poklesu salinity v morskej vode. Príval vody riek pri drastickom zvýšení zrážok (sensu Paleo-Alampay et al., 1999) mohol salinitu príbrežných vôd morských paniev znížiť.

V súvislosti s regresným režimom v najmladšom hoterive a na rozhraní hoteriv/barém (Hardenbol et al., 1998) možno uvažovať o poklese salinity prostredia pod vplyvom terigénneho prínosu do panvy.

V Západných Karpatoch sa s horizontmi obohatenými nanofosíliami čeľade Braarudosphaeracea okrem intervalu hranice hoteriv/barém možno stretnúť napr. aj v sedimentoch spodnosarmatského veku.

Literatúra

Deres, F. & Achéritéquy, J., 1980: Biostratigraphie des nannoconidés. *Bull. Centre Rech. Explor.- Prod. Elf Aquitaine, 4, 1, 1–53.*

Paleo-Alampay, A. M., Mead, G. A. & Wei, W., 1999: Unusual Oligocene Braarudosphaera – rich layers of the South Atlantic and their paleoceanographic implications. *J. Nannoplankton Res., 21, 1, 17–26.*

Pavšič, J. & Aničič, B., 2000: Lower Miocene Braarudosphaera – and Mic-

rantholithus – rich layers of Eastern Slovenia. *J. Nannoplankton Research., 22, 2, 130.*
Vašíček, Z. & Michalík, J. & Reháková, D., 1995: Hauterivian/Barremian boundary in the Western Carpathians. Second International Symposium on Cretaceous stage boundaries. *Abstract volume Brussels, 122.*
Švábenická, 1999: Braarudosphaera – rich sediments in the Turonian of the Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic. *Cretaceous Research, 20, 773–782.*

Elphidium samueli sp. n. – nový foraminiferový druh zo spodného sarmatu východoslovenskej panvy

ADRIENA ZLINSKÁ

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

V roku 1993 (Zlinská, 1993) bol zo spodného sarmatu stretavského súvrstvia (Vass a Čverčko, 1985) opísaný nový foraminiferový druh (lokalita Kravany, vrt VST-11). Taxón dostal druhový názov po významnom slovenskom paleontológovi Ondrejovi Samuelovi. Holotyp je uložený v depozite SNM v Bratislave pod číslom Z-21255.

Diagnóza: Schránka je planišpirálna, involútna, dvojstranne symetrická, zboka stlačená, s málo výrazným centrálnym pilierom a okrúhlym kýlom.

Opis: Z obvodu schránky oproti septálnym švom a komôrkam vyrastajú nepravidelné hladké tŕne (2–7). Schránku tvorí 1 až 5 závitov a v poslednom býva 10–17 trojuholníkových komôrok. Septálne čiary sú oblúkovite ohnuté dozadu pod väčším uhlom ako pri druhu *E. aculeatum* (Orb.). Septálne mostíky (4–9) sú od seba oddelené oválnymi jamkami a iba zriedka zrastajú s nasledujúcou suturálnou čiarou. Stena schránky je pokrytá jemnou granuláciou. Schránka holotypu a paratypov má takéto parametre:

	Paratypy	Holotyp
šírka	0,34–0,7 mm	0,34 mm
dĺžka	0,38–0,82 mm	0,4 mm
hrúbka	0,10–0,28 mm	0,1 mm
dĺžka ostní	0,017–0,11 mm	0,017–0,08 mm
počet ostní	2–7	4

Diferenciácia: *E. samueli* Zlinská sa od *Elphidium aculeatum* (Orb.) odlišuje väčším počtom komôrok, ich tvarom, väčším uhlom ohnutia sutúr a dlhšími nepravidelnými tŕňmi, od *E. crispum* (L.) menším počtom komôrok, prierezom schránky, jej menšou hrúbkou a od *E. reginum* (Orb.) tým, že tŕne neprerastajú z predchádzajúceho závitu cez stenu nasledujúceho závitu.

Výskyt: *E. samueli* Zlinská sa zistil v ílovitopiesčitých fáciách spodného sarmatu (zóna *Elphidium reginum*, Grill, 1941) na lokalite Kravany, Skároš, Nižná Myšľa a Slanská Huta.

Literatúra

Grill, R., 1941: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasse-Anteilen, Oel u. Kohle 37, Berlin, 595–602.
Grill, R., 1943: Über mikropaleontologische Gliederungsmoglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. *Mitt. Reichsanst. Bodenforsch., 6, 33–44.*
Vass, D. & Čverčko, J., 1985: Neogene lithostratigraphic units in the East Slovakian Lowlands. *Geol. Práce, Spr., 82, 111–126.*
Zlinská, A., 1993: New species of the genus Elphidium (Foraminifera from the Sarmatian of the Eastern Slovakian Lowland. *Západ. Karpaty, Sér Paleontol., 17, 85–87.*

Vápnité *Dinoflagellata* a ich význam pre palaeoenvironmentálne rekonštrukcie

DANIELA REHÁKOVÁ

Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava,
geolreha@savba.savba.sk

Podstatnou zložkou mikroplanktónnych spoločenstiev v mezozoických, kenozoických, ale aj recentných morských i jazerných sedimentoch sú vápnité dinoflageláta (*Dinoflagellata*) čeľade Calciodinellaceae Deflandre 1947. Dinoflageláta schopné produkovať vápnité cysty sú skupinou morských fototrofických rias a patria medzi jednobunkové organizmy s vlastnosťami rastlín aj živočíchov. Predpokladá sa, že sa prvé dinokaryonty oddelili od pro-karyontného predka pred vyše 900 mil. rokov.

Vápnité dinoflageláta sú primárnymi producentmi žijúcimi vo fotickej zóne oceánov. Výnimočne sa im darí v tropickom a subtropickom pásme, kde ich vývoj a množstvo ovplyvňujú faktory prostredia, najmä teplota, salinita, stratifikácia a živinový režim povrchových vodných más, ako aj rozvoj ďalších, konkurenčných planktonických skupín. Rapídny pokles koncentrácie živín – hlavne N a P – v prostredí spôsobuje pokles živinových rezerv vo vnútri buniek a bunky na to reagujú vyššou sexuálnou reprodukciou. Názor, že štádium cysty vzniká za nepriaznivých podmienok, najnovšie ustupuje výkladu, že môže byť aj štádiom hypnozygoty (odpočívajúcej zygoty) pri reprodukcii. Mnohé formy vápnitých dinoflagelát majú v súvislosti so zmenami teploty vody trend redukovať paratabuláciu. Pri poklese teploty sa redukuje hrúbka steny cysty aj počet jej vrstiev, paratabulácia je výraznejšia a cysta sa stáva menej oválnou.

Dinoflageláta patria do skupiny menej migrujúcich organizmov. Najviac ich jedincov žije v povrchovej vodnej vrstve, ale možno ich pozorovať ešte aj v hĺbke 175 m. Na dno – do hĺbky 3000 m – cysty klesajú ako súčasť flokulovanej organickej hmoty alebo fekálnych peliet zhruba 58 dní rýchlosťou okolo 0,013 cm/s. Rýchlejšie klesajúce agregáty ovplyvňuje prúdový režim, ktorý ich roznáša laterálnym smerom, slabšie.

Distribúciu vápnitých dinoflagelát výrazne ovplyvňujú ekologické aj diagenetické faktory a ich akumuláciu rýchlosť a sila prúdu. Asociácie dinoflagelát sa menia aj v závislosti od prostredia, ktoré obývajú. Vo vonkajšom šelfe sú menej diverzifikované a prevládajú v nich formy s radiálnou orientáciou steny. Vnútrošelfové asociácie sú najrozmanitejšie. Prevahu v nich majú druhy s hrubou dvojvrstvovou stenou, budovanou prevažne šikmo orientovanými kalcitovými kryštálikmi. Vápnité cysty sa lepšie uchovávajú v zónach kyslíkového minima (OMZ), a to pre menšiu korozitu pórovej vody, čo súvisí s redukovanou degradáciou organickej hmoty, so zníženou produkciou metabolického CO_2, ako aj so zvýšenou redukciou sulfátov, ktorá spôsobuje rast alkalinita prostredia. Jednotlivé druhy sú navyše rozdielne náchylné na rozpúšťanie vápnitých schránok.

Doteraz najstaršie známe nálezy vápnitých dinoflagelát sú z vrchnotriasových karnických až rétických uložení. Veľký význam majú jursko-kriedové asociácie. Ich detailné štúdium ukázalo, že kým transgresívny režim a režim vysokej hladiny boli na ich rozvoj a distribúciu priaznivé, obdobia morskej regresie boli späté s ich diverzitnou aj početnostnou redukciou. V albských a mástrichtských sedimentoch majú dinoflageláta horninotvorný význam a ich bohaté a stratigraficky dôležité asociácie sú známe aj z paleogénnych a neogénnych sedimentov tetydného aj boreálneho pásma.

Vo vrchnomástrichtských asociáciách vápnitých dinoflagelát boreálnej oblasti dominovali oceánske formy so šikmým usporiadaním kalcitových kryštálov rozšírené v širokých latitudinálnych pásmach. Jednotná asociácia odráža najskôr redukovaný teplotný gradient oceánskej povrchovej vody pri teplom vyrovnanom vrchnokriedovom podnebí. Vo vrchnokriedových asociáciách boreálneho pásma dominovali formy s pitoneloidným typom štruktúry steny. Asociácie takéhoto typu sú hojne zastúpené až do turónu v pobrežnom pásme južného Atlantiku. Prakticky úplná absencia pitoneloidných foriem na rozhraní mástrichtu a dánu môže byť odrazom pohybu pobrežného pásma, kontrolujúceho distribúciu jednotlivých foriem. Pitoneloidné formy preferovali prostredie vonkajšieho šelfu. Hlavná zmena v spoločenstvách vápnitých dinoflagelát počas K/T hranice bola spätá hlavne s enormným rastom ich množstva (tzv. bloomy *Thoracosphaera*). V ranopaleocénnych asociáciách dominovali formy s tangenciálnym usporiadaním.

Na hranici paleocén – eocén nastala opäť zmena s preferenciou šikmého usporiadania kryštálov stien cýst, ale spoločenstvá vápnitých dinoflagelát zostali v celom paleocéne a eocéne – napriek mnohým paleoceánografic-

kým a paleoklimatickým výkyvom – stabilné. Globálne paleocénne oteplenie stlmilo hlbokovodnú cirkuláciu, čo sa negatívne odrazilo na asociáciách bentických foraminifer. V eocéne sa naopak zaznamenal globálny pokles teploty, stimuloval nástup výraznejšej oceánskej cirkulácie a potom aj vývoj a veľkú diverzifikáciu morského mikroplanktónu (planktonické foraminifery, kokolity, organické dinoflageláta) na začiatku eocénu. Výrazný pokles teplotného gradientu vo vrchnom eocéne sa odrazil aj na vývoji vápnitých dinoflagelát – objavili sa nové druhy a mierne vzrástla ich diverzita. Na hranici eocén – oligocén nastala výrazná zmena v štruktúre stien vápnitých cýst a všeobecný rast paratabulátnych foriem.

Aj keď sa v hraničnom intervale oligocén – miocén v spoločenstvách vápnitých dinoflagelát zaznamenali len mierne modifikácie, zistil značný rast množstva jednovrstvových cýst s preferenciou šikmého usporiadania komponentov ich stien. Táto zmena sa pripisuje krátkemu teplejšiemu intervalu v spodnom miocéne, ktorý mohol viesť k prudkému rozvoju monoasociácie s *Pirumella parva*. Pri novom ochladení v strednom miocéne zostali spoločenstvá vápnitých dinoflagelát vcelku stabilné. Posun k súčasným asociáciám sa začal okolo hranice miocén – pliocén, ale oproti vrchnému miocénu možno vo vrchnom pliocéne pozorovať zmenšovanie priemeru cýst.

Současné problémy paleoekologického výzkumu

ŠÁRKA HLADILOVÁ

Přírodovědecká fakulta MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

Paleoekologické studie jakéhokoliv typu směřují ke dvěma hlavním cílům: k interpretaci faktorů prostředí v geologické minulosti a k co možná nejúplnějšímu poznání zachovaných paleobiocenóz a jejich složek. Jejich východiskem je posouzení, do jaké míry daný fosilní záznam pravdivě odráží minulé bioty a co lze ze způsobu zachování fosilií a z hornin, v nichž jsou uloženy, zjistit o jejich paleoekologii, o charakteru depozičního prostředí nebo diagenetických procesů.

Základním materiálem paleoekologických studií je oryktocenóza, tedy soubor fosilií, který lze nalézt v určitém čase v horninách na určité lokalitě. Na vzniku oryktocenózy se podílely různé tafonomické (biostratinomické i diagenetické) procesy, které je nutno nejprve co nejpřesněji dešifrovat. Při sběru terénních dat i při následném zpracování materiálů v laboratoři se musíme pokud možno vyhýbat *metodickým* nepřesnostem a chybám, které by mohly výsledky zkreslit. Tyto chyby mohou souviset zejména s volbou hustoty vzorkování, s velikostí vzorku, mohou být systematické i náhodné a můžeme se jich dopustit i při využívání cizích výsledků. Velmi uvážlivě je rovněž nutno aplikovat princip aktualismu.

V současnosti se paleoekologové potýkají i s řadou problému *terminologických*. Některé základní paleoekologické termíny nejsou vždy chápány všemi badateli jednotně, čímž vzniká řada rozporů a nejasností. Termín paleoasociace (fossil assemblage) bývá často používán i pro označení paleobiocenózy (paleocommunity), naopak *communities* a *paleocommunities* popisovaná v paleoekologické literatuře často neodpovídají definicím a nejspíše by je bylo možno považovat za časově a prostorově často velmi široce chápané paleoasociace, paleotaxocenózy bývají někdy chybně považovány za celou paleobiocenózu. Podobně široce jako termíny *paleocommunity* je dnes mnoha paleoekology užíván i termín *paleoekosystém*, jehož tzv. *struktura* bývá mnohdy charakterizována pouze diverzitou a počtem paleogild, což neodpovídá definici užívané v ekologii, která vychází z koloběhu látek a energie, resp. trofických interakcí. Ne vždy bývají jasně nomenklatoricky rozlišovány práce na úrovni paleoasociací a práce na úrovni paleoekosystémů.

Příčiny těchto terminologických problémů jsou jednak praktické, jednak teoretické. Praktické problémy vyplývají ze skutečnosti, že zkamenělíny jsou produktem složitého vzájemného působení různých faktorů v biosféře i litosféře, přičemž i ony samotné se mění (tzv. tafonomický cyklus, Janin, 1983). Pro označení komplexů organických zbytků v různých fázích tafonomického cyklu existují speciální tafonomické termíny, řada z nich je však různými autory chápána různě a navíc někdy užívána nejen ve smyslu tafonomickém, nýbrž i paleoekologickém. Jak paleoekologická, tak i tafonomická terminologie v současné době proto vyžadují mnohá zpřesnění, unifikace či redefinice.

Teoretické problémy vyplývají ze sporu o povaze společenstev, který probíhá v ekologii už od počátku 20. století a v němž se vyhranily dva protichúdne názory, *holistický* a *redukcionistický*. Z ryze *holistického* pohledu je společenstvo považováno za *superorganismus* tvořený členskými druhy, přičemž vzájemné vztahy mezi jedinci, populacemi a společenstvy jsou chápány podobně jako vztahy mezi buňkami, tkáněmi a organismy. V takto přísně hierarchicky uspořádaném systému mají jednotky na zkoumané hierarchické úrovni nejen vlastnosti svých složek z podřízené úrovně, nýbrž i „vyšší" (tzv. emergentní) vlastnosti, které na podřízené úrovni chybějí (Dodd a Stanton, 1990; Valentine a May, 1996; Begon, Harper a Townsend, 1997). Naproti tomu *redukcionistická*, individualistická koncepce chápe společenstvo jen jako seskupení organismů na určitém místě, přičemž složení společenstva je určováno především vlastnostmi samotných organismů, resp. jejich interakcemi s okolním abiotickým prostředím, jakož i dalšími stochastickými procesy. Vztahy mezi společně se vyskytujícími druhy jsou chápány jako výsledek jejich podobných nároků, podobné tolerance a částečně i náhody. Podle této koncepce je vytváření společenstev mnohem méně předvídatelné než podle koncepce superorganismů (Dodd a Stanton, 1990; Begon, Harper a Townsend, 1997), což znamená, že nad úrovní organismu neexistují žádné přirozené jednotky vyšší úrovně a že společenstvo je pouze epifenomén, sekundární znak či průvodní jev (Hoffman, 1979a, b).

Současné pojetí je bližší koncepci individualistické. Z novější ekologické literatury je však jasně patrno, že existují velmi rozdílné druhy společenstev: jednak společenstva působící jako komplexně strukturovaná, s mnoha interakcemi mezi druhy, které je tvoří, a tato společenstva lze nejlépe vysvětlit holisticky (Pandolfi, 1996), na druhé straně společenstva s krátkými a dosti generalizovanými potravními řetězci a malým počtem biotických interakcí, která působí jen jako volně strukturovaná, v nichž se výrazně uplatňují stochastické procesy a která lze lépe vysvětlit redukcionisticky (Järvinen et al., 1986; Underwood, 1986; Plotnick, 1996; Boy, 1998). Toto pojetí je v souladu i s dosavadními výsledky diskuse o deterministické či stochastické povaze paleontologického záznamu (Schopf, 1972; Hoffman, 1981; Dodd a Stanton, 1990).

Literatura

Begon, M., Harper, J. L. & Townsend, C. R., 1997: Ekologie: jedinci, populace a společenstva. *Vyd. Univerzity Palackého Olomouc, 949.*

Boy, J. A., 1998: Möglichkeiten und Grenzen einer Ökosystem-Rekonstruktion am Beispiel des spätpaläozoischen lakustrinen Paläo-Ökosystems. 1. Theoretische und methodische Grundlagen. *Paläont. Zeitschr., 72, 1/2, 207–240.*

Dodd, J. R. & Stanton, R. J. Jr., 1990: Paleoecology. Concepts and Applications. 2nd edition. *Wiley-Interscience Publication, John Wiley & Sons, New York, 502.*

Hoffman, A., 1979a: A consideration upon macrobenthic assemblages of the Korytnica Clays (Middle Miocene; Holy Cross Mountains, Central Poland). *Acta geol. Polon., 29, 3, 345–352.*

Hoffman, A., 1979b: Community paleoecology as an epiphenomenal science. *Paleobiology, 5, 4, 357–379.*

Hoffman, A., 1981: Stochastic versus deterministic approach to paleontology: The question of scaling or metaphysics? *N. Jahrb. Geol. Paläont. Abh., 162, 1, 80–96.*

Janin, B. T., 1983: Osnovy tafonomii. *Moskva, Nedra, 184.*

Järvinen, O., et al., 1986: The Neontological-Paleontological Interface of Community Evolution: How Do the Pieces in the Kaleidoscopic Biosphere Move? *In: Raup, D. M. & Jablonski, D. (Eds.): Patterns and Processes in the History of Life. Dahlem Workshop, Springer Berlin, 331–350.*

Pandolfi, J. M., 1996: Limited membership in Pleistocene reef coral assemblages from the Huon Peninsula, Papua New Guinea: constancy during global change. *Paleobiology, 22, 2, 152–176.*

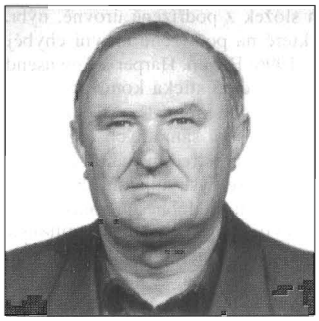
Plotnick, R. E., 1996: The Ecological Play and the Geological Theater. *Palaios, 11, 3, 1–2.*

Schopf, J. M., ed., 1972: Models in Paleobiology. Freeman, Cooper & Company, San Francisco, California, 250.

Underwood, A. J., 1986: What Is a Community? *In: Raup, D. M. & Jablonski, D. (Eds.): Patterns and Processes in the History of Life. Dahlem Workshop, Springer Berlin, 351–367.*

Valentine, J. W. & May, C. L., 1996: Hierarchies in biology and paleontology. *Paleobiology, 22, 1, 23–33.*

RNDr. Anton Biely, CSc., sedemdesiatročný



Na sklonku uplynuleho roku sa významného životného jubilea dožil jeden z najuznávanejších slovenských geológov, RNDr. Anton Biely, CSc. SGS si toto významné jubileum pripomenula na medzinárodnej vedeckej konferencii *Environmental, structural and stratigraphic evolution of the Western Carpathians*, 7. – 8. septembra 2000 na Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave. Jej vedecký program a prednesené príspevky boli vyjadrením ocenenia a veľkej úcty slovenských i zahraničných kolegov a celej slovenskej geologickej pospolitosti k celoživotnému dielu jubilanta, jeho prínosu do vedeckého poznania geologického vývoja a stavby Západných Karpát, ale aj osobným poďakovaním mnohých geológov za prácu, ktorou sa zúčastnil na ich formovaní ako kolega, spolupracovník, učiteľ alebo školiteľ počas ich vedeckej výchovy. SGS ako výraz uznania všestrannej vedeckej a pedagogickej práce doma i na zahraničných expertízach, ako aj za to, čo vykonal ako funkcionár SGS, zvolila Dr. Antona Bieleho, CSc., za svojho čestného člena.

Jubilant sa narodil 18. decembra 1930 v Solčanoch. Základnú školu vychodil v rodnej obci a gymnázium skončil v roku 1950 maturitou v Topoľčanoch. Geológiu začal študovať v roku 1950 na Geologicko-geografickej fakulte Slovenskej Univerzity v Bratislave a štúdiom špecializácie ložisková geológia skončil v roku 1954 na Geologicko-geografickej fakulte Karlovej univerzity v Prahe. Vedeckú ašpirantúru absolvoval v Ústrednom geologickom ústave v Prahe a hodnosť kandidáta geologických vied (CSc.) získal dizertáciou *Geológia mezozoika Tribeča* roku 1962.

Celoživotná geologická práca A. Bieleho je spätá najmä s Geologickým ústavom D. Štúra, kde pôsobil od roku 1954 až do odchodu do dôchodku roku 1991. Popri vedeckovýskumnej činnosti vykonával aj rad funkcií. Bol vedúcim oddelenia mezozoika (1958–1964) a hlbinnej stavby (1975–1980), vedeckým tajomníkom GÚDŠ (1974–1981), členom vedeckej rady GÚDŠ, spoločnej vedeckej rady GÚDŠ a ÚÚG (1974–1981), redaktorom geologických máp (1965–1966), predsedom redakčnej rady publikácií GÚDŠ, vedeckým redaktorom zborníka Západné Karpaty (1963–1966) a Západné Karpaty, séria geológia (1976–1981), členom Ústrednej edičnej rady ÚÚG (1965–1967) a redakčnej rady Věstníka ÚÚG v Prahe.

RNDr. Anton Biely, CSc. sa hneď po nástupe do GÚDŠ zapojil do geologického mapovania Slovenska v rámci tvorby prehľadných geologických máp ČSSR v mierke 1 : 200 000. Ako prvý terén zmapoval föderatskú sériu a permsko-spodnotriasové komplexy *Havraních vrchov* (1 : 25 000), kde vyhľadávacími vrtmi zistil rozsiahle telesá anhydritu a sadrovca. Geologickému mapovaniu zostal verný počas celej profesionálnej kariéry. Výsledkom je rad podrobných geologických máp mezozoických terénov Galmusa, Muránskej planiny, Nízkych Tatier, Kozích chrbtov, Horehronského podolia a sčasti aj Čierťaže, Tribeča, Drieňova, Žiaru a Ponickej vrchoviny.

Ako spoluredaktor pre mezozoikum sa zúčastnil na tvorbe geologických máp v mierke 1 : 200 000 (list Zvolen a Nitra), na zostavovaní Geologickej mapy ČSSR v mierke 1 : 500 000 a 1 : 1 000 000 a Tektonickej mapy ČSSR v mierke 1 : 1 000 000. V edícii regionálnych geologických máp v mierke 1 : 50 000 bol hlavným redaktorom mapy Tribeča a Nízkych Tatier a následky hlavným redaktorom Geologickej mapy Slovenskej republiky v mierke 1 : 500 000 a vysvetliviek k nej.

Súčasne s geologickým mapovaním sa intenzívne venoval štúdiu tektonických problémov vnútorných Západných Karpát a v spolupráci s paleontológmi aj litostratigrafickým otázkam. Výsledky jeho výskumných prác priniesli významný pokrok v riešení viacerých kardinálnych otázok karpatskej geológie. Sformuloval niekoľko záverov o hroniku a veporiku, ktoré zásadne modifikovali predstavu o vzťahu „subtatranských" príkrovov k veporickému kryštaliniku či o palinspastickom obraze sedimentárneho bazéna, ktorého transformáciou a štrukturalizáciou vznikla kriedová príkrovová sústava vnútorných Západných Karpát.

Od roku 1973 sa systematickejšie zaoberal hlbinnou stavbou Západných Karpát, predovšetkým analýzou geologickej stavby podložia terciéru, a to na základe hlbokých vrtov (viedenská panva, dunajská panva, Hornonitrianska kotlina, Liptovská kotlina, podložie Kremnických vrchov a Vtáčnikaj). Okrem iných spresnení poznatkov o geologickej stavbe dospel aj k záveru, že sa v podloží terciéru viedenskej panvy na sinistrálnom horizontálnom posune pri východnom okraji panvy stýka sústava príkrovov severných Vapencových Álp s príkrovovou sústavou Západných Karpát.

Vedeckovýskumnú činnosť A. Bieleho možno tematicky rozdeliť do niekoľkých oblastí. Popri komplexnom geologickom bádaní spätom s geologickým mapovaním to bol litostratigrafický výskum, predovšetkým v chočskom príkrove. Melafýrovú sériu – pokladanú v tom čase za spodný trias – rozčlenil na karbónsku, permskú a spodnotriasovú časť, čo malo zásadný význam pre pochopenie paleogeografie mladšieho paleozoika a spodného triasu celých vnútorných Karpát. Na základe fosílií spresnil stratigrafiu strednotriasových sekvencií a v sedimentoch triasového veku chočského príkrovu vyčlenil v Nízkych Tatrách dva základné litofaciálne vývoje (bielovážsky a čiernovážsky), ktoré sa neskôr zistili aj v iných oblastiach.

Významným prínosom do poznania tektonického vývoja a geologickej stavby Západných Karpát sú poznatky A. Bieleho získané pri tektonickej analýze, ktorú úzko spájal s detailným geologickým mapovaním a s litostratigrafickým štúdiom. Príkladom takého prístupu je pochopenie zložitej stavby chočského príkrovu na severných svahoch Nízkych Tatier, kde na základe zistenia rozdielov v litofaciálnom vývoji v časovo ekvivalentných sekvenciách jubilant vyčlenil jeho čiastkové príkrovy. Tieto príkrovy sa navzájom odlišujú zložitosťou vnútornej stavby, pričom litostratigraficky pestrejší čiastkový príkrov, ktorý buduje bielovážska fácia, má aj oveľa komplikovanejšiu vnútornú stavbu. Takýmto prístupom A. Biely spresnil tektonickú pozíciu a príslušnosť viacerých geologických jednotiek v Západných Karpatoch (mezozoické jednotky v okolí Levíc, v Tribeči a ďalších oblastiach).

Pestré spektrum teoretických geologických poznatkov, osobné skúsenosti z rozsiahleho komplexného geologického výskumu a geologického mapovania celého územia Západných Karpát i priľahlých oblastí, úzka spolupráca a výborná komunikatívnosť so špecialistami rozličného geologického a geofyzikálneho zamerania, ako aj mimoriadna schopnosť vytvárať z množstva často veľmi heterogénnych informácií syntetické, ale pritom vždy logické geologické závery predurčili A. Bieleho na účasť pri tvorbe najvýznamnejších syntetických diel slovenskej geológie. Patrí k nim rad paleogeografických a tektonických modelov a schém, tektonických syntéz, a najmä už spomenuté regionálne a prehľadné geologické mapy.

Fakt, že jubilant patrí medzi najlepších, doma i v zahraničí mimoriadne uznávaných, znalcov regionálnej geológie a tektoniky Západných Karpát, sa prejavil v jeho vedeckej činnosti tak v aplikovanej geológii, ako aj v základnom geologickom výskume. Neoceniteľná bola jeho konzultačná i spoluautorská účasť na riešení mnohých výskumných projektov hydrogeologického výskumu, vo výskume a vyhľadávaní zdrojov geotermálnej energie, vo výskume hlbinnej stavby spätom s prognózovaním a vyhľadávaním uhľovodíkových zdrojov. Azda nijaký slovenský geológ v čase profesionálnej aktivity A. Bieleho neprispel takou veľkou mierou do geologických interpretácií údajov regionálnych geofyzikálnych meraní a poznania hlbinnej geologickej stavby územia Slovenska ako jubilant.

Osobitnou etapou vo vedeckej činnosti RNDr. A. Bieleho, CSc., bol geologický výskum južnej vetvy alpínskeho systému vo východnej časti horskej reťaze Atlasu, keď v službách Tuniského geologického ústavu (1967–1973) geologicky mapoval mezozoikum a terciér. Vytvoril nielen geologické mapy v mierke 1 : 50 000 a 1 : 25 000, ale v spolupráci s ďalšími odborníkmi spresnil litostratigrafiu jury a spracoval litostratigrafické členenie Tuniska. Jeho poznatky významne prispeli k pochopeniu neogénnych tektonických procesov v tuniskom Atlase a jeho predpolí. V rokoch 1982–1984 – už v službách OSN – bol koordinátorom mapovacích skupín projektu geologického mapovania južnej časti vrásového systému Atlasu a priľahlej časti saharskej platformy v južnom Tunisku. Prispel k riešeniu litostratigrafie triasu, a najmä k redefinícii aptských a albských litostratigrafických jednotiek.

Výsledkom vedeckovýskumnej činnosti A. Bieleho je okolo 100 publikovaných pôvodných prác publikovaných v podobe vedeckých štúdií v domá-

cich i zahraničných časopisoch alebo monografií, geologických máp a vysvetliviek. Kompletná bibliografia jubilantových prác je publikovaná v časopise Geologické práce, Správy 93 (1991). Rozsiahly je aj zoznam jeho archivovaných záverečných výskumných správ, rukopisných geologických máp, geologických projektov a expertíznych posudkov, ktoré tiež obsahujú neoceniteľné geologické informácie aj inšpiráciu pre široký okruh geológov.

Aj keď A. Biely oficiálne nepôsobil ako vysokoškolský pedagóg, jeho vyhranená vedecká osobnosť sa natrvalo odrazila vo výchove viacerých generácií mladých geológov a mnohých vedeckých ašpirantov. Ako jedného z popredných slovenských geológov a najlepších znalcov regionálnej geológie Slovenska ho univerzity často pozývali prednášať o aktuálnych otázkach regionálnej geológie. Jeho pútavé vystúpenia – obsahujúce najnovšie geologické poznatky a svojský prístup k analýze aktuálnych otázok karpatskej geológie – sa vždy stretávali s nevšedným záujmom študentov aj vedeckých ašpirantov. Ako člen odborných komisií pre vedeckú výchovu, skúšobných komisií na štátne záverečné, rigorózne či dizertačné skúšky získaval vždy rešpekt a uznanie študentov i vedeckých ašpirantov nekompromisným požadovaním logicky formulovaných a faktograficky podložených odpovedí na praktické geologické otázky. Tak – možno aj nechtiac – viedol mnohých študentov i vedeckých ašpirantov k zamysleniu sa nad tým, ako majú ďalej pracovať na sebe, aby sa čo najlepšie pripravili na úspešnú profesionálnu dráhu v geológii.

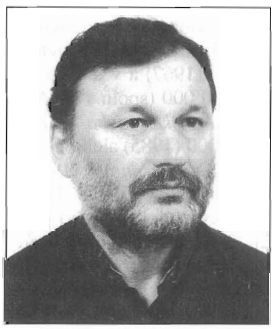
O významnom vedeckom prínose jubilanta do rozvoja slovenskej geológie, do poznania geologického vývoja a stavby Slovenska i do praktického využívania geologických poznatkov v ekonomickej a spoločenskej sfére svedčí aj rast verejných ocenení a uznaní, napr. ako najlepší pracovník geologickej služby (1960), Medaila Cyrila Purkyňu (1979), Pamätná medaila GÚDŠ (1980), Medaila Eduarda Suessa (1985), zaslúžilý pracovník rezortu SGS (1985), Strieborná medaila Dionýza Štúra SAV (1990), Medaila Jána Slávika SGS (1991), Zlatá medaila Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra (2000).

SGS si nesmierne váži mnohoročnú aktivitu jubilanta aj v SGS. Bol tajomníkom, podpredsedom i predsedom bratislavskej pobočky SGS (1960–1962), hospodárom (1974–1982) i vedeckým tajomníkom SGS (1986–1990). Ako výraz ocenenia jeho celoživotnej vedeckej aktivity, prínosu do pokladnice slovenskej geológie a SGS ho pri príležitosti jeho životného jubilea zvolila za svojho čestného člena.

Vzácnemu jubilantovi RNDr. Antonovi Bielemu, CSc., v mene celej slovenskej geologickej komunity želáme do mnohých nasledujúcich rokov pevné zdravie, veľa síl, príjemných chvíľ v rodinnom kruhu, medzi známymi a priateľmi, ale aj pri diskusiách na vedeckých a iných odborných akciách našej spoločnosti.

P. Reichwalder a M. Elečko

Vladimír Bezák päťdesiatročný



Začiatkom roka sme spolu oslávili abrahámoviny RNDr. Vlada Bezáka, CSc. Ak niekto pracoval v kryštaliniku Západných Karpát alebo prišiel do akéhokoľvek styku s geológiou Slovenska, s jubilantom sa už musel stretnúť, lebo mimoriadna činorodosť a energickosť sú jeho najnápadnejšie vlastnosti.

RNDr. Vladimír Bezák, CSc., sa narodil v Žiline 1. marca 1951. Zrejme to, že vyrastal a detstvo strávil v kraji pod Poľanou, predurčilo jeho typicky chlapské vlastnosti, ako je pocit zodpovednosti, kamarátstvo, húževnatosť i veľká chuť do tvrdej práce.

Svoju púť v geológii začal jubilant ešte ako univerzitný študent v Spišsko-gemerskom rudohorí u Dr. F. Regáska, ale taje geológie začal naplno odhaľovať asi až u Dr. J. Lexu, ktorý bol vedúcim jeho diplomovej práce z Kremnických vrchov. A hoci sa počas štúdií venoval viac športu ako geológii (najväčšie úspechy dosiahol v hode oštepom, kde patril medzi výrazné talenty, veď bol napr. aj majstrom Slovenska v juniorskej kategórii a „strieborný" na československej univerziáde; športovú kariéru skončil v Dukle Banská Bystrica), napísal kvalitnú diplomovú prácu o klasifikácii ryolitových vulkanoklastík, ktorá bola aj publikovaná. Po jej obhájení na Prírodovedeckej fakulte UK nastúpil v roku 1974 do Geologického ústavu Dionýza Štúra a začal pracovať v oddelení kryštalinika v kolektíve Dr. A. Klinca. Toto oddelenie malo medzi geológmi povesť mapovačov, ktorí v teréne aj na Slovensku často žili expedičným spôsobom v tvrdších životných podmienkach.

Dr. V. Bezák sa venoval mapovaniu a petrografii najmä v kryštaliniku veporika a postupne formoval a sformoval nový pohľad na vývoj a geologickú stavbu tohto územia. V roku 1978 na jednu sezónu prerušil prácu vo veporiku, lebo sa zúčastnil na 3. československej geologickej expedícii v Mongolsku (vyhľadávanie Cu-Mo rúd) a neskôr – v rokoch 1979 až 1981 – sa popri mapovaní veporika zúčastnil aj na expedičnej kampani pri vyhľadávaní W zrudnenia v Nízkych Tatrách. V roku 1982–1985 pracoval ako expert v Pb-Zn baniach v sz. Alžírsku, kde sa mu podarilo zabezpečiť novú zásobu rúd do ťažby. V roku 1985–1988 sa konečne mohol vrátiť k štruktúrno-tektonickému a petrologickému výskumu veporika, pod vedením prof. M. Suka predložil kandidátsku dizertáciu a v roku 1988 ju úspešne obhájil.

Od roku 1988 viedol rad významných projektov. Z hľadiska geologických poznatkov z nich bol azda najvýznamnejší *Geodynamický vývoj Západných Karpát – časť paleozoikum* a *Regionálny geologický výskum – V. etapa*. V súčasnosti vedie veľký projekt *Prehľadná geologická mapa Slovenska 1 : 200 000*, ktorý by mal vyústiť do publikovania novej generálnej mapy Slovenska. V rokoch 1994–1998 pod vedením jubilanta v rámci projektu *Regionálny geologický výskum Slovenska* vyšlo osem regionálnych máp v mierke 1 : 50 000, čo si naozaj zaslúži uznanie. Dr. V. Bezák sa zúčastnil aj na tvorbe radu regionálnych máp v mierke 1 : 50 000, ako aj mapy Slovenska a Západných Karpát v mierke 1 : 500 000. Naposledy bol editorom regionálnej mapy v mierke 1 : 50 000 *Slovenské rudohorie – západná časť*, teda práve územia, ktorému sa v živote najviac venoval a ktorého sa isto stal aj najväčším znalcom. Všetky svoje poznatky sa usiloval priebežne publikovať, a tak ich sprístupniť geologickej verejnosti, no vždy si uvedomoval, že ide len o zdĺhavé približovanie sa pravde a o postupné odkrývanie tajomstiev prírody.

Treba spomenúť aj jubilantovu aktivitu na medzinárodnej úrovni. V jej rámci bol azda najvýznamnejší spoločný projekt ŠGÚDŠ a francúzskeho BRGM, ktorý Dr. V. Bezák viedol spolu s Patrickom Ledruom v rokoch 1992–1997.

Veľkou prednosťou Dr. V. Bezáka je jedinečný cit pre terén a mapovačské videnie, ktoré vždy oceňovali aj obdivovali jeho spolupracovníci. Jubilantove dlhoročné skúsenosti z výskumu kryštalinika Slovenska logicky vyústili do syntetického pohľadu na geologickú stavbu Západných Karpát a do novej koncepcie stavby kryštalinika Slovenska.

Vlado Bezák pri plnení všetkých úloh demonštroval mimoriadny organizačný talent, za čo si pri mapovaní v Alpách, ktoré organizoval Štátny geologický ústav vo Viedni, vyslúžil u kolegov prívlastok „plukovník". Jeho nadšenie pre spoluprácu dokresľuje aj fakt, že vždy vehementne presadzoval tímovú prácu a kooperáciu ŠGÚDŠ najmä s pracoviskami SAV a univerzít.

Vďaka rozsiahlym a často citovaným vedeckým prácam jubilanta ho atestačná komisia Predsedníctva SAV roku 1998 zaradila do kategórie vedúci vedecký pracovník. Dr. V. Bezák je autorom vyše 60 vedeckých štúdií v domácich a zahraničných časopisoch a vyše 50 krátkych článkov a abstraktov. Je hlavným autorom alebo spoluautorom siedmich prác monografickej povahy. Zapájal sa aj do pedagogickej činnosti (výchova diplomantov a doktorandov, prednášky na univerzite v Bratislave, Brne a v Košiciach).

RNDr. V. Bezák, CSc., má aj rozsiahlu organizačnú činnosť. Bol a je členom rozličných odborných komisií a redakčných rád. Od roku 1990 je členom vedeckej rady ŠGÚDŠ, niekoľko rokov bol predsedom, istý čas aj pod-

predsedom SGS. Bol iniciátorom založenia profesijnej Asociácie geológov Slovenska a dodnes je aj jej predsedom.

Bohatá je aj popularizačná činnosť jubilanta. Publikoval mnoho populárnych článkov prírodovedného alebo cestopisného charakteru vo viacerých populárno-vedeckých časopisoch, najmä v periodiku Príroda a spoločnosť. Nateraz posledným úspechom na tomto poli je knižka *Kameň a víno*, ktorú vytvoril s kolektívom spoluautorov a je veľmi populárna nielen medzi geológmi a vinármi, ale aj v širšej verejnosti.

Na záver želáme RNDr. Vladovi Bezákovi, CSc., ešte veľa invencie pri výskume Západných Karpát, pevné zdravie a chuť do života. Nech sa vzácnemu jubilantovi podarí zrealizovať všetky smelé plány, ktoré si vytýčil. Ich splnenie bude isto na prospech slovenskej geológii aj celej slovenskej geologickej komunity.

Igor Broska

K nedožitým osemdesiatinám akademika Michala Maheľa

V uplynulom roku si slovenská geologická verejnosť pripomenula nedožité osemdesiatiny jedného z najvýznamnejších slovenských a karpatských geológov akademika Michala Maheľa. Tomuto jubileu bola venovaná aj vedecká konferencia *Environmental, structural and stratigraphic evolution of the Western Carpathians*, na ktorej chceli organizátori jubilantovi zablahoželať a v mene SGS poďakovať za jeho všestranný prínos do pokladnice slovenskej geológie. Žiaľ, osud a zákerná choroba už toto osobné stretnutie s jeho kolegami, spolupracovníkmi a žiakmi neumožnili. Akademik Michal Maheľ 7. augusta 1999 chorobe podľahol.

Akademik Michal Maheľ patrí medzi čelných predstaviteľov početne významnej generácie slovenských geológov, ktorých prvé kroky v geológii formoval nestor slovenskej geologickej školy D. Andrusov. Veľký Andrusovov vplyv sa na vedeckej osobnosti akademika M. Maheľa prejavil predovšetkým v komplexnom prístupe ku geologickým problémom, v sústavnom a možno povedať veľmi úspešnom úsilí názorne vyjadrovať výsledky regionálneho geologického výskumu v geologických mapách a profiloch v spätosti vedeckého bádania s riešením geologických otázok súvisiacich s praktickou aplikáciou geológie a v ustavičnom rozširovaní geologického poznania.

Akademik Michal Maheľ sa narodil 19. 8. 1920 v Trhovišti pri Michalovciach. Reálne gymnázium v Michalovciach absolvoval v rokoch 1931–1939 s vyznamenaním. Na Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave študoval v rokoch 1939–1944 a štúdiá zavŕšil roku 1944 druhou štátnou skúškou (prírodopis – zemepis) a doktorátom (RNDr.) z geológie.

Začiatky jeho vedeckej kariéry boli späté s Geologickým ústavom SVŠT, ktorý viedol akademik D. Andrusov. Jeho celoživotnú orientáciu určilo široké univerzitné prírodovedné vzdelanie a spájanie geologického výskumu s riešením technických úloh, ale aj s pedagogickým pôsobením na univerzite.

Práca v Slovenskom geologickom ústave (terajší ŠGÚDŠ) v rokoch 1945–1947 vo veľkej miere rozhodla o hlavnom smere Maheľovej činnosti. Stala sa ním regionálna geológia a praktické riešenie regionálnych hydrogeologických problémov. Významným prínosom – hlavne z hľadiska rozširovania obzoru a zamerania hydrogeologického výskumu – bola pre M. Maheľa vedecká stáž v Grenobli.

Roky 1949–1952 boli pre akad. M. Maheľa obdobím intenzívnej pedagogickej činnosti na Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave, kde sa v roku 1949 prácou *Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a Hornou Nitrou* habilitoval za docenta. Ako univerzitný pedagóg si významne prehĺbil vedomosti zo stratigrafie, ale najmä z geotektoniky, disciplíny, ktorá sa preňho stala nosnou i najobľúbenejšou v jeho ďalšom vedeckom zameraní.

Od roku 1952 opätovne pôsobil v GÚDŠ a v rokoch 1958–1963 bol jeho riaditeľom. Roku 1960 obhájil na Karlovej univerzite v Prahe doktorskú dizertáciu *Geológia Stratenskej hornatiny* a získal hodnosť doktora geologických vied (DrSc.). Za člena korešpondenta ČSAV ho zvolili roku 1962 a o rok neskôr aj za člena korešpondenta SAV. Za vysokoškolského profesora bol vymenovaný roku 1964 a od roku 1975 bol akademikom SAV aj ČSAV. Tieto vedecké pocty dosiahol neúnavnou vedeckou a pedagogickou prácou, väčšinou po vyriešení závažných geologických úloh a po skončení významných vedeckých diel.

Ako regionálny geológ vykonával geologický výskum v rozličných častiach Slovenska. Jeho výsledkom boli geologické mapy rôznej mierky a vedecké štúdie o geologickej stavbe skúmaných území. Osobitne treba vyzdvihnúť podrobné geologické spracovanie Strážovských vrchov, Malých Karpát, Slovenského raja, severných oblastí Spišsko-gemerského rudohoria, Humenských vrchov a čiastočne aj Považského Inovca. Významný podiel mal na tvorbe Prehľadnej geologickej mapy ČSR v mierke 1 : 200 000, najmä ako hlavný redaktor mapového listu Banská Bystrica, Žilina a Bratislava a knižne publikovaných vysvetliviek k týmto mapám.

Vedeckovýskumná činnosť akademika M. Maheľa bola vždy zameraná na komplexné riešenie geologických úloh a spájala regionálnogeologický výskum s tvorbou geologických máp a s riešením tektonických problémov. Zameranie na tektoniku sa výrazne prejavilo v spoluautorstve syntetického diela *Regionální geologie ČSSR – Západní Karpaty* (1967) a v takých dielach ako je *Tektonická mapa ČSSR* v mierke 1 : 500 000 (spolu s M. Malkovským a O. Kodymom, 1984), monografia *Geologická stavba Strážovských vrchov* s geologickou mapou v mierke 1 : 50 000 (1985) alebo *Geologická stavba československých Karpát* (1) – *paleoalpínske jednotky* (1986).

Aj keď väčšinu svojho profesionálneho života strávil v GÚDŠ, kde sa venoval hlavne regionálnogeologickým a tektonickým úlohám, jeho práca bola vždy úzko spätá aj s riešením aktuálnych úloh základného geologického výskumu, a to či už ako člena rady II. Programu SAV (od roku 1965) a koordinátora programu základného geologického výskumu, alebo ako vedúceho riešiteľa jeho viacerých hlavných úloh zameraných na riešenie základných geologických, a najmä tektonických problémov Západných Karpát. To mu umožnilo spájať regionálny geologický výskum (vykonávaný predovšetkým GÚDŠ) so základným geologickým výskumom a usmerňovať prácu veľkej časti geológov – pracovníkov SAV aj univerzít – na riešenie úloh orientovaných na otázky geologického vývoja a stavby nášho územia, ako aj na praktické zužitkúvanie geologických informácií. Akad. M. Maheľ bol aktívny aj v Geologickom ústave SAV, najmä ako zakladateľ a vedúci jeho tektonického oddelenia (do roku 1988). Bol aj členom vedeckého kolégia SAV i ČSAV a vykonal kus prác v rade odborných komisií, vo vedeckých a redakčných radách.

Obraz akademika M. Maheľa by nebol kompletný, keby v ňom chýbala zmienka o jeho pedagogickej vedeckovýchovnej činnosti. Bol asistentom, docentom aj externým profesorom (1965–1986) na Prírodovedeckej fakulte UK, kde prednášal hlavne regionálnu geológiu Karpát a geotektoniku. Rovnako významný je jeho prínos ako školiteľa početnej skupiny vedeckých ašpirantov, ktorí sa aj jeho zásluhou postupne vypracovali na uznávaných geológov. Pedagogická činnosť pomohla M. Maheľovi skĺbiť regionálnogeologické poznatky s riešením základných otázok geológie a s tvorbou nových geotektonických syntéz. Jeho prednášky sa tešili veľkému záujmu študentov nielen vďaka daru reči, ale najmä pre bohaté terénne skúsenosti, a to nie iba zo Slovenska, ležiaj z karpatsko-balkánskych a alpských oblastí. Úsilie povedať vždy niečo nové a hodnotiť geologické fenomény z nových hľadísk robili jeho prednášky atraktívnymi nielen pre univerzitných študentov, ale aj pre kolegov na akciách SGS.

Akademik M. Maheľ sa do povedomia európskej i svetovej geologickej verejnosti dostal ako jeden z najlepších znalcov Karpát hlavne vďaka *Tektonickej mape karpatsko-balkánskeho regiónu a priľahlých území* v mierke

1 : 1 000 000. Táto mapa bola vyvrcholením mnohoročnej práce tektonickej komisie KBGA a širokého redakčného okruhu pod Maheľovým neúnavným vedením. Do diania KBGA aktívne vstúpil v čase oživovania jej činnosti koncom 50. rokov 20. stor. Poverili ho funkciou tajomníka KBGA za ČSR a úlohou pripraviť 4. zjazd obnovenej KBGA v Kyjeve. Tento zjazd KBGA poveril Československo koordinovať činnosť tektonickej komisie KBGA. Komisiu viedol Michal Maheľ, a predovšetkým jeho zásluhou veľmi rýchlo zaktivizovala svoju činnosť a už roku 1961 na 5. zjazde KBGA v Bukurešti predložila projekt rozpracovania a vyjadrenia geotektonického vývoja a geologickej stavby karpatsko-balkánskych krajín v mapovej podobe. Tento medzinárodný tektonický projekt si stanovil cieľ zostaviť *Tektonickú mapu krajín KBGA* v mierke 1 : 1 000 000 na princípoch umožňujúcich jednotným spôsobom vyjadriť zložitosť geologickej stavby Karpát, Balkánu a Dinár na úrovni súvekého stavu vedeckých poznatkov. Na splnenie takéhoto cieľa bolo treba nielen kompilovať jestvujúce pomerne rôznorodé a často aj rozporné a protichodné poznatky, ale predovšetkým koncepčne sformulovať nový prístup k tvorbe modernej syntézy.

Mapa bola skončená v roku 1973, bola publikovaná v anglickej a ruskej verzii a roku 1974 k nej vyšli aj rozsiahle vysvetlivky v podobe komplexnej tektonickej syntézy *(Tectonics of the Carpathian-Balkan Regions)*. Bol to výsledok vyše desaťročnej práce tektonickej komisie KBGA a autorských kolektívov z viacerých krajín. Išlo o vyše 50-členný kolektív vynikajúcich odborníkov, ktorý cieľavedome viedol – niekedy azda až príliš autoritatívne – – akademik M. Maheľ.

Širokej verejnosti sa kompletná Tektonická mapa KBGA predstavila roku 1973 na 10. zjazde KBGA v Bratislave a mala spontánny priaznivý ohlas. Vysoko sa vyzdvihoval jej význam ako podkladu pre tematické paleogeografické a hydrogeologické mapy, mapy nerastných surovín, ale i na riešenie radu tematických problémov. Mapa sa stala základným dielom, ktoré poslúžilo na profilovanie programu činnosti viacerých komisií KBGA na ďalšie roky.

Tektonická mapa KBGA v mierke 1 : 1 000 000 však nastolila aj rad problémov, ktorých riešenie sa ukázalo nevyhnutným pre tvorbu tektonických máp podrobnejšej mierky, máp kvalitatívne vyššej úrovne, navyše zodpovedajúcich novému trendu, ktorý vyplynul z moderných tektonických prúdov – z tektoniky litosférických dosák a z nej vyplývajúcej novej globálnej tektoniky.

Tvorba *Tektonickej mapy Československa* v mierke 1 : 500 000, ktorá bola zároveň aj prvou modelovou maketou pre Tektonickú mapu KBGA rovnakej mierky, sa, prirodzene, konštruovala už s prihliadnutím na geotektonické teórie odrážajúce aspekty novej globálnej tektoniky, vyžadovala širokú diskusiu a prehodnotenie mnohých tektonických záverov vychodiacich z geosynklinálnej koncepcie.

Významným fórom na diskusiu a formulovanie nových geotektonických pohľadov na Karpaty sa stalo viac vedeckých konferencií, ktorých hlavným iniciátorom, organizátorom i odborným garantom bol akademik Michal Maheľ. Ich tematika pokrývala široký okruh najaktuálnejších geologických problémov – *Československá geológia a globálna tektonika* (1976), *Tektonické profily Západných Karpát* (1978), *Vážnejšie problémy geologického vývoja a stavby ČSSR – kľúčové územia a metódy riešenia* (1979), *Zemská kôra a jej vzťah k nerastným surovinám na území ČSSR* (1982), *Problémy geologickej stavby jz. časti Západných Karpát vo vzťahu k perspektívam ropy a zemného plynu – vzťah k Českému masívu, Panónskej panve, Východným Alpám* a ostatnej časti Západných Karpát (1984), *Structural development of the Carpathian-Balkan Orogenic Belt* (1987).

Tieto „tektonické" konferencie, ktoré sa už tradične konali v Smoleniciach, sa stali príležitosťou na verejnú prezentáciu najnovších geologických poznatkov, na výmenu názorov i nastoľovanie otvorených problémov. Ich závery v mnohých prípadoch usmernili geologický výskum na riešenie aktuálnych otázok, na hľadanie nových pohľadov na tektonický vývoj a stavbu Karpát a stali sa novými cestami pri vysvetľovaní významu rozličných geologických fenoménov. Väčšina referátov z konferencií bola publikovaná v tematických zborníkoch.

Výsledkom vyše polstoročnej vedeckovýskumnej a pedagogickej aktivity akademika Michala Maheľa je úctyhodný počet vedeckých publikácií, mapových diel, projektov či expertízných posudkov (vyše 40 vedeckých a odborných monografií, príručiek, publikovaných geologických máp a vysvetliviek, vyše 150 príspevkov a článkov v domácich i zahraničných vedeckých časopisoch, okolo 20 významných projektov a realizovaných koncepčných návrhov, vyše 50 odborných vedecko-technických posudkov a návrhov). Tieto výsledky boli a sú dôležitými stavebnými kameňmi poznatkov o karpatskej geológii a významne ovplyvňovali a ovplyvňujú jej vývoj.

Pri retrospektívnom zamyslení sa nad osobnosťou akademika Maheľa sa okrem výsledkov vedeckej práce každému, kto ho poznal, vynoria aj niektoré jeho osobnostné črty, ktoré výrazne poznamenali jeho prácu a formovanie jeho vedeckej kariéry. Bola to v prvom rade tvrdá, sústavná a cieľavedomá práca, pri ktorej spravidla nepoznal nijaké úľavy ani kompromisy, keď išlo oňho, ale často ani vo vzťahu k najbližšiemu okoliu. Vždy v nej išlo o spojenie tvrdej práce terénneho regionálneho geológa s prácou vedca a pedagóga. Dopredu ho ustavične hnalo úsilie držať krok s najnovším trendom vo svete, byť na čele slovenského geologického diania, často aj za cenu osobných katakliziem. Bolo mu dopriate ochutnať ovocie úspešnej vedeckej kariéry, keď na vtedajšie, ale aj na súčasné pomery v slovenskej geológii dosiahol mladý prakticky všetky u nás udeľované akademické, vedecké a pedagogické hodnosti aj vedecké pocty, ale rovnako v niektorých obdobiach aj pocítiť tvrdú kritiku, nesúhlas, ba i odsúdenie časťou slovenskej geologickej komunity pre niektoré jeho osobné postoje, odborné alebo aj rýdzo ľudské.

Touto spomienkou chceme predovšetkým mladšej generácii slovenských geológov, ktorá väčšinou nemá osobné zážitky z bezprostredných pracovných alebo iných kontaktov s akademikom Maheľom, priblížiť najvýznamnejšiu časť jeho vedeckého diela. Necítime sa povolaní na všestrannú historickú analýzu jeho osobnosti ani obdobia, ktoré najmä v začiatkoch bezpochyby na jej formovanie (pozitívne aj negatívne) vplývalo. Tak či onak akademik Michal Maheľ bol a zostáva jednou z najvýznamnejších osobností slovenskej geológie, aj keď pri celkovom hodnotení z pohľadu časti jeho geologických rovesníkov niekedy aj dosť rozporuplnom. V histórii formovania slovenskej geológie a pri poznávaní geologického vývoja a stavby Západných Karpát mu však nesporne patrí nezastupiteľné miesto. Akademik M. Maheľ sa mimoriadne významne zúčastňoval na vedeckej výchove a formovaní viacerých generácií geológov. Patrí mu za to uznanie a vďaka väčšiny slovenských geológov a SGS, ktorá ho zvolila za svojho čestného člena a jeho celoživotný vedecký prínos ocenila Medailou J. Slávika SGS.

P. Reichwalder a M. Elečko

Michal Maheľ – osobné spomienky

Sú vo vede osobnosti, ktoré nenápadne a často v ústraní stavajú od základov pyramídu poznania, mravčou analytickou prácou hromadia faktografický materiál a neúprosne určujú hranice, hoci často neúplné, ktoré obmedzujú možné interpretácie a syntetické modely. Sú však aj osobnosti, ktoré nemajú trpezlivosť stavať pyramídu postupne a rady by mali postavenú jej špičku už spolu so základmi, a preto často prekračujú alebo si prispôsobujú obmedzujúce hranice. Tým prvým vďačíme hlavne za fakty, tým druhým za nápady. Treba povedať, že pre pokrok vedy je nevyhnutné pôsobenie oboch spomenutých druhov. Sú medzi nimi, prirodzene, aj prechodné typy vhodne skĺbujúce analytický a syntetický štýl práce, ale aj extrémne príklady nepochopených introvertných bádateľov a extrovertných organizátorov, občas aj manipulátorov. Čo však napokon po každom zostane, sú jeho činy, dielo a dejiny spravodlivo posúdia miesto každého z nás.

Akademik Michal Maheľ nepochybne patrí medzi osobnosti, ktorých dielo bude v karpatskej geologickej literatúre ešte dlho rezonovať. Mnohí mu vyčítovali jeho niektoré nie najlepšie ľudské vlastnosti a cez túto prizmu posudzovali aj jeho dielo. Je to dielo rozsiahle a v niektorých extrémoch azda aj scestné, ale jeho súčasťou sú aj cenné syntetické práce, ako aj mnohé invenčné nápady, ktoré – podľa mňa a v mnohom predbehli svoju dobu a sú stále inšpiratívne. Osobitne sa v ňom vynímajú geologické a tektonické

mapy veľkej mierky, v ktorých M. Maheľ prejavil cit pre súlad medzi celkom a detailom, ktorý je pri osobnostiach jeho typu dosť prekvapujúci. Jeho ctižiadostivosť a entuziazmus ho ustavične hnali do riešenia stále nových úloh a problémov, ktorým venoval všetok svoj čas a zdanlivo nevyčerpateľnú energiu. A tak kým sa viacerí z jeho početných kritikov zmohli len na kritiku, akademik Maheľ bol stále na čele vedeckého geologického diania a ako lokomotíva ťahal za sebou vlak nápadov na riešenie azda každého jestvujúceho geologického problému. Aj keď viackrát zamieril na slepú koľaj, vždy sa spamätal a včas dokázal prehodiť výhybku. Ani kolízie neboli preňho niečím výnimočným, čo by ho malo zastaviť na ceste vpred, hoci niektorí jeho protivníci si z nich odniesli škrabance na celý život. Každý, kto sa pohyboval v jeho blízkosti, isto zažil jeho nekontrolované vzplanutia, ale snáď aj vzácne chvíle empatie a nezištnej ochoty pomôcť. Vyčítať sa mu dalo kadečo, ale určite nie malichernosť alebo nezáujem o prácu iných. Tvrdo a nekompromisne vyžadoval výsledky, no na druhej strane dokázal na ich dosiahnutie poskytnúť pomoc a podmienky. A to zas nebolo až tak málo.

Akademik Maheľ sa do posledných chvíľ svojho života – aj počas ťažkej choroby – usiloval držať prst na pulze diania. Keď som mu niekoľko mesiacov pred jeho smrťou priniesol do nemocnice svoju novú knihu, uvidel som len ťažkou chorobou skvárenú trosku kedysi takého vitálneho a činorodého človeka. Ale keď som mu tú knihu podal, zastreté oči sa mu odrazu rozžiarili a zasypal ma lavínou otázok a svojich najnovších nápadov. Už to bol opäť ten starý Maheľ, večne nespokojný so stavom našich geologických vedomostí, plný entuziastických a sem-tam aj utopických plánov. Už by bol opäť rád organizoval, písal a tvoril najnovšiu zo svojho nekonečného radu koncepcií geologickej stavby Západných Karpát. Taký v mojej – a myslím, že nielen v mojej – pamäti aj zostane.

Dušan Plašienka

Práce Michala Maheľa od roku 1980 (práce do roku 1980 boli uverejnené pri príležitosti jeho šesťdesiatin v Geologickom zborníku Geologica Carpathica, 31, 4, 1980)

Maheľ, M., 1980: Vážnejšie problémy stavby bradlového pásma a vnútorných Západných Karpát. *In: Maheľ, M. (Ed.). Vážnejšie problémy geologického vývoja a stavby Československa. Kľúčové územia a metódy riešenia. I. A, 1979. ČS-VTS GÚDŠ, Bratislava, 103–123.*

Maheľ, M., 1980: Styk vnútorných Karpát a bradlového pásma – pribradlová zóna. *In: Maheľ, M. (Ed.). Vážnejšie problémy geologického vývoja a stavby Československa. Kľúčové územia a metódy riešenia. III., 1979. ČS-VTS GÚDŠ, Bratislava, 109–121*

Maheľ, M., 1980: Heterogeneity of crust and further fundamental factors of particularity of development and structure of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 397–406.*

Maheľ, M., 1980: Sú granitoidné masívy Malých Karpát príkrovmi? *Mineralia Slov., 12, 185–187*

Maheľ, M., 1980: Pribradlové pásmo, charakteristika a význam. *Mineralia Slov., 12, 193–207*

Maheľ, M., 1980: Strážovské vrchy – všeobecná charakteristika. Materiály XXIII. Celoštátnej geologickej konferencie Slovenskej geologickej spoločnosti. *Konf. Symp. Sem., Bratislava, GÚDŠ, 49–66.*

Maheľ, M., 1981. Heritage and its bearers in geological development of the Alpides. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 163–172.*

Maheľ, M., 1981: Island character of Klippen Belt; Vahicum – continuation of Southern Penninicum in West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 293–305.*

Maheľ, M., 1981: Penninikum v Západných Karpatoch z pohľadu globálnej tektoniky. *Mineralia Slov., 13, 289–306.*

Maheľ, M., 1981: Magmatity – ukazovateľ typu kôry v paleozoiku Západných Karpát. *In. Bajaník, Š. & Hovorka D. (Eds): Paleovulkanizmus Západných Karpát. Konf. Symp. Sem., Bratislava, GÚDŠ, 19–26.*

Maheľ, M., 1981: Recenzia práce Z. Roth: Západní Karpaty – terciérní struktura střední Evropy. *Mineralia Slov., Geovestník, 13, 571–572.*

Maheľ, M., 1982: Types of nappes in West Carpathians – their genesis. *In Maheľ, M. (Ed.): Alpine structural elements: Carpathian-Balkan-Caucasus--Pamir orogene zone. Bratislava, Veda, 9–41.*

Maheľ, M., 1982. Príkrovy a členitosť kôry v Západných Karpatoch. *Mineralia Slov., 14, 1–40.*

Maheľ, M., 1982: Geologická mapa Strážovských vrchov v mierke 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ.*

Maheľ, M., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Strážovských vrchov v mierke 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ, 89.*

Maheľ, M., 1983: Návrh na novú tektonickú nomenklatúru základných tektonických elementov Západných Karpát. *Mineralia Slov., 15, 559–565.*

Maheľ, M., 1983: Krížňanský príkrov, príklad polysériovej a polyštruktúrnej jednotky. *Mineralia Slov., 15, 193–216.*

Maheľ, M., 1983: Beziehung Westkarpaten – Ostalpen. Position des Übergangs-Abschnittes – Devíner Karpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 34, 131–149.*

Maheľ, M., 1983: Severogemerická synklinála a besnícky príkrov – príklady nadväznosti pripovrchových a hlbinných štruktúrnych elementov. *Mineralia Slov., 15, 1–22.*

Maheľ, M., 1983: La position du Pienides et des Bükkides dans les Carpathes Occidentales. *Annual. Inst. Geol. Geofiz. Bucuresti, 60, 131–140.*

Maheľ, M., 1984: Nová koncepcia vývoja a stavby Západných Karpát. *Mineralia Slov., 16, 505–540.*

Maheľ, M., 1984: Typy kôry a geosynklinála, význam modelu v syntéze stavby Západných Karpát. *In: Maheľ, M. (Ed.) Zemská kôra a jej vzťah k nerastným surovinám. Konf. Symp. Sem., Bratislava, GÚDŠ, 9–18.*

Maheľ, M., Kodym, O. & Malkovský, M., 1984: Tektonická mapa ČSSR v mierke 1 : 500 000. *Bratislava, GÚDŠ.*

Maheľ, M. & Malkovský, M., 1984: Vysvetlivky k tektonickej mape ČSSR v mierke 1 : 500 000. *Bratislava, GÚDŠ, 51*

Maheľ, M., 1985: Geologická stavba Strážovských vrchov. *Bratislava, GÚDŠ, 221*

Maheľ, M., 1985: Neskoroalpínska tektonika Strážovských vrchov a jej širší význam. *Západ. Karpaty, Geol. 7–37.*

Maheľ, M., 1985: „Panelová" geológia – k otázkam horizontálnych posunov v Západných Karpatoch. *Mineralia Slov., 17, 447–455.*

Maheľ, M., 1986: Geologická stavba československých Karpát. 1 – Paleoalpínske jednotky. *Bratislava, Veda, 503.*

Maheľ, M., 1987: The Malé Karpaty Mts. – constituent of the transitional segment between the Carpathians and Alps: important tectonic window of the Alpides. *Mineralia Slov., 19, 1–27*

Maheľ, M., 1987: The West Carpathians – example of crust dissection. Abstract. Internat. conf. Structural development of the Carpathian-Balkan orogenic belt. *Dom Techniky, Bratislava, 108–109.*

Maheľ, M., Michalík, J., Kováč, M., Marko, F., Plašienka, D. & Salaj, J., 1987: Geological structure in the Brezovské Karpaty, Myjavská pahorkatina upland, and SW corner of Klippen Belt. Guide to exc., internat. conf. Structural development of the Carpathian-Balkan orogenic belt. *Bratislava, GÚDŠ, 5–43.*

Maheľ, M., 1988: Základné problémy stavby Západných Karpát z pohľadu geodynamického modelu a hlbinnej stavby. I. Centrálne a vnútorné Karpaty. *Mineralia Slov., 20, 289–306.*

Maheľ, M., 1989: Bradlové pásmo z aspektu geodynamického modelu. *Mineralia Slov., 21, 99–108.*

Maheľ, M., 1990: Strižné zóny, ich prejavy (oblúky a niektoré priečne prelomy) v Západných Karpatoch. *Mineralia Slov., 22, 41–46.*

Maheľ, M., 1990: Postavenie Západných Karpát v alpínskom systéme. V. celoslovenská geologická konferencia (Abstrakty referátov). *Bratislava, SGÚ, 13–14.*

Maheľ, M., 1991: Particularities of Alpide segments: tectonotypes, arcs, and different flysch basins in the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 42, 131–138.*

Maheľ, M., 1995: Vejárovité synklinóriá a bradlový štýl. Prejavy mezoalpínskej tektogenézy. In: M. Kaličiak (Ed.): III. Geologické dni Jána Slávika. *Konf. Symp. Sem., Bratislava, GÚDŠ, 33–38.*

Maheľ, M., 1997: Zo spomienok akademika Michala Maheľa na profesora Andrusova. *In G. Andrusovová-Vlčeková: išiel som touto cestou... Dimitrij Andrusov – životopisná črta. Mineralia Slov., Bratislava, 127–134.*

Slovenská geológia na 11. kongrese Európskej únie geovied v Štrasburgu

Pred dvoma desaťročiami vyšli francúzski geológovia s iniciatívou usporiadať medzinárodný a interdisciplinárny kongres vedcov zaoberajúcich sa štúdiom Zeme v celej Európe. Za miesto jeho konania zvolili starobylé alsaské sídlo na križovatke obchodných ciest na brehu Rýna, ktoré sa za čias rímskeho cisára I. Caesara volalo Argentoratum a iba neskôr sa stalo známym pod menom Štrasburg, Strasbourg či Strassburg. Dnes sa toto prekrásne mesto hrdí sídlom Európskeho parlamentu a usiluje sa stať centrom spojenej Európy.

Na 1. kongrese Európskej únie geovied (European Union of Geosciences, EUG), usporiadanom vo veľkolepom *Paláci konferencií a hudby* roku 1981, bolo ani nie šesto účastníkov. Ale idea výmeny vedeckých poznatkov a skúseností v európskom meradle sa ukázala ako veľmi efektívna, a preto sa odvtedy kongres koná každý druhý rok. Počet účastníkov do 10. kongresu roku 1999 vzrástol päťnásobne a podobne stúpalo aj množstvo sympózií (16 roku 1995, 22 roku 1997 a 82 roku 1999). Kongresy tradične prebiehajú v týždni pred Veľkou nocou, organizuje ich vždy iná krajina Európskej únie a majú už pevné miesto v živote geovedných inštitúcií nielen v Európe. Kongresy sú unikátnou bázou na bohatú výmenu informácií o najnovších výsledkoch aj smeroch výskumu a jedinečnou príležitosťou nielen na výmenu vedeckých poznatkov, ale aj na čerpanie nových inšpirácií.

Špecifikou kongresov sa stáva bohatstvo referátov predstavujúcich vrcholové výsledky výskumu, ale najma trend združovať rozličné špecializácie a metódy a určovať perspektívy geovednej práce. Na 10. kongrese roku 1999 bolo takmer dva a pol tísic príspevkov v jedenástich interdisciplinárnych problémových okruhoch. Najčastejšie sa týkali štruktúry, zloženia, dynamiky a seizmiky zemskej kôry a vrchného plášťa, vývoja kontinentov, dynamiky orogénnych procesov, modelovania paleoprostredí alebo príčin a účinkov vulkanizmu. Tematické skupiny sa venovali globálnym podnebným zmenám, globálnemu uhlíkovému cyklu, biokonštrukciám, životnému prostrediu, osobitná skupina recyklácii odpadu a spracúvaniu rádioaktívneho odpadu a samostatné sympóziom rokovalo o problematike polárnych oblastí. Tímový prístup v bádaní sa prejavil aj v práci organizačného výboru (okrem vedcov usporiadateľskej Veľkej Británie sa do nej zapojili aj vedci ďalších krajín), ba i v jeho vedení (na mieste tradičného jediného predsedu pracovali tri osobnosti).

11. kongres sledoval desať tematických okruhov (uvádzame ich pôvodné názvy v angličtine), v ktorých sa organicky spojili klasické špecializácie a aspekty geovedného štúdia podľa aktuálnych požiadaviek európskej vedy aj hospodárstva.

V prvom sa prerokúval akútny kontrast medzi základným a rezortným geovedným výskumom a dominovali v ňom otázky environmentálnej geológie, inžinierskej geológie, hydrogeológie a iné problémy aplikovaného výskumu.

Tematický okruh *Biogeochemistry* spolu s tretím *(Climate Change)* a štvrtým *(Environment & Paleoceanography)* zastupoval na kongresoch stálu skupinu paleobiologických a sedimentologických disciplín. Tradičný dôraz na taxonómiu, neskôr na funkčnú morfológiu, evolučné trendy, špeciácie, vymierania a „lov" na impaktové kráteny a „neokatastrofizmus" už je zatlačený do úzadia menej atraktívnym, no lepšie doloženým komplexným výskumom evolučných a kritických, revolučných úsekov vývoja života na Zemi. Podiel paleontológov, sedimentológov, izotopových geochemikov a magnetostratigrafov na tejto spoločnej práci sa nedá presnejšie určiť. V závere 20. stor. navyše prudko vzrástol záujem o súvislosti medzi orbitálnymi vplyvmi a vysoko rozlišovacou a sekvenčnou stratigrafiou, čo v paleoekologickom výskume vyústilo do projektov sledujúcich kvalitatívno-kvantitatívne aspekty, paleoproduktivitu a paleoklimatológiu. Poznanie vývoja podnebia a jeho vplyvu na prostredie sa stáva kľúčom na odhaľovanie súčasných klimatických trendov.

Okruh *Fluid & Mass Flux* (sponzorovaný koncernom British Petrol a Amoco) sa zaoberal škálou fluíd kolujúcich v zemskej kôre a spoluúčinkujúcich pri magmatických a metamorfných procesoch, ale aj tých, ktoré obiehajú v oceáne a v atmosfére. Priam „hitom" kongresu boli príspevky o hydrátoch metánu, ktoré sa pri „glaciálnom" režime oceána ukladajú v sedimentoch a môžu produkovať ropné uhľovodíky, no v eventových obdobiach sa náhle uvoľňujú a môžu vyvolať zmenu režimu atmosféry až po nastolenie „skleníkových" podmienok.

Veľmi časté tektonické témy boli zväčša súčasťou okruhu *Lithosphere Structure & Tectonics* alebo *Rifted Continental Margins*. Pri nich sa na rozdiel od minulosti posúva spôsob myslenia i prezentácie od nudných opisov k strhujúcemu výkladu tektonických dejov. Aj v názvoch referátov ustúpili výrazy ako štruktúra, geometria, tektonika, morfológia, štýl významnejším termínom, ako je dynamika, kinematika, evolúcia, eventy a história. Aj tektonika je už štvorrozmernou vedou, podobnou iným historicky orientovaným geovedným disciplínam, čo vďaka rádiometrickým technikám, izotopovej geochémii a metamorfnej petrológii osobitne cítiť v metamorfovaných kryštalinických terénoch. Dobré datovanie týchto komplexov umožňuje korelácie s pripovrchovými eventmi zaznamenanými v stratigraficky dobre datovaných pokryvných sedimentárnych súboroch.

Petrologická problematika, na štrasburských sympóziách EUG tradične dominujúca, od 8. kongresu pomaly ustupuje. Ubudlo najma príspevkov o genéze rudných ložísk, ale rastie záujem o procesy v zemskom plášti, ktoré sa riešia spolu s geofyzikmi a tektonikmi, o jeho látkové zloženie, modelované vedno s geochemikmi *(Mantle Structure, Composition and Dynamics)*.

V poslednom desaťročí sa tímy zaoberajúce sa geologickými problémami stále častejšie využívali geofyzikálne metódy (seizmickú refrakciu a štruktúrnu geológiu, gravimetriu, termometriu a magmatizmus, magnetometriu a tektonický či stratigrafický výskum). Na prelome tisícročí badať novú intenzifikáciu výskumu v podmorskej geofyzike, geofyzike pevnej Zeme, výskumu hlbokých kôrových a plášťových štruktúr, hlbokých vulkanických aparátov a pod. Smerovanie ku komplexnému výskumu sa v okruhu *Physics & Chemistry of Earth Materials* alebo *Volcanic & Plutonic Processes & Products* prejavilo viac ako zreteľne.

11. kongres EUG bol výnimočne vhodnou príležitosťou na odborné stretnutia nových projektov IGCP UNESCO, na kontakt s renomovanými vydavateľstvami vedeckej literatúry a zoznámenie sa s ich produktmi, ale najmä na prezentáciu výsledkov národných vedeckých komunít. Tri tisícky vedcov, ktoré sa na tomto kongrese zúčastnili, sú viac-menej zo všetkých krajín Európy, ale aj z mnohých krajín Ameriky, Ázie, Afriky a z Austrálie. Slovensko reprezentovali siedmi účastníci (piati z Geologického ústavu SAV) jedenástimi (z celkového počtu 2691) príspevkami. Tri referáty boli prednesené v hlavných vedeckých sekciách, mali živý a priaznivý ohlas. Vzhľadom na vysokú úroveň geovedného výskumu na Slovensku a naše ambície začleniť sa do Európskej únie by účasti a prezentácii na podobných celoeurópskych vedeckých akciách bolo treba zo strany všetkých domácich (nielen akademických) vedeckých a výskumných pracovísk venovať väčšiu pozornosť.

Jozef Michalík
riaditeľ Geologického ústavu SAV

Recenzia

J. Michalík, D. Reháková, M. Kováč, J. Soták a I. Baráth, 1999: **Geológia stratigrafických sekvencií. Základy sekvenčnej stratigrafie.** Bratislava, Veda, vyd. Slovenskej akadémie vied. 233 s.

Na knižných pultoch sa nedávno objavila nová publikácia, ktorá napriek neveľkému rozsahu (233 s.) je v slovenskej geovednej literatúre významným edičným počinom. Ide totiž o prvú príručku nového smeru štúdia nielen v slovenčine, ale v slovanských jazykoch vôbec. Jej užitočnosť už potvrdil doterajší záujem o ňu nielen zo strany slovenských, ale aj českých, poľských a slovinských geológov. Kniha bude neoceniteľnou pomôckou nielen pre expertov v sedimentológii a stratigrafii, ale aj na výučbu študentov denného i doktorandského štúdia geológie a príbuzných odborov, ktorí boli doteraz odkázaní len na ťažko dostupné zahraničné zdroje.

Sekvenčná stratigrafia je v modernej geológii novou paradigmou, pre ktorú je sedimentárny záznam nielen archívnym súborom ostatkov diskrétnych udalostí, ale komplexným záznamom príčinných vzťahov a dejových súvislostí vo vymedzenom čase a mieste. Koncepčne vychádza z predpokladu, že stratigrafické sukcesie možno členiť na samostatné celky oddelené plochami nesúhlasnosti korelova-

teľnými na veľkú vzdialenosť. Jej základnou témou je rozpor medzi interpretáciami príčin cyklickej sedimentácie a eustatického verzus tektonického pohybu morskej hladiny. Tvrdí, že činitele zúčastňujúce sa na tvorbe cyklických sekvencií vzájomnou súhrou vytvárajú všeobecne predpovedateľné trojrozmerné štruktúry – sekvenčné modely. Aj keď výsledok súhry činiteľov, ako je eustázia, tektonika alebo orbitálne ovplyvňovanie zmien podnebia, ťažko predpovedať a niektorí špecialisti o globálnej korelovateľnosti cyklov pochybujú, nemožno poprieť, že sekvenčnostratigrafická koncepcia je v sedimentárnej geológii revolučným krokom.

Je prirodzené, že sekvenčná stratigrafia nie je nijakým zázračným prútikom na univerzálne riešenie všetkým problémom. Nie je to nijakú mágia, ale iba ďalšia metóda na koreláciu sedimentárnych hornín, ktorá si v ostatných dvadsiatich rokoch vydobyla dôležité miesto medzi geologickými interpretáciami. Získala si okruh stúpencov, ktorých na prvý pohľad spája najmä majstrovstvo v používaní čudného a pre mnohých nezrozumiteľného žargónu, ktorý sa pri nej používa. Ale po vysvetlení vzťahov sa pred očami v geológii zorientovaného čitateľa vynára úžasný poriadok, ktorý vládne nad usporiadaním sedimentárnych telies, poriadok, ktorý je výsledkom milióny rokov pôsobiacich sedimentárnych procesov.

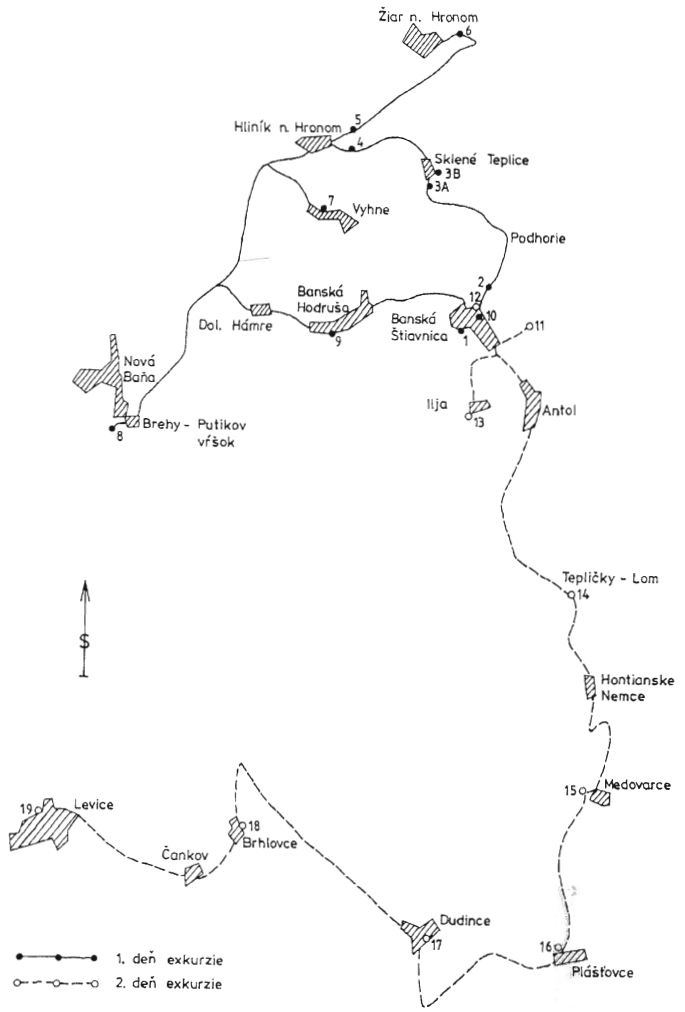
Recenzovaná publikácia *Geológia stratigrafických sekvencií. Základy sekvenčnej stratigrafie* kolektívu autorov z Geologického ústavu SAV má trinásť kapitol, ktoré sa zaoberajú najdôležitejšími aspektmi tohto nového smeru. Analyzuje sa v nich postavenie tohto smeru v rámci stratigrafie, základy vlastnej teórie i jej využívanie v rozličnom sedimentárnom prostredí. Osobitne treba oceniť, že súčasťou knižky je pomerne rozsiahly slovník sekvenčnostratigrafických termínov, ktorý je pre čitateľa, jeho orientáciu, ako aj na porovnávanie so zahraničnou, zväčša po anglicky písanou literatúrou, veľkým pomocníkom.

Milan Mišík

SPRIEVODCA EXKURZIE ZJAZDU SLOVENSKEJ GEOLOGICKEJ SPOLOČNOSTI 2001
GUIDEBOOK OF THE SLOVAK GEOLOGICAL SOCIETY CONGRESS 2001

Zostavili – Edited by
Vlastimil KONEČNÝ, Jaroslav LEXA a Ladislav ŠIMON

Autori – Authors:
V. Konečný, J. Lexa, L. Šimon, A. Remšík, J. Vlčko, P. Wagner, R. Holzer, E. Fussgänger, L. Melioris



Mineralia Slovaca, Bratislava 2001

ZJAZD SLOVENSKEJ GEOLOGICKEJ SPOLOČNOSTI 2001
CONGRESS OF THE SLOVAK GEOLOGICAL SOCIETY 2001

BANSKÁ ŠTIAVNICA 27. – 29. JÚNA 2001

BANSKÁ ŠTIAVNICA – MESTO NA VULKÁNE

BANSKÁ ŠTIAVNICA – CITY UPON VOLCANO

Zostavili – Edited by

Ladislav ŠIMON
Vlastimil KONEČNÝ
Jaroslav LEXA

Mineralia Slovaca, Bratislava 2001

ZJAZD SLOVENSKEJ GEOLOGICKEJ SPOLOČNOSTI 2001
CONGRESS OF THE SLOVAK GEOLOGICAL SOCIETY 2001

BANSKÁ ŠTIAVNICA – MESTO NA VULKÁNE

BANSKÁ ŠTIAVNICA – CITY UPON VOLCANO

pod záštitou ministra životného prostredia prof. RNDr. Lászlóa Miklósa, DrSc.
a primátora Banskej Štiavnice Ing. Mariána Lichnera, CSc.
under the patronage of the Minister of the Environment, Prof. RNDr. László Miklós, DrSc.
and the mayor of Banská Štiavnica, Ing. Marián Lichner, CSc.

Špeciálne číslo Mineralia Slovaca – Special issue of the Mineralia Slovaca

Odborní garanti – Scientific guarantees

Vlastimil Konečný a Jaroslav Lexa

Organizátori – Organizers

Slovenská geologická spoločnosť
(vulkanologická odborná skupina SGS a pobočka SGS v Banskej Bystrici)

Spoluorganizátori – Co-organizers

Sekcia geológie a prírodných zdrojov MŽP SR
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra
Geologický ústav SAV
Prírodovedecká fakulta UK
Katedra UNESCO pre ekologické vedomie a trvalo udržateľný rozvoj FEE TU Zvolen so sídlom v Banskej Štiavnici
Slovenská agentúra životného prostredia
Slovenské banské múzeum v Banskej Štiavnici

Organizačný výbor – Organizing Committee

L. Šimon (predseda – chairman)
V. Konečný, J. Lexa, J. Smolka, M. Háber, M. Elečko, P. Reichwalder, J. Zerola, R. Čajka, E. Kočická, I. Töröková a L. Martinský

ZJAZD SLOVENSKEJ GEOLOGICKEJ SPOLOČNOSTI 2001
CONGRESS OF THE SLOVAK GEOLOGICAL SOCIETY 2001

BANSKÁ ŠTIAVNICA 27. – 29. JÚNA 2001

BANSKÁ ŠTIAVNICA – MESTO NA VULKÁNE

BANSKÁ ŠTIAVNICA – CITY UPON VOLCANO

ABSTRAKTY – ABSTRACTS

Mineralia Slovaca, Bratislava 2001

Rady autorom

Každý autor sa usiluje, aby jeho článok bol nielen obsahovo, ale aj graficky na vysokej úrovni. Vaše ilustrácie budú kvalitné, ak presne dodržíte naše inštrukcie.

Už pri príprave obrázka treba zvážiť, či sa umiestni na jeden stĺpec alebo na dva stĺpce, resp. na celú tlačenú stranu. Vhodne upravený obrázok (veľkosť písmen, hrúbka čiar) možno reprodukovať aj v pomere 1:1 alebo odporúčame urobiť kresby (perovky) väčšie, ako sa predpokladá ich veľkosť po vytlačení. Perovky majú byť zhotovené sýtym čiernym tušom. Pri obrázkoch urobených na počítači treba redakcii poslať originálne obrázky (nie xeroxové kópie) vytlačené na pauzovacom papieri - *alebo laserovou tlačiarňou v kamerálnej podobe pri vysokom rozlíšení (min. 300 DPI).* Pri zostavovaní obrázkov redakcia odporúča pracovať s programami vo vektorovom zobrazení (napr. Corel Draw — TIFF). Neodporúčame používať veľmi tenké čiary (tzv. vlasovej hrúbky) ani na obrysy, ani vo výplni.

Úmerne k predpokladanému zmenšeniu treba zvoliť hrúbku čiar, veľkosť písma, čísiel, hustotu šrafovania a pod. Text možno napísať väčším aj menším písomom (nie verzálkami - veľkými písmenami), a to podľa toho, čo sa má zvýrazniť. Optimálna veľkosť písma v časopise po zmenšení je pri veľkých písmenách a číslach 2 mm a pri malých písmenách 1.6 mm.

Všeobecne

1. Rukopis v dvoch exemplároch a originál obrázkov s jedným odtlačkom musia byť vyhotovené podľa inštrukcií pre autorov časopisu Mineralia Slovaca. V opačnom prípade redakcia článok vráti autorovi pred jeho zaslaním recenzentovi.
2. Ak je možnosť, pošlite text článku na diskete 3,5", spracovaný v editore T602 (WinText602, Ami Pro, MS Word, WordPerfect; PC) alebo MS Word, QuarkXPress (Mac) v norme Kamenických alebo Latin2. S disketou zašlite aj jeden výtlačok textu na papieri.
3. Rozsah článku je najviac 20 rukopisných strán včítane literatúry, obrázkov a vysvetliviek. Uverejnenie rozsiahlejších článkov musí schváliť redakčná rada a ich zaradenie do tlače bude zdĺhavejšie.
4. Články sa uverejňujú v slovenčine, češtine, angličtine, resp. ruštine. Abstrakt a skrátené znenie článku (resumé) je obyčajne anglické (ak je článok v angličtine, potom resumé je v slovenčine).
5. Súčasne s článkom treba redakcii zaslať autorské vyhlásenie. Obsahuje meno autora (autorov), akademický titul, rodné číslo, trvalé bydlisko.

Text

1. Úprava textu včítane zoznamu literatúry prispôsobte súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitou linkovou medzerou (riadkovačom 2), na strane má byť 30 riadkov, šírka riadku je asi 60 znakov.
3. Abstrakt aj s nadpisom článku sa píše na samostatný list. Obsahuje hlavné výsledky práce (neopakovať to, čo je už vyjadrené nadpisom), nemá obsahovať citácie a jeho rozsah nemá byť väčší ako 200 slov. (Abstraktu treba venovať náležitú pozornosť, lebo slúži na zostavovanie anotácií.)
4. Text má obsahovať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, resp. metodiku práce, zistené údaje, diskusiu a záver.
5. Zreteľne treba odlíšiť východiskové údaje od interpretácií.
6. Neopakovať údaje z tabuliek a obrázkov, iba ich komentovať a odvolať sa na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.
7. Text treba členiť nadpismi. Hlavné nadpisy písať do stredu, vedľajšie na ľavý okraj strany. Voliť najviac tri druhy hierarchických nadpisov. Ich dôležitosť autor vyznačí ceruzkou na ľavom okraji strany: 1 - hierarchicky najvyšší, 2 - nižší, 3 - najnižší nadpis.
8. V texte sa uprednostňuje citácia v zátvorke, napr. (Dubčák, 1987; Hrubý et al., 1988) pred formou ... podľa Dubčáka (1987). Ani v jednom prípade sa neuvádzajú krstné mená.
9. Umiestnenie obrázkov a tabuliek sa označí ceruzkou na ľavom okraji rukopisu, resp. stĺpcového obťahu.
10. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma).
11. Pri písaní starostlivo odlišujte pomlčku od spojovníka.
12. Symboly, matematické značky, názvy skamenelín, slová a pod., ktoré treba vysádzať kurzívou, autor v rukopise podčiarkne vlnovkou.
13. K článku treba pripojiť kľúčové slová.
14. Abstrakt, resumé, vysvetlivky k obrázkom a názvy tabuliek predloží autor redakcii aj v angličtine.

Ilustrácie

1. Musia byť vysokej kvality. Majú dokumentovať a objasňovať text. Originál (pred zmenšením) môže mať rozmer najviac 340 x 210 mm. Maximálny rozmer ilustrácie vytlačený v časopise je 170 x 230 mm. Skladacie ilustrácie treba úplne vylúčiť.
   V prípade ilustrácií vytvorených na počítači prosíme o ich zaslanie na diskete 3,5" vo formáte CorelDraw (PC), Adobe Illustrator (PC, Mac) alebo Aldus FreeHand (Mac).
2. Ilustrácie pripravovať s vedomím, že sa budú zmenšovať (zvyčajne o 50 %) na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). Podľa toho pripravovať ich veľkosť a formu, resp. ich zoskupenie.
3. Voliť takú veľkosť písma a čísel, aby najmenšie písmená po zmenšení boli veľké aspoň 1,2 mm. Úmerne zmenšeniu voliť aj hrúbku čiar.
4. Obrázky popisovať šablónou, nie voľnou rukou.
5. Všetky ilustrácie včítane fotografií musia obsahovať grafickú (metrickú) mierku.
6. Zoskupené obrázky, napr. fotografie, diagramy, musia byť pripravené (nalepené) ako jeden obrázok a jeho časti treba označiť písmenami (a, b, c atď.). Takto zoskupené obrázky sa citujú ako jeden obrázok. Zoskupené fotografie treba starostlivo upraviť a nalepiť na biely kriedový papier.
7. Fotografie musia byť ostré, čiernobiele, kontrastné a vyhotovené na lesklom papieri. Je vhodné, aby sa zmenšovali minimálne o 50 %.
8. Na všetkých obrázkoch sa na okraji (na fotografiách na zadnej strane) ceruzkou uvedie číslo obrázku a meno autora. Na fotografiách sa šípkou doplní aj orientácia obrázku.
9. Na mapách a profiloch voliť jednotné vysvetlivky, ktoré sa uvedú pri prvom obrázku.
10. Názvy obrázkov a vysvetlivky sa píšu strojom na osobitný list.
11. Všetky ilustrácie sa musia citovať v texte.
12. Ilustrácie sa zasielajú redakcii už imprimované, teda pri korektúre ich už nemožno opravovať a dopĺňať.
13. Farebné ilustrácie sú vítané, ale náklady na ich tlač hradí autor.

Tabuľky

1. Tabuľky sa píšu na osobitný list. Ich rozsah a vnútornú úpravu treba voliť tak, aby sa tabuľka umiestnila do stĺpca alebo na šírku strany. Rozsiahlejšie tabuľky sa neprijímajú.
2. Údaje zoraďujte do tabuľky iba vtedy, ak sa nedajú uviesť v texte.
3. Nadpis tabuľky a prípadný sprievodný text sa píše strojom na osobitný list (úpravu nadpisov pozri v časopise).
4. Vertikálne čiary v tabuľkách nepoužívať.
5. Tabuľky sa číslujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

Literatúra

1. V zozname literatúry sa v abecednom poriadku uvádza iba literatúra citovaná v danom článku. Citácia označená „v tlači" sa môže uviesť v zozname, len ak je z citovaného článku aspoň stĺpcová korektúra. Citácie s doplnkom „v prípade", „zadané do tlače" sú neplnohodnotné a nemajú sa používať ani v texte. Citácia „osobná informácia" sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).
2. Používať nasledujúci spôsob uvádzania literatúry:

   Kniha
   Gazda, L. & Čech, M., 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. Alfa Bratislava, 155.

   Časopis
   Vrba, P., 1989: Strižné zóny v komplexoch metapelitov. Mineralia Slov., 21, 135 - 142.

   Zborník
   Návesný, D., 1987: Vysokodraselné ryolity. In: Romanov, V. (red.): Stratiformné ložiská gemerika. Špec. publ. Slov. geol. spol., Košice, 203 - 215.

   Manuskript
   Radvanský, F., Slivka, B., Viktor, J. & Srnka, T., 1985: Žilné ložiská jedľoveckého príkrovu gemerika. Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. Manuskript—archív GP Spišská Nová Ves, 28.
3. Pri článku viac ako dvoch autorov sa v texte cituje iba prvý autor s dodatkom et al., ale v zozname literatúry sa uvádzajú všetci.
4. Ak sa v článku (knihe) cituje názov, údaje a pod. iného autora, ktorý nie je spoluautorom publikácie, potom sa v texte cituje vo forme (Gerda in Kubka, 1975), ale v zozname literatúry sa uvádza iba Kubka, J., 1975.