Časopis venovaný geologickej problematike nerastných surovín Slovenska a činnosti Slovenskej geologickej spoločnosti

MINERALIA SLOVACA

1 9 6 9

Vydávateľ: Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves
Spoluvydávatelia: Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava, Slovenský geologický úrad, Bratislava

Nakladateľ: Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves

Zodpovedný redaktor: dr. Vladimír KUNA

Vedecký redaktor: dr. Pavol GRECULA, CSc
Redaktor čísla: dr. Vlastimil KONEČNÝ

© Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves

OBSAH

Redakcia: Pracovný seminár k problémom výskumu nerastných surovín v oblasti slovenského neogénneho vulkanizmu 165

GEOLÓGIA LOŽÍSK

Ladislav Rozložník: Nové poznatky o štruktúre bansko štiavnického — hodrušského obvodu 167
Vlastimil Konečný: Príspevok k metodike tektonickej analýzy neovulkanických komplexov (so zreteľom na širšiu oblasť Banskej Štiavnice) . . . 177
Karol Karolus — Jozef Forgáč: Prehľad vulkanizmu v Štiavnickom pohorí a Hronskom Inovci 197
Jozef Forgáč — Ľubomír Zbořil — Jozef Bodnár — Miroslav Filo: Štruktúrno-tektonický plán Kremnického pohoria 206
Ján Pástor: Poznámky k relatívnemu veku dioritu a grandioritu v štiavnickom rudnom poli 218
Jaroslav Lexa: Dva typy ryolitov v oblasti Žiaru nad Hronom 220
Miroslav Slavkay: Problémy geologického prieskumu podložia SV časti stredoslovenských neovulkanitov z hľadiska výskytu nerastných surovín . . 228
František Zábranský: Skarnové ložiská v oblasti štiavnického ostrova . . 236
Miroslav Koděra: K otázke vzťahu štiavnického a hodrušského rudného obvodu 247

MINERALÓGIA — GEOCHÉMIA

Vendelín Radzo: Hydromuskovit z Banskej Štiavnice a jeho vzťah k hydrotermálnym premenám vulkanických hornín 251
Rudolf Kušík: Príspevok k poznaniu ílovitých horninotvorných minerálov mezozoika centrálnej časti bansko-štiavnického rudného revíru 270
Viliam Pašteka: Doterajšie výsledky paleomagnetického štúdia stredoslovenských neovulkanitov subsekventného vulkanizmu v okolí Banskej Štiavnice 275
Miroslav Pulec: Stratifikácia vulkanických hornín v oblasti vnútorných kotlín centrálnych Západných Karpát 292

EKONOMIKA A ŤAŽOBNÁ GEOLÓGIA

Ivan Čillík: Otázky ekonomickej efektívnosti geologického prieskumu rudných surovín v stredoslovenských neovulkanitoch 298

SPRÁVY ZO ZAHRANIČIA

Ján Bartalský: Zásoby a dobývanie niektorých surovín vo svete 309

PROFILY ĽUDÍ SLOVENSKEJ GEOLÓGIE

Ladislav Rozložník: New Informations in the Structure of Banská Štiavni-

SOMMAIRE

Ladislav Rozložník: New Informations in the Structure of Banská Štiavnica — Hodruša Ore District 175
Vlastimil Konečný: Contribution to Methods of Tectonic Analysis of Neovolcanic Complexes (with respect to wider region around Banská Štiavnica 196
J. Forgáč — L. Zbořil — J. Bodnár — M. Filo: Structural-Tectonic Characteristics of Kremnické pohorie Mts. 216
Ján Pástor: Notes on the Realtive Age of Diorite and Granodiorite in Ban-

ská Štiavnica Ore Field 219
Jaroslav Lexa: Two Types of Rhyolites Near Žiar/Hronom 226
Miroslav Slavkay: Problems of the Geological Prospection in the Basement of NE part of Central–Slovakian Neovolcanites from the View of Raw–Material Occurrences 235
František Zábranský: Skarn Deposits in Štiavnica Horst 246
Miroslav Koděra: On the Relationship of Štiavnica and Hodruša Ore–Districts 250
Vendelín Radzo: Hydromuscovite of Banská Štiavnica Its Relation to Hydrothermal Alterations of Volcanic Rocks 269
Rudolf Kušik: Contribution to Informations About Clayey Rock-forming Minerals in Mézozoïc of Central Part in Banská Štiavnica Ore District . . 274
Viliam Pašteka: The Results of Palaeomagnetic Study in Central–Slovakian Neovolcanites of Subsequent Volcanism around Banská Štiavnica . . 290
Miroslav Pulec: Stratification of Volcanic Rocks in Inner Basins of Central–West Carpathians 296
Ivan Čillík: On the Problems of Economic Effectiveness of the Geological Prospection for Ore Raw Materials in Central–Slovakian Neovolcanites . 308

CONTENT

Ladislav Rozložník: Nouvelles connaissances sur la structure de la région métallifère de Banská Štiavnica et de celle de Hodruša 165
Vlastimil Konečný: Contribution à la méthode de l'analyse tectonique des complexes néovolcaniques (par rapport à la région de Banská Štiavnica). 177
Karol Karolus — Jozef Forgáč: Aperçu du volcanisme dans la montagne de Štiavnické pohorie et dans celle de Hronský Inovec au 1:100 000 . . . 197
Jozef Forgáč — L. Zbořil — J. Bodnár: Sur le plan structural-tectonique de la montagne de Kremnica 206
Ján Pástor: Notes sur l'âge relatif de la diorite et granodiorite provenant de la région métallifère de Banská Štiavnica 218
Jaroslav Lexa: Deux types de rhyolithe dans la région de Žiar nad Hronom 220
Miroslav Slavkay: Sur les problèmes de la prospection géologique des couches sous-jacantes de la partie NE du complexe néovolcanique situé dans la Slovaquie centrale au point de vue des matières premières 228
František Zábranský: Les gisements du type skarn situés dans l'île de Banská Štiavnica 236
Miroslav Koděra: Sur le rapport de la région métallifère de Štiavnica avec celle de Hodruša 247
Vendelín Radzo: Hydromuscovite provenant de Banská Štiavnica et son rapport avec les transformations hydrothermales des roches volcaniques . . 251
Rudolf Kušik: Contribution à la connaissance des minéraux argileux des couches mézozoïques situées dans la partie centrale de la région métallifère de Banská Štiavnica 270
Viliam Pašteka: Les résultats actuels des études paléomagnétiques de roches néovolcaniques atteintes par le volcanisme subséquent aux environs de Banská Štiavnica 275
Miroslav Pulec: Sur la stratification des roches volcaniques situées dans les bassins internes des Carpathes Centrales Occidentales 292
Ivan Čillík: Sur les problèmes de l'efficacité économique de la prospection géologique de minerai exécutée dans la région néovolcanique de la Slovaquie centrale 298

Pracovný seminár k problémom výskumu nerastných surovín v oblasti stredoslovenského neogenného vulkanizmu

(Počúvadlo, 3—5 júna 1969)

V poslednom desaťročí, v štúdiu terciérneho subsekventného vulkanizmu v oblasti stredného a východného Slovenska, sa zaznamenal neobyčajný progres. Základom toho progresu bolo nesporne zostavenie generálnej geologickej mapy v M 1:200 000 (pod vedením prof. M. Kuthana a širokého kruhu jeho spolupracovníkov), v ktorej boli zohľadnené nové vulkanologické koncepcie a názory na stavbu týchto území s prínosom celého radu závažných podnetov k štúdiám nerastných surovín.

V nemalej miere k tejto otázke prispeli aj závery výskumu stavby a štruktúr hlbokého podložia neovulkanitov (prof. Kuthan, dr. Fusán, kol. pracovníkov UUGF Brno — pobočka Bratislava) získané pomocou geofyzikálnych a vrtných prác, konfrontované s výsledkami základného geologického výskumu a detailnejšieho mapovania v oblasti s perspektívnymi surovinovými predpokladmi (oblasť Banská Štiavnica, Kremnica atď.).

Nutnosť väzby základného geologického výskumu a ložiskového geologického prieskumu i efektívnosť tejto spolupráce je možné ilustrovať na príklade metasomatického zrudnenia v oblasti Banskej Štiavnice. Posledné závery základného geologického výskumu stavby faciálnych komplexov a štruktúr predvulkanického podložia (Ing. J. Burian) otvárajú ďalšie perspektívy pre ložiskový výskum nových oblastí rudného revíru.

Výskum surovinových zásob oblasti terciérneho vulkanizmu vykonávaný radom organizácií (Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves, Rudné bane, n. p., Banská Bystrica, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava, Vysoká škola banská Košice, atď.) priniesol rad pozoruhodných výsledkov. Na tomto mieste je treba spomenúť významné zásluhy na objavení a na overovacích prácach metasomatického zrudnenia v oblasti Banskej Štiavnice (doc. M. Koděra, Ing. Michalenko, dr. J. Pástor), s ktorými sa tento rudný revír dostal v rámci ČSSR na prvé miesto z hľadiska zásob Pb, Zn, Cu zrudnenia.

S rozširovaním a rastom informácií o nerastných surovinách v oblastiach terciérneho vulkanizmu sa súčasne prejavuje aj vzrastajúca požiadavka nutnosti konfrontácie výsledkov pracovníkov špecializovaných na ložiskový výskum so závermi a výsledkami základného geologického výskumu, resp. sa vyslovujú konkrétne požiadavky na vulkanotektonické, litofaciálne, petrograficko-petrologické a vulkanologické štúdie, ktoré môžu mať zásadný vplyv pre orientáciu vyhľadávacieho prieskumu jednotlivých oblastí. O tejto požiadavke a snahe čo najviac prispieť k riešeniu ďalších surovinových perspektív v oblasti terciérneho vulkanizmu stredného Slovenska podujal sa rad zainteresovaných organizácií (GÚDŠ Bratislava, GP Spišská Nová Ves, Rudné bane Banská Bystrica, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava, Vysoká škola banícka Košice) zorganizovať pracovný diskusný seminár v dňoch 3.—5. júna 1969 na Počúvadle pri Banskej Štiavnici. Náplň seminára: zhrnutie, s konfrontáciou, poznatkov základného geologického prieskumu, aplikovaného výskumu, vyhľadávacieho prieskumu a banského overovania nerastných surovín.

Hlavná pozornosť tém diskusných príspevkov sa zameriavala na oblasti, ktoré — podľa súčasných poznatkov — sa aj naďalej považujú za najperspektív-

nejšie, t. j. oblasť Hodrušsko-štiavnická, Kremnické pohorie, Nová Baňa — Pukanec; prednesené príspevky z ďalších oblastí mali viac-menej informatívny ráz.

Tématická škála príspevkov sa pohybovala od regionálneho zamerania o stavbe a vulkanotektonických štruktúrach jednotlivých pohorí, k príspevkom s litologicko-stratigrafickým, mineralogicko-geochemickým zameraním až k príspevkom špecializovaným na problémy mineralizácie a metodiky vyhľadávacieho prieskumu jednotlivých typov nerastných surovín. Pozoruhodným a závažným bol príspevok Ing. Čillíka o ekonomickej efektívnosti geologického prieskumu rudných surovín, v ktorom po národohospodárskej stránke zhodnotil efektívnosť ťažby jednotlivých surovín a poukázal, do akej miery sú ekonomické parametre jedným z nutných orientačných kritérií pre vyhľadávanie jednotlivých surovín.

V rámci seminára sa predniesli aj príspevky teoretického zamerania, napríkad paleomagnetický výskum neovulkanických hornín stredného Slovenska (doc. Pašteka), ktoré znamenajú zásadný prínos k spresneniu sukcesnej škály a k predstavám o stavbe vulkanických problémov vôbec.

Široká tematická škála prednesených príspevkov (z ktorých prevažná časť je obsahom tejto publikácie) zvolila sa zámerne: získať najširší a najobjektívnejší obraz o stave súčasných poznatkov o základnom a tak aj špecializovanom výskume a vyhľadávacom prieskume, s cieľom vymedziť najperspektívnejšie oblasti a štruktúry i metodiky ich výskumu.

V nasledujúcich programových seminároch (predpokladá sa jeseň 1970) sa navrhuje koncentrovať pozornosť najmä na tieto najdôležitejšie a najperspektívnejšie oblasti s užším zameraním na problematiku vzťahov vulkanických a vulkanotektonických štruktúr vzhľadom k zákonitostiam koncentrácie ekonomicky významných rudných a nerudných surovín.

Z diskusií, v priebehu a v závere seminára, vyplynula všeobecná požiadavka užšej koordinácie a časovej náväznosti prác základného výskumu s vyhľadávacím prieskumom. Tým by sa predišlo duplicitám, ktoré sa tak často kritizovali.

Záver seminára potvrdil evidentne užitočnosť a efektívnosť takejto spolupráce pre ďalšie zaistenie surovinových zdrojov v oblasti terciérneho vulkanizmu stredného Slovenska.

Závery a doporučenia, ako aj prednesené materiály poslúžia zostaviť konkrétny program tejto spolupráce, t. j. zostaviť „generálny projekt geologického prieskumu nerastných surovín v oblasti stredoslovenských neovulkanitov".

Redakcia

MINERALIA SLOVACA ROČ. I., (1969) č. 3.–4.

Nové poznatky o štruktúre banskoštiavnicko-hodrušského rudného obvodu

LADISLAV ROZLOŽNÍK

Abstract.

L'article apporte quelques nouvelles connaissances sur le dévelopement des structures de la zone minéralisée de Banská Štiavnica et de celle de Hodruša et il présente de nouvelles vues sur les facteurs de la localisation des filons de minerai complexe liés à la période finale du volcanisme néogéne. D'après le caractère tectono-morphologique, l'auteur divise ces structures en 3 groupes: 1. affaissements remarquables aux amplitudes de quelques cents mètres de longueur, 2. petites failles associées au groupe précédent, 3. zones fissurées à la genèse non tout à fait claire à présent. Puis l'auteur décrit les stades tectoniques plus remarquables qui se déroulèrent dans cette région avant la naissance des structures propres à la localisation des minerais, tels que: stade crétacé supérieur, stade de banatite, lesquels se déroulèrent avant l'activité volcanique néogène et stade de dacite qui se passa au cours de l'activité volcanique. L'auteur prouve que la manière de la formation des structures citées plus haut était influencée surtout par un grand corps elliptique de granodiorite – diorite lequel au cours de l'activité néovolcanique passa par deux stades de soulèvement: le premier soulèvement donna naissance aux corps de dacite, le second, influencé par les forces régionales, produisit la structure en horst dont les éléments les plus importants sont les failles minéralisées. Quant à la structure des filons métallifères, elle est produite par la combinaison des failles orientées vers N–S, et de l'influence des structures provenant des stades précédents. En conclusion, l'auteur mets en évidence quelques problèmes de la disposition zonale de minerais paragenétiques par rapport au régime tectonique.

Počiatky vývoja poznatkov o štruktúrnej povahe rudných žíl v bansko-štiavnicko-hodrušskom rudnom obvode, sú spojené s prácou LIPOLDA (1867), ktorý prvý spoznal, že pôvodne ide o zlomy, zdôrazňujúc ich spätosť s dajkami dacitov. SZABÓ (1891) dokazuje, že rudné žily Banskej Štiavnice a Hodruše sú systémom poklesov s tendenciou pohybov k JV. KLÍR – ZEMAN (1955) poukazujú na hrásťový charakter stavby štiavnického ostrova a popisujú niektoré morfologické zvláštnosti rudných žíl. ROZLOŽNÍK – ŠALÁT (1956) upozorňujú na jestvovanie veľkého telesa granodioritu v hĺbke, ktoré na povrchu je obnažené iba miestami a pripúšťajú možnosť ovplyvňovania vývoja štiavnických žíl prudkým ponorom telesa pod Tanádom.

Štruktúrnym pomerom banskoštiavnicko-hodrušského obvodu z doterajších autorov najväčšiu pozornosť venuje ŠTOHL (1962, 1964, 1965). Podľa uvedeného autora zložitý štruktúrny plán rudných žíl vikarujúcim priebehom s prípadmi vetvenia a rudnými stĺpmi bol sformovaný pod vplyvom štruktúry podložia, intrúzie granodioritu a menovite dacitových dajok.

V tomto príspevku chceli by sme poukázať na niektoré nové poznatky, ktoré sa týkajú vývoja rudolokalizujúcich štruktúr v banskoštiavnicko-hodrušskom rudnom obvode. Tieto poznatky vychádzajúc jednak z výsledkov výskumov v rokoch 1961–1966 (ROZLOŽNÍK – ŠALÁT 1963, ROZLOŽNÍK – 1966, ROZ-

LOŽNÍK 1967, ROZLOŽNÍK 1968), jednak z výsledkov tématicky zameraných výskumov posledných rokov.

Morfologické typy rudolokalizujúcich štruktúr

Na území banskoštiavnicko-hodrušského rudného obvodu, ktorý geologicky predstavuje širšiu oblasť tzv. štiavnického ostrova, podľa doterajších poznatkov jestvujú dva parageneticky odlišné typy zrudnenia:

skarnový typ viazaný na banatitovú intrúziu (ROZLOŽNÍK – ZÁBRANSKÝ, 1968),

hydrotermálny polymetalický (Au-Ag-Pb-Zn-Cu) typ viazaný na subsekventný neogénny vulkanizmus.

V tomto článku budeme sa zaoberať len rudolokalizujúcimi štruktúrami druhého typu zrudnenia.

Rudolokalizujúce štruktúry polymetalického zrudnenia možno podľa morfologických znakov zaradiť do troch skupín: k prvej skupine patria dobre známe mineralizované štruktúry reprezentované mohutnými rudnými žilami spravidla aj priemyselného významu. Ide o žily, ktoré už v dielach starších autorov boli pokladané za poklesy.

Medzi rudnými žilami s dokázateľným poklesovým charakterom možno uviesť Jánovu žilu (s amplitúdou 100–150 m podľa ŠTOHLA, 1964). Rovnako i ďalšie významné štiavnické žily ako Špitaler a Bieber sú založené na poklesoch aj keď s amplitúdami už menej výraznými. Strmá a vcelku k západu uklonená žila Terézia, podľa zistení MICHALENKA a PASTORA (1968), spôsobuje poklesnutie bloku Tanádu o 200–250 m a zrejme patrí medzi najvýznamnejšie dislokácie rudného obvodu. Žila Rozália je založená na poklese s amplitúdou 110 m. Z hodrušských žíl významný pokles predstavuje Hoferský ťah. Najdôležitejšia žila s typickou hodrušskou paragenézou – žila Schöpfer je založená na poklese s doloženou amplitúdou až 150–200 m (ROZLOŽNÍK, 1966). Najväčším doteraz však málo známym poklesom je „považanský zlom", sprevádzaný rojom žíl so zistenou amplitúdou okolo 600 m so strmým západným sklonom, ktorý utína a zároveň ohraničuje štiavnický ostrov a rudný obvod v západnej časti.

Spoločným rysom uvedených mineralizovaných poklesov je ich značný smerný a zrejme aj hĺbkový dosah ako aj veľké a pre rudné žily až neobvyklé amplitúdy. Ich smery sa pohybujú medzi poludníkovým *(S–J)* a karpatským *(SV–JZ)* smerom; pričom často v rámci tej istej žily sú oba smery zastúpené jednak v podobe menších vikarácií, alebo aj väčších ohybov. Napr. Hoferský ťah v južnej časti sleduje karpatský v severnej časti takmer poludníkový smer.

Druhú skupinu mineralizovaných dislokácií tvoria žily viazané na zlomy nižšieho radu sprevádzajúce dislokácie prvej skupiny. Druhá skupina nie je ani morfologicky ani geneticky jednotná. Medzi nimi nájdeme mineralizované zlomy zjavne poklesového charakteru, ktoré buď súklonne, alebo protiklonne sprevádzajú zlomy predošlej skupiny. Takýmito antitetickými poklesmi prislúchajúcimi k poklesu vyššieho radu mohli by byť žily Ochsenkopf a Amália vzhľadom k žile Terézia a tzv. protiklonné žily vzhľadom k Bieber žile v poli Štiavnických Baní.

Medzi mineralizovanými dislokáciami tejto skupiny nájdeme však rad ta-

kých, ktoré vytvárajú systémy žilníkového typu, ktorého jednotlivé členy často sú smerove odchylné od hlavných zlomov, či už na spôsob sperených odžilkov, alebo odžilkov typu „konský chvost". Štruktúrna analýza týchto žilníkových systémov ukázala, že takýto zvláštny vývoj nastal tam, kde poludníkový alebo jemu blízky smer stretol sa s prostredím výrazne anizotropným podľa karpatského, príp. sudetského smeru. Túto tézu možno demonštrovať na príklade žilníka A. Paduánskeho, ktorý je vlastne zložitým ukončením severného krídla Alžbeta (Unverzag) žily. Alžbeta žila, pri prechode z granodioritu do dioritového telesa sudetského smeru, sa rozpadá na žilník v rámci ktorého niektoré sledujú poludníkový smer, iné sa však odchyľujú do karpatského smeru (pozri prílohu). Podobný obraz poskytuje aj žilník Všechsvätých, ktorý je kombináciou krátkych žíl poludníkového a lepšie vyvinutých žíl karpatského smeru. Domnievam sa, že v prípade mohutného žilníka Wolf v poli Štiavnických Baní ide taktiež o analogický prípad. Žilník Wolf je založený na mieste, kde kontúra granodioritového telesa prudko sa ohýba zo smeru *SV—JZ* do smeru *ZJZ*.

Mineralizované dislokácie druhej skupiny, aj keď predstavujú poväčšine iba sústavy smerove kratších žíl, jednako zohrali v histórii baníctva neobyčajne významnú úlohu najmä ako nositeľky striebronosného zrudnenia.

Tretiu skupinu tvoria puklinové zóny, ktoré dali vznik žilníkasto-impregnačnému zrudneniu. Zatiaľ ich poznáme iba z oblasti južne od Hodruše (medzi údolím Richnavy a Uhliskami). Svojim plošným rozsahom a hĺbkovým dosahom sú prekvapujúce a môžu byť významné aj z hľadiska praktického, najmä na meď. Zóny sú charakterizované neobyčajne intenzívnou hydrotermálnou premenou — chloritizáciou, zeoltizáciou, karbonatizáciou a impregnáciou pyritu, chalkopyritu a pyrhotínu. Spôsob založenia zón a ich bližší vzťah k ostatným metalogenetickým prejavom v banskoštiavnicko-hodrušskom obvode nie je zatiaľ objasnený.

Z popísaných troch morfologických skupín prvé dve, t. j. zlomy vyššieho a nižšieho radu, zrejme geneticky súvisia. Tomu nasvedčuje aj ich spoločná minerálna náplň. Pokiaľ ide o puklinové štruktúry, tieto z väčšej časti budú asi taktiež spoločné s predchádzajúcimi skupinami. Nie je však vylúčené, že sa medzi nimi vyskytujú aj formy vekove a vývojove odlišné.

Tektonicko vývojové štádia banskoštiavnicko-hodrušského rudného obvodu

Podrobné štúdium drobno- aj megatektonických elementov štiavnického ostrova ukázalo, že na sformovaní štruktúrneho plánu štiavnických a hodrušských žíl zúčastnili sa štyri významné, preukázateľné tektonické štádia, pričom posledné z nich predchádzalo bezprostredne zrudňovaciemu procesu. Ide o nasledovné vývojové štádiá: 1. vrchnokriedové, 2. banatitové, 3. dacitové a 4. podacitové „rudné" štádium.

Z nich prvé dve: vrchnokriedové a banatitové patria do tzv. starokarpatskej, kým dacitové a rudné, do tzv. mlado-karpatskej tektonickej vývojovej etapy štavnického ostrova. Staro- a mladokarpatská etapa bola definovaná už v predchádzajúcich prácach (ROZLOŽNÍK — ŠALÁT, 1963).

Vrchnokriedové štádium je reprezentované mohutným príkrovo-

vým zvrásnením počas subhercynskej fázy alpského orogénu. Zložitá stavba vrásovo-príkrovového štýlu sformovaná v tomto štádiu zachovala sa na štiavnickom ostrove len v podobe útržkov sedimentov mezozoických sérií, ojedinele aj s útržkami podložného kryštalinika. Podľa drobnotektonických prvkov — lineácie a foliácie — hlavným štruktúrnym smerom vzniknutej stavby bol smer karpatský generálne *SV—JZ*, s podružným smerom sudetským *(SZ—JV)*.

2. Banatitové štádium prebiehalo s najväčšou pravdepodobnosťou v priebehu Stilleho laramickej fázy na začiatku treťohôr. Ide o tektonomagmatické štádium, v ktorom došlo k intrúzii pestrého zloženia, prevažne tvorenej granodioritom, podobnej charakteru rumunských banatitov. (ROZLOŽNÍK — ŠALÁT 1963, ROZLOŽNÍK, 1969). Intrúzia má značný rozsah ďaleko presahujúc rozsah jeho povrchových výskytov a poznáme už aj jej približný tvar. Prenikla zhruba medzi kryštalický podklad a mezozoické nadložné série (miestami do kryštalického podkladu) napodobňujúc a zvýrazňujúc štruktúrny plán vrchnokriedového štádia. Dlhšia os intrúzie elipsovitého tvaru stotožňuje sa smerove s hlavnou štruktúrnou osou vrchnokriedového veku. Dioritové teleso pozdĺž vyhňanského údolia sleduje zase sudetský smer zvýraznený mladšími neogénnymi zlomami. Ako to ilustruje priložená mapa, intrúzia na povrchu je obnažená len v kupolovitých častiach v miestach najintenzívnejšej erózie. Pôvodne mierne klenutá, v detailoch zložitá klenba intrúzie (— hodrušská klenba — ROZLOŽNÍK, 1966) bola zvýraznená zlomami mladokarpatskej etapy (ROZLOŽNÍK — 1967). Oblukovitá kontúra intrúzie v reze vo výške hladiny mora od Banskej Štiavnice cez Štiavnické Bane — Kopanice a Richnavskú dolinu, vyjadrená na priloženej mape síce schematicky, bez zreteľa na mladšie zlomy, vďaka urobeným vrtom, mohla byť pomerne presne skonštruovaná. Na tomto úseku podobný priebeh má aj izočiara intruzívneho telesa v hĺbke — 500 m až na oblasť Štiavnických Baní, kde „periklinálny" ponor telesa je miernejší.

Na západe je intrúzia „amputovaná" považanskou poruchou a ňou uvrhnutá do 1000 metrovej hĺbky. Intrúzia za poruchou však, podľa uskutočneného vrtu, rozhodne pokračuje.

Na severe kontúra intrúzie je vcelku analogická ako v južnej časti. Izočiara je však narušená mladšou hrásťou Zlatého vrchu.

V severovýchodnej časti pôvodná izočiara vo výške hladiny mora je narušená mohutným zlomom, ktorý prebieha od Juraj štôlne až k Bankám a izočiara zrejme sleduje tento zlom. Banatitové štádium, tým že dalo vznik mohutnému rigidnému jadru štiavnického ostrova, je jedno z najdôležitejších štádií práve tak z hľadiska vývoja štiavnického ostrova ako aj z hľadiska založenia rudolokalizujúcich elementov.

3. Dacitové štádium prebieha už v rámci mladokarpatskej etapy v rámci Kuthanovej III. andezitovej fázy subsekventného vulkanizmu. Zdá sa, že je to okrem nasledujúceho rudného štádia prakticky jediné štádium, kedy na území štiavnického ostrova v užšom slova zmysle, v priebehu mladokarpatskej etapy dochádza k tvorbe výrazných zlomov, ktoré boli využívané na lokalizáciu subvulkanických telies. Subvulkanické telesá dacitov sú dvojaké: prevažne ide o mohutné ložené telesá až lakolity (mocnosti často i vyše sto metrov) vkliňujúce sa medzi produkty II. a III. andezitovej fázy v zmysle KUTHANA (1963). Po druhé ide o pravé intrúzie, založené na zlomoch často preukázateľne poklesového charakteru, pretínajúc banatitové telesá a ich

plášť sedimentárny ako aj nakopeniny II. a III. andezitovej fázy. Tieto pravé intrúzie sú vzhľadom ku kupole banatitovej intrúzie radiálne aj koncentricky rozmiestnené[1]. Štruktúrna analýza dacitových dajok ukazuje, že ich založenie nastalo pre dvíhanie kupoly granodioritovej intrúzie, sprevádzané drvením plášťa a založením koncentrických a radiálnych rozsadlín na spôsob typickej kupolovitej tektoniky. V tomto štádiu zvýrazňuje sa klenutie hodrušskej klenby.

Rudné štádium je posledným významnejším štádiom tvorby zlomov. Reprezentujú ho predrudné ryolitové dajky poludníkového smeru (pozdĺž považanskej poruchy ROZLOŽNÍK — 1966) ryolitová žila Klotilda a ďalšie (MICHALENKO — PÁSTOR — KODĚRA, 1968), ďalej mineralizované dislokácie spomínané v úvodnej časti tohto článku a napokon ojedinele aj porudne žijúce zlomy napr. považanská porucha, zlomy hráste Zlatý vrch atď. Spoločným znakom rudného štádia je, že v jeho štruktúrnom pláne uplatňuje sa dynamický režim vedúci, okrem obnovovaní diskontinuít starších štádií, k založeniu zlomov poludníkového *(SSV—JJZ až S—J smeru)*. Ďalším znakom je, že obnovené a novozaložené diskontinuity sú zastúpené poväčšine zlomami poklesového charakteru s významnými amplitúdami intenzívne zvýrazňujúc klenutie jadra štiavnického ostrova a pretvoriac ho na rad hrásťových blokov so stupňovitými poklesmi najmä na obvode.

Diskusia o faktoroch ovplyvňujúcich založenia rudolokalizujúcich štruktúr

V doterajšej literatúre zatiaľ najväčšia pozornosť bola venovaná lokálnym faktorom ovplyvňujúcim založenie a vývoj rudolokalizujúcich štruktúr. Regionálnych faktorov sa dotkli KLÍR a ZEMAN (1955) vyslovujúc názor, že príčinu založenia mineralizovaných zlomov v danom obvode najskôr treba hľadať vo vyrovnávaní pohybov podložia pre poklesávanie Panonskej nížiny. Z lokálnych faktorov okrem kontrakcie eruptív (SZABÓ — 1891) najväčší význam sa pripisoval tektonike dacitových dajok (LIPOLD — 1867, ŠTOHL — 1962). ŠTOHL, okrem štruktúry dacitových dajok, pripisuje význam inhomogenite, spôsobenej prítomnosťou karpatského substrátu a intruzívnych telies granodioritu a dioritu, ktoré spôsobujú početné smerové odchýlky a vetvenie mineralizovaných zlomov. ELIÁŠ — KANTOR — ŠTOHL (1969) rozdeľujú vývoj mineralizácie na dve etapy: 1. staršiu (Pb-Zn-Cu-W-Ag), ktorú geneticky, priestorove a časove spájajú s výstupom dacitov a 2. mladšiu (Au-Sb-As-Hg) poryolitovú; zdrojove, časove a priestorove komunikujúcu s ryolitmi.

Pozrime sa bližšie na problém spojitosti štruktúry dacitov so štruktúrou rudných žíl.

Vzťah medzi dajkami dacitov a rudnými žilami najlepšie sa dá študovať v hodrušskej časti obvodu, kde sú dobre odkryté. Ako sme už uviedli, väčšina dacitových telies predstavuje ložné nepravé telesá, ktoré rudné žily dislokujú. Možno to dokázať na početných príkladoch, napr. na prípade žily Rozália.

[1]) Pravé dacitové žily sú vyznačené na priloženej mape. Ložné telesá dacitov sme nevyznačili, nakoľko štruktúrne nepredstavujú zásadne nový prvok — „kopírujú" iba plášť banatitovej intrúzie.

Pokiaľ ide o pravé žily, pohľad na priloženú mapu ukazuje, že tu koincidentnému priebehu s rudnými žilami dochádza skôr výnimočne než obecne. Je tomu tak preto, lebo zakladanie zlomov v dacitovom štádiu riadilo sa zásadne odlišným spôsobom než zakladanie rudolokalizujúcich zlomov. Ku koincidencii došlo u tých dacitových žíl, ktoré vzhľadom k štruktúrnemu plánu rudného štádia vykazovali vhodnú orientáciu a došlo k obnoveniu ich štruktúry, príp. boli založené nové zlomy s nimi paralelne.

Možno povedať, že dacitová tektonika sa len sčasti využívala pre zakladanie mineralizovaných zlomov. Zato však telesá dacitov, vrátane ložných telies, zvýšili stupeň inhomogenity a anizotrópie predrunej stavby a treba súhlasiť s tvrdením predošlých autorov, že sú príčinou mnohých lokálnych smerových odchýliek v pláne rudných žíl.

Druhý rudolokalizujúci faktor, ktorému sa v doterajšej literatúre často pripisuje dôležitý význam, sú mladšie produkty neovulkanickej činnosti menovite amfibolicko-biotitické andezity, ktoré vraj vystupujú v úlohe akejsi bariéry voči prenikaniu rudonosných hydrotermálnych roztokov, ba dokonca aj voči prenikaniu dacitových dajok. Odhliadnuc od toho, že pri týchto názoroch nebral sa zreteľ k už predtým známym faktom, napr. žily Amália a Ochsenkopf prechádzajú v dobrom vývoji cez amfibolicko-biotitické andezity Paradajzu a že amfibolicko-biotitické andezity sú pretínané mohutnými dajkami dacitov; celá koncepcia vychádzala z nesprávneho pohľadu — pohľadu litológie. Litologický faktor nemôže pri takomto štýle mohutných zlomov zohrávať podstatnejšiu úlohu. Mohutné mineralizované dislokácie obvodu pretínajú a to v normálnom vývoji najrozmanitejšie litologické horizonty, často zdanlivo veľmi nepriaznivé (pyroklastiká, polohy bridlíc, sádrovcov a pod.). Na druhej strane pretínajú aj mohutné polohy vápencov (napr. Nová Anton žila, Colorádo i ďalšie) a pritom nie sú v nich lepšie vyvinuté. Mimochodom sú to zároveň fakty, upozorňujúce na to, že v prípade banskoštiavnicko-hodrušského rudného obvodu k priaznivému vývoju hydrometasomatózy nestačí len priaznivý litologický horizont, lež k tomu navyše treba tektonickú prípravu, interferenciu štruktúry priaznivých horizontov so žilnými dislokáciami a pod.

Jednako tvrdenia, že zrudnenie v mladších produktoch vulkanizmu akosi vyznieva, je zaiste správne. Podľa nášho náhľadu má však inú príčinu ako litologickú. Treba si uvedomiť, že nositeľmi pohybov pri vzniku rudolokalizujúcich štruktúr boli podložné elementy. Vulkanické nakopeniny tieto pohyby len vyrovnávali, akosi sa im prispôsobovali. Preto je logické, že nakopeniny ležiace bezprostredne na podloží museli intenzívnejšie reagovať na tieto pohyby než vyššie ležiace. Zlomy sa teda tak povediac prekopírovali do nadložia, prekopírujúc zároveň všetky dôležité zvláštnosti štruktúry podložia, preto pri našich výskumoch venovali sme primeranú pozornosť štruktúre podložia neovulkanitov v jadre s intrúziou banatitov.

Význam granodiaritovej intrúzie z hľadiska sformovania rudolokalizujúcich štruktúr má mnoho stránok:

Granodioritová intrúzia zvýraznila karpatský sčasti aj sudetský smer, ovšem v modifikovanej podobe. Intrúziou banatitov ku stavbe predneogénneho podložia pribudlo štruktúrne homogénne veľké rigidné teleso, ktoré v priebehu mladokarpatských pohybov chovalo sa viac-menej samostatne uprostred veľmi heterogénneho a nekonsolidovaného komplexu neovulkanitov. Teleso prešlo dvoma štádiami výrazných výzdvihov: „štádiom dacitovým" a „rudným". Vý-

zdvihy sú z hľadiska vývoja mineralizovaných dislokácií neobyčajne dôležité najmä preto, že týmito pohybmi dostáva sa do neovulkanického komplexu nový element látkovej i štruktúrnej inhomogenity – prenášajúc blok podložia pomerne do vysokých polôh sformujúc štiavnický ostrov v štruktúrnom slova zmysle.

Medzi výzdvihom v dacitovom a rudnom štádiu je však zásadný rozdiel, ktorý sa odráža v pláne zlomov, ktorý za sebou zanechali. Kým výzdvih v dacitovom štádiu bol „suverénny" s vlastnou kupolovou tektonikou banatitového telesa, zatiaľ v rudnom štádiu tento relatívny výzdvih bol usmernený regionálnymi silami[1], ktoré dali vznik mohutným zlomom poludníkového smeru, vrátane rudolokalizujúcich štruktúr. Uvedené je zdanlivo v rozpore so skutočnosťou, že mnohé žily sledujú karpatský (alebo tomu blízky) smer. Poludníkový smer bol dirigujúcim smerom, ktorý však pre zdedenú anizotropiu (karpatského smeru) uplatnil sa často len náznakovite. Možno to doložiť na spomenutých príkladoch žilníkov A. Paduánskeho, Všechsvätých a ďalších a vidieť to dobre aj na priebehu hlavných žíl, ktorý je akousi kombináciou dvoch smerov: varíruje medzi poludníkovým a karpatským smerom vykazujúc početné prípady vikarovania. Z toho vyplýva význam zdedenej štruktúrnej anizotropie územia pri založení rudolokalizujúcich prvkov.

Mineralizované zlomy vytvárajú akúsi aureolnú zónu okolo klenby granodioritu. Dnešný erozívny reliéf obnažil centrálnu časť klenby, jednako tak ako sme predpokladali, a ako dnes je to už plne overené vrtmi, mohutná klenba granodioritu spolu s aureolou mineralizovaných zlomov ponárajúc sa, pokračuje pod vulkanickým pokrovom, ktorý na povrchu zdá sa byť naprosto sterilným. Napr. vrt lokalizovaný na západ od považanskej poruchy prešiel spočiatku nepropylitizovanými andezitmi, ale postupne do hĺbky viacej pribudlo propylitov s prejavmi zrudnenia.

Niektoré problémy vyplývajúce z doterajšieho štúdia štruktúry v banskoštiavnickom obvode

Z výsledkov nášho doterajšieho štúdia jednoznačne vyplýva, že založenie mineralizovaných dislokácií je spojené s poslednou významnejšou tektonickou etapou. V súlade s LIPOLDOM (1867), predpokladali sme (ROZLOŽNÍK, 1966), že k založeniu rudolokalizujúcich štruktúr a samotnému zrudneniu predchádzalo vniknutie dajok ryolitu (III. ryolitovej fázy v zmysle KUTHANA). Tento predpoklad bol presvedčivo potvrdený MICHALENKOM – PÁSTOROM – KODĚROM (1968). Po zrudňovacom procese prebiehali ešte pohyby najmä po dislokáciách poludníkového smeru (napr. po považanskej poruche.)

Z našich štúdií zároveň vyplýva, že rudné žily bez ohľadu na parageneticky typ (Au-Ag, Pb-Zn-Cu), patria k spoločnému štruktúrnemu plánu. Táto téza je však do istej miery v rozpore so známou priestorovou diferenciáciou parageneticky typov Au, Au-Ag, Pb-Zn, Cu tak ako to načrtli ELIAŠ – KANTOR – ŠTOHL (1967), alebo BÖHMER – ŠTOHL (1967). Na túto otázku doterajší stav

[1]) Snáď ide o súčasť regionálnych zlomov prebiehajúcich na západnom a východnom okraji štiavnického ostrova, tak, ako to interpretujú ĎURATNÝ – FUSÁN – KUTHAN – PLANČÁR – ZBOŘIL (1965).

poznatkov nedovoľuje dať jednoznačnú odpoveď. Naše poznatky o vzájomných vzťahoch medzi jednotlivými paragenetickými zónami sú veľmi medzerovité napr. medzi Ag-Au zónou („hodrušským" typom) a Pb-Zn-Cu zónou („štiavnickým" typom). Nie je dostatočne známy vzťah **periférnej Au-zóny** (Banska Belá, Grüner, Trojkráľová, Nová Baňa, Rudno) k predchádzajúcim. Zdá sa, že nie je doriešené ani postavenie Cu-zóny. Osvetlenie vzájomného časového vzťahu medzi zónami má veľký praktický význam a prispelo by aj k objasneniu vnútromineralizačnej tektoniky. Výrazná priestorová diferenciácia Ag-Au zóny („hodrušských" žíl) koncentrovanej okolo apikálnej časti hodrušskej elevácie a Au-zóny lokalizovanej v periférnej časti ostrova dookola oprávňuje k domnienke, že v priebehu zrudňovacieho procesu došlo k menším diferenciálnym pohybom jednotlivých blokov. To viedlo k istej priestorove rozrôznenej distribúcii prínosových períód a k vytvoreniu polyascendentnej zonálnosti. Nie je doriešený ani vývoj puklinovatosti a jej význam ako rudolokalizujúcej štruktúry.

Záverom treba konštatovať, že sa v priebehu posledných rokov podarilo ozrejmiť mnohé stránky vývoja rudolokalizujúcich prvkov v banskoštiavnicko-hodrušskom rudnom obvode, aj keď niektoré stránky vývoja sú zatiaľ nedoriešené. Z uvedeného stručného prehľadu našich poznatkov vyplýva, že ide o štruktúru rudného obvodu svojim spôsobom jedinečnú. Máme tu na mysli mohutné rudonosné dislokácie s veľkými amplitúdami, ktoré v neovulkanických komplexoch sú neobvyklé. Z tejto povahy ako aj z kupolovitého rozmiestnenia zóny rudonosných dislokácií vyplýva perspektívnosť územia.

Došlo dňa: 7. júla 1969
Lektoroval: dr. Vlastimil Konečný

Katedra geológie a mineralógie Baníckej fakulty Vysokej školy technickej v Košiciach

Literatúra.

Böhmer M. — Štohl J., 1967: Obzor metalogenetičeskich uslovej sredneslovackogo neovulkaničeskogo komplexa. Nekotoryje problemy geologiii i metalogenii Zapadnych Karpat. Bratislava.

Ďuratný S. — Fusan O. — Kuthan M. — Plančár I. — Zbořil L., 1965: Untersuchung der neovulkanischen Komplexe der Westkarpathen durch geophysikalischen Methoden. Geol. práce, Zprávy 36, Bratislava.

Eliáš K. — Kantor J. — Štohl J., 1967. Intramineralizačné postavenie ryolitov v Banskej Štiavnici. Geol. práce, Zprávy 43, Bratislava.

Klír St. — Zeman J., 1955: Příspěvek k poznání tektoniky v štiavnicko-hodrušském rudním obvodu. Věstník ÚÚG, XXX., 2. Praha.

Koděra M., 1959: Doterajšie výsledky výskumu paragenetických pomerov rudných žíl v štiavnicko-hodruškom rudnom obvode. Acta Geol. Geograph. Univ. Comenianae. Geol. 2. Bratislava.

Koděra M., 1963: Gesetzenmässigkeiten der zonalen Verteilung der Mineralisation an der subvulkanischen polymetallischen Lagerstätte Banská Štiavnica. Symposium Problems of Postmagmatic Ore Deposition Vol. 1. Praha.

Kuthan M., 1963: Tectonic Deformations of the Central Slovakia Neovolcanic Region and the Relations between the Volcanism and Tectonics. Geol. práce, Zprávy 28, Bratislava.

Kuthan M., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape 1:200 000; M-34-XXXI. Nitra — Bratislava.

Lipold M. V., 1367: Der Bergbau von Schemnitz in Ungarn. Jahrbuch d. k. k. Geol. Reichsanstalt XVII. Wien.
Michalenko J. — Pastor J. — Koděra J., 1968: Poznámky k veku polymetalického zrudnenia na ložisku Banská Štiavnica. Acta Geol. Universitatis Comenianae. Geol. Nr. 13 Bratislava.
Michalenko J. — Pastor J., 1968: Poznámky k štruktúrno-geologickej pozícii žily Terézia na ložisku Banská Štiavnica. Geologické práce, Správy 46, Bratislava.
Rozložník L., 1966: Záverečná zpráva — výskum hornín Štiavnického ostrova, Geofond.
Rozložník L., 1969: Vývoj neogenného subsekventného vulkanizmu na území Štiavnického ostrova. Geol. práce, Správy 48. Bratislava.
Rozložník L., 1968: Fault tectonics of Štiavnica horst. Geol. práce, Zprávy 43—44. Bratislava.
Rozložník L., 1969: Jestvujú banatity na Štiavnickom ostrove? (v tlači).
Rozložník L. — Šalát J., 1956: Zpráva o podrobnom geologickom mapovaní v okolí Hodrušských rybníkov západne od Banskej Štiavnice. Geol. práce, Zprávy 7. Bratislava.
Rozložník L. — Šalát J., 1963: Stratigraficko-tektonická pozícia banatitov na Štiavnickom ostrove. Sborník vedeckých prác VŠT v Košiciach, zv. 2.
Rozložník L. — Zábranský F., 1968: Perspektíva vyhľadávania skarnových ložísk na území Štiavnického ostrova. Geol. průzkum č. 2 Praha.
Szabó J., 1891: Selmecz környékének geologiai leirása. Budapest.
Štohl J., 1962: Štruktúrne pomery banskoštiavnicko-hodrušského rudného obvodu. Geol. práce, Zprávy 25—26. Bratislava.
Štohl J., 1964: Štúdium podložia v oblasti žilných štruktúr Banská Štiavnica (Rukopis). Geofond.
Štohl J., 1965: Zpráva o výskume podložia v Banskej Štiavnici, Zprávy o geol. výskumoch v r. 1964. 2. Bratislava.

New Informations in the Structure of Banská Štiavnica — Hodruša Ore District.

LADISLAV ROZLOŽNÍK

Résumé

The paper deals with some new informations about the structure of ore veins around Banská Štiavnica and Hodruša. Geologically it is a region including pre — Neogene basement outcropping in a form of an elevation in the middle of a wider area represented by the products of Neogene subsequent volcanism. Metallogenetically it is the Banská Štiavnica — Hodruša ore district with polymetallic mineralization.

There is a specialty: ore veins are either connected with conspicuous dislocations of subsidence nature and of considerable depth range, with an amplitude 100—300 m and more; or smaller morphologically and genetically multiform faults and fault systems accompanying the former. The latter are either accompanying larger or conformable faults or antithetic, or — at their striking end — they represent veinlets of the „horse-tail" type. Ore-localizing structures are also represented by crack zones causing the veinlet-impregnation mineralization with Fe and Cu sulphides.

Mineralized structures arose in the period of fading-out Neogene volcanism in a region subject to the regime leading to the forming of a horst. In the structure of veins the anisotropy of former tectonic stages is also reflected:

1. Upper—Cretaceous stage represented by extensive folding of neovolcanite basement in the course of Alpine orogenetic phase with the main structural „Carpathian" NE—SW striking. This structure has only been preserved in the form of fragments in the ore district.

2. Banatite stage was most probably at the beginning of Cenozoic, and from the

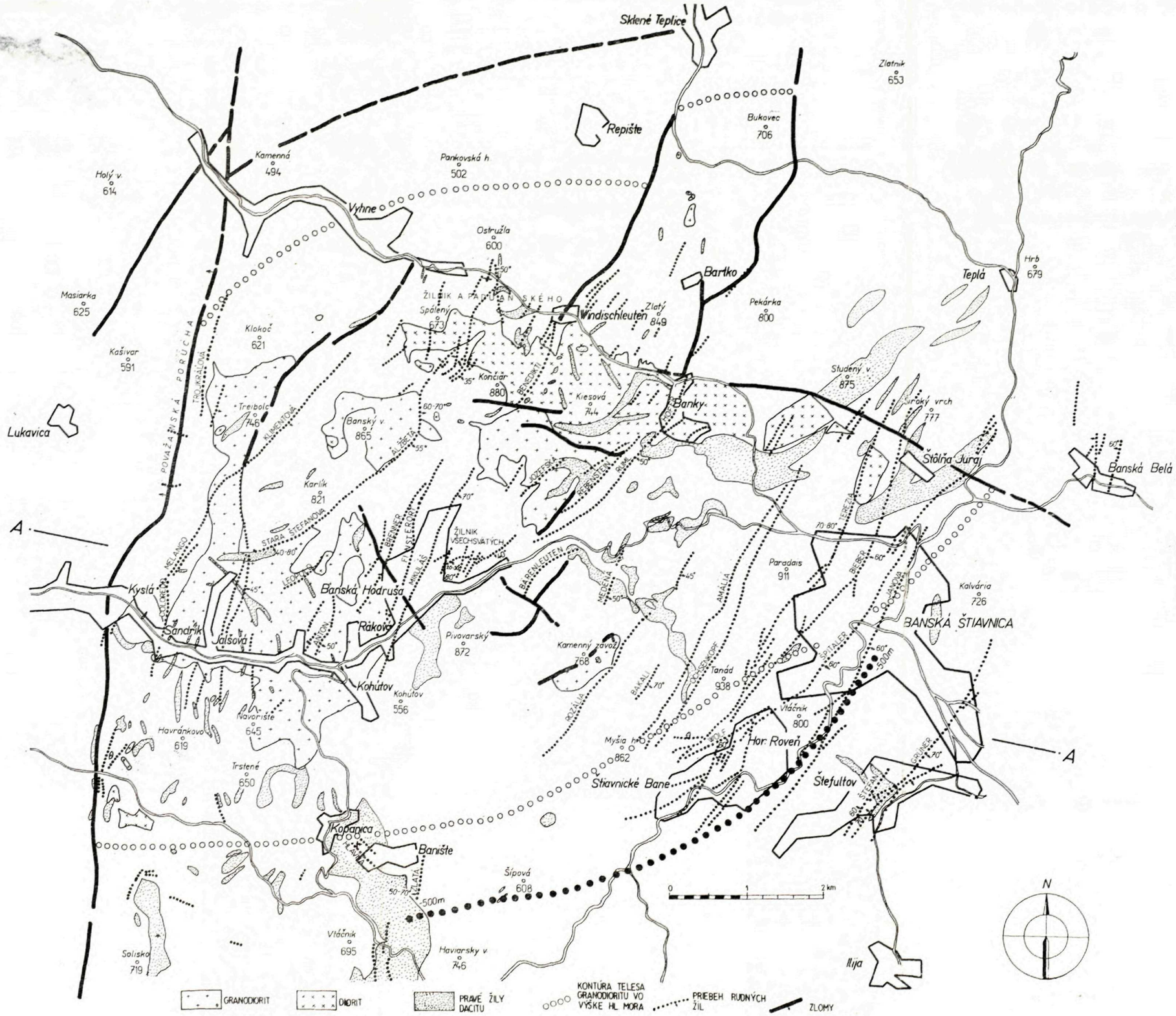
view of further development of the ore district it is represented by an important extensive intrusion of a varied composition (diorite, quartzous diorite, granodiorite, and their porphyries, applites and magnetite skarns, by penetration of which into the former structure this was made more conspicuous and modified, analogous roughly with Carpathian striking. Intrusions with respect to analogous tectonomagmatic behaviour, petrographical composition and contact effects was indicated as an intrusion analogous with Roumanian banatites (Rozložník — Šalát, 1963, Rozložník 1968). Schematic outline of banatite intrusion is given on the map enclosed. The banatite intrusion forms the core of Štiavnica horst in a shape of a vault formed by rigid medium considerably affecting the next tectonic stage.

3. Dacite stage passed within Neogene volcanism. It is one of few volcanic stages represented in the ore district also by faults filled with rock dykes and veinlets. In the literature existing (Lipold 1867, Štohl 1962) the dacite dykes-penetrating through banatite body, pre-Neogene basement as well as earlier products of Neogene volcanism, were considered very important from the view of localization of mineralized faults. It was showed by detailed study, that the structure of dacite dykes was typical for vault tectonics. Sill and dyke dacite bodies served as paths for penetrating crushed zones between their mantle and banatite bodies, for concentric and radial faults which owed for their rise to vertical uplifting of a banatite body at the simultaneous emphasizing of Štiavnica horst vault. The dacite dykes are usually dislocated by ore veins, only in some cases, when the course of dacite dykes coincides with ore veins, the dacite discontinuities were used by ore-localizing faults.

4. Mineralization stage is the last and most important stage of the forming of faults. It is represented by pre-mineralization rhyolite veins of meridional striking, by mineralization dislocations, and by sporadical post-mineralization faults. The common sign of the mineralization stage is the dynamic regime in its structure, leading to establishment of meridional-striking faults, in addition to the revival of discontinuities of earlier stages. The faults are mostly represented by faults of subsidence character, with conspicuous amplitudes emphasizing the vaulting of Štiavnica horst. Owing to this, the latter was remodelled into horst blocks with step-like subsidences on peripheries.

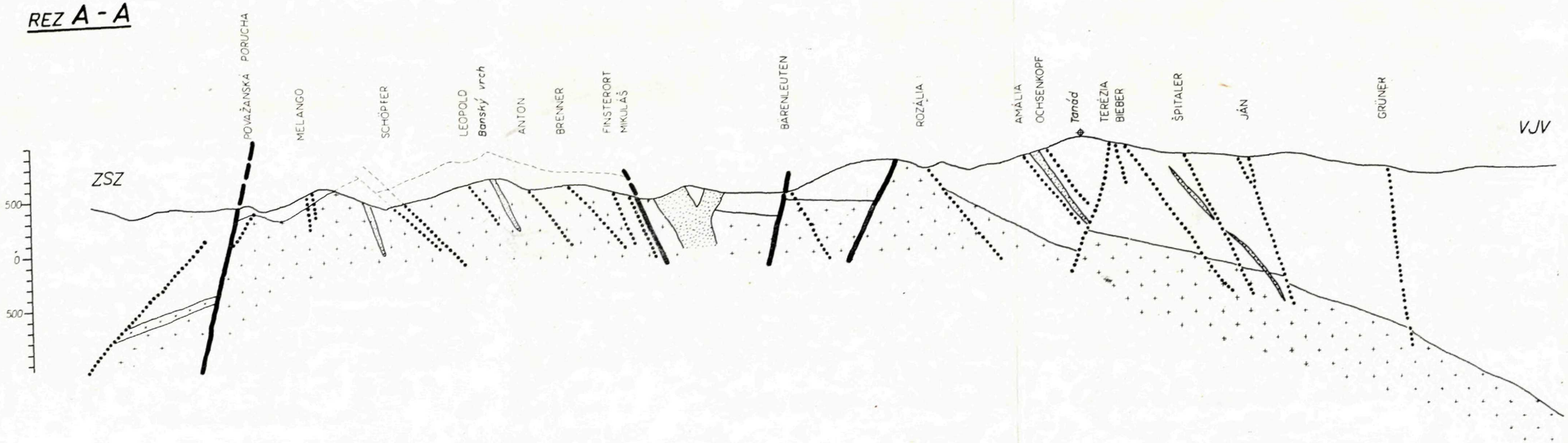
Mineralized dislocations were established during the last mineralization stage after the effusions of rhoylites of the IIIrd rhyolite phase in Kuthan' s (1963) sense, when the dominant tectonic regime evoked the rise of meridional-striking faults with subsidence trend to the East and West. The establishment of faults was affected by inherited anisotropy of the region, especially by the Carpathian striking represented by banatite intrusion and by morphology and rigidness of the intrusion body. The resulting structure of ore veins represented a combination of younger meridional and older Carpathian direction as proved by the vicarating course of ore veins and on the example of veinlet systems Wolf, Všechsvätých (All Saints), and A. Paduánsky. Mineralized faults generally follow the course of the banatite intrusion, forming an aureole submerging below neovolcanic complexes parallel with the course of intrusion and is exposed only on the places of elevation of Štiavnica horst where erosion was stronger.

Spatial differentiation of some paragenetic types of ore-mineralization represented by the zones: Ag-Au in the apical part of elevation, Pb-Zn-Cu zone and Au-zone on periphery, indicate that during the mineralization process movements were differentiated, leading to spatially different distribution of transport periods and to polyascendent zonality.



1. Priebeh rudných žíl v bansko-štiavnicko-hodrušskom rudnom obvode.

REZ A - A



2. Rez A — A'.

MINERALIA SLOVACA ROČ. I., (1969) č. 3.—4.

Príspevok k metodike tektonickej analýzy neovulkanických komplexov (so zreteľom na širšiu oblasť Banskej Štiavnice).

VLASTIMIL KONEČNÝ

Abstract.

Dans la région du volcanisme subséquent de la Slovaquie centrale, il y a un apparatus volcanique du type stratovolcan. Après l' achèvement de l' édification des stratovolcans, au cours du volcanisme intermédiaire andésitique, (après la période du repos volcanique passager et de la sédimentation dans les bassins intravolcaniques), suivent les extrusions des andésites à teneur de l' amphibole-biotite situées le long des ring-fractures. Les mouvements d' affaissement qui avaient lieu dans la zone volcanique centrale (formation de la structure en caldeira), étaient utilisés dans les parties marginales pour les intrusions des porphyres quartzeux-dioritiques (dacites) dans le sens du mécanisme ring-dykes. L' activisation du volcanisme andésitique se déroula le long des fractures radiales de la région externe vers la région centrale. Pendant la phase finale, se produisit le soulèvement de la région volcanique centrale et la formation des structures en graben situées dans le banlieu de cette région. Les zones de dislocation et celles de destruction tectonique (NE—SW jusqu' au NNE—SSW) sont utilisées pour la sortie des solutions hydrothermales et pour la genèse des filons métallifères de Pb-Zn-Cu, les zones marginales de la partie centrale sont utilisées pour la genèse de la minéralisation d' Au-Ag. A cause des mouvements de soulèvement de la zone centrale, la région des stratovolcans est disloquée par les fractures radiales. Dans la zone centrale, les couches sous-jacentes antévolcaniques, les intrusions subsuperficielles de granodiorite et de diorite et les parties superficielles des filons étaient dénudées.

Úvod:

Vývoj vulkanických areálov je spätý s dynamickým tektonickým režimom. Pri založení vulkanických centier a pri vývoji konkrétnych vulkanických aparátov sa v tektonickom režime uplatňujú jednak faktory regionálneho charakteru, reprezentované mobilitou hlavných tektonických zón v súvislosti s vývojom megaštruktúr regionálnych rozmeroch (megaelevácie a megadepresie), jednak faktory lokálneho charakteru späté s vývojom jednotlivých vulkanických foriem.

Tektonické systémy regionálneho charakteru sa rozhodujúcou mierou uplatňujú predovšetkým v rozložení a migrácii aktívnych vulkanických zón a vulkanických centier v regionálnom meradle. V priebehu vývoja vulkanického aparátu sa tieto prejavujú prevažne sprostredkovane, napríklad využívaním zón tektonického oslabenia a porušenia pre výstup a umiestnenie intruzívnych telies, resp. v založení vulkano-tektonických štruktúr v smere zón regionálnej mobility.*

Tektonické faktory lokálneho charakteru, ktoré sa uplatňujú hlavne v stavbe

* Základnú tektonickú analýzu stavby vulkanických komplexov previedol M. Kuthan (1963), vzťahy hlboko založenej tektoniky k vulkanizmu rozviedli; Ďuratný S., Fusan O., Kuthan M., Plančár J., Zbořil L. (1968).

vulkanických aparátov sú výsledkom zmien a porušenia stability v podpovrchových úrovniach, t. j. v úrovniach magmatického rezervoáru v priebehu aktívneho vulkanizmu, napr. v súvislosti s formovaním štruktúr „ring dykes", „cone sheets" a pod.

Tektonický režim v priebehu vývoja vulkanických aparátov je však potrebné chápať ako proces interakcie a súhry medzi faktormi regionálneho významu (zdedených z etáp predchádzajúcej mobility) ako aj lokálnymi faktormi, ktoré odrážajú zmeny v hypoabysálnych až podpovrchových úrovniach magmatického rezervoáru.

V závere a po ukončení vulkanickej aktivity dochádza k vyrovnávacím — konsolidačným pochodom, ktoré smerujú k obnoveniu porušenej stability v súvislosti s výnosom magmatických hmôt na povrch (poklesové pásma), resp. v súvislosti s formovaním hypoabysálnych intrúzií v závere vulkanickej aktivity (lokálne výzdvihy a vyklenutia).

Vulkanické komplexy a formácie v postvulkanickom období sú ďalej porušované vyrovnávacími tektonickými poruchami v regionálnom meradle v súvislosti s kratogenizáciou a stabilizáciou väčších celkov bez zrejmého vzťahu k jednotlivým vulkanickým aparátom.

So zreteľom na uplatnenie uvedených faktorov v rámci vývoja vulkanických areálov rozčleňujeme:

1. Tektonické štruktúry a systémy regionálneho charakteru — zdedené z etáp predchádzajúcej mobility regionálnych celkov, ktoré sa uplatňujú hlavne v počiatočných vulkanických etapách v založení a migrácii vulkanotektonických zón a eruptívnych centier.

2. Tektonické štruktúry a systémy lokálneho charakteru — synvulkanické s. l., ktorých aktivita sa prejavuje v priebehu vývoja vulkanického areálu a konkrétnych vulkanických aparátov, sú dôsledkom zmien v podpovrchových až hypoabysálnych úrovniach magmatického rezervoáru v období aktívneho vulkanizmu.

3. Vyrovnávacie tektonické štruktúry a procesy — postvulkanické, ktoré smerujú k obnoveniu stability:

a) v rámci konkrétneho aparátu dôsledku porušenia stability v podpovrchových úrovniach výnosom magmatických hmôt na povrch.

b) v rámci stabilizačných procesov väčších regionálnych celkov bez vzťahu ku konkrétnym aparátom.

1. Regionálne tektonické štruktúry a systémy

(Regionálne mobilné zóny)

Príkladom regionálneho tektonického systému s väzbou eruptívnych centier subsekventného vulkanizmu je mobilná zóna *SV—JZ* priebehu v oblasti juhovýchodnej periférie neovulkanitov. Mobilná zóna je detektovaná na základe vývoja a rozšírenia litofácií, rekonštrukcií paleogeografického vývoja a je potvrdená závermi geofyzikálneho gravimetrického výskumu. Uvedená zóna zhruba korešponduje s priebehom pôvodného pásma morfologických elevácií tzv. šahanskou elevációu (D. VASS, B. TOMÁŠEK 1963), Šahansko-ábelovskou bariérou (M. KUTHAN a kol. 1964).

V priebehu paleogeografického vývoja má zóna charakter kritického styko-

vého pásma, podľa ktorého dochádza k výzdvihovým a poklesovým pohybom veľkých regionálnych celkov (obr. č. 1).

V predrupelskom období severozápadná oblasť od uvedenej mobilnej zóny má relatívne poklesový charakter. Na to poukazujú zachované kompletnejšie sledy mozoických komplexov (vrt GK-4 — Bzovík overuje sedimenty paleogénu, kriedy, jury?), avšak juhovýchodne od tejto zóny (oblasť rimavsko-ipeľská) sú v priebehu pokračujúcich vyzdvihových procesov mozoické komplexy denudované až na relikty, a sedimenty chat-akvitan – spodného miocénu, sú rozšírené v nadloží kryštalických komplexov (D. VASS 1964).

Po inverzii tektonickej mobility v období chat-akvitan až karpat-helvet sa oblasť Ipeľsko-rimavskej kotliny prejavuje ako subsidujúca a striedavo ju zasahujú morské transgresie. Mobilná zóna v tejto vývojovej etape sa prejavuje ako pásmo morfologických elevácií (Šahansko-ábelovská bariéra), ktorá limituje rozšírenie sedimentačných bázénov smerom k severozápadu. Bariéra je lokálne prerušovaná priečnymi depresiami, cez ktoré v období helvet-karpat, dochádza ku komunikácii do dielčich izolovaných bazénov za touto bariérou (sedimenty karpatu overuje vrt GK-4, v okrajovej fácii vrt GK-3 — Rykynčice).

Ďalší zvrat tektonickej mobility podľa tejto zóny sa uskutočňuje v priebehu spodného tortónu, kedy dochádza k vyzdvihu a postupnej stabilizácii Ipeľsko-rimavskej kotliny a k poklesovým pohybom severozápadne od tejto zóny v širšej oblasti Krupinskej vrchoviny.

V kritickej zóne medzi poklesom a výzdvihom regionálnych celkov sú aktivované vulkanické centrá formácie Vinica—Príbelce s vulkanickou aktivitou v submarinnom prostredí. Výstup intruzívno-extruzívnych telies prejavuje úzku lineárnu väzbu na dielčie tektonické línie v smere mobilnej zóny (viď. obrázok č. 1).

Po dočasnej regresii spodnotortónskeho mora (intratortónska denudačná etapa) a v priebehu postupu nového morského prostredia sú aktivované vulkanické centrá formácie Čelovce. Explozívnou aktivitou je vybudovaná vulkanická forma na rozhraní morského a limnicko-kontinentálneho prostredia. Smer transportu pyroklastických hmôt je k severozápadu do vnútornejších častí Krupinskej depresie (analogicky ako u formácie Vinica—Príbelce). Prívodové systémy (dajky, necky), nakopené v oblasti Čelovce s prednostnou väzbou na smery *SSV — JJZ* až *SV — JZ* spadajú do vnútornejších častí mobilnej zóny.

V bezprostrednej následnosti, resp. s určitým časovým prekrývaním, sú ďalej aktivované v smere k *SV* v rámci mobilnej zóny vulkanické centrá v oblasti Lysec (kóta 712,6). V priebehu explozívnej aktivity je vybudovaná monogenná forma a v závere sa uskutočnil výstup intruzívno-extruzívnych telies (typu tholoidov) v rámci centrálnej vulkanickej zóny.

Migrácia vulkanických centier v rámci mobilnej zóny je generálne v smere od *JZ* k *SV*, čo potvrdzujú aj závery absolutného datovania (intrúzie formácie Vinica—Príbelce je datovaná na 18,5 ± 0,9 mil. r., pyroklastické produkty formácie Čelovce na 18,4 ± 0,5 mil. r. a intrúzia Lysec na 13,2 ± 0,3 mil. r., V. KONEČNÝ, G. P. BAGDASARJAN, D. VASS, 1969).

V smere pokračovania mobilnej zóny k juhozápadu sú situované vulkanické komplexy pohoria Börzsöny. Tektonické poruchy smeru *ZZJ — VVS* sa podľa G. PANTO a L. MIKÓ (1964) odrážajú vo vulkanickej stavbe pohoria.

Počiatky vulkanickej aktivity podľa LENGYELA (1956) spadajú do vrchného helvetu.

Niekoľkonásobne opakovaná mobilita uvedenej zóny a ďalej aktivovania centier subsekventného vulkanizmu v jej rámci zodpovedá zrejme mimoriadnej labilite stavby štruktúrnych jednotiek hlbších častí kôry v uvedenom smere.

Podľa postupnosti aktivovania vulkanických centier je možné súdiť na migráciu tektonickej mobility v rámci zóny generálne v smere od juhozápadu k severovýchodu.

Severný okraj mobilnej zóny korešponduje zhruba s predpokladaným priebehom muránskej línie pod vulkanickými komplexmi v rámci predvulkanických podložných štruktúr v smere k juhozápadu. Geofyzikálne vymedzená šírka mobilnej zóny, obmedzená paralelným priebehom poruchových pásem, dosahuje šírku 4—5 km.

Na celkove paralelný hlavný smer tektonickej mobility, ktorý sa uplatnil pri založení prívodových systémov pohoria Javorja, je možné usudzovať podľa priestorovej situácie subvulkanických a intruzívnych telies, ktoré vystupujú v smere pásma *SV — JZ* priebehu (od: Vigľašská Huta, Kalinka, do oblasti západne od Detvy). Na subparalelnú mobilnú zónu spadá poloha centrálnej oblasti pohoria Poľany.

Na charakter regionálnych štruktúr sformovaných pred rozvojom aktívneho vulkanizmu, ktorých funkcia sa tiež uplatnila pri založení prívodových systémov subsekventného vulkanizmu v oblasti Štiavnického pohoria, je možné súdiť len nepriamo na základe analýzy predvulkanického reliéfu a charakteru vulkanickej stavby v počiatočnej etape. Vývoj bazálnych členov vulkanického komplexu v širšej oblasti Štiavnického pohoria, počínajúc pásmom Santovka — Ladzany — Hont. Nemce — a severozápadne od neho, sa uskutočňuje v nadloží mezozoicko-paleozoických hornín (vrt GK-10 — Ladzany overuje v podloží vulkanického komplexu horniny permotriasu — K. KAROLUS, vrt GK-1 — Hont. Nemce overuje triasové vápence — E. KAROLUSOVÁ 1963).

V centrálnejších častiach Štiavnického pohoria sú v bezprostrednom podloží neovulkanitov zachované denudačné relikty paleogenných sedimentov o mocnostiach od niekoľko m do 218 m (vrt KOV-41 — J. BURIAN 1968).

Pri juhovýchodnom okraji Štiavnického pohoria, zhruba v pásme *SV — JZ* (H. Rykynčice — Bzovík), sú vrtmi GK-3 a GK-4 overené sedimenty miocénu — karpat-helvetu (v oblasti Bzovík s evaporitmi).

Z uvedených skutočností je možné vyvodzovať, že v popaleogennom období širšia oblasť Štiavnickeho pohoria sa stáva súčasťou výzdvihového pásma. Jeho výsledkom bola elevačná štruktúra s priebehom *SV — JZ*, zatiaľ čo pri juhovýchodnom okraji vzniká subparalelné poklesové pásmo so vznikom dielčich sedimentačných bazénov karpat-helvetu. Od juhovýchodnej oblasti Ipeľsko-rimavskej sú dielčie sedimentačné bazény oddelené elevačným pásmom Šahansko-ábelovskej bariéry.

Domnievame sa, že regionálny tektonický systém, ktorý sa podiela na doformovaní popaleogennej elevačnej štruktúry *(SV — JZ)* je súčasne aj smerom, ktorého aktivita sa uplatňuje aj pri založení prívodových systémov a na vývoji vulkanickej stavby v počiatočnom období. Výstup intruzívno-extruzívnych telies v centrálnej vulkanickej zóne je prednostne orientovaný do smeru *SV — JZ* (ako to uvidíme ďalej). Smer *SV — JZ* je súčasne smerom maximál-

neho dĺžkového rozšírenia centrálnej vulkanickej zóny a vulkanických reliktov tejto počiatočnej etapy vývoja aparátu (II. andezitová fáza).

2. Synvulkanické tektonické štruktúry a systémy

Vývoj synvulkanických tektonických štruktúr a režim tektonických procesov v priebehu aktívneho vulkanizmu je možné dokumentovať analýzou štruktúrno-tektonického vývoja vulkanického areálu v oblasti Štiavnického pohoria.

Vývoj vulkanického aparátu sa uskutočnil v rade nasledujúcich etáp (viď. obrázok č. 2):

I. etapa.

Počiatočná vývojová etapa v predmetnej oblasti je reprezentovaná explozívno-efuzívnym vulkanizmom intermediárneho pyroxenického andezitu (± amfibol, ± kremeň, ± biotit). II. andezitová fáza v zmysle KUTHAN (1963). Vulkanizmus prebiehal v kontinentálnom prostredí suchozemského typu. V okrajovejších pásmach v smere k juhu uloženie eruptovaných hmôt sa uskutočnilo v subakválnom prostredí limnického typu. V záverečnom období sa sformoval rozsiahly vulkanický aparát, resp. väčší počet kumulovaných vulkanických foriem stratovulkánového typu. V oblasti centrálnej vulkanickej zóny sa uskutočnil výstup intruzívno-extruzívnych až efuzívnych telies orientovaných prednostne v smere *SV–JZ* až *SSV–JJZ* (Tanád, Myšia hora). Obdobie výstupu telies v centrálnej vulkanickej zóne je K/Ar metódou stanovené na 17,0 ± 0,5 mil. r. (Tanád, k. 938,4) a 16,7 ± 1,2 mil. r. (pod Paradajs k. 806,4 – V. KONEČNÝ, G. P. BAGDASARJAN, D. VASS 1969).

V závere je oblasť centrálnej vulkanickej zóny dizlokovaná s vertikálnymi posunmi jednotlivých blokov. Do tohto obdobia spadá vysunutie bloku v oblasti Šobov (k. 888,2) podľa dizlokácií *ZZS–VVJ* a priečneho smeru *SSV–JJZ*. Denudačným zrezom bola mocnosť vulkanického komplexu redukovaná až do obnaženia predvulkanického podložia. Lávový prúd amfibol-biotitického andezitu (III. etapa) prekrýva bezprostredne komplexy predvulkanického podložia. Vysunuté horniny mezozoika boli v okrajových častiach zahrnuté do procesov silicifikácie pri okraji telesa hydrokvarcitov – Šobov (J. ŠTOHL 1966). Z dĺžkovej orientácie centrálnej vulkanickej zóny budovanej prevahou masívnych andezitových hmôt a z orientácie intruzívno-extruzívnych telies je zrejmé, že v stavbe a založení prívodových systémov sa dominantne uplatňuje karpatský smer *SV–JZ*.

II. etapa.

Po ukončení aktivity sa v pásme s priebehom zhruba *SV–JZ*, ktoré zahrňuje časť centrálnej vulkanickej zóny a priľahlé časti strednej vulkanickej zóny so stratovulkánovým štýlom stavby, formuje poklesová zóna s vývinom sedimentačných bazénov.

Sedimentácia sa vyznačuje rýchlymi zmenami litologického vývoja vo vertikálnom aj laterálnom smere. V bazálnejších úrovniach prevláda allochtonný materiál z deštruovaných častí staršej vulkanickej stavby. Vyššie je striedanie

tufitických a tufiticko-lignitických sedimentov s pyroklastickým materiálom amfibol-biotitického andezitu (J. KOVÁČIK 1965, M. KODĚRA, J. KOVÁČIK 1968).

Relikty sedimentárnej výplne zachované pri obci Podsitnianska, v meste B. Štiavnica, Červená Studňa, pod Šobovom, SZ pod Kalváriou a pri obci Teplá – Močiar náležia, podľa biostratigrafického materiálu, k jednému stratigrafickému horizontu (J. BURIAN, J. KOVÁČIK, J. ŠTOHL 1964).

V priebehu sedimentácie nastáva hydrotermálno-exhalačná aktivita (hlavne solfatárového typu) do vodného prostredia. To podmienilo syngenetické a sčasti epigenetické premeny sedimentov a okolných hornín (M. KODĚRA 1967, M. KODĚRA, J. KOVÁČIK 1968). Výnosom SiO_2 pozdĺž tektonicky porušených zón dochádza k silicifikácii okolných hornín a k vzniku hydrokvarcitov – Šobov.

JZ pod Kalvária vrtom KOV-42 je overená mocnosť komplexu propylitizovaného andezitu (II. etapa) v podloží sedimentárnej výplne cca 1300 m (báza vulkanického komplexu je cca 740 m pod úrovňou mora). Podľa tejto skutočnosti, ak berieme do úvahy vývoj bazálnych vulkanických komplexov v nadmorskej úrovni, by vychádzala úroveň pôvodnej sedimentárnej panvy v nadmorskej výške 1300 m a vyššie. Tieto úrovne nie sú súhlasné s podmienkami pre vývoj analyzovaného ekologického spoločenstva fosílnej flóry (E. PLANDEROVÁ), pre ktoré je nutné predpokladať úrovne nižšie.

Z uvedeného vyplýva, že formovanie poklesového pásma s vývojom intravulkanických sedimentačných bazénov zahrnulo už predtým dislokované časti vulkanického komplexu s nerovnakou amplitúdou vertikálneho pohybu. V priebehu poklesových pohybov sa bazálne časti vulkanického komplexu niektorých blokov ocitli pod úrovňou mora.

Poklesový pohyb v pásme *SV–JZ*, v ktorom nastáva vývoj sedimentov a ktorý zahrnul časť centrálnej vulkanickej zóny a priľahlej časti stratovulkánovej stavby, považuje sa za kolapsový proces v rámci formovania vulkanotektonickej depresie.

Na štruktúru tohto typu poukazujú mocnosti, plošný rozsah a litologický vývoj sedimentov, ktorý najbližšie zodpovedá litofáciám kalderových jazier.

Priestorové rozšírenie reliktov (maximálne v smere *SV–JZ*) dovoľuje usudzovať, že pri formovaní poklesovej oblasti sa dominantne uplatnili systémy karpatského smeru.

III. etapa

Po období dočasného vulkanického kľudu (spojeného s ďalšou diferenciáciou magmatických hmôt v hypoabysálnych úrovniach magmatického rezervoáru) je obnovený vulkanizmus acidnejšieho andezitového, resp. andezito-dacitového typu (amfibol-biotitické andezity ± kremeň, ± pyroxén). Vulkanizmus sa začal vysoko explozívnymi erupciami vulkánskeho a ultravulkánskeho typu, časť eruptovaných pyroklastických hmôt je uložená v intravulkanickom sedimentačnom bazéne.

Po explozívnych erupciách dochádza podľa tektonicky mobilného pásma, ktoré zhruba koncentricky obklopovalo centrálnu vulkanickú oblasť *ZJ, JV, V* až *SV*, k extrúziám amfibol-biotitických andezitov. Lávové masy pre vysokú viskozitu sú extrudované v podobe komulodómov veľkých rozmerov, ktoré

na základe makrotexturálnych charakteristík zodpovedajú najbližšie formám popisovaným Reierom 1888 (In Williams 1932). Maximálny priemer je 5 km.

V smere do vnútorných častí centrálnej oblasti je rekonštruovaný, na základe preklápania plôch fluidality, prechod do mocných lávových prúdov (potvrdených novšie vrtom KOV-42 pod Kalváriou, ktorý overuje v nadloží sedimentov intravulkanické panvičky o mocnosti prúdu 110 m — J. BURIAN 1968). Tieto prechodné formy sú v zmysle COTTON (1959) označené ako „dome flows".

Podľa výsledkov paleomagnetických meraní je stanovená postupnosť aktivovania prívodných centier pri juhovýchodnom až východnom okraji centrálnej oblasti v smere od *JZ k SV až S*, t. j. v pásme od obce Ilja k Banskej Belej (V. KONEČNÝ, L. DUBLAN, v tlači), (V. KONEČNÝ 1968 in J. BURIAN 1968). Absolútnym datovaním K/Ar metódou je stanovený vek kumolodómu v oblasti Drieňova pri Antole na 16,0 ± 1 mil. r.

Do smeru koncentrického pásma svojou polohou spadajú ďalej ryolitové extrúzie v oblasti Hliník n/Hr. s absolútnym vekom K/Ar metódou 16,2 ± 0,1 mil. r*. Pri severozápadnom okraji centárlnej oblasti sú ďalej ryolitové extrúzie evidentne mladšie ako vulkanizmus pyroxenického andezitu IV. etapy potvrdené tiež absolútnym datovaním (L. ROZLOŽNÍK — ústne zdelenie). Rozčlenenie ryolitových extrúzií na staršie a mladšie (posledné sú v oblasti Kremnického pohoria datované na 11,2 ± 0,3 mil. r.* potvrdzuje novšie J. LEXA (v tlači). Zatiaľ čo ryolity lokality Hliník n/Hr. petrochemicky spadajú do diferenciačného radu štiavnického pohoria, ryolity II. skupiny (mladšie) sa považujú za produkty samostatnej kyslej magmy.

Zhruba v synchrónnom období s extrúziami más amfibol-biotitických andezitov dochádza k poklesovým pohybom centrálnej vulkanickej zóny pozdĺž koncentrického tektonického mobilného pásma v rade postupných kolapsov. Poklesy podľa koncentrického pásma sa považujú za proces, ktorý otvára prívodové cesty pre extrúzie andezitových más v tak kolosálnom meradle a ktorý súčasne podmieňuje vytváranie primárnych úklonov v smere do centrálnej oblasti priaznivých pre akumuláciu lávových más a vulkanoklastického materiálu väčších mocností.

Počiatky kolapsového procesu spadajú pravdepodobne už do priebehu a záveru explozívnych erupcií pyroklastických hmôt, na čo poukazujú ich mocnosti (do 75 m), v rámci poklesového pásma intravulkanického sedimentačného bazénu.

Mnohonásobné striedanie pemzových a vitrokryštálových a aglomeratických tufov, striedaných polohami tufitických ílov a lignitických tufitov odpovedá nie jednorazovému kolapsu, ale skôr postupnosti menších poklesových pohybov. Obdobie hlavných poklesov spadá do priebehu a predovšetkým do záveru extrúzií más amfibol-biotitického andezitu.

Kolapsované komplexy v rámci centrálnej vulkanickej oblasti sú v pomeroch subvulkanických úrovní intrudované veľkým počtom dajkových a sillových telies kremenno-dioritového porfýru, resp. dacitu**. Intrúzie prerážajú cez

---

* Údaje absol. dat. in V. Konečný, G. P. Bagdasarjan, D. Vass, 1969.

** Označenie dacit, podľa petrograficko-petrochemických parametrov, J. Šalát (1954), A. Mihalíková (1966) doporučuje na základe holokryštalických vývojov zákl. hmoty a spôsobu geologického vystupovania, termín kremenno-dioritový porfýr.

sedimenty intravulkanickej panvy a prenikajú cez nadložné príkrovy amfibol-biotitického andezitu (JZ pod Kalváriou). To dovoľuje stanoviť ich mladšiu pozíciu vzhľadom k bazálnym efúziám amfibol-biotitických andezitov.

Skutočnosť, že úroveň, v ktorej predtým prebiehal proces sedimentácie intravulkanického bazénu, uloženie pyroklastických hmôt a ich prekrytie lávovými prúdmi, sa v bezprostredne v nasledujúcom období stáva úrovňou subvulkanickej intruzívnej aktivity, môže byť uspokojivo objasnená jedine kolapsovým pohybom centrálnej oblasti do nižších, t. j. subvulkanických úrovní.

Formovanie koncentrického tektonického mobilného pásma s poklesovým pohybom „ring structures") sa v zmysle WILLIAMS 1941 považuje za porušenie stability v podpovrchových úrovniach ako dôsledok evakuácie magmatických hmôt z vrchných častí magmatického rezervoára a je jedným z najcharakteristickejších znakov kolapsových procesov v rámci vzniku kalderových štruktúr.

Centrálna vulkanická oblasť je v priebehu poklesových pohybov dislokovaná hlavne podľa smeru *SV–JZ až SSV–JJZ* (podradne *SV–JV*). Intrúzie kremenno-dioritových porfýrov prednostne využívajú v podobe dajkových a sillových telies stykové časti a dislokačné zóny litologicky odlišných jednotiek (rozhranie medzi diorit-granodioritovými intrúziami a nadložnými paleozoicko-mezozoickými horninami, ďalej rozhranie medzi horninami predvulkanického podložia a nadložnými vulkanickými komplexmi a konečne zóny tektonického oslabenia a dislokačné pásma s blokovými posunkami vo vulkanických komplexoch). Maximálne mocnosti a počet intrúzií prejavujú sa v bazálnych úrovniach vulkanického komplexu menovite pri rozhraní voči podložným horninám. V smere do vyšších úrovní dochádza k znižovaniu mocnosti a k postupnému zanikaniu.

Prednostným smerom orientácie sú smery *SV–JZ až SSV–JJZ* so subparalelným priebehom mobilnej zóny vo východnej časti centrálnej oblasti s úklonmi generálne k *JV* (hlavne oblasť Štiavnice). Podradné sú smery *SZ–JV* s úklonmi k *JZ* a *SV* (L. ROZLOŽNÍK 1968).

V strednej oblasti (súčasne vyklenutej a denudovanej) sú v pásme cca *SV–JZ*, priebeh medzi hodrušskou a štiavnickou oblasťou (oblasť Kopanice, Kohútov – k. 556,1 atď.), obnažené plošné rozsiahle konkordantné intrúzie (typu mohutných sillov), ktoré využívajú hlavne rozhrania medzi predvulkanickým podložím a nadložnými vulkanickými komplexmi. Intruzívne telesá dajkového a sillového typu zhruba rešpektujú morfológiu granodiorit-dioritových intrúzií.

Intruzívnu aktivitu kremenno-dioritových porfýrov spojujeme s procesmi uvoľňovania v priebehu kolapsových pohybov (pokročilejších štádií) pri vzniku v smere dolu otvorených fraktúr. To potvrdzujú maximálne mocnosti a počet intruzívnych telies, hlavne v bazálnych úrovniach vulkanického komplexu a ich zanikanie v smere do vyšších úrovní.

Mechanizmus intrúzií zodpovedá najbližšie procesu typu „ring dyke" (J. E. RICHEY 1961), na ktorý poukazuje orientácia a úklony intruzívnych telies v smere od centrálneho bloku a maximálny počet intrúzií v bazálnych úrovniach.

V zmysle tohto procesu dochádza k intrudovaniu do etapovite uvoľňovaných zón (s úklonmi v smere k periférii od centrálneho bloku) pri kolapsových pohyboch. Mechanikou uvoľňovacieho procesu je možné objasniť rozsiahle konkordantné intrúzie sillového typu v centrálnejšej oblasti obnažené denudáciou vo vyklenutom pásme.

K dajkám typu „cone sheets" prináleží pravdepodobne len poradné množstvo dajok s úklonom v smere do stredu centrálnej oblasti.

Je možné zhrnúť, že v tejto vývojovej etape sa uplatňuje funkcia:

1. Koncentrického mobilného tektonického systému okolo centrálnej oblasti, podľa ktorej sú otvárané prívodové cesty extrúzií amfibol-biotitického andezitu a súčasne prebieha kolaps centrálnej oblasti.

2. Uvoľňovacie tektonické procesy v rámci centrálnej kolapsujúcej oblasti za vzniku dislokačných zón intrudovaných telesami kremenno-dioritových porfýrov. Prednostne sú využívané smery *SV—JZ* až *SSV—JJZ*.

Do obdobia po vzniku kalderovej štruktúry (II) kladieme procesy areálnej propylitizácie, ktoré v širokom meradle postihli kolapsované komplexy centrálnej oblasti, včítane kremenno-dioritových porfýrov a diorit-granodioritových intrúzií v rámci podložného komplexu.

Uvoľnenie plynných emanácií a propylitizačných roztokov v tak širokom meradle spojujeme s deštrukciou stropových častí magmatického rezervoáru. Propylitizácia a hydrotermálne premeny vulkanických hornín kolapsovaných oblastí kalderových štruktúr sú známym procesom pri veľkom počte kalderových štruktúr. Dosah propylitizačných procesov spravidla presahuje hranice obmedzenia kolapsovanej štruktúry (napr. dvojkaldera Mull-Ardnamurchan, Škótsko, Richey 1961).

Domnievame sa, že funkciu bariéry pre vystupujúce propylitizačné agencie v kolapsovanej oblasti zohral mocný komplex nadložných lávových efúzií a vulkanoklastík amfibol-biotitického andezitu. K týmto záverom oprávňuje skutočnosť, že relikty lávových efúzií v rámci centrálnej oblasti sú postihnuté propylitizáciou a podobne aj priľahlej časti kumulodómov pri rozhraní s vnútornou oblasťou, zatiaľ čo externejšie propylitizačné postihnutie amfibol-biotitických andezitov rapídne ubúda.

Produkty mladšej etapy (IV. etapa) v nadloží amfibol-biotitických andezitov externe od centrálnej oblasti nie sú propylitizáciou postihnuté.

IV. etapa

Nasledujúca aktivita pyroxén-andezitového vulkanizmu znamená ďalšie podstatné priestorové rozšírenie primárnej vulkanickej stavby.

Vulkanizmus má charakter zmiešanej aktivity explozívno-efuzívneho typu; erupcie vulkánskeho, ultravulkánskeho a peelejského typu sa striedajú s efúziami láv. Eruptované hmoty sa hromadia na vonkajších svahoch, sčasti v suchozemskom prostredí, zhruba južne od línie Počúvadlo — Prenčov, v limnickom prostredí a ďalej k juhu (južne od Hont. Nemce — Sebechleby) v litorálnom až sublitorálnom pásme tortónskeho mora.

Transport hruboúlomkovitých pyroklastických hmôt sa uskutočňoval prostredníctvom „nuees ardentes" (V. KONEČNÝ, M. KUTHAN 1963). Na premiestnení vulkanoklastického materiálu sa ďalej podieľajú lahárové prúdy, ktoré pri pohybe v smere k juhu prekračovali pobrežnú líniu a pohybovali sa ďalej po morskom dne ako subakválne bahnité prúdy („subaqueous volcanic mud flows") V. KONEČNÝ 1965.

Pri efúziách láv do vodného prostredia pri puklinových erupciách (fissure eruptions) dochádza k vzniku variét so sklovitým vývojom základnej hmoty

a procesom brekciácie za vzniku hyaloklastitových brekcií.

Na aktivitu tektonických systémov v priebehu IV. vývojovej etapy je možné súdiť z orientácie subvulkanických telies pri vonkajšom okraji centrálnej vulkanickej oblasti. Z priestorového rozloženia a dĺžkovej orientácie (viď. obr. č. 2) je naznačený radiálny charakter v smere k centrálnej vulkanickej oblasti. Vznik radiálne orientovaných trhlín je podľa mnohých autorov spojovaný s magmatickým tlakom vystupujúcich magmatických hmôt (E. S. HILLS 1964).

Do pokročilejších období aktivity IV. etapy spadá formovanie poklesového pásma v zóne kumolodómových foriem Ilija-Biely Kameň), v ktorom dochádza k uloženiu pemzových tufov typu „Biely kameň". Absolútnym datovaním K/Ar metódou je určený vek 15,1 ± 1,5 mil. r. V tej istej pozícii sú uložené pemzové tufy v limnickom prostredí (južne od obce Počúvadlo) a suchozemské pemzové tufy so znakmi zvárania (textúry fiamme, stĺpcová odlučnosť, produkované erupciami „ash flows"). Erupcie pemzových tufov typu „Biely kameň" (produkty ash falls) a pemzových tufov so znakmi zvárania sa považujú za produkty trhlinových erupcií v súvislosti s počiatočnými pohybmi formovania poklesových štruktúr pri periférii centrálnej vulkanickej oblasti. Rozšírenie lávových prúdov pyroxenického andezitu + biotit (typ Sitno), v nadloží uvedených tufov a v nadloží denudovaných foriem komulodómov, poukazuje na ich eliminovanie v tejto etape ako morfologických elevácií.

V závere andezitového vulkanizmu pokračujú efúzie pyroxenických andezitov z trhlinových erupcií do vodného prostredia v najexternejších južných zónach. K/Ar metódou je určený vek 13,5 ± 0,5 mil. r. (lokalita Horšá, Brhlovce). V ich podloží sú datované ryodacitové až ryolitové tufy (lokalita Sázdice) na 13,6 ± 0,3 mil. r.

Ryolitové dajky, ktoré považujeme za konečný magmatický produkt diferenciácie magmatického rezervoáru, sledujú v juhovýchodnej časti smery *SSZ–JJV* (záp. od Antola) v severnej časti smery *S–J* (B. Belá), v centrálnej oblasti rudného poľa Banská Štiavnica smery *SSV–JJZ* (J. FORGÁČ, J. KOVÁČIK 1967).

Do záveru aktivity subsekventného vulkanizmu spadajú tiež ryolitové extrúzie pri severozápadnom okraji centrálnej oblasti pozdĺž „Považanskej poruchy" (L. ROZLOŽNÍK 1965, 1968).

Orientácia ryolitových dájok, podľa nášho názoru, dobre ilustruje fakt ako v jednom období dochádza k aktivovaniu odlišných tektonických systémov a to názorne vylučuje paušalizovanie len jedného tektonického systému pre určité obdobie vulkanickej aktivity. Naopak je zrejmé, že stavebne heterogenný a komplikovaný vulkanický areál reagoval v rôznych častiach odlišným spôsobom.

Intruzívna a extruzívna aktivita ryolitového vulkanizmu spadá podľa tektonickej analýzy do obdobia mobility v súvislosti s výstupovým pohybom centrálnej oblasti a formovaním sprievodných poklesových štruktúr pri jej periférii.

* * *

Tektonický režim v priebehu vývoja vulkanického areálu, ako vyplýva z uvedeného, zahrnuje tektonické pohyby v priebehu vulkanickej aktivity (t. j. synvulkanické sensu stricto) ako aj pohyby vyrovnávacieho charakteru, ktoré

následujú po ukončení dielčích vývojových etáp (napr. formovanie poklesového pásma s vývojom intravulkanickej sedimentácie po ukončení I. etapy).

V dynamickom tektonickom režime, v priebehu vývoja vulkanického areálu, sa uplatnili hlavne následujúce procesy:

1. Mobilita koncentrického systému „ring fractures" sledovaného extrúziami más amfibol-biotitických andezitov, podľa uvedeného systému dochádza ku kolapsovým pohybom centrálnej oblasti.
2. Uvoľňovacie pohyby v rámci centrálneho bloku v súvislosti s kolapsovými pohybmi, uvoľňované pásma a rozhrania litologických jednotiek sú sledované dajkovými a sillovými telesami kremenno-dioritových porfýrov (dacitov) — mechanizmus „ring dyke".
3. Poklesové štruktúry s pararelným priebehom zlomových pásiem (poklesové pásmo s vývojom intravulkanickej sedimentácie po ukončení I. etapy, poklesové pásmo Ilija — Biely Kameň).
4. Radiálne orientované tektonické poruchy (orientácia dajkových telies pyroxenického andezitu + amfibol + biotit IV. etapy, trhlinové erupcie s efúziami láv v externých oblastiach do vodného prostredia).

V priebehu vývoja vulkanického areálu sa najmarkantnejšie prejavuje mobilita podľa karpatského smeru *SV—JZ*, resp. *SSV—JJZ*.

Tektonické pohyby podľa uvedeného smeru sa uplatňujú pri:

a) výstupe a orientácii intruzívno-extruzívnych telies I. etapy a v smerovej orientácii centrálnej vulkanickej zóny.
b) založení poklesového pásma s vývojom intravulkanického sedimentačného bazénu (II. etapa).
c) prednostnej orientácii dajok kremenno-dioritových porfýrov (dacitov) III. etapy.
d) orientácii rvolitových dajok v centrálnom rudnom poli.

V závere vulkanizmu dochádza k počiatočným prejavom výstupového pohybu centrálnej oblasti a formovaniu poklesových štruktúr pri jej okraji. Hlavný vývojový proces týchto štruktúr sa však uskutočňuje v postvulkanickej vývojovej etape a z tohto dôvodu ich analýzu uvedieme v ďalšej časti.

3. Tektonické štruktúry a systémy postvulkanické

V. etapa

V postvulkanickom období dochádza v širšom areáli k vývoju štruktúr, ktoré jednak smerujú dosiahnuť stabilitu podpovrchových úrovní porušených výnosom magmatických hmôt — poklesové vulkanotektonické štruktúry typu graben, jednak k výstupovému pohybu centrálnej vulkanickej oblasti s jej vysunutím do vyšších denudačných úrovní a v závere k sformovaniu súčasnej hrásťovej stavby hodrušsko-štiavnickej.

Počiatky tektonických pohybov, ktoré viedli k vývoju uvedených štruktúr, siahajú do záverečných období vulkanickej aktivity, ich maximálny vývoj sa však uskutočňuje po ukončení vulkanizmu v predmetnej oblasti.

V rámci tohto posledného vývojového obdobia je možné rozlíšiť nasledujúce podetapy:

V/a. podetapa

Po ukončení vulkanickej aktivity (resp. v jej závere) dochádza k vývoju poklesového pásma pri *JV až V* okraji centrálnej vulkanickej oblasti obmedzeného z dvoch strán priebehom paralelných zlomových štruktúr s blokovými poklesmi v smere do vnútorných častí. Podľa gravimetrickej mapy (Š. ĎURATNÝ, L. ZBOŘIL, O. ORLICKÝ, M. FILO, 1960) je poklesové pásmo Ilija – B. Belá) interpretované ako priekopová prepadlina. Hĺbka poklesnutého podložia sa, podľa geofyzikálnych údajov v strednej časti prepadliny, predpokladá viac ako 1000 m pod úrovňou mora.

Prepadlina, v zmysle Williams (1941), je novšie definovaná ako poklesová vulkanotektonická štruktúra typu graben KONEČNÝ (1968), IN BURIAN (1968).

Analogicky sa formuje pri južnom obmedzení centrálnej oblasti poklesové pásmo podľa smeru *V–Z* so stáčaním až do *ZZJ–VVS* smeru (Uhliská–Počúvadlo jazero) s blokovými poklesmi v smere k juhu. Na mape úplných Bouguerových anomálií uvedené pásmo odpovedá zóne intenzívnych horizontálnych gradientov. Tektonické pásmo predstavuje súčasne južné tektonické obmedzenie hodrušsko-štiavnickej hráste. (Pri obci Uhliská vystupuje v rámci propylitizovaného komplexu, v tektonickom pásme dielčí vysunutý blok permo-triasových hornín na ploche cca 200 × 200 m A. BRLAY 1967.)

Južné obmedzenie tejto poklesovej štruktúry je menej výrazné, je predstavované priebehom tektonických porúch v smere *V–Z* južne od Počúvadla.

Počiatky poklesových pohybov v rámci pásma kumulodómových foriem spadajú do pokročilejších období vulkanickej aktivity IV. etapy (poklesové pásmo Ilija – B. Kameň), ktoré do značnej miery eliminovali oblasť komulodómových foriem ako morfologické elevácie, to dokazuje rozšírenie plošných lávových prúdov v ich nadloží a v nadloží pemzových tufov typu B. Kameň. Hlavný proces formovania poklesových štruktúr pri vonkajšom okraji centrálnej vulkanickej oblasti však prebieha až po ukončení vulkanizmu pyroxenického andezitu VI. etapy, ako to názorne dokumentuje poklesávanie reliktov lávových prúdov typu Sitno od severu v smere k juhu (od nadm. v. 1009 m – Sitno do 550,2 m – Brdo).

Tektonický režim v oblasti centrálnej vulkanickej zóny reprezentovanej kolapsovanými komplexmi je zásadne odlišný. V postvulkanickom období (resp. už v závere vulkanickej aktivity) prevláda v centrálnej oblasti pozitívny výstupný pohyb, ktorým sa predtým kolapsovaný celok dostáva do vyšších denudačných úrovní.

Centrálna oblasť v priebehu výstupu nie je jednotná „en block", ale je dislokovaná hlavne v okrajových častiach (pri JV okraji) na rad blokov podľa smerov *SV–JZ* až *SSV–JJZ* s úklonmi v smere k *JV* (podradné smery *SZ–JV* až *SSZ–VVJ*) s postupným poklesávaním v smere k okraju priekopovej prepadliny Ilija – B. Belá. Podobne aj vo vnútornej časti centrálnej oblasti dochádza v rámci generálneho výzdvihu k dielčím poklesom a výzdvihom blokov (napr. pokles bloku severozápadne od poruchy s Terézia žilou).

Stupňovité poklesy pri JV okraji centrálnej oblasti v smere k okraju priekopovej prepadliny je možné ilustrovať na reliktoch sedimentárnej výplne intravulkanickej panve v širšej oblasti B. Štiavnice: Na lok. Červená Studňa je úroveň reliktov

790 m n. m., v meste Banská Štiavnica 550 m n. m., Podsitnianská 450 m n. m. Eventuálne výskyty severozápadne od pásma Šípová — 805,3 m, Myšia hora — 787,84 m, Šobov 888,3 m, museli vo viac vysunutej úrovni nutne podľahnúť denudácii.

Z priestorového rozloženia poklesových štruktúr pri periférii centrálnej oblasti je určitá koincidencia s priebehom koncetrickej mobilnej zóny, ktorá sa uplatnila pri extrúziách más amfibol-biotitických andezitov a pri kolapsovom pohybe centrálnej oblasti. V postvulkanickej etape (počiatky pohybu spadajú do záveru vulkanickej aktivity) dochádza však k inverzii zmyslu pohybov; centrálne oblasť je v tomto období podrobená výzdvihovým pohybom, zatiaľ čo poklesové pásma sa formujú pri jej periférii.

Vývojový proces diskutovanej štruktúry, ktorej výsledkom je sformovanie hrásťovej stavby hodrušsko-štiavnickej a sformovanie poklesových štruktúr pri jej periférii, je potrebné chápať ako výsledok kombinácie a interakcie dielčích výstupných pohybov (v centrálnejších častiach) sprevádzaných hlavne v okrajovejších častiach radom poklesových pohybov.

Na tektonické smery *SV—JZ* až *SSV—JJZ* pri okrajovej časti centrálnej oblasti sú viazané hlavné žilné telesá polymetalického zrudnenia Banská Štiavnica.

Poznámky ku vzťahu tektoniky a zrudnenia

Z načrtnutej vulkanotektonickej analýzy vyplýva, že poloha hlavných štiavnických žíl spadá na jednej strane do pásma medzi maximálne vysunovanú centrálnu oblasť (vysunutie predvulkanického podložia je viac ako 900 m nad morom) a na druhej strane do poklesovej graben štruktúry (pokles predvulkanického podložia sa predpokladá viac ako 1000 m pod úrovňou mora). Uvedené pásmo je v najväčšej miere podrobené dislokačnej tektonike s blokovým poklesávaním v smere k okraju priekopovej prepadliny.*

Tektonický smer *SV—JZ* až *SSV—JJZ*, ako vyplynulo z predchádzajúceho, sa prejavoval ako najmobilnejší smer v priebehu etáp vulkano-tektonického vývoja v priebehu aktívneho vulkanizmu. Čo do intenzity a veľkosti uvoľňovacích vertikálnych pohybov sa však maximálne prejavuje v záverečnom období a hlavne po ukončení subsekventného vulkanizmu v predmetnej oblasti.

Smer *SV—JZ* až *SSV—JJZ* predstavuje zrejme smer najvýraznejšej lability v usporiadaní štruktúrno-tektonických jednotiek podložia. Mobilita uvedeného smeru sa prejavuje v regionálnom meradle vývojom a priebehom hlavných vulkano-tektonických zón a štruktúr.

Je logické, že práve tektonicky najmobilnejšie pásmo pri okraji vystupujúcej centrálnej oblasti, porušované blokovou dislokačnou tektonikou s najmohutnejšími uvoľňovacími vertikálnymi pohybmi, je ako tektonicky najvýhod-

* Pre získanie predstavy o veľkosti amplitúdy vertikálneho posunu je treba poznamenať, že výstup centrálnej oblasti sa uskutočnil zo subvulkanických úrovní s reálnym predpokladom niekoľko sto metrov pod úrovňou mora. Vrt KOV-42 (mimo oblasť vlastnej grabenovej štruktúry) overuje bázu vulkanického komplexu cca 700 m pod úrovňou mora. To znamená, že celkový výstupný pohyb vysunutých blokov podložia presahuje hodnoty 1600 m a pravdepod. viacej.

nejšie využívané pre výstup a uloženie rudných koncentrácií mezo-hydrotermálnych roztokov, ktoré sa oddelili zo záverečného štádia diferenciácie magmatického rezervoáru.

Väzba rudných žíl na dislokačné pásma s vertikálnym posunom niekoľko sto m je potvrdená radom autorov (J. ŠTOHL 1962, 1967).

Počiatky pohybov, ktorými nastal vývoj vysunutej hrásťovej stavby a poklesových štruktúr pri jej okraji, ako vyplynulo z predchádzajúceho rozboru, spadajú do záveru subsekventného vulkanizmu. Na základe väzby rudných žíl na tieto dislokačné pásma uvedených štruktúr je možné posunúť procesy zrudnenia do záveru, resp. bezprostredne po ukončení subsekventného vulkanizmu v predmetnej oblasti.*

ROZLOŽNÍK L. (1968) upozorňuje na prípady nerovnakého dynamického tektonického režimu dacitových a postdacitových (mineralizovaných) štruktúr, aj keď uvažuje zhruba tie isté dynamické podmienky formovania zlomov sledovaných dajkami a mineralizovanými zónami v priebehu výstupu štiavnickej hráste. Tektonický režim formovania dajkových a konkordantných intrúzií typu mohutných sillov zodpovedá mechanizmu „ring dikes" v zmysle RICHEY (1961) podmieneného postupnými kolapsmi centrálnej oblasti. Mechanizmom uvoľňovacích pohybov je možné — podľa nášho názoru — uspokojivo objasniť priebeh a úklony dajkových intrúzií a predovšetkým intrúzivny mechanizmus konkordantných intrúzií vo vnútornejšej časti centrálnej oblasti. Tektonický režim, ktorým dochádza k blokovej dislokačnej tektonike, v súvislosti s výstupom centrálnej oblasti, je režim odlišného typu.

Za záverečný prejav subsekventného vulkanizmu v oblasti rudného poľa sa považujú ryolitové dajky (J. FORGÁČ, J. KOVÁČIK 1967). Výstup týchto dajok vykazuje polohovú väzbu na dislokačné pohyby smeru *SV—JZ* až *SSV—JJZ* (podobne ako výstup rudných žíl) pravdepod. na počiatočné štádiá pohybov. Tieto skutočnosti sa zdajú poukazovať na úzke časové koincidencie vo využívaní analogických tektonických štruktúr práve tak ryolitovými dajkami, ako aj hydrotermálnymi roztokmi polymetalického zrudnenia (pravdepodobne na pokročilejšie štádiá s mohutnejšou dislokačnou tektonikou v prípade rudných žíl).

Závery z rozboru tektonického vývoja svedčia o posunutí zrudňovacích procesov na záver subsekventného vulkanizmu (resp. do skorých období po jeho ukončení). To podporuje predstavy o postryolitovom (resp. súčasnom) a predbazaltovom veku zrudnenia podľa L. ROZLOŽNÍKA a J. ŠALÁTA (1966). Priame dôkazy o postryolitovom veku prinášajú J. MICHALENKO, J. PÁSTOR, M. KODĚRA (1968), nepriame J. FORGÁČ, J. KOVÁČIK (1967).

HELKE (1938) kladie pôvod zrudnenia do súvisu s batolitom granodioritu, J. FORGÁČ, J. KOVÁČIK (1967) viažu zrudnenie na subvulkanické formy granitoidného zloženia.

Považujeme za reálnejšie spojovať pôvod zrudnenia s hypoabysálnymi úrovňami, t. j. s vrchnými úrovňami magmatického rezervoáru s jeho záverečným diferenciačným štádiom.

---

* Podľa J. ŠTOHL (1964), K. ELIÁŠ, J. KÁNTOR, J. ŠTOHL (1967) priestorová situácia dajkových telies dacitov štruktúrne kontroluje priebeh žíl zrudnenia. Výstupové cesty hydrotermálnych roztokov a dacitových dajok sa považujú za spoločné.

Nevylučujú sa dielčie prejavy zrudnenia v súvislosti s hydrotermálno-exhalačnou aktivitou v priebehu vývoja vulkanizmu v závere dielčích etáp, napr. zvýšenie koncentrácie Mo, Sn, Pb, Zn, atď. v hydrokvarcitoch Šobov (J. ŠTOHL 1967).

Dislokačné poruchy s priebehom *SSV—JJZ* až *SV—JZ* križujú tektonické mobilné pásmo koncentrického priebehu, v smere ktorého dochádza k formovaniu grábenovej štruktúry Ilija — Banská Belá, a pri južnom okraji poklesové pásmo podľa smeru zhruba *V—Z*.

Križovanie koncentrických systémov (kolapsovaných štruktúr) s mladšími transverzálnymi systémami sú oblastmi tektonického rozbitia tzv. „shatter blocks", ktoré — ako je možné poukázať na príklade štruktúry Vatukoula Caldera (Fidji), (L. S. Denholm 1966) — sú oblasťami ekonomicky významných koncentrácií zrudnenia. Epitermálne zrudnenie, (Au-teluridy) sledované horúcimi prameňmi, predstavuje záver vulkanickej aktivity (po intrúziách monzonitov).

Z tohto aspektu považujeme zo vhodné preveriť územie B. Belá a na *JZ* územie Dekýš, ktoré sú situované v oblasti križovania koncentrického mobilného pásma s transverzálnym tektonickým systémom *SSV—JJZ* až *SV—JZ*. Je treba rátať so skutočnosťou, že propylitizovaný komplex II. andezit. fázy je poklesnutý do väčších hĺbok. V úvodnej etape doporučujeme detailný geofyzikálny výskum na identifikovanie priebehu tektonických štruktúr a v ďalšej etape hlbinnú sondáž štruktúrnymi vrtmi.

Koncentrácie polymetalického zrudnenia môžu byť tiež lokalizované v značnom meradle na okrajovú časť veľkých kalderových štruktúr, ako je to možné demonštrovať na štruktúre „Creed Caldera" (San Juan Colorado), T. A. STEVAN, J. C. RATTÉ (1960). V postkalderovom štádiu dochádza, v súvislosti s vyklenutím centrálnej oblasti (predtým kolapsovanej), k vývoju grabenových štruktúr pri jej okraji. Vznikajúce zlomové pásma sú sledované erupciami kvarc-latitov a v poslednej etape (po ukončení vulkanizmu) sú zlomové pásma grábenovej štruktúry mineralizované Pb, Zn, Ag — zrudnením.

Odporúčame ďalej pokračovať vo výskume hlavných vulkanotektonických štruktúr, ktoré pripadajú do úvahy ako potenciálné pre koncentrácie polymetalického zrudnenia. Z tohto stanoviska považujeme za vhodné skúmať (v medziach základného výskumu) s použitím geofyzikálnych metód tiež mobilné poklesové pásma pri severozápadnom okraji centrálnej oblasti t. j. hodrušsko-štiavnickej hráste, zhruba v smere „považanskej poruchy" (ROZLOŽNÍK 1965).

Za neobjasnené považujeme ďalej dislokačné poklesové pásma hlbšieho stupňovitého poklesávania okrajového pásma prekopovej prepadliny, resp. graben štruktúry Ilija — B. Belá (východne od Kalvárie). Považujeme ďalej za vhodné bližšie objasniť (pomocou geofyziky) tiež paralelné poklesové pásmo, ktoré obmedzuje štruktúru z juhovýchodu.

Záverom poukazujeme na niektoré analogické fenomény v súvislosti s formovaním kaldery Börzsöny (G. PANTÓ, L. MIKÓ 1964) (ako sú subsidencia centrálnej oblasti za vzniku propylitizovaných hornín), na analogičnosť niektorých prvkov mineralizácie poukázali už skôr uvedení autori.

V/b. podetapa

Podľa zlomových línií *SSV–JJZ* okrajovej časti grabenovej štruktúry Ilija – B. Belá s hlbokým dosahom sa uskutočnil výstup bázického málo diferencovaného magmatu zo simatických úrovní. Lokalizovanie eruptívnych centier (neck Kalvária kóta 726,5 a neckové teleso pri obci Kyshýbel) sa uskutočnilo na križovaní so smerom *ZZS–VVJ* tzv. kalvárska porucha. Táto porucha (podľa J. PÁSTORA – ústné zdelenie) čiastočne porušuje priebeh rudných žíl. To dovoľuje fixovať aktivitu finálneho vulkanizmu vzhľadom k zrudneniu do mladších období. Bazaltový vulkanizmus mal pravdepodobne charakter zmiešanej explozívno-efuzívnej aktivity (ako vyplýva z analýzy formy Kyshýbel) s budovaním malých polygenných foriem.

V/c. podetapa

Podetapa zahŕňa posledné vývojové obdobie postvulkanických štruktúr a denudácie do súčasného stavu.

V priebehu tohto obdobia pokračuje výstupný pohyb centrálnej oblasti a jej vysunutie do vyšších denudačných úrovní. Ako je zrejmé z reliktov terasových a riečnych uložení vo vyšších úrovniach na vulkanickom komplexe (ROZLOŽNÍK 1965), výstupný pohyb je pomerne mladého dáta (pliocén) s pokračovaním do subrecentu. V priebehu výstupného pohybu dochádza k denudačnému odstráneniu komplexu amfibol-biotitického andezitu (až na relikty lávových efúzií) s obnažením subvulkanických úrovní dajok a konkordantných intrúzií kremenno-dioritových porfýrov (dacitov) a k podstatnej redukcii mocnosti komplexu propylitizovaných pyroxenických andezitov.

V oblasti hodrušsko-sklennoteplickej dochádza v širokom meradle k obnaženiu predvulkanického podložia. Denudačným zrezom sú v rámci centrálnej oblasti odkryté vrchné časti štruktúr polymetalického zrudnenia.

Poklesovým pohybom podľa smeru *SSV–JJZ* je doformovaná pri juhovýchodnom okraj i centrálnej oblasti grabenová štruktúra Ilija – B. Belá (pre tieto pohyby svedčí drvenie žilnej výplne Bieber a Ján žily) a podobne sa uskutočnili pohyby poklesového pásma pri južnom okraji centrálnej oblasti podľa smerov *ZZS–VVSS.*

V porušení vulkanických komplexov sa najmarkantnejšie prejavujú najmladšie tektonické poruchy; v južnej oblasti sú to smery *S–J,* v juhovýchodnej oblasti smery *SZ–JV* a vo východnej časti s otáčaním do smeru *ZZS–VVJ* napr. kalvárska porucha). Radiálny charakter tektonických porúch, vzhľadom k centrálnej oblasti rozšírených hlavne v externejšom pásme, pripisujeme vykleňovaciemu výstupnému pohybu centrálnej oblasti. Tieto posledné tektonické smery sú ako preddisponovane využívané založením hlavných údolí.

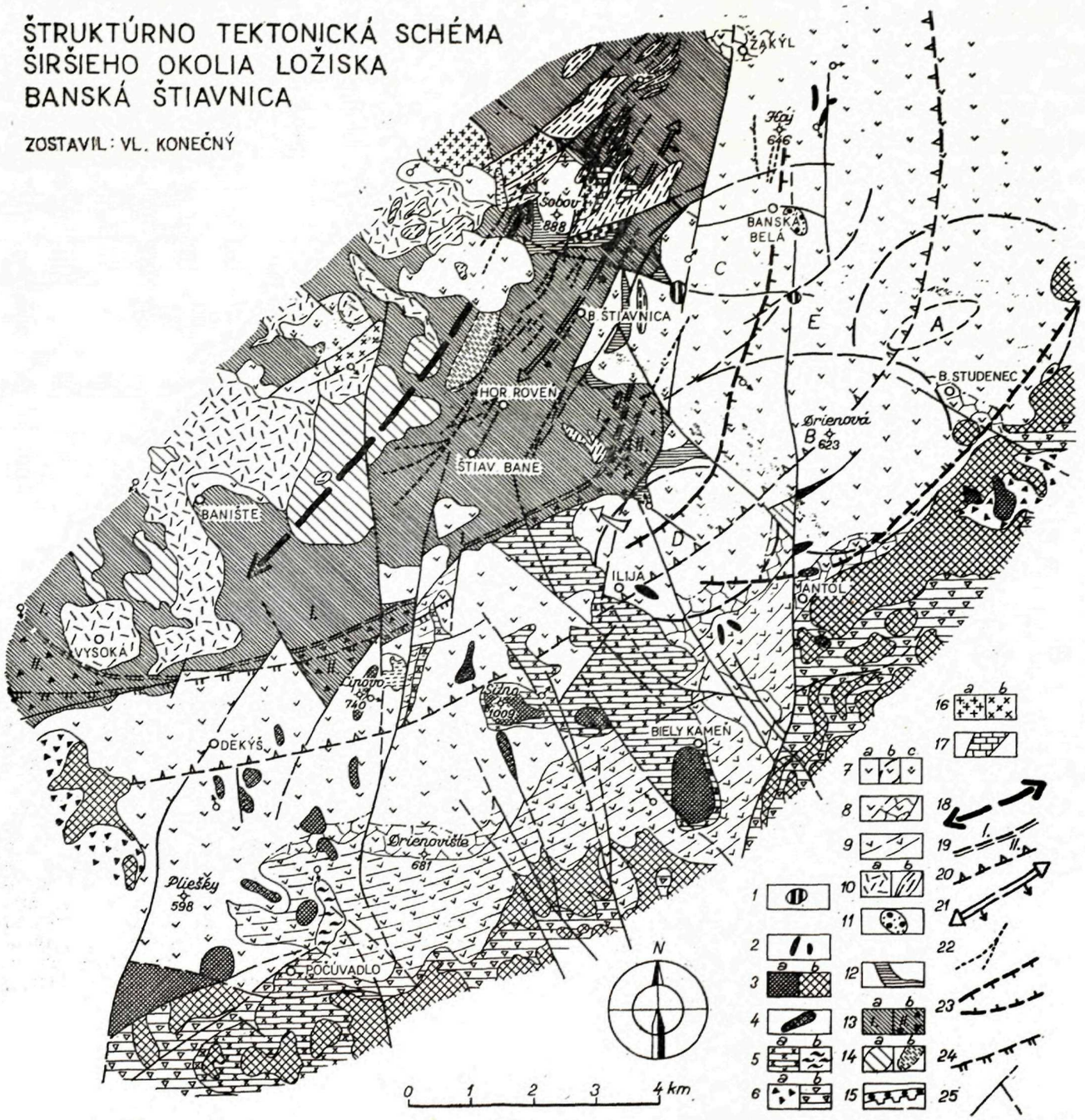
Výstupný pohyb centrálnej oblasti v záverečnom období vulkanizmu, hlavne po jeho ukončení, je zatiaľ neobjasneným faktom.

Vyklenutie a výzdvih kolapsovaných oblastí v postkalderovom štádiu je ako poznamenávajú SMITH, BAILEY, ROSS, WASHINGTON (1961) spoločným zjavom pre rad veľkých kalderových štruktúr.

BEMMELEN (1929) s oblasti Lake Toba uvádza vyklenutie predtým kolapsovanej štruktúry, podobne STEVEN, RATTÉ (1968) identifikujú vyklenutie centrálnej ko-

ŠTRUKTÚRNO TEKTONICKÁ SCHÉMA ŠIRŠIEHO OKOLIA LOŽISKA BANSKÁ ŠTIAVNICA

ZOSTAVIL: VL. KONEČNÝ



obrázok č. 2

VYSVETLIVKY:

FINÁLNY VULKANIZMUS:

1 — neckové telesá nefelického bazanitu.

SUBSEKVENTNÝ VULKANIZMUS:

IV. etapa

2 — ryolitové dajky; 3 — lávové prúdy: a) pyroxenický andezit s biotitom (typ Sitno); b) pyroxenický andezit ± amfibol; 4 — dajky, (necky) pyroxenického andezitu ± amfibol ± biotit; 5 — pemzové tufy pyroxenického andezitu s biotitom ± amfibol: a) sedimentované vo vodnom prostredí; b) suchozemské zvárané tufy — ignimbrity; 6 — vulkanoklastické horniny: a) v suchozemskom prostredí; b) v subvakválnom prostredí.

III. etapa

7 — extrúzie a efúzie amfibol biotitického andezitu: a) bližšie nešpecifikované; b) kumulodómy (A—E); c) lávové efúzie. 8 — lávoklastické brekcie; 9 — vulkanoklastiká všeobecne (materiál amfibol-biotitického andezitu, podradne pyroxenického andezitu.); 10 — kremenno-dioritové porfýry (dacity), dacitoidné andezity (pyroxén-biotitické ± amfibol ± kremeň): a) konkordantné intrúzie; b) dajky; 11 — hydrokvarcity.

II. etapa

12 — relikty výplne intravulkanického sedimentačného bazénu (tufiticko-lignitické sedimenty, konglomeráty pyroxenického andezitu, pyroklastiká amfibol-biotitického andezitu).

I. etapa

13 — propylitizovaný komplex pyroxenického andezitu ± amfibol ± biotit (pevné telesá a vulkanoklastiká):

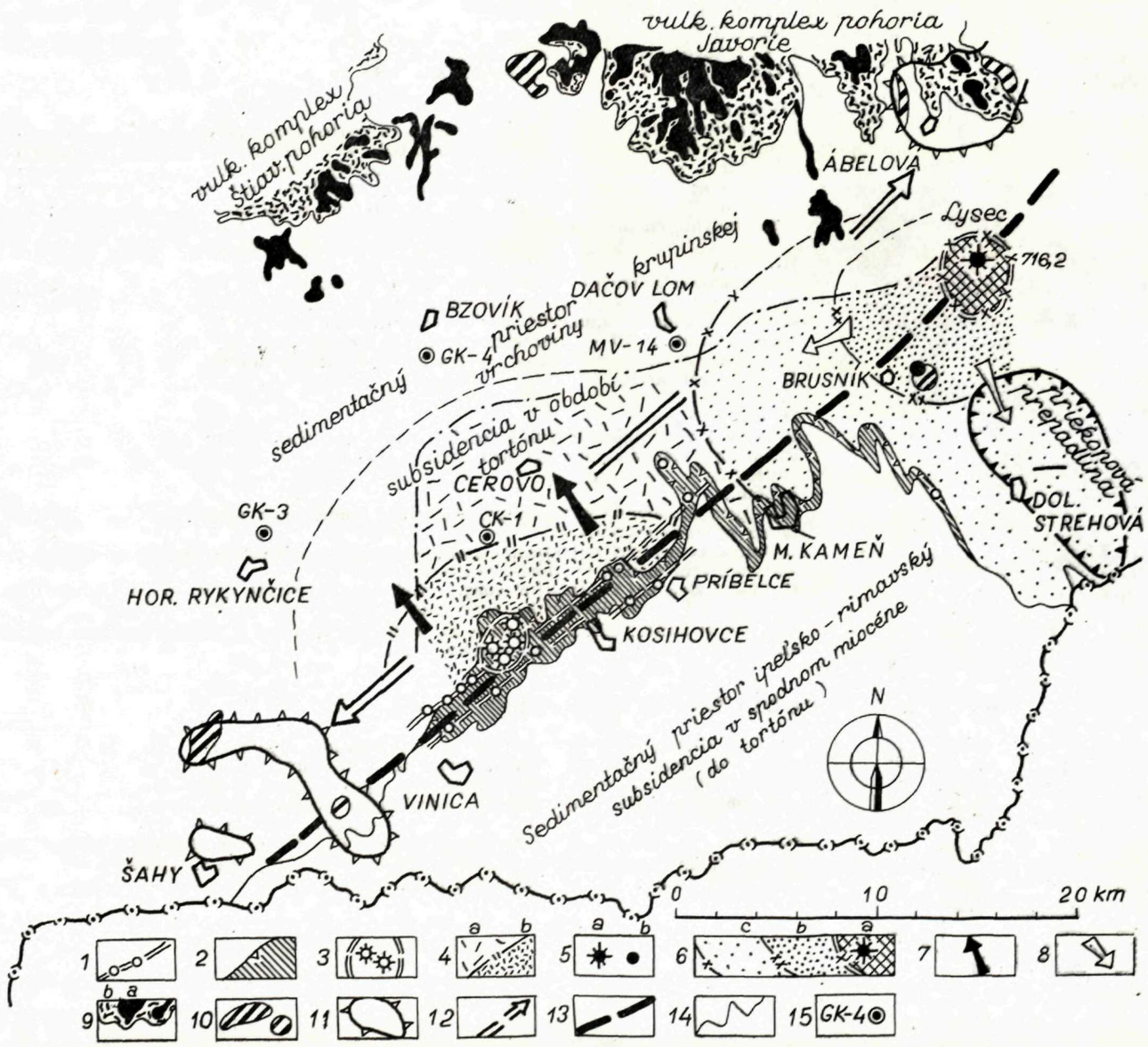
I. oblasť centrálnej vulkanickej zóny — prevaha masívnych andezitov (intrúzie, extrúzie, efúzie) nad vulkanoklastickým materiálom.

II. oblasť strednej vulkanickej zóny — striedanie lávových efúzií a vulkanoklastík so znakmi stratovulkánového typu stavby; 14 — intruzívno-extruzívne telesá: a) pyroxen-amfibolického andezitu ± biotit ± kremeň; b) teleso pyroxenického andezitu Tanádu; 15 — hydrokvarcity — Šobov.

PODLOŽNÝ KOMPLEX:

16 — a) diorit, b) granodiorit; 17 — mezozoikum a paleogén; 18 — prednostný smer orientácie intruzívno-extruzívnych telies I. etapy; 19 — rozhranie centrálnej (I) a strednej (II) vulkanickej zóny; 20 — predpokladaný priebeh koncentrickej mobilnej zóny (III. etapa); 21 — hlavný smer dislokačnej tektoniky s úklonom k JV, s blokovým zaklesávaním v smere k okraju graben štruktúry Ilija — Banská Belá (IV. etapa); 22 — priebeh rudných žíl; 23 — geofyzikálne vymedzený okraj graben štruktúry Ilija — Banská Belá; 24 — geofyzikálne vymedzený okraj poklesového pásma; 25 — tektonické línie.

PALEOGEOGRAFICKÁ SCHÉMA VULKANO-SEDIMENTÁRNYCH FORMÁCIÍ JUŽNEJ PERIFÉRIE NEOVULKANITOV.



obrázok č. 1

VYSVETLIVKY:

1. Prívodové systémy formácie VINICA–PRÍBELCE s lineárnou väzbou; 2. Vulkanoklastické produkty formácie VINICA–PRÍBELCE; 3. Prívodové systémy formácie ČELOVCE–OPAVA (vulkanické necky, dajky); 4. Vulkanoklastické produkty formácie, ČELOVCE–OPAVA: a) periférna vulkanická zóna; b) stredná vulkanická zóna; 5. Prívodové systémy formácie LYSEC: a) extrúzie typu tholoidov v oblasti eruptívneho centra; b) podpovrchová intrúzia; 6. Vulkanoklastické produkty formácie LYSEC: a) stredná vulkanická zóna; b) periférna vulkanická zóna (vnútorná časť); c) periférna vulkanická zóna (vonkajšia časť); 7. Hlavné smery transportu vulkanoklastického materiálu v období vulkanizmu formácie VINICA–PRÍBELCE a ČELOVCE–OPAVA; 8. Hlavné smery transportu vulkanoklastického materiálu v období vulkanizmu for. LYSEC; 9. Vulkanické komplexy pohoria Javorja a Štiavnického pohoria: a) lávové prúdy; b) vulkanoklastiká; 10. Výchozy predvulkanického podložia; 11. Elevácie predvulkanického podložia (určené geofyzikálne); 12. Predpokladaný priebeh šahansko-ábelovskej bariéry (do tortónu); 13. Generálny priebeh vulkanotektonickej zóny šahansko-lyseckej; 14. Denudačný okraj neovulkanitov; 15. Štruktúrne vrty.

lapsovanej oblasti Creed Caldera (San Juan — Colorado), ďalej u Silverton Caldera (Colorado) uvádzajú vyklenutie WILBUR, BURBANK, LUEDKE (1961). Podobne je známy výzdvih v centrálnej oblasti kolapsovaného pásma u Arran Complex (KING 1955) — Skotsko. Výzdvih a vyklenutie centrálnej oblasti u Vales Caldera (New Mexico) uvádzajú SMITH, BAILEY, ROSS, WASHINGTON (1961). Výzdvihový pohyb u tejto štruktúry bol sprevádzaný extrúziami ryolitových dómov pozdĺž „ring fractures" a taktiež z okrajov graben štruktúry formovanej vo vykleňovanej centrálnej časti.

Títo poslední autori formulujú mechanizmus vyklenutia centrálnej časti kaldery v postkalderovom štádiu ako dôsledok záverečných intruzívnych procesov v súvislosti s umiestňovaním štokových alebo lakollitových telies vo vrchnej časti magmatického rezervoáru.

K otázke pôvodu výzdvihového pohybu centrálnej oblasti diskutovanej štruktúry hodrušsko-štiavnickej nie je možné zatiaľ zaujať definitívne stanovisko, hoci proces ktorý popisujú SMITH, BAILEY, ROSS, WASHINGTON (1961) je pre objasnenie výzdvihového pohybu centrálneho (predtým kolapsovaného bloku) reálnejší než pohyb v dôsledku izostázy (výstup ľahších hmôt napr. granitoidov v prostredí hustotne ťažších hornín), ktorý postihujú skôr celky veľkých regionálnych rozmerov. K problému bude možné zaujať stanovisko po skončení programovaného geofyzikálneho výskumu.

Tektonický režim v záverečnej vývojovej etape je možné zhrnúť následovne:

1. Vývoj poklesových štruktúr obmedzených subparalelným priebehom zlomových pásiem pri periférii centrálnej oblasti. Smerová orientácia zhruba sleduje pôvodný priebeh koncentrickej mobilnej zóny.
2. Výstupový pohyb centrálnej oblasti sprevádzaný uvoľňovacími dislokačnými pohybmi (hlavne podľa smeru *SV—JZ* až *SSV—JJZ*, podradne podľa *SSZ—JJV* až *SZ—JV* smeru).
3. Vznik radiálne orientovaných najmladších tektonických porúch podmienených vyklenutím a výstupom centrálnej oblasti.

Tektonický režim v rámci centrálnej oblasti, ktorá je v priebehu výstupového pohybu dislokovaná hlavne v okrajových častiach a vykleňovaná maximálne v centrálnej a severozápadnej časti, je možné podľa nášho názoru objasniť prítomnosťou diorit-granodioritovej intrúzie, ktorá v rámci podložného komplexu vystupuje ako viac rigidný stavebný element.

Z uvedeného vyplýva, že v komplikovanom tektonickom režime záverečnej a postvulkanickej etapy, ktorej dominantým prvkom je výstupný pohyb centrálnej oblasti, sú znovu aktivované tektonické smery, ktoré sa v rôznej miere uplatňovali v priebehu aktívneho vulkanizmu a v závere jednotlivých vývojových etáp.

Celkove je možné zhrnúť, že v priebehu vývoja vulkanického areálu sa ako najmobilnejší prejavuje smer karpatskej orientácie tj. *SV — JZ* až *SSV — JJZ* smeru. Ako sme poukázali vyššie, funkcia uvedeného smeru sa uplatnila v predvulkanickom období vo vývoji vyklenutej elevačnej štruktúry sledovanej pri *JV* okraji relatívne viac poklesovým pásmom s vývojom predtortonských miocenných sedimentov (vrt GK-3, H. Rykynčice, GK-4 Bzovík). Poklesový charakter sa zachováva aj v priebehu tortonu, ako to vyplýva z litofaciálneho charakteru vulkanoklasických komplexov uložených v subakválnom prostredí morského a vyššie lakustrinno-limnického typu.

Aktivovanie subsekventného vulkanizmu sa uskutočňuje v súvislosti s dis-

lokačným režimom v rámci elevačnej štruktúry resp. jej okraja, ako to vyplýva z výstupu a orientovania intruzívnych a intruzívno-extruzívnych telies. Tektonické pohyby s najväčšími hodnotami vertikálneho posunu však spadajú do záverečného obdobia vulkanizmu a hlavne po jeho ukončení dochádza k vývoju hrástovej štruktúry štiavnicko-hodrušskej hlavne podľa tektonických smerov *SSV-JJZ*. Na dislokačné zóny uvedeného smeru je viazaný výstup rudných žíl.

Z uvedeného vyplýva, že smer *SV — JZ* až *SSV — JJZ* karpatskej orientácie predstavuje najmobilnejší smer v usporiadaní štruktúrno-tektonických jednotiek podložia. Mobilita tohto smeru sa prejavuje v celom vývoji vulkanického areálu a taktiež v sformovaní konečných postvulkanických štruktúr.

Ako sme vyššie uviedli, smer *SV — JZ* sa v oblasti juhovýchodnej periférie neovulkanitov prejavuje ako hlavná mobilná zóna, v smere ktorej dochádza k aktivovaniu väčšieho počtu eruptívnych centier. Migrácia eruptívnych centier v rámci zóny je generálne od *JZ — SV*. Táto zóna predstavuje kritické pásmo, podľa ktorého v predchádzajúcich etapách dochádza k výzdvihovým a poklesovým pohybom epeirogenetického typu veľkých regionálnych celkov. Jeho funkcia sa odráža práve tak v rozšírení ako aj v migrácii sedimentačných bazénov.

Mobilné zóny, pozdĺž ktorých dochádza k založeniu a migrácii eruptívnych centier a k vývoju vulkanických aparátov, ktoré sú súčasne zónami regionálnej tektonickej mobility, navrhujeme označiť ako vulkanotektonické zóny I. rádu.

Postupnosť aktivovania týchto mobilných zón, ako vyplynulo z analýzy vulkanosedimentárnych litofaciálnych komplexov s biostratigraficky datovateľným materiálom a novšie sa potvrdzuje obsolútným datovaním — V. KONEČNÝ, G. P. BAGDASARIAN, D. VASS (1969) sa uskutočnilo od juhovýchodu v smere k severozápadu. Presun aktívnych vulkanických areálov sa uskutočňuje v zákonitej väzbe s migráciou sedimentačných bazénov generálne v smere od JV k SZ až Z po ich severovýchodnom okraji.

Doručené: 20. augusta 1969
Lektoroval: Ing. Ján Slávik, CSc

Geologický ústav Dionýza Štúra
Bratislava

Literatúra.

Bemmelen R. W., 1929: The Origin of Lake Toba (North Sumatra). Pacific, Sci. Congr. 4th. Proc. V. 2A.

Bodnár J. — Ďuratný S. — Filo M. — Orlický M. — Zbořil L., 1963: Geofyzikálny výskum stredoslovenských neovulkanitov, oblasť Uhliská, Prenčov, Sebechleby, Dudince. Archív GÚDŠ — Bratislava.

Bralay A., 1966: Geologické mapovanie na liste Uhliská. Ruk. archív GÚDŠ — Bratislava.

Burbank W. S. — Luedke R., 1961: Origin and Evolution of Ore and Gangue—Forming solutions, Silverton Caldera, San Juan Mts. Colorado. Geol. Surv. Prof. paper 424-D. Washington.

Burian J. a kol., 1968: Ložiskový — geologický výskum v širšej oblasti ložiska B. Štiavnica, Archív GÚDŠ—Bratislava.

Burian J. — Kováčik J. — Štohl J., 1964: Geologicko-ložiskový výskum v širšej oblasti B. Štiavnice. Zprávy o geol. výskumoch v roku 1963, Bratislava.

Denholm L. S., 1966: Structural and Economic Aspect of Vatukoula Caldera, Fiji. Bull. Volc. tome XXIX.

Ďuratný S. — Filo M. — Orlický O. — Zbořil L., 1960: Geofyzikálny výskum stredoslovenských neovulkanitov, oblasť B. Štiavnica. Archív GÚDŠ—Bratislava.

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, Zprávy 36–Bratislava.

Eliáš K. — Kantor J. — Štohl J., 1967: Intramineralizačné postavenie ryolitov v centrálnej časti Štiavnického pohoria. Geol. práce, Zprávy 43–Bratislava.

Hill E., 1967: Elements of structural Geology.

Karolusová E., 1965: Zpráva o štúdiu pyroklastického komplexu I. andezitovej fázy profilu vrtu GK-1. Zprávy o geol. výskumoch v r. 1964, Bratislava.

King B. C., 1955: The Ard Bheinn area of the central igneous complex of Arran. Geol. Soc. London Quart. Jour. v. IIO.

Koděra M. — Kováčik J., 1968: Bazálna séria III. andezitovej fázy v oblasti B. Štiavnice. Acta Geol. Univ. Com. Nr. 13. Bratislava.

Konečný V., 1965: O mechanizme transportu pyroklastických hornín v subakválnych podmienkách. Geol. práce, Zprávy 40. Bratislava.

Konečný V. — Kuthan M., 1968: Volcanic Forms and Types of Eruptions of Neogene Volcanism in Central Slovakia. Geol. práce, Zprávy 44–45 Bratislava.

Konečný V. — Dublan L.: The Analalysis of Cumulode Forms of Acid Andesite Volcanism in B. Štiavnica (v tlači).

Konečný V. — Bagdasarjan G. P. — Vass D.: Contribution of Absolute Age to the Evolution Scheme of Neogene Volcanism. (v tlači)

Kováčik J., 1965: Geologický výskum oblasti B. Štiavnice. Zprávy o geol. výskumoch v r. 1964, Bratislava.

Kuthan M. a kol., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000. Nitra M-34 XXXI. GÚDŠ Bratislava.

Kuthan M., 1963: Deformations Tectonic of the Central Slovakia Neovolcanic Region and the Relations between the Volcanism and Tectonics. Geol. práce, Zprávy 28. Bratislava.

Lengyel E., 1956: Relevé géologique des enviros de Nógrad–Szokolia, dans la Montagne Börzsöny. Földat Int. évi. Jel. 1954. Budapest.

Lexa J.: Dva typy ryolitov v oblasti Žiaru nad Hronom. (v tlači).

Mihaliková A., 1966: K nomenklatúre tzv. dacitov z oblasti banskoštiavnického rudného obvodu. Geol. práce Zprávy 40. Bratislava.

Michalenko J. — Pastor J. — Koděra M., 1968: Poznámky k veku polymetalického zrudnenia na ložisku Banská Štiavnica. Acta Geol. Univ. Com. Nr. Bratislava.

Pantó G. — Mikó L., 1961: The Nagybörzsöny ore deposits. Föld. Int. Evko. vol. L. Fasc. I. Budapest.

Richey J. E., 1961: Scotland Tertiary Volcanic Districts. Edinburg.

Rozložník L. a kol., 1966: Záverečná zpráva, výskum hornín Štiavnického ostrova. Rukopis, archív GÚDŠ, Bratislava.

Rozložník L., 1968: Fault Tectonic of the Štiavnica horst. Geol. práce, Zprávy 44–45, Bratislava.

Smith R. L. — Bailey R. A. — Ross C. S. — Washington D. C., 1961: Structural evolution of the Valles Caldera New Mexico, and its bearing to the emplacement of Ring dikes. Geol. Surv. Prof. paper 424-D, Washington.

Steven T. A. — Ratté J. C., 1959: Caldera Subsidence in the Creede Area, San Juan Mts. Colorado. Geol. Soc. Am. Bull. v. 70. Washington.

Šalát J., 1955: Petrografia a petrochémia eruptívnych hornín v oblasti Hodruše — Vyhne. Geol. práce, Zprávy 39.

Štohl J., 1962: Štruktúrne pomery banskoštiavnického — hodrušského rudného obvodu. Geol. práce, Zprávy 25–26, Bratislava.

Štohl J., 1967: Dielčia zpráva so stavom k 1. VIII. 1967. Ložiskový výskum centrálnej oblasti B. Štiavnice. Rukopis, archív GÚDŠ Bratislava.

Vass D. — Tomášek B., 1963: Elevácia predterciérneho podložia pri Šahách. Geol. práce, Zprávy 27, Bratislava.

Vass D., 1964: Tektogenéza Ipeľskej kotliny v miocéne. Kand. práca, archív GÚDŠ — Bratislava.
Williams H., 1932: The History and Character of Volcanic domes. Univ. of Calif. Press.
Williams H., 1941: Calderas and their Origin. Univ. Calif. Publ. Geol. Sci. 25 (5).

Contribution to Methods of Tectonic Analysis af Neovolcanic Complexes (with respect to wider region around Banská Štiavnica)

VLASTIMIL KONEČNÝ

Résumé

In the Neogene volcanism of Central Slovakia, in the area of Štiavnické poh. Mts., an apparatus of stratovolcano type was identified.

The following evolutionary stages were determined from volcanotectonic standpoint:

1st stage: the establishment of eruptive centres in an area of the elevation zone or near its margin, of NE–SW striking and the evolution of a volcanic apparatus of stratovolcano type during volcanism of the intermediary andesite type. The central volcanic zone with intrusions and extrusions of andesite bodies is oriented in NE–SW direction.

2nd stage: the evolution of intravolcanic sedimentation basins in a subsidence zone and adjacent parts of a stratovolcano structure.

3rd stage: explosive eruptions were followed by mass extrusions of acid amphibole-biotite andesites (cumulodomes, dome flows, lava flows) along a concentric mobile zone — ring fractures, and near its NE margin — extrusions of plagioclase rhyolite. In connection with extrusions along ring fractures passed a collapsing process of the central area in a row of partial collapses, and a caldera structure arose in final stage. The zones loosened in the course of collapse movements were intruded with dykes of quartz-diorite porphyries (dacites) declining off the central block corresponding to the mechanism of the process of „ring dykes" in Richey's (1961) sense. In more central parts extensive concordant intrusions of the sill type were formed, on a borderline between the basement lithological units and the overlying volcanic complexes. The collapsed complexes were intensively propylli-tized.

4th stage — the spatial forming of a volcanic apparatus of stratovolcano type continued with the revived volcanic activity of andesite volcanism (from intermediary to acid) and explosive-effusive activity. Orientation of dyke bodies indicates connection with radially oriented tectonic systems, with respect to the central area.

5th stage — the closing stage and the end of volcanic activity of andesite volcanism were followed by updoming and uplifting movements of the central (formerly collapsed) area. The area was also displaced to higher denudation levels. Near S, SE, E and NE margins of the central area, subsidence structures of graben type were approximately synchronously formed. Along the zones of tectonic mobility between the uplifted central block and marginal subsidence structures there are rhyolite extrusions (Považany fault), dykes in the central area and near its S and E peripheries.

Along the dislocation belts of NE–SW and NNE–SSW striking in a zone of maximal tectonic deformation) near SE and E margins of the central uplifted area) hydrothermal solutions ascended, and polymetallic (Pb-Zn-Cu) and (in more central part of Au-Ag) ore-mineralization were formed. More external volcanic complexes were displaced along radially oriented fractures in the course of updoming movements. On the crossing of tectonic faults of NNE–SSN striking and the younger ones of WWN–EES striking, basalt slight-alkaline magma ascended, and explosive-effusive activity supported the rise of unextensive polygene forms of the medium type (the necks of Kalvária and Kyshýbel).

The uplifting movement of the central volcanic area in post-caldera stage showed a number of characteristic features analogous with the process postulated by Smith, Bailey, Ross, Washington (1961) on the example of Vales-Caldera (New Mexico).

Prehľad vulkanizmu v Štiavnickom pohorí a v Hronskom Inovci v mierke 1 : 100 000

KAROL KAROLUS — JOZEF FORGÁČ

Od vydania prehľadných geologických máp 1 : 200 000 o stredoslovenskej neovulkanickej oblasti boli už urobené podrobné výskumy viacerých autorov. Z väčšiny územia Štiavnického pohoria a Hronského Inovca existujú geologické podklady v mierke 1 : 25 000 a 1 : 50 000 (A. BRLAY — J. BURIAN — M. KUTHAN 1962; M. KUTHAN 1960, 1961; J. BURIAN 1964; A. BRLAY 1965; L. ROZLOŽNÍK 1966; L. ROZLOŽNÍK — J. ŠALÁT 1956, 1963; K. KAROLUS a kol. 1967 b), dokonca z centrálnych úsekov štiavnického rudného obvodu v mierke 1 : 10 000 vykonané J. Kováčikom v rokoch 1962 — 1965 (J. KOVÁČIK 1965 a, 1965 b). Chýbajúce úseky na sekcii Uhliská. Hronská Dúbrava a Hliník nad Hronom boli vymapované s presnosťou 1 : 100 000 (J. FORGÁČ 1966 b, 1967; A. BRLAY 1966; Vl. KONEČNÝ 1966; Vl. KONEČNÝ — A. BRLAY 1967). Na úrovni tejto presnosti bola tiež vyhotovená sumarizujúca geologická mapa (obr. 1) a vypracované k nej tiež príslušné vysvetlivky (J. FORGÁČ — K. KAROLUS 1967).

Základom členenia vulkanických produktov je Kuthanova koncepcia vulkanických fáz (M. KUTHAN 1948, 1963), ktorá bola neskôr na základe podrobnejších výskumov vyššie uvedených autorov sčasti korigovaná a doplnená.

Schéma členenia vulkanitov navrhnuté pre stredoslovenskú oblasť K. KAROLUSOM (1967 a) sa vyjadruje postupnosťou:
subsekventný vulkanizmus:

1RF — 1AF — 2RF — 2AF — 3AF — 4AF — 3RF

finálny vulkanizmus:

1BF — 2BF — 3BF

(RF — ryolitová fáza, AF — andezitová fáza, BF — bazaltová fáza).

Geologická mapa a príslušné vysvetlivky boli zostavené so súhlasom autorov rukopisných geologických máp a správ, pričom sa uplatňovala zásada jej jednotnej koncepcie pre celú študovanú oblasť (rozpis autorov použitých geologických máp uvádza schéma pri geologickej mape). Preto v predkladanej geologickej mape zostavenej s presnosťou 1:100 000, vyjadrujeme doterajší stav geologickej preskúmanosti, ktorý v poslednom období čerpá tiež z podkladov hlbokých štruktúrnych vrtov (obr. 1 a 2).

Vulkanické produkty na území našej mapy vznikli prevažne počas aktivity subsekventného vulkanizmu a len vo veľmi nepatrnej miere počas aktivity finálneho vulkanizmu. Vzhľadom k vulkanickým produktom v rámci celkového rozvoja stredoslovenského vulkanizmu nereprezentujú úplné spektrum pestrosti typov a odrôd vulkanickej činnosti a produkovaných hmôt. Napriek tomu vulkanizmus a jeho produkty na území našej mapy sa vyznačujú radom špecifických zákonitostí, ktoré sú práve typické pre tento rajón v ich klasických vývojoch.

Vulkanické produkty I. andezitovej fázy na našom území nepoznáme. Známe sú už mimo našej mapy vo východných a juhovýchodných rajónoch, hlavne v areále Krupinskej vrchoviny. Skupina andezitového komplexu charakterizovaného hlavne asociáciou hyperstén — amfibol ± granát ± kremeň, ktoré boli v oblasti Prenčova, Krnišova a Beluje považované M. KUTHANOM (1960, 1961) a J. BURIANOM (1964) za členov I. andezitovej fázy, podľa najnovších regionálnych korelačných štúdií E. KAROLUSOVEJ (1967) môžu sa z tejto fázy vyčleniť a považovať za prejavy vulkanizmu mladšieho (stredný — báza vrchného tortónu).

Stopy prvej vulkanickej činnosti na našom území sú acidného charakteru ryodacitového zloženia. Vystupujú vo forme tufitického súvrstvia na západnej periférii pohoria Hronský Inovec na báze vulkanického komplexu pod mladšími eruptívnymi fázami (K. KAROLUS a KOL. 1967 b). Podľa pozičných vzťahov k týmto mladším vulkanickým fázam pravdepodobne ide o produkty 2. ryolitovej fázy, vekove kladených do obdobia stredný — báza vrchného tortónu (M. KUTHAN s KOL. autorov 1963). Súvrstvie leží na permokarbonskom podloží, ktoré odpovedá pravdepod. pestrej melafýrovej sérii (vrt OK-1 pri Obyciach; K. KAROLUS a KOL. 1967 b). Ide a vulkano-sedimentárne uloženiny, vzniknuté v subakválnom prostredí na mierne členenom karpatskom reliéfe. Zdrojové oblasti tohto acidného vulkanizmu sú zatiaľ neznáme. Najbližšie známe výskyty produktov 2. ryolitovej fázy in situ sú vo forme ryolitov v oblasti Vtáčnika (napr. pri obci Ostrý Grúň), ktoré sú vzdialené od výskytu pri Obyciach cca 22 km. Nie je vylúčené, že prívodné eruptívne centrá môžu existovať tiež niekde bližšie v rajóne Hronského Inovca, kde sú prikryté mladšími andezitovými fázami.

Intenzitu a podrobnejší charakter aktivity tohto najstaršieho inoveckého ryodacitového vulkanizmu, pre nedostatok faktologického materiálu, možno chápať len v relácii k známym vzdialenejším prejavom v iných orografických celkoch. V stredoslovenskej oblasti sú tieto dosť nevýrazné, silnejšie ich pozorovať na juhovýchodnom Slovensku vo forme pyroklastík.

Po celkove veľmi slabých prejavoch acidného vulkanizmu sa začína aktivizovať vo vrchnom tortóne vulkanizmus, ktorý je prevažne pyroxén — andezitového typu. Reprezentuje 2. andezitovú fázu. Je to čo do intenzity najmohutnejší vulkanizmus subsekventného štádia. Vyznačuje sa práve tak neobyčajnou typovou bohatosťou vo vulkanických prejavoch ako aj v látkovom zložení.

Prvé andezitové erupcie sa dokumentujú komplexom hyperstén-amfibolických andezitov. Sú produkované vo forme ohromných lávových más, ktorých viacstometrové mocnosti, látkové i štruktúrno-textúrne znaky pripomínajú analogický vývoj, aký je známy vo forme mohutných extruzívnych telies v neresníckom prelome pri Brezinách, Podzámčoku a Babinej. Na miestach najväčšej akumulácie lávových hmôt predpokladáme ich výstupové cesty, ktoré sa na našom území lokalizujú v priestore *JV* od Veľkej Lehoty v pohorí Hronského Inovca a v oblasti Antola až Prenčova v Štiavnickom pohorí (E. KAROLUSOVÁ 1967, 1968). Toto priestorové rozmiestnenie, práve tak v Hronskom Inovci ako aj v Štiavnickom pohorí, sa geneticky viaže na hrásťovo-prepadlinový zlomový systém *SV—JZ* smeru. V Hronskom Inovci je to priestor medzi obyckým a novobanskom-kľakovským zlomovým pásmom. V Štiavnickom pohorí je to zlomová zóna medzi studenecko-bacúrovskou pre-

padlinou a krškansko-ladzianským chrbtom. Smerom na juh od týchto centrálnych úsekov lávových nakopenín ubúda. Lávové prúdy, maximálne len niekoľko desiatok metrov mocné, sa striedajú s polohami pyroklastík uložených v subakválnom prostredí (E. KAROLUSOVÁ 1967).

Komplex produktov hyperstén-amfibol-andezitového vulkanizmu smerom na juh a juhovýchod postupne vykliňuje a leží na mocných produktoch starších andezitov priraďovaných k spodnému tortónu (lanzendorfská séria) — (LEHOTAYOVÁ 1966, V. KONEČNÝ 1966). Severnejšie však, napr. okolo Antola vo vrte GK-2, leží na mezozoických útvaroch karpatského podložia (E. KAROLUSOVÁ 1965, 1968).

Nasleduje pyroxenicko-andezitový vulkanizmus. Vo vyšších horizontoch redeponovaného pyroklastického materiálu hyperstén-amfibol-andezitového typu sa objavujú prvé stopy pyroxenicko-andezitového vulkanizmu vo forme väčšej — menšej fragmentovej prímesi (M. KUTHAN 1960, 1961; J. BURIAN 1964). Toto zmiešané pyroklastikum môže znamenať, že medzi erupciami obidvoch andezitov existuje pozvoľný prechod bez diskordancie a že môže patriť mladšiemu, asi vrchno-tortónskemu vulkanickému obdobiu.

Typickým znakom pyroxenicko-andezitového vulkanizmu je stratovulkanická stavba. Za dôkazné príklady môže nám poslúžiť celý rad profilov a defilé a to práve tak z centrálnych, ako i periférnych rajónov (J. KOVÁČIK 1965 a, b; J. BURIAN — J. KOVÁČIK — J. ŠTOHL 1964; K. KAROLUS a KOL. 1967 b). Pomerne značné akumulácie pyroxenických andezitov sa zákonite viažu na periférium vulkanických teritórií, napr. okolie Pukanca a Brehov (A. BRLAY 1964, 1965), Vojšína (K. KAROLUS 1965) a podobne. Štruktúrno-textúrne znaky andezitu ako aj typické geologické formy, dnes už silne zdeštruované, takmer jednoznačne potvrdzujú ich efuzívny charakter. Predpokladá sa, že vulkanické produkty budujúce gigantické kužele vo forme voľného pyroklastického materiálu, boli hlavne v prvých štádiách erupcií rýchlo deštruované, rozmývané a rozplavované do širokého okolia (M. KUTHAN 1963). Takéto uloženiny dnes nachádzame hlavne ako výplne väčších depresií. Vo vyšších úrovniach sa objavujú tiež autochtonné pyroklastické uloženiny, ktorých mocnosť smerom od periférií rastie. Tu dochádza k striedaniu s lávovými polohami efuzívneho charakteru, dnes v silne deštruovanej forme. Niektoré lávové prúdy sa vyznačujú čiastočne vitrofyrickými štruktúrami, osobitne výraznými v bazálnych a pripovrchových úsekoch. Vnútorné časti efuzívnych telies sa naproti tomu vyznačujú väčšou zrnitosťou základných hmôt. V rajónoch postihnutých synvulkanickými, resp. postvulkanickými exhalačnými, prípadne hydrotermálnymi procesmi, ako aj disjunktívnou tektonikou (hlavne v drvených dislokačných zónach), došlo na miestach dnešných a historických rudných polí k veľmi intenzívnej propylitizácii a v niektorých pripovrchových úsekoch tiež k ďalšej silnej dekompozícii vedúcej až do štádia kaolinizácie (J. FORGÁČ 1964). Sú prevažne prostredím, v ktorom nastalo štádium intenzívnych zrudňovacích procesov a vznik rudných žíl prípadne žilníkov polymetalického a Au-Ag typu (M. V. LIPOLD 1867, J. SZABÓ 1886).

Okrem už uvedeného komplexu bazálnych hyperstenicko-amfibolických andezitov, produkty pyroxenicko-andezitového typu sa uložili z väčšej časti na reliéfe karpatského podložia, ktorý sa s narastajúcou vulkanickou činnosťou tektonicky veľmi silne deformoval.

Veľmi úzke priestorové vzťahy ako aj látkové a štruktúrno texturálne prí-

buzenstvo s pyroxenicko-andezitovým vulkanizmom má tiež nasledujúci amfibol-pyroxén-andezitový vulkanizmus (mladší). Zvláštnosťou jeho látkového zloženia je obsah amfibolu. Predstavuje veľmi kolísavú zložku čo do rozmerov i čo do objemového zastúpenia.

Amfibol-pyroxén-andezitový vulkanizmus sa vyznačuje sčasti stratovulkanickou stavbou, hlavne u jemnozrnnejších typov a sčasti osobitnou stavbou masových extrúzií charakterizovaných zrnitejšími štruktúrami. Masové extruzívne telesá sú formované väčšinou zákonite na hrásťovo-prepadlinový systém, pravdepod. *SV—JZ* smeru, predovšetkým po obidvoch krídlach Rudnianského chrbta. Stratovulkanický štýl stavby sa lokálne vyznačuje nedostatkom lávovej zložky, dominujúcou stavebnou zložkou sú pyroklastiká. V nich miestami sa vyskytujúce znaky vytriedenia transportovaného a redeponovaného materiálu, a dosť často s hojnou prímesou fosílnej flóry (allochtonné uhlie), potvrdzujú ich sedimentáciu v subakválnom (jazernom) prostredí — (M. KUTHAN 1959; E. KAROLUSOVÁ — K. KAROLUS 1967). Na miestach väčších depresií došlo ku vzniku hnedouhoľných, prípadne lignitových panvičiek (napr. pri Obyciach — Jedľových Kostolanoch). Produkty amfibol-pyroxén-andezitového vulkanizmu usadili sa sčasti na starší pyroxenicko-andezitový, resp. hyperstén — amfibol — andezitový komplex a sčasti na relief karpatského podložia.

Najmladším členom vulkanizmu 2. andezitovej fázy je pyroxén-amfibol-biotitický andezit so sprievodnými pyroklastikami. Andezit má len lokálne podstatné rozšírenie. Tufy predstavujú produkty pomerne mohutnej a vysoko explozívnej činnosti. Uložili sa väčšinou na južné a juhozápadné periférie oblasti, pričom ich centrálnejšie ekvivalenty vo vnútri vulkanických regionov — pre ich pravdepodobnú deštrukciu — nepoznáme. Časť tufov sa uložila vo vodnom prostredí. Tufy sú dobre stratigraficky doložené. Ležia v podloží tufitického súvrstvia s hojným obsahom spodnosarmatskej fauny. (K. KAROLUS 1956; L. IVAN — K. KAROLUS 1956; K. KAROLUS — E. KAROLUSOVÁ 1964).

Po erupciách, ktoré prináležia 2. andezitovej fáze, došlo k ich silnej deštrukcii. Na hlboko deštruovaný reliéf sa ukladali produkty 3. andezitovej fázy, ktoré spočívajú jednak na produktoch 2. andezitovej fázy a tiež na predneogenných útvaroch (mezozoikum, eocén) štiavnického ostrova. To znamená, že predneogenné útvary štiavnického ostrova boli už obnažené pred erupciami 3. andezitovej fázy. Vulkanická činnosť mala miestami silný explozívny charakter za vystupovania viskóznych láv na povrch. Majú zloženie amfibol-biotitických andezitov. Vysoká viskozita láv zapríčinila, že lávy sa prevažne hromadili v blízkosti výstupových dráh v rôznych kupolovitých formách a nerozlievali sa na veľké vzdialenosti. Pri silných explóziách došlo k rozprášeniu eruptívnych más do vzduchu a k ich ukladaniu sčasti vo vodnom prostredí v sladkovodných jazerách, ktoré sa vytvorili na nerovnom teréne 2. andezitovej fázy. Takéto vodné nádrže sú v oblasti Počúvadla, Ilije, Banskej Štiavnice, Šobova, Podhoria, Močiara a Jalnej, odkiaľ pravdepodobne pokračujú do Jastrabskej kotliny. Ďalšia takáto panvička je západne od Novej Bane v oblasti Sedlová skala — Viničný vrch (K. KAROLUS a KOL. 1967 b). V sladkovodných jazerách sa ukladal autochtonný materiál súčasne s materiálom allochtonným splavovaným z okolia. Vo výplni týchto depresií sú polohy tufov často s veľkým množstvom pemzového materiálu, tufitov až aglomera-

tických tufov, ktoré sa striedajú s polohami ílov až piesčitých ílov. Miestami sú v týchto polohách nahromaždeniny zuhoľnatelých rastlinných zbytkov, ako aj polohy opalizovaných pyroklastík a opálu, ktorý sa vyzrážal z roztokov pri exhaláciách, najmä v oblasti Šobov — Kalvária (J. KOVÁČIK 1965; S. POLÁK 1963). Výskyty uložení v sladkovodnom prostredí, študované J. Kováčikom (1965), J. Burianom (1964), V. Konečným (1967), S. Polákom (1963) v pruhu Počúvadlo — Ilija — Močiar, tvoria pravdepodobne súvislý pruh (záliv), miestami v bazálnych častiach amfibolicko-biotitického andezitu. Toto súvrstvie nezasahuje do oblasti štiavnického ostrova (L. ROZLOŽNÍK 1966). Tento poznatok, ako aj vyššie uvedené skutočnosti jasne poukazuje na to, že v dobe erupcií amfibolicko-biotitického andezitu štiavnický ostrov bol vyzdvihnutý a vynorený nad úroveň uvedených panvičiek.

Časť vulkanických hmôt, priraďovaných k 3. andezitovej fáze, vystúpila na povrch v silne preplynenom stave a rozliala sa na veľké vzdialenosti. Tak vznikli ignimbritové prúdy, ktoré sú rozšírené v pásme medzi považanskou poruchou, Rudnom nad/Hr., Veľkou Lehotou a Obycami (K. KAROLUS a KOL. 1967 b). Eruptívne centrá ignimbritových prúdov predpokladáme v priestore Veľkého Žiaru na považanskej poruche.

Počas erupcií 3. andezitovej fázy vznikli dacity ako skupinové dajkové, resp. samostatné dajkové preniky a v menšej miere došlo k vzniku extruzívnych telies (M. V. LIPOLD 1867; J. ŠTOHL 1962). Ku koncu 3. andezitovej fázy sa uskutočňovali ešte erupcie produkujúce dacitoidný andezit, ktorý petrografický vyčlenil J. Šalát (1954), L. Rozložník — J. Šalát (1956). Preniky dacitových dajkových telies majú prevažne *SV—JZ*, ale tiež aj radiálne usporiadanie v oblasti štiavnicko-hodrušskej (L. ROZLOŽNÍK 1968) a to v miestach, kde prenikajú cez predneogenné útvary a pyroxenické andezity (J. ŠTOHL 1962). V území na povrchu budovanom amfibolicko-biotitickým andezitom sú málo výrazné — a často pre temer úplnú podobnosť dacitov s týmito andezitmi, najmä pokiaľ ide o ich textúry, mineralogické a chemické zloženie, ako aj zrnitosť niektorých odrôd dacitov — podobajú sa amfibolicko-biotitickým andezitom. Časť dacitových prenikov pravdepodobne presiahla až na povrch vo forme žíl. Avšak pre silnú deštrukciu terénu je dnes sotva možné stanoviť, ktoré z týchto prenikov stuhli v podpovrchových častiach vo forme dajok a ktoré vo forme žíl až po dosiahnutí povrchu. Ich nápadná petrografická a chemická podobnosť s amfibolicko-biotitickým andezitom umožňuje uvažovať o tom, že časť týchto dacitových prenikov predstavuje prívodné dráhy amfibolicko-biotitického andezitu, ktorých rozšírenie na povrchu nad prívodnými dráhami je dnes oderodované a nachádzame iba ich prívodné dráhy.

Po 3. andezitovej fáze sa aktivizuje ďalšia mohutná vulkanická činnosť takmer v celej študovanej oblasti. Bola vyčlenená K. Karolusom (1967a) ako nová 4. andezitová fáza a definovaná v dnes známej petrografickej pestrosti (K. KAROLUS 1967a; K. KAROLUS a kol. 1967b; J. FORGÁČ — K. KAROLUS 1967). Je reprezentovaná prevažne pyroxenicko-andezitovým typom a má stratovulkanickú stavbu. Jeho produkty sú rozšírené napr. v centrálnej časti Hronského Inovca (K. KAROLUS — E. KAROLUSOVÁ 1964), ďalej v oblasti Jalná — Močiar — Hronská Dúbrava (J. FORGÁČ 1966b), v priestore medzi Pukancom a Počúvadlom (A. BRLAY 1966; V. KONEČNÝ — A. BRLAY 1967), ako aj na styku vulkanitov so štiavnickým ostrovom medzi Repišťom, Dolnými

Hámrami (L. ROZLOŽNÍK 1966; K. KAROLUS a KOL. 1967b); L. ROZLOŽNÍK – J. SLAVKOVSKÝ 1968). Do tejto fázy sa pričleňujú tiež ďalšie petrografické odrody a to leukokrátne andezity (K. KAROLUS – E. KAROLUSOVÁ 1964), pyroxenické andezity s biotitom známe ako typ „sitniansky" (J. BURIAN 1964) a drobnozrnné pyroxenické andezity s akcesorickým biotitom známe ako typ „bzenický" (L. ROZLOŽNÍK 1966; L. ROZLOŽNÍK – J. SLAVKOVSKÝ 1968; K. KAROLUS 1967a; J. FORGÁČ – K. KAROLUS 1967). Drobnozrnný pyroxenický andezitový typ „bzenický" na rozdiel od ostatných členov 4. fázy predstavuje relikty obrovských extruzívnych foriem, ktoré sú na okrajoch silne brekciovité a diaklázované. Majú nedostatok pyroklastických členov. Vyvreli na meridionálnej poruchovej zóne považanskej.

Z celkového rozšírenia produktov 4. andezitovej fázy sa usudzuje, že boli pôvodne mohutne vyvinuté a pokrývali pomerne značnú časť oblasti. Mohutnosťou a intenzitou, nie však mineralogicko-petrografickou variabilitou, možno ich porovnávať s rozvojom 2. andezitovej fázy. Predpokladá sa, že ich prevážná časť hlavne v centrálnych úsekoch štiavnického pohoria, je dnes oddenudovaná.

Subsekventný vulkanizmus bol ukončený erupciami ryolitov 3. fázy. Erupcie ryolitov sa uskutočnili v niekoľkých tektonických zónach *S–J* až *SSV–JJZ* smeru (K. KAROLUS a KOL. 1967b; J. FORGÁČ – K. KAROLUS 1967). Vystupujú jednak ako mohutné extrúzie, napr. pri Novej Bani, Hliníku nad Hronom a Sklených Tepliciach, a jednak vo forme málo mocných dajkových prenikov (niekoľko dm až metrov). Dĺžka dajkových telies obyčajne nepresahuje niekoľko 100 m. Tieto preniky rozmiestnené vo väčšej časti územia pravdepodobne predstavovali prívodné dráhy ryolitov, ktoré sa v ich okolí na povrchu ukladali vo forme extruzívnych telies. Vulkanická činnosť ryolitov je charakterizovaná tiež explozívnymi členmi. Časť vyvrhnutého materiálu pri explóziách sa ukladala vo vodnom prostredí (napr. Hliník nad Hronom – Sklené Teplice). Po ukončení subsekventného vulkanizmu uplatnila sa silná deštrukcia terénu, počas ktorej prevažná časť produktov 3. ryolitovej fázy bola odnesená a to v oblasti Pukanec – Rudno nad Hronom a v oblasti Antol – Močiar. V dôsledku toho ryolity dnes nachádzame iba vo forme dajkových alebo nekových prenikov uprostred starších produktov vulkanizmu, z ktorých väčšina predstavuje ich prívodné dráhy.

Po tejto prestávke došlo v pliocéne až kvartére k prejavom finálneho vulkanizmu. Produkty finálneho vulkanizmu v predkladanej oblasti majú iba malé rozšírenie vo forme lávových prúdov a malého množstva trosiek pri Tekovskej Breznici a Brehoch (F. FIALA 1952), a dvoch prenikov vých. od Banskej Štiavnice (F. FIALA 1938). Petrograficky odpovedajú nefelinickým bazanitoidom až bazanitom a limburgitickým bazanitoidom. Na základe subalkalického zloženia sa priraďujú k produktom 3. bazaltovej fázy (K. KAROLUS 1969).

Finálny vulkanizmus sa vyznačuje malou explozivitou. Najtypickejšiu explozívnu činnosť dokumentuje dnes už zdeštruovaný nasypaný kužeľ voľných trosiek a bômb pri Tekovskej Breznici. Jemnejší pyroklastický materiál v tejto oblasti nie je známy.

Bázickými erupciami sa vulkanická činnosť na území našej mapy končí.

Doručené: 9. X. 1969
Lektoroval: Ing. Ján Slávik, CSc

Geologický ústav Dionýza Štúra
Bratislava

Literatúra.

Brlay A., 1964: Zpráva o geologicko-ložiskových pomeroch v okolí Rudna nad Hronom, Brehov a Pukanca. Zprávy o geologických výskumoch v roku 1963, Bratislava.

Brlay A., 1965: Zpráva o geologickom výskume na liste Pukanec. Zprávy o geologických výskumoch v roku 1964. Bratislava.

Brlay A., 1966: Geologické mapovanie západnej časti listu Uhliská. Rukopis, archív GÚDŠ, Bratislava.

Brlay A. — Burian J. — Kuthan M., 1962: Zpráva za rok 1961, Základný geologický výskum a mapovanie listu Banská Štiavnica v M = 1:25 000. Rukopis. Archív GÚDŠ, Bratislava.

Burian J., 1964: Geologická stavba vulkanogenného komplexu južne od Sitna. Geol. práce, Zprávy 33 Bratislava.

Burian J. — Kováčik J. — Štohl J., 1964: Geologicko-ložiskový výskum oblasti Banskej Štiavnice. Zprávy o geologických výskumoch v roku 1963, Bratislava.

Ďuratný S. — Fusán O. — Kuthan M. — Plančár J. — Zbořil L., 1965: Untersuchung der geologischen Komplexe der Westkarpathen durch geophysikalischen Methoden. Geol. práce, Zprávy 36, Bratislava.

Ďuratný S. — Fusán O. — Kuthan M. — Plančár J. — Zbořil L., 1968: Relation of deepseated structure to the development of subsequent volcanism in Central Slovakia. Geol. práce, Zprávy 44—45, Bratislava.

Fiala F., 1938: Niekoľko petrochemických poznámok k čadiču Kalvárie pri B. Štiavnici. Sborník ŠBM, Sv. II., Banská Štiavnica.

Fiala F., 1952: Alkalické čadiče (besanitoidy) od Tekovské Breznice a Brehů u Nové Baně na Slovensku. Sborník Národního Musea 5, Praha.

Forgáč J., 1966a: Petrografia a geochémia premenných hornín v banskoštiavnicko-hodrušskom rudnom obvode. Záp. Karpaty, sv. 5, Bratislava.

Forgáč J., 1966b: Zpráva o zostavení mapy 1:100 000 na liste Hronská Dúbrava. Rukopis, Archív GÚDŠ, Bratislava.

Forgáč J., 1967: Základný geologický výskum a mapovanie v centrálnej časti stredoslovenských neovulkanitov. Rukopis, Archív GÚDŠ, Bratislava.

Forgáč J. — Karolus K., 1967: Vysvetlivky ku geologickej mape z neovulkanitov stredného Slovenska v mierke 1:100 000. Rukopis, Archív GÚDŠ, Bratislava.

Fusán O. — Šalát J., 1952: Výskyt mladšieho paleozoika v okolí Hodruša—Vyhne. Geol. sbor. III/1—2, Bratislava.

Ivan L. — Karolus K., 1956: Malá dunajská nižina Hron—Krupina (južná časť Bátovskej kotliny a priľahlé vulkanity Štiavnického pohoria). Rukopis, Archív GÚDŠ, Bratislava.

Karolus K., 1956: Základný geologický výskum a výpočet zásob kategórie C_2 ložiska andezitových tufov v katastroch obcí Svätý Beňadik—Psiare. Rukopis, Archív GÚDŠ, Bratislava.

Karolus K., 1965: Zpráva o geologickom výskume na liste Nová Baňa. Zprávy o geol. výskumoch v r. 1964, Bratislava.

Karolus K., 1967a: Dielčia zpráva za rok 1965—1966. Organizácia geologickej mapy M = 1:100 000 a niekoľko pripomienok k následnosti eruptívnych fáz v stredoslovenskej neovulkanickej oblasti. Rukopis, Archív GÚDŠ, Bratislava.

Karolus K. a kol., 1967b: Záverečná zpráva k listu 1:50 000 Nová Baňa a priľahlej časti listu 1:50 000 Zlaté Moravce. Rukopis, Archív GÚDŠ, Bratislava.

Karolus K., 1969: Chemizmus eruptívnych fáz slovenských neovulkanitov. V tlači.

Karolus K. — Karolusová E., 1964: Zpráva o geologických výskumoch neovulkanitov Hronského Inovca, Kozmálovských kopcov a JZ časti Štiavnického pohoria. Zprávy o geol. výskumoch v r. 1963, Bratislava.

Karolusová E., 1965: Zpráva o štúdiu pyroklastického komplexu I. andezitovej fázy a profilu vrtu GK-1. Zprávy o geol. výskumoch v r. 1964, Bratislava.

Karolusová E., 1967: Litofaciálny vývin a petrografia tortónskych andezitových pyroklastík v oblasti stredoslovenských neovulkanitov. Rukopis, Dizertačná práca, Archív GÚDŠ, Bratislava.

Karolusová E., 1968: Petrograficko-petrochemické zhodnotenie štruktúrneho vrtu GK-2 pri obci Antol. Geol. práce, Zprávy 46, Bratislava.

Karolusová E. — Karolus K., 1967: Príspevok ku genéze niektorých propylitizovaných pyroklastík v Štiavnickom pohorí. Rukopis, Archív GÚDŠ, Bratislava.

Konečný V., 1966: Geologické mapovanie na liste mapy Uhliská (M-34-122-D-c). Rukopis, Archív GÚDŠ, Bratislava.

Konečný V. — Brlay A., 1967: Základný geologický výskum a mapovanie na liste Uhliská (M-34-122-D-c) v r. 1966. Rukopis, Archív GÚDŠ, Bratislava.

Kováčik J., 1965a: Geologický výskum v oblasti Banskej Štiavnice. Zprávy o geol. výskumoch v r. 1964, Bratislava.

Kováčik J., 1965b: Geologický výskum v centrálnej časti banskoštiavnického rudného poľa. Rukopis, Archív GÚDŠ, Bratislava.

Kuthan M., 1959: Relikty textúr pyroklastických hornín v pyrolitizovaných komplexoch. Geol. práce, zošit 54, Bratislava.

Kuthan M., 1960: Základný geologický výskum a mapovanie v M = 1:25 000 na sekcii Prenčov listu Banská Štiavnica. Rukopis, Archív GÚDŠ, Bratislava.

Kuthan M., 1961: Základný geologický výskum juhovýchodnej časti sekcie Prenčov (M-34-122-D-d) listu Banská Štiavnica. Rukopis, Archív GÚDŠ, Bratislava.

Kuthan M., 1963 Tectonic Deformations of the Central Slovakia Neovolcanic Region and the Relations Between the Volcanism and Tectonic. Geol. práce, Zprávy 28, Bratislava.

Kuthan M. a kol. autorov, 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, M-34-XXXI Nitra. Bratislava.

Lipold M. V., 1867: Der Bergbau von Schemnitz in Ungarn. Jahrbuch d. k. k. Geol. Reichsanstalt XVII., Wien.

Mihaliková A., 1966: Petrografický a petrochemický výskum dacitových erupcií v Štiavnicko-hodrušskej oblasti. Rukopis, Archív GÚDŠ, Bratislava.

Polák S., 1963: Ku genéze ložiska dinasových kremencov na vrchu Šobov pri Banskej Štiavnici. Geol. práce, Zprávy 29, Bratislava.

Polák S., 1964: Novšie poznatky o litológii diatomitového ložiska Markuška. Zprávy o geol. výskumoch v r. 1963, Bratislava.

Rozložník L., 1966: Záverečná zpráva — výskum hornín štiavnického ostrova. Rukopis, Archív GÚDŠ, Bratislava.

Rozložník L., 1968: Faults Tectonics of the Štiavnica Horst. Geol. práce, Zprávy 44—45, Bratislava.

Rozložník L. — Slavkovský J., 1968: Príspevok k postaveniu tzv. vrcholových andezitov v rámci neovulkanitov Slovenského Stredohoria. Geol. práce, Zprávy 46, Bratislava.

Rozložník L. — Šalát J., 1956: Zpráva o podrobnom geologickom mapovaní v okolí Hodrušských rybníkov od Banskej Štiavnice. Geol. práce, Zprávy 7, Bratislava.

Rozložník L. — Šalát J., 1963: Stratigraficko-tektonická pozícia banatitov v štiavnickom ostrove. Sborník vedeckých prác VŠT v Košiciach, sv. 2, Košice.

Szabó J., 1886: Die Erzgänge von Schemnitz und dessen Umgebung in Ungarn. Földt. Közl. XVI, Budapest.

Šalát J., 1950: Kontaktné horniny z okolia Hodruše. Geol. sbor. I. 1., Bratislava.

Šalát J., 1953: Zpráva o geologicko-petrografických pomeroch okolia Novej Bane. Rukopis, Archív GÚDŠ, Bratislava.

Šalát J., 1954: Petrografia a petrochémia eruptívnych hornín v oblasti Hodruša—Vyhne. Geol. práce 39, Bratislava.

Šimová M., 1965: Finálny bazaltový vulkanizmus Slovenského Stredohoria. Acta geol. et geogr. Univ. Com. Geol. Nr. 9, Bratislava.

Štohl J., 1962: Štruktúrne pomery banskoštiavnického rudného obvodu. Geol. práce, Zprávy 25—26, Bratislava.

Štruktúrno tektonický plán Kremnického pohoria

JOZEF FORGÁČ — ĽUBOMÍR ZBOŘIL — JOZEF BODNÁR — MIROSLAV FILO

Geologická charakteristika územia

Abstract

Le rapport traite le plan structural-tectonique de la montagne de Kremnické pohorie sur la base des connaissances géologiques et géophysiques récentes. Le complexe néovolcanique et les formations prénéogènes de son substratum étaient segmentés en différents lambeaux décrochés dans le sens vertical. Le segment soulevé le plus haut se trouve dans la partie centrale de la montagne et par rapport à celui-ci, les autres segments se sont affaissés dans les différentes profondeurs.

Predkladaná oblasť patrí prevažne k neovulkanickému komplexu Kremnického pohoria. Do južnej a juhozápadnej časti územia zasahuje neogenná sedimentárna výplň Žiarskej kotliny. Z predneogenných útvarov do severozápadnej časti územia zasahujú výbežky mezozoických a žulových hornín Žiaru a sedimenty paleogénu z oblasti Handlovej. Mohutný komplex neovulkanitov, ktorý dnes pokrýva prevažnú časť územia, spracoval F. FIALA (1957 a 1961). V prácach podal petrograficko-geologický charakter územia so zameraním prevažne na petrografiu, petrochémiu a sukcesiu produktov neogenného vulkanizmu. V ďalšom budem používať sukcesnú schému stanovenú F. FIALOM (1957, 1961). Vulkanický komplex Kremnického pohoria sa tvoril v pomerne dlhom časovom intervale (tortón — pliocén). Za prejavov mohutnej vulkanickej činnosti vystúpilo na povrch veľkého množstva lávových hmôt, prevažne andezitového zloženia (rôzne typy andezitov) a v podstatne menšej miere láv zloženia dacitového, ryolitového a andezitoidných čadičov.

Po oživení tektonickej aktivity v tortóne, pravdepodobne podľa severojužných zlomov, došlo v Kremnickom pohorí k najstarším prejavom neogennej vulkanickej činnosti. Táto činnosť s erupciou láv, z ktorých stuhli pyroxenicko-amfibolické andezity a andezity pyroxenické (± amfibol, ± biotit), prevažne propylitizované (andezity I. skupiny). Tieto horniny sú rozšírené prevažne v centrálnej časti pohoria vo forme láv a iba ojedinele ako pyroklastický materiál, väčšinou vo forme klastickej brekcie. Časť uvedených hornín (pyroxenicko-amfibolický andezit a afanitický pyroxenický andezit) je svojím zložením podobná andezitom uvádzaným J. SLÁVIKOM (1959) z podložia handlovských uhoľných slojí. F. FIALA (1961) na základe tejto podobnosti predpokladá, že uvedené horniny v Kremnickom pohorí sú im ekvivalentné. Z toho vyplýva, že v dobe tvorby handlovskej uhľonosnej série v centrálnej časti Kremnického pohoria neboli podmienky pre sedimentáciu vo vodnom prostredí ako i pre rozvoj vegetácie a vznik uhoľných slojí. Centrálna časť Kremnického pohoria v tomto období bola vynorenou oblasťou.

Ďalšie erupcie (II. skupina) sa prejavili výlevmi amfibolicko-pyroxenických andezitov, prevažne vo forme menších lávových prúdov a erupciami pyroklastického materiálu s chaotickým uložením. Po nich nasledovala mohutná so-

pečná činnosť, ktorá produkovala pyroxenické andezity s akcesorickým amfibolom a biotitom. Tento typ hornín má v Kremnickom pohorí najväčšie rozšírenie, najmä v priestoroch ďalej od centrálnej časti pohoria. Tvoria sa početné lávové prúdy značných rozmerov, najmä dĺžky, ktoré sa viackrát striedajú s polohami tufov, tufitov až aglomeratických tufov s miernym úklonom. Činnosť týchto erupcií sa začala pravdepodobne koncom tortónu a pretrvávala do sarmatu. O ich presnom stratigrafickom začlenení dnes nemáme dosť konkrétnych údajov. Časť produktov bola splavovaná do existujúcej Žiarskej a Jastrabskej panvy, kde sa striedajú s polohami sladkovodných ílovitých sedimentov.

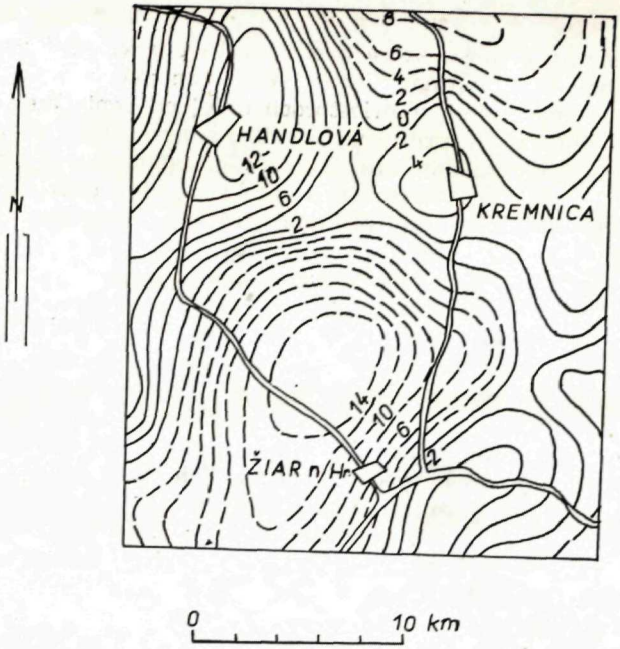
V ďalšom štádiu vývoja vulkanizmu eruptujúca magma nadobúda acídnejší charakter. Magma eruptovala z dvoch centier a to z priestoru Horný Chom a severovýchodne od Krahúl (F. FIALA 1961), ktoré produkovali amfibolicko-biotitické andezity a ich pyroklastiká. Z erupčného centra Horný Chom stekali lávové prúdy smerom do Jastrabskej panvy, kde ležia na sedimentoch jej výplne, ako aj na produktoch starších erupcií. Tvoria tu relikty lávových prúdov a polohy tufov až aglomerátov. Amfibolicko-biotitické andezity v oblasti Krahúl sú interpretované ako mohutné extruzívne teleso s hojnosťou endogenných uzavrenín s podradným množstvom aglomerátov a tufov. Silné zasutenie územia sťažuje presné stanovenie tvaru tohto vulkanického telesa.

V nadloží amfibolicko-biotitických andezitov sú vývinuté mladé pyroxenické andezity vo forme lávových prúdov, ktoré sa striedajú s pyroklastikami prevažne vo vývoji aglomerátov a tufov. Tieto mladé pyroxenické andezity boli vyčlenené (F. FIALA 1961) v juhovýchodnej časti územia, odkiaľ pokračujú na juh od Štiavnického pohoria. (J. FORGÁČ 1968). Taktiež boli odlíšené západ-juhozápadne od Kunešova, kde ich rozsah nie je zatiaľ vymedzený. Z výskumu v severných výbežkoch Kremnického pohoria J. LEXA (1968) predpokladá, že časť pyroxenických andezitov v tejto oblasti by mohla prináležať k predmetným mladým pyroxenickým andezitom.

V priebehu neogenného vulkanizmu intermediárne členy boli vystriedané vulkanizmom kyslým. Erupcie ryolitov a ryodacitov prebiehali prevažne podľa severojužného zlomového systému. Najväčšie nahromadeniny produktov ryolitových erupcií sú v južnej časti pohoria vo forme extruzívnych telies a krátkych lávových prúdov stekajúcich smerom do Žiarskej kotliny. V strednej časti pohoria sa dnes nachádzajú najčastejšie vo forme žíl, a v severnej časti pohoria sú málo rozšírené vo forme deštruovaných extruzívnych telies. Ryolitové erupcie sa vyznačovali silnou explozivitou, pri ktorej nastalo rozprášenie žeravých vulkanických más do vzduchu a k tvorbe pomerne širokej škály pyroklastík, ktoré sa usadzovali vo vodnom prostredí v intravulkanických depresiách a tiež aj na suchej zemi. Pyroklastický materiál ryolitových erupcií sa nám dodnes zachoval prevažne v južnej časti územia. Z vulkanickou činnosťou produkujúcou ryolity je v úzkom vzťahu Au-Ag zrudnenie (viazané taktiež na severo-južný zlomový systém), hlavne na ich hĺbkové ekvivalenty granitoidného zloženia (M. BÖHMER 1966).

V závere vulkanickej činnosti nastali erupcie andezitoidných čadičov v oblasti Žiar n/Hronom, Jastrabá, Bartošová Lehôtka a hyperstenicko-olivinických andezitov západne od Skalky. Centrum andezitoidných čadičov bolo južne od Jastrabej na Ostrej hore (F. FIALA 1957, 1961). Tvoria sa efuzívne kupy, menšie lávové prúdy a žily.

Juhozápadná časť územia je budovaná neogénnymi sladkovodnými sedimentami Žiarskej kotliny, ktorej založenie spadá do obdobia počiatku vulkanickej činnosti. Sedimenty neogénu sa tvoria prevažne z ílov, ktoré sa striedajú s polohami slienitých, piesčitých ílov a ílovcov, zlepencov s polohami andezitových a ryolitových tufitov a polohami limnokvarcitov.

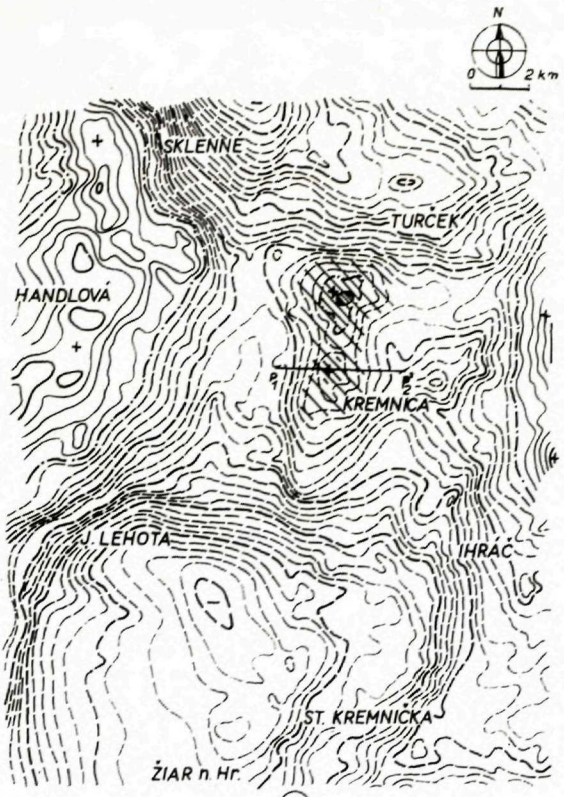


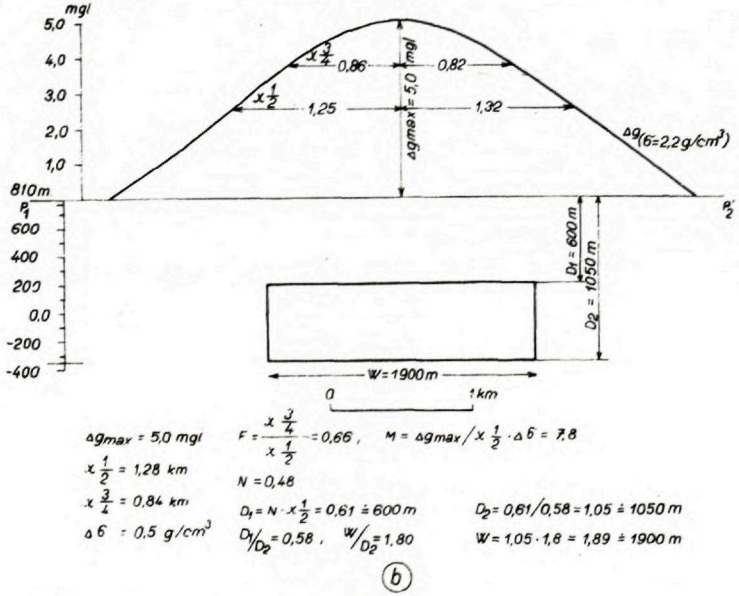
Obr. 1.: Prehľadná mapa reziduálnych tiažových anomálií (1:200 000) $\upsilon = 2{,}67$ (metoda Griffina, s = 4 km).

V minulosti sme nemali konkrétnejšie údaje o predneogénnych útvaroch a reliéfe v podloží neovulkanitov Kremnického pohoria. Predpokladalo sa, že reliéf predvulkanických útvarov sa zvažuje od severu k juhu, smerom k ose dnešného údolia Hrona s postupným narastaním mocnosti vulkanického komplexu. Zo starších regionálnych geofyzikálnych meraní v mierke 1:200 000 má pre riešenie študovanej problematiky najväčší význam tiažové, miestami aj aeromagnetické mapovanie (PLANČÁR 1959, MAŠÍN 1961) zhrnuté v práci S. ĎURATNÝ – O. FUSÁN – M. KUTHAN – J. PLANČÁR – L. ZBOŘIL (1967). Pre geologickú interpretáciu regionálnych štruktúr sa použila mapa úplných Bougerových anomálií, podľa metódy Griffina s polomerom vytriedenia $s = 4$ km/$r = s\sqrt{5}$, ktorá názornejšie odráža niektoré prvky podieľajúce sa na stavbe územia (obr. 1). Z výsledkov regionálnych tiažových meraní bolo zrejmé, že starší predpoklad o Kremnickom pohorí ako o značne mocnom komplexe vulkanických hornín so značne hlboko založeným substrátom upadajúcim od severu k juhu, neobstojí. V priestore medzi Žiarskou a Turčianskou depresiou sa zistila tiažovým mapovaním elevácia predterciérneho substrátu, ktorá uvedené hlboké depresie navzájom oddeľuje a tvorí priečnu hrásť podmienenú zlomovými líniami *ZSV–VJV* smeru v priestore Handlová-Kremnica-Malachovo a bola nazvaná ako Malachovsko-lieskovský chrbát (S. ĎURATNÝ – O. FUSÁN – M. KUTHAN – J. PLANČÁR – L. ZBOŘIL, 1967).

Podrobnejšie geofyzikálne meranie

Z geofyzikálnych metód v rámci podrobnejšieho štúdia štruktúrno-tektonických pomerov Kremnického pohoria sa aplikovala gravimetria a geomagnetika v mierke 1:25 000, čiastočne aj v mierke 1:10 000. Podrobné tiažové mapovanie





$\Delta g_{max} = 5{,}0$ mgl
$x\frac{1}{2} = 1{,}28$ km
$x\frac{3}{4} = 0{,}84$ km
$\Delta\delta = 0{,}5$ g/cm³

$F = \frac{x\frac{3}{4}}{x\frac{1}{2}} = 0{,}66$, $M = \Delta g_{max} / x\frac{1}{2} \cdot \Delta\delta = 7{,}8$

$N = 0{,}48$

$D_1 = N \cdot x\frac{1}{2} = 0{,}61 \doteq 600$ m

$D_1/D_2 = 0{,}58$, $W/D_2 = 1{,}80$

$D_2 = 0{,}61/0{,}58 = 1{,}05 \doteq 1050$ m

$W = 1{,}05 \cdot 1{,}8 = 1{,}89 \doteq 1900$ m

Obr. 2.: Schéma mapy úplných Bougerových anomálií Kremnického pohoria $\vartheta = 2{,}2$,
b) kvantitatívna interpretácia metódou Skeelsa po profile $P_1 - P_2$.

(obr. 2) načrtlo rozčlenenie morfologických štruktúr predterciérnych útvarov skrytých pod premenlivo mocným vulkanickým a vulkanicko-sedimentárnym komplexom. Bol značne upresnený priebeh západného krídla Malachovsko-lieskovského chrbta, ktorý tvorí podložie centrálnej časti Kremnického pohoria, ako aj styk tohto chrbta s východnou časťou handlovskej megaštruktúry pozdĺž výraznej poruchy sevorojužného smeru, ktorá prebieha západným okrajom Žiarskej depresie.

Z predbežnej kvantitatívnej interpretácie tiažových meraní sa odvodili niektoré hĺbky morfologických štruktúr substrátu (tiažové profily vyhodnotené Gamburcevovou paletkou na analogovom počítači vo výpočtovom stredisku ÚGF Brno). Východné krídlo Malachovsko-lieskovského chrbta sa nachádza v hĺbke 200–400 m, kým západná časť v predmetnom území sa nachádza v hĺbke 600–1000 m. Najbližšie k povrchu (600 m) vystupuje dielčia elevácia (segment) pretiahnutá v severo-južnom smere západne od Kremnice. Severojužný systém rudných žíl kremnického ložiska prebieha približne strednou časťou tejto elevácie. Priebeh rudných žíl a ryolitov v tejto elevácii sa na geofyzikálnych mapách markatne neprejavuje. To poukazuje na to, že pozdĺž tejto tektonickej poruchy nedošlo k veľkým vertikálnym posunom vulkanického komplexu a substrátu. Vo väčšej hĺbke sú uložené poklesnuté segmenty, uvedeného chrbta podľa severojužnej tektoniky a to na východnej strane medzi uvedenou elevéciou a západnou časťou Malachovsko-lieskovského chrbta a na západnej strane medzi predmetnou elevéciou a východnou časťou handlovskej megaštruktúry.

Fyzikálne vlastnosti hornín

V maximálnej časti predmetného územia existuje relatívne značné hustotné rozhranie medzi vulkanickým, resp, vulkanicko-sedimentárnym komplexom a predneogénnym i predterciérnym substrátom –0,5–1,0 g/cm^3. V centrálnej časti je potom možno pozorovať taktiež výraznejšie rozdiely hustôt medzi jednotlivými typmi vulkanických más. Hustoty neovulkanických hornín závisia jednak od pórozity (tufy, aglomeráty, lávy, extruzívne telesá), jednak od ich bazicity (ryolity, andezity, bazalty). Zvýšenú variabilitu hustôt môžeme pozorovať okrem pyroklastík (1,7–2,6 g/cm^3) tiež na najviac rozšírených horninách – andezitoch (2,4–2,7 g/cm^3). Tieto varírujú od kyslých a poréznych až po bázické a celistvé typy. Z hornín predterciérneho substrátu dosahujú menšie hodnoty kyslé intruzíva a flyšoidné komplexy, (2,55–2,65), stredné hodnoty vykazujú metamorfované bridlice a karbonáty (vápence, dolomity 2,7–2,8 g/cm^3), najvyššie bazické vyvreliny 2,9 g/cm^3. V Žiarskej a Turčianskej depresii sú prítomné tiež neogénne sedimenty bez alebo s podradným zastúpením produktov mladého vulkanizmu. Tieto bývajú pomerne hustotne homogenné, s výnimkou priestorovo menej rozsiahlych polôh zlepencov a brekcií (2,0–2,2 g/cm^3), klastiká až 2,4 g/cm^3. Neogénne sedimenty podliehajú smerom do hĺbky značnej diagenéze a s ňou súvisiacim narastaním objemových hustôt. V hĺbke nad 2500 m sa ich hustoty už blížia k hodnotám ľahšieho substrátu (kyslé intruzíva, flyšoidný vývoj podložia a i.). Túto závislosť treba mať na zreteli najmä pri stanovení značne veľkej hĺbky v Žiarskej intravulkanickej depresii.

Magnetické vlastnosti hornín sú v predmetnom území značne zložité, pokiaľ ide o neovulkanický komplex. Horniny podložia sú v prevažnej miere slabo

magnetické, alebo prakticky nemagnetické (ak uvažujeme niektoré menšie telesá magnetických amfibolitov). Susceptibilita magnetických hornín je veľmi premenlivá a závisí od obsahu akcesorických feromagnetických minerálov (magnetit, titanomagnetit, hemetit, pyrotín a i.). Andezity a ich pyroklastiká sa vyznačujú premenlivou magnetizáciou. (200—3 000 10^{-6} CGSM). Značné rozdiely pozorovať i u toho istého lávového prúdu. Ryolity sú prevažne slabo magnetické.

Magnetické meranie

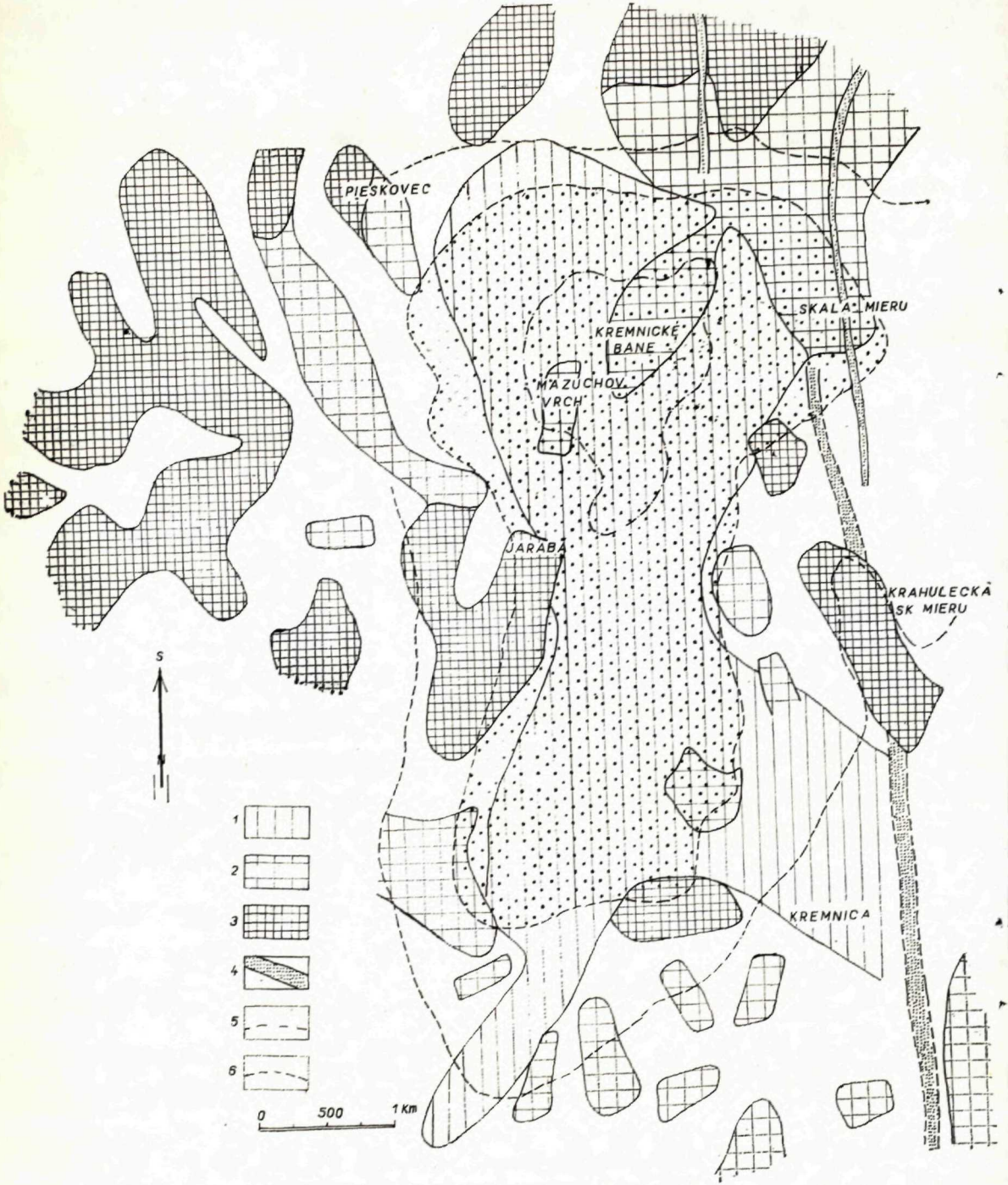
V miestach dielčej tiažovej elevácie (vyzdvihnutá kryha západnej časti Malachovsko-lieskovského chrbta) vystupujúcej západne od Kremnice sa vykonali plošné a profilové magnetické merania. Ich úlohou bolo zistiť výskyt rozsiahlejších telies andezitov (prípadne ich extruzívnych, resp. intruzívnych foriem), ktoré by sa mohli prejaviť ako lokálne tiažové anomálie a vymedzenie oblasti, v ktorej vulkanické horniny boli postihnuté úplnou, alebo čiastočnou propylitizáciou. Výsledky magnetických meraní sú čiastočne zobrazené v prehľadnej mape magnetických anomálií (obr. 3).

V miestach tiažovej elevácie sa nezistili výraznejšie anomálie. Pole má relatívne kľudný priebeh s maximálnymi hodnotami okolo 100 gamma. Znížené hodnoty odpovedajú plošnému rozšíreniu vulkanických hornín postihnutých úplnou, alebo čiastočnou propylitizáciou. Zvýšené hodnoty anomálneho poľa, dosahujúce hodnôt 500 gamma a viac odpovedajú výskytom andezitových telies v pyroklastickom komplexe (bez účinku propylitizácie).

Výrazné záporné anomálie vo východnej časti územia dosahujúce amplitúdy až —5000 gamma. sú viazané na morfologickú elevaciu severojužného smeru prechádzajúcou kótou Skala mieru (988,9). Anomálie odpovedajú inverzne namagnetizovaným andezitom. Výsledky štúdií smeru a stability vektora remenentnej magnetizácie na orientovaných vzorkách hornín odobratých z miest záporných anomálií potvrdili výsledky terénnych meraní. Pôvod ďalších záporných anomálií nie je jednoznačný.

Tektonika

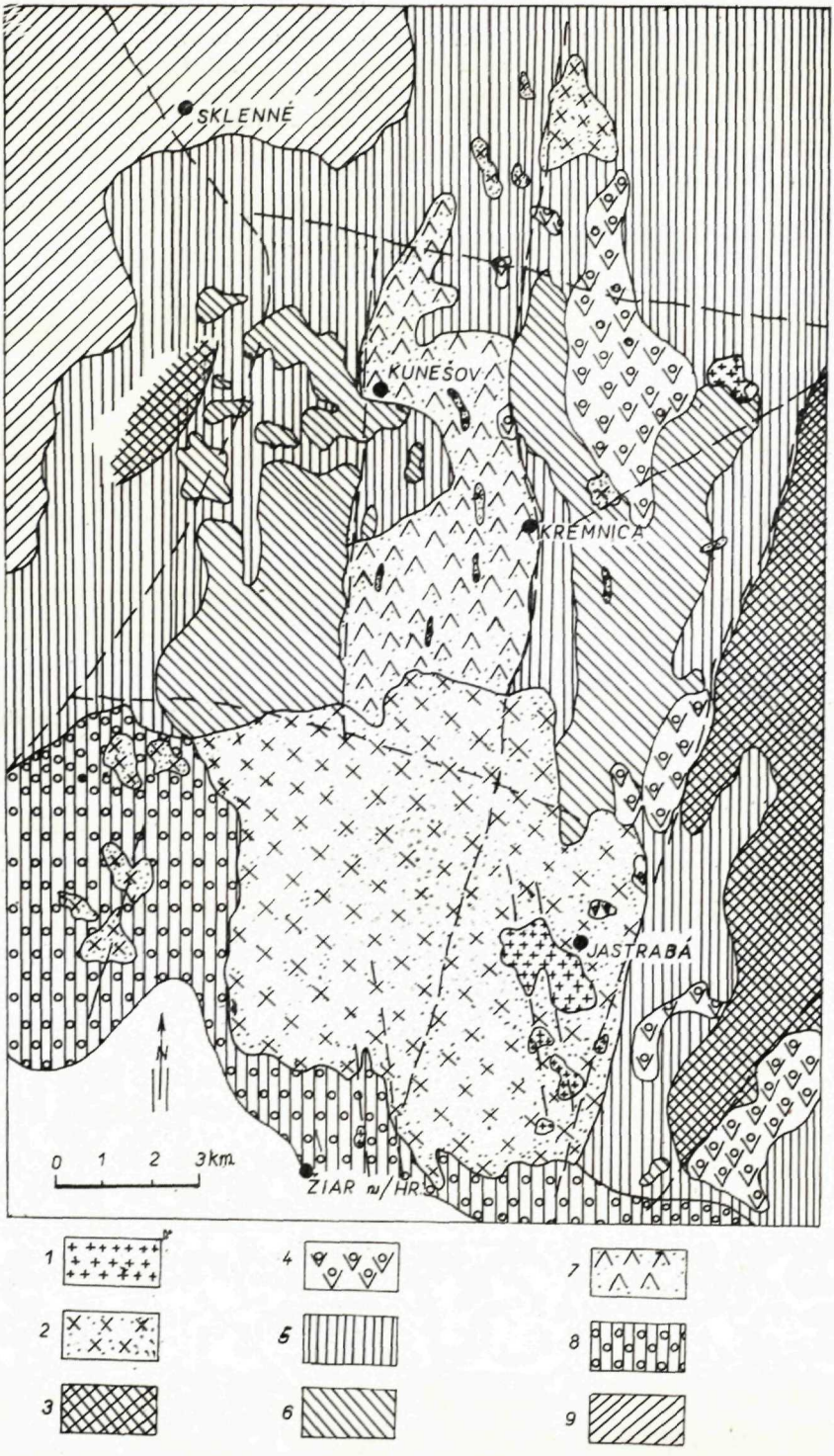
Z celkového rozloženia vulkanických hornín v Kremnickom pohorí, vzhľadom na ich vekovú postupnosť, je markantné (obr. 4), že najstaršie členy vulkanickej činnosti (pyroxenicko-amfibolické andezity a pyroxenické andezity, ± amfibol, ± biotit — prevažne propylitizované) vystupujú na povrch hlavne v centrálnej časti pohoria, do ktorého spadá aj oblasť kremnického rudného poľa. Po oboch stranách tejto časti — v temer pretiahnutých pruhoch v severojužnom smere — sú rozmiestnené mladšie amfibolicko-pyroxenické andezity. Acídnejšie amfibolicko-biotitické andezity sú vyvinuté východne od centrálnej časti pohoria, ako aj v jeho juhovýchodnej časti taktiež zhruba v severojužnom pruhu. Pyroxenické andezity (± amfibol, ± biotit) nepropylitizované vystupujú na povrch v okolí centrálnej časti pohoria najviac v jeho periférnych častiach. Časť týchto pyroxenických andezitov je mladšia ako amfibolicko-biotitické andezity a sú vyvinuté v periférnych častiach študovaného územia. V rozmiestnení ryolitov nie je výrazné ich zonálne rozloženie, podobne ako aj u andezitových bazaltov, ktoré sa vyvinuli v južnej časti územia.



Obr. 3.: Prehľadná mapa magnetických anomálií strednej časti Kremnického pohoria. 1. Propylitizované horniny. 2. Anomálie do 500 p. 3. Anomália nad 500 p. 4. Výrazné záporné anomálie. 5. Nulová izoanomála △ 9. 6. Záporná izoanomala △ 9.

Západné krídlo Malachovsko-lieskovského chrbta v podloží vulkanického komplexu je na západe ohraničené mohutným zlomom, ktorý prebieha západným okrajom Žiarskej depresie. V študovanom území táto porucha prebieha od Jánovej Lehoty smerom na Sklenné (obr. 4). Južne od Sklenného sa otáča do smeru severozápd – juhovýchod, kde pretína výraznú poruchu starého založenia a pokračuje po severovýchodnom okraji Handlovského chrbta. Stará poruchová zóna smeru *ZSZ–VJV* (labský tektonický systém oživený v laramskej fáze karpatského orogénu – O. FUSÁN 1967), oddeľuje Malachovsko-lieskovskú megaštruktúru na severe od Turčianskej kotliny, ktorej predterciérny substrát v južných výbežkoch je v hĺbke viac ako 1200 metrov. Táto porucha prebieha cca 2,5 km južne od Sklenného a odtiaľ v smere *VJV* do oblasti medzi Turčekom a Kremnickými Baňami (obr. 4). Na juhu je uvedený chrbát oddelený zlomom taktiež smeru *ZSZ–VJV* od hlbokej Žiarskej depresie s predterciérnym substrátom v hĺbke viac ako 2000 m (Š. ĎURATNÝ – O. FUSÁN – M. KUTHAN – J. PLANČÁR – L. ZBOŘIL, 1967). Táto porucha prebieha v úseku severne od Jánovej Lehoty a Slaskej smerom na Bartošovú Lehôtku a ďalej do oblasti Ihráča, kde je roztrieštená mladšími zlomami. Samotné západné krídlo Malachovsko-lieskovského chrbta bolo rozsegmentované podľa výrazných zlomov v smere sever – juh a severovýchod – juhozápad. Západne od Kremnice prebieha výrazný severojužný zlom Slasko-kunešovský, podľa ktorého bol vyzdvihnutý segment centrálnej časti Kremnického pohoria. Tento zlom bol sprevádzaný niekoľkými paralelnými zlomami, ktoré slúžili ako prívodné dráhy výstupu ryolitovej magmy. Vyzdvihnutý segment na východnej strane je ohraničený mohutným Kremnickým zlomom severo-južného smeru, ktorý prebieha od Starej Kremničky zhruba potokom Roudnica do Kremnice a ďalej na sever do oblasti Turčeka. Temer paralelne s týmto zlomom prebieha aj pruh ryolitových prenikov – žíl, ktoré prestupujú kremnické rudné žily. Na severojužný systém zlomov sú viazané aj najstaršie erupcie andezitov (I. skupina – F. FIALA 1961), erupcie amfibolicko-pyroxenických andezitov (II. skupina). Na tomto systéme najvýraznejšia je väzba ryolitov, čo je preukázané sériou prívodných ryolitových dráh totožného smeru. Ryolity v južnej časti pohoria ako výstupové dráhy použili pravdepodobne aj zlom *ZSZ–VJV* smeru pri severnom ohraničení Žiarskej depresie v miestach pretínania tohto zlomu so zlomom severojužným. Ďalší mohutný zlom je Jastrabský, severovýchod – juhozápadného smeru, ktorý ohraničuje Jastrabskú kotlinu na východnej strane a prebieha na juhu Jastrabským potokom a severnejšie – východne od kóty Horný Chom. Na tento zlom sa viaže erupčné centrum amfibolicko-biotitického andezitu v oblasti Horného Chomu. S ním paralelný zlom prechádza iba v malom úseku predkladaným územím v jeho juhovýchodnej časti, odkiaľ pokračuje do Štiavnického pohoria. Na tento zlom sú viazané erupcie amfibolicko-biotitického andezitu v oblasti obce Kľačany. Na tieto zlomy sa viažu aj výstupy mladých pyroxenických andezitov v juhovýchodnej časti územia. Málo výrazný zlom smeru *VSV–ZJZ* prebieha od Kremnice do oblasti Skalky a rozčleňuje poklesnutý segment východne od Kremnice na časť severnejšiu, mierne vyzdvihnutú oproti južnej časti. Je možné že na tento zlom sa viažu výstupy biotiticko-amfibolických andezitov od Krahúľ a hyperstenicko-olivinického andezitu od Skalky. O väzbe pyroxenických andezitov (II. skupina) na príslušný tektonický systém zatiaľ nemáme dostatok spoľahlivých údajov.

Štruktúrno-tektonická mapa Kremnického pohoria



V závere vulkanickej činnosti sa uplatnil zlomový systém severozápad-juhovýchodného smeru v južnej časti územia (F. FIALA 1961). Tento zlomový systém sa v geofyzikálnych podkladoch markantnejšie neprejavil, jeho priebeh je vyznačený prívodnými dráhami (žilami) andezitoidných bazaltov v oblasti Žiar n/Hronom — Jastrabá — Bartošova Lehôtka. Tektonické pohyby podľa uvedených zlomov rozsegmentovali západné krídlo Malachovsko-lieskovského chrbta a spolu so substrátom nastalo rozsegmentovanie aj nadložného vulkanického komplexu a vertikálnych posunov jednotlivých blokov. Pre tieto pohyby, v najvyššie vyzdvihnutom segmente v centrálnej časti Kremnického pohoria, nám na povrch vystupujú najstaršie členy vulkanitov v smere pretiahnutia uvedeného segmentu. Po obidvoch stranách centrálnej časti pohoria sú mladšie členy rozmiestnené v pruhoch, ktoré vyznačujú poklesávanie vulkanického komplexu od centrálnej časti smerom k periférii a to súhlasne s tektonickým rozčlenením a vertikálnymi pohybmi substrátu. Tieto poznatky poukazujú na to, že tektonické modelovanie podložia vulkanitov Kremnického pohoria nastalo hlavne na sklonku vulkanickej činnosti, resp. po jej ukončení. Pri tomto jave sa obnovili aj zlomy staršieho založenia smeru *ZSZ–VJV* na severnej a južnej strane západnej časti Malachovsko-lieskovského chrbta. Z celkového rozloženia neovulkanitov v Kremnickom pohorí, od centrálnej časti na periférii, dá sa predpokladať podstatne väčšie rozšírenie najstarších vulkanických členov, ktoré sú prikryté produktami mladšími, najmä v poklesnutých častiach V centrálnej časti pohoria nám na povrch vystupujú najstaršie vulkanické členy pre vyzdvihnutie segmentu a pre silnú eróziu, ktorou boli z tejto časti zdenudované mladšie členy neovulkanitov.

Predpoklady interpretácie geofyzikálnych meraní o existencii priebehu a hĺbkovom uložení Malachovsko-lieskovského chrbta, skrytého pod neovulkanický komplex, boli potvrdené podzemným vrtom situovaným v Kremnici na úrovni dedičnej štôlne. Vrt prešiel poruchovú zónu severojužného smeru, ktorá oddeľuje tektonický vyzdvihnutý segment (dielčiu elevéciu substrátu západne od Kremnice) od dielčej poklesnutej kryhy a zastihol podložie neovulkanického komplexu v hĺbke cca 800 m (z úrovni dedečnej štôlne v hĺbke cca 400 m). Je nutné pripomenúť, že vrt bol situovaný na východnom úbočí dielčej elevácie. Preto dá sa predpokladať, že vrcholová časť tejto skrytej morfologickej štruktúry sa bude nachádzať v hĺbke cca 600 až 700 metrov. Podložie neovulkanického komplexu tu tvoria mezozoické horniny vo flyšovom vývoji, zatiaľ bližšie nestratifikovanými. Vrt bol predčasne zastavený (cca

---

⇐

Obr. 4.: Štruktúrno-tektonická mapa Kremnického pohoria. 1. Andezitové čadiče. 2. Ryolity a ich pyroklastiká. 3. Mladé pyroxenické andezity a ich pyroklastiká. 4. Amfibolicko-biotitické andezity a ich pyroklastiká. 5. Pyroxenické andezity (s akcesorickým amfibolom a biotitom) a ich pyroklastiká. 6. Amfibolicko-pyroxenické andezity a pyroklastiká. 7. Pyroxenicko-amfibolické andezity a andezity pyroxenické (amfibol, ± biotit), včítane pyroklastík). 8. Neogénne sedimenty Žiarskej depresie (± amfibol, (íly, piesčité íly) 9. Predneogénné útvary vcelku.
(Použité podklady — Geologická mapa centrální a jižní části Kremnických hor 1:25 000 (F. FIALA 1961), Geologická mapa ČSSR, 1:200 000, list Žilina (M. KUTHAN 1962) a priložené geofyzikálne podklady).

200 m pred plánovanou hĺbkou), nakoľko pri vŕtaní mozozoických hornín nastal silný výron termálnej vody (cca 50 °C teplej). Výrony termálnej vody svedčia o to, že mezozoické podložie sa zasiahlo v mieste značne intenzívnej tektonickej porušenosti.

Doručené: 28. 7. 1969.
Lektoroval: dr. V. Konečný

Geologický ústav Dionyza Štúra, Bratislava
Ústav užitej geofyziky, Bratislava

Literatúra

Böhmer M., 1966: Ložiskové a paragenetické pomery zlatonosných žíl centrálnej časti Kremnického rudného poľa. Acta geol. et geogr. Univ. Comen. Geologica Nr. 11, Bratislava.

Ďuratný S., Fusán O., Kuthan M., Plančár J., Zbořil L., 1967: Výskum hlbokého podložia neovulkanitov stredného Slovenska. Archív GÚDŠ, Bratislava.

Fiala F., 1961: Geologicko-petrografický výskum centrální a jižní části Kremnických hor za léta 1955–1960. Archív GÚDŠ, Bratislava.

Fiala F., 1957: Geologicko petrografické poměry širšího okolí Kremnice. Sborník ÚÚG, Svazek XXIII., 2. díl, Praha.

Fiala F., 1953: Ryolity nejbližšího okolí Kremnice. Sborník ÚÚG, Svazek XX., Praha.

Forgáč J., 1968: Postavenie mladých pyroxenických andezitov v severných výbežkoch Štiavnického pohoria. Geol. práce, správy 46, Bratislava.

Fusán O., 1967: Štruktúrna mapa podložia stredoslovenských neovulkanitov (rukopis).

Kuthan M., 1962: Vysvetlivky k predkladanej geologickej mape 1:200 000, list Žilina.

Lexa J., 1968: Geologický výskum v severnej časti Kremnického pohoria. Archív GÚDŠ.

Plančár J., 1960: Záverečná zpráva o gravimetrickom meraní v oblasti Vtáčnika, Žiaru, Kremnického a Štiavnického pohoria. Archív GÚDŠ., Bratislava.

Slávik J., 1959: Geologická charakteristika prvej fázy neogénnej činnosti v oblasti pohoria Vtáčnik. Geol. práce, Zošit 53., Bratislava.

Structural-Tectonic Characteristics of Kremnické pohorie Mts.

J. FORGÁČ — L. ZBOŘIL — J. BODNÁR — M. FILO

Résumé

Kremnické pohorie Mts. is built of Neogene volcanism rocks referred to the row of andesite -rhyolite-basalt. The general distribution of volcanic rocks with respect to their age sequence indicates that the oldest members of volcanic activity outcrop in the central part of the mountain-range under discussion, while in direction to periphery there are belts of younger members. In the past there were no reliable data on pre-Neogene formations and relief in the basement of neovolcanites in Kremnické pohorie Mts.

The relief of pre-Neogene formations was supposed to decline from the North southwards to the axis of the present-day Hron r. valley, with the increasing thickness of the volcanic complex.

The existing geological-geophysical informations show that the Neogene volcanic complex with the pre-Neogene formations is tectonically divided into several blocks, vertically thrusted. The northern protrusions of Kremnické pohorie Mts. are crossed

with an extensive fault of WNW-ESE striking from the area southwards of Sklenné to Turček, along which the pre-Tertiary basement subsided southwards of a fault in Turčianska kotlina basin, more than 1200 m deep. In the South, too, there is an extensive fault of WNW-ESE striking passing from Jánova Lehota to Ibráč area, and southwards of the fault in the deep Žiar depression the pre-Neogene basement is subsided more than 2000 m deep. The central part of the mountain-range was segmented into blocks along conspicuous faults of N–S striking. Due to vertical movements the highest uplifted block is in the central part of the mountain-range, where the thickness of a volcanic complex is only 600–700 m, with subsided blocks on both sides. The study showed that the neovolcanite basement in Kremnické pohorie Mts. was tectonically modelled mainly in the closing stage of Neogene volcanic activity, or after the end of the activity. The distribution of neovulcanites from the central part of the mountain-range to periphery indicates increased occurrences of the oldest volcanic members. There, in subsided blocks they are covered with younger products. In the central area of the mountain-range, the oldest volcanic members outcrop due to the uplift of the block and strong erosion, during which the younger volcanic members were denuded.

MINERALIA SLOVACA ROČ. I., (1969) č. 3.–4.

POZNÁMKY K RELATÍVNEMU VEKU DIORITU A GRANODIORITU V ŠTIAVNICKOM RUDNOM POLI

JÁN PASTOR

Abstract.

La contribution présentée apporte de nouvelles connaissances sur les rapports réciproques des intrusions des diorites et de celles des granodiorites vérifiées par les travaux miniers à Banská Štiavnica. L'auteur constate l'intrusion des apophyses de granodiorites dans la diorite, il confirme l'opinion des auteurs précédents (Böck H 1901, Rozložník – Šalát 1963) et il détermine l'âge des granodiorites lequel est plus récent que celui de la diorite.

Vzťah granodioritu k dioritu bol predmetom štúdia už v minulom storočí a načas bol vyriešený BÖCKOM (1901), ktorý postavil schému relatívneho veku jednotlivých hornín v štiavnickej oblasti. Uvádza v nej, že diorit je starší ako granodiorit. Opiera sa pritom o dôkazy na štôlni Florián, kde popisuje kontakt dioritu s granodioritom. Podotýka, že kontakt samotný neudáva ešte presvedčivé dôkazy o staršom veku dioritu, avšak pri mikroskopickom štúdiu zistil, že diorit je silne kataklazovaný a hydrotermálne premenený, čo je podľa neho dostatočný dôkaz pre jeho starší vek.

V novšej dobe sa otázkou relatívneho veku dioritu a granodioritu zaoberali ROZLOŽNÍK – ŠALÁT, 1963, ktorí vychádzali z poznatkov v území na západ od Banskej Štiavnice. Pozorovali, že granodiorit asimiláciou sedimentárneho plášťa môže podstatne meniť svoje petrografické zloženie a preto dospeli k názoru, že diorit, ktorý vystupuje v kupolovitých častiach granodioritu, vznikol kontamináciou kyslej intrúzie nadložnými sedimentami. Zároveň uvádzajú, že diorit sleduje smer B_2, t. j. *SZ–JV* kým granodiorit smer B_1 t. j. *SSV–JJZ*.

Pri razení smernej chodby po žile Špitaler a potom investičného prekopu smerom na sever na 12. obzore šachty Michal bol nafáraný diorit a granodiorit, ktoré boli popísané už FIALOM (1933). Pri ďalšom razení prekopu smerom pod šachtu Ferdinand bol prefáraný kontakt dacitu s kremenným

dioritom, v ktorom chodba pokračuje vyše 200 m. V 8 m od kontaktu s dacitom boli prefárané dve mocnejšie apafýzy granodioritu, ktoré prenikajú dioritom. (Pozri prílohu.) Od granodioritových apofýz odbiehajú do dioritu tenšie výbežky do vzdialenosti až 3 m, ktoré postupne vykyslievajú, až hornina dostane typický aplitický vzhľad.

V apofýzach granodioritu sa nachádza väčšie množstvo úlomkov dioritu. Autor článku mikroskopicky preštudoval aj viaceré úlomky tmavej horniny v granodiorite, ktoré sa nachádzajú na mnohých miestach Juraj poľa. V minulosti sa tieto úlomky bežne považovali za bázické, avšak ako sa ukázalo, ide taktiež o úlomky dioritu ostro ohraničené voči svojmu okoliu. Vo výbrusoch, v ktorých je zachytený kontakt oboch hornín, je možno pozorovať, podobne ako to popísal BÖCKH (1901) na štôlni Florián, nápadnú rozdielnosť v intenzite premeny. Kým granodiorit je temer čerstvý, až na slabú chloritizáciu tmavých súčiastok a sericitizáciu živcov, premena dioritu je podstatne silnejšia.

Z uvedeného vyplýva, že hoci obidve horniny patria v podstate k jednému magmatickému cyklu, predsa diorit je starší a pri intrúzii granodioritu vystupoval už ako pevná hornina, načo poukazujú jeho ostrohranné úlomky v granodiorite. Pri relatívne staršom veku dioritu je možno vysvetliť aj nápadnú štruktúrnu rozdielnosť dioritu a granodioritu, ktorú uvádzajú ROZLOŽNÍK – ŠALÁT (1963).

Doručené: 30. 9. 1963
Lektoroval: dr. Vlastimil Konečný

Rudné bane, n. p., Banská Bystrica
Závod Banská Štiavnica

Literatúra

Böckh: H., 1901: Vorlaufiger Bericht über das Alterverhältnis der in der Umgebung von Selmeczbánya vorkomenden Eruptivgesteine. Str. 365—408. Földtani közlöny 1901.

Fiala F., 1937: Výskyt třetihorních hlubinných vyvřelin v severném poli 12. obzoru Zikmund š. v Banské Štiavnici. Zborník Banského múzea D. Štúra v B. Štiavnici.

Rozložník L.,, Šalát J. 1963: Stratigraficko-tektonická pozícia banatitov na štiavnickom ostrove. Zborník vedeckých prác VŠT Košice.

Notes on the Relative Age of Diorite and Granodiorite in Banská Štiavnica Ore Field.

JÁN PASTOR

Résumé

The relations between diorite and granodiorite have been studied by many authors since the last century. Since there were no contacts known between granodiorite and diorite, the opinions about their relative ages were considerably different. Owing to the fact, that by the last geological mapping in Juraj field between the two rocks types was found a contact, the discussion about this problem might have been concluded. There are different kinds of granidiorite apophyses penetrating through diorite. The granodiorite apophyses are 0,5—1,5 m thick, including a number of diorite inclusions Microscopic investigations showed that diorite was subject to hydrothermal alteration, higher than granodiorite. Consequently, although both of rock types are generally referred to the same magmatic cycle, diorite is older, and in time of granodiorite intrusion represented a firm, consolidated rock.

MINERALIA SLOVACA ROČ. I., (1969) č. 3.—4.

DVA TYPY RYOLITOV[1]) V OBLASTI ŽIARU nad HRONOM

JAROSLAV LEXA

Abstract.

Sur la base de la détermination chimique de l'âge absolu, sur celle de la position tectonique et de la structure géologique, on peut constater que dans la région étudiée, il y a deux types de rhyolites. Il s'agit d'un groupe de rhyolites situées au SE de Hliník nad Hronom lesquelles sont liées à la structure d'un vaste apparatus volcanique occupant la région de Banská Štiavnica. Ces rhyolites se sont produites par la différenciation du magme andésitique. L'autre groupe de rhyolites situées au Sud de la montagne de Kremnické pohorie est produit par le magme acide indépendant. Quant au chimisme, ce magme est semblable à celui du volcanisme acide régionale fréquent en Hongrie du Nord et en Ukraïne transcarpathique.

Produkty kyslého vulkanizmu sú dominujúcim prvkom geologickej stavby v oblasti Žiaru nad Hronom. Vytvárajú mohutný pruh medzi Vyhňami na juhu a Kremnicou na severe. Podľa FIALU (1956) a KAROLUSA, FORGÁČA, KONEČNÉHO (1968) je tento komplex budovaný extruzívnymi telesami ryolitov a ryodacitov i súvrstvím redeponovaných tufov a tufitov s polohami limnokvarcitov, ktoré leží v podloží extruzívnych telies alebo je nimi prerážané. Celý komplex sa priraďuje III. ryolitovej fáze a vekove sa kladie do sarmatu. Po petrografickej stránke sú ryolity charakterizované variabilným zastúpením výrastlíc plagioklasu, kremeňa, sanidínu a biotitu. Základná hmota – podľa pomerov tuhnutia — je sklovitá, sférolitická, felsosférolitická, felsitická, alebo mikroaplitická.

Na základe posledných prác možno kyslé horniny v danom území rozdeliť na dve samostatné skupiny — skupinu ryolitov juhovýchodne od Hliníka nad Hronom, ďalej označovanú ako „hlinícke" ryolity a skupinu ryolitov a ryodacitov v južnej časti Kremnického pohoria plus masív „Gráfovskej", ďalej označovanú ako „kremnické" ryolity. K tomu nás vedú nasledovné dôvody:

1. Po chemickej stránke, hlavne v diagrame SiO_2—NA_2O+K_2O, môžeme zreteľne rozlíšiť skupinu analýz spadajúcu do pokračovania diferenciačného trendu andezitov — analýzu „hlinických" ryolitov a skupinu analýz bohatších na SiO_2 a chudobnejších na alkálie od poľa andezitov zreteľne oddelenú a neležiacu ani v pokračovaní ich diferenciačného trendu — „kremnické" ryolity (Obr. 1).

2. Ryolit telesa „Gráfovská", ktorý spadá do poľa „kremnických" ryolitov leží v nadloží tufov, ktoré prekrývajú východnú časť telesa Szabovej skaly patriacej do skupiny „hlinických" ryolitov.

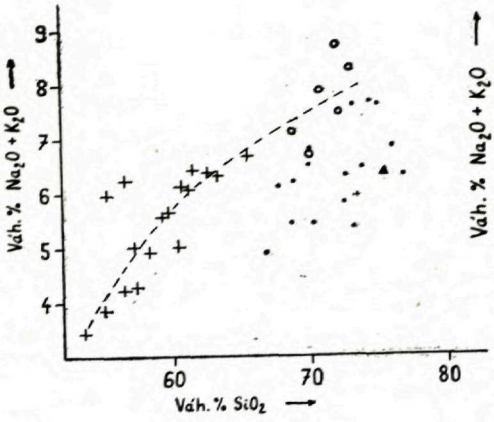
---

[1] — Termín „ryolit" je tu chápaný v širšom slova zmysle a zahrňuje podľa klasifikácie A. L. Streckeisena (1967) ryolity a ryodacity.

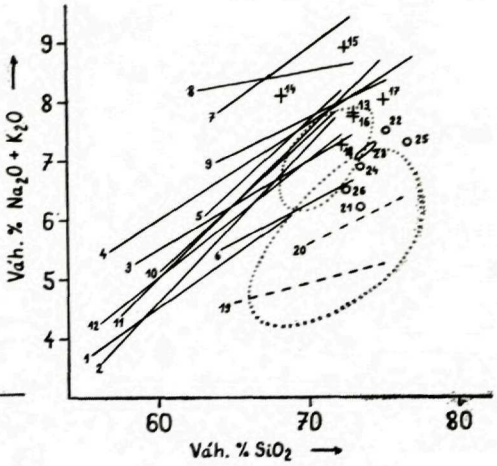
[2] — Ryolitové horizonty sú oddelené súvrstvím andezitových tufov a tufitov zodpovedajúcim pozíciou mladším pyroxenickým andezitom (IV. andezitová fáza) štiavnického aparátu.

3. Výsledky merania absolutných vekov (KONEČNÝ, BAGDASARJAN a VASS 1969) udávajú pre ryolit od Hliníka nad Hronom vek 16,2 mil. rokov a pre ryolit od Starej Kremničky („kremnické ryolity) len 11.2 mil. rokov.

4. Podľa PULCA (1965) v Žiarskej kotline sú dva výrazné horizonty ryolitových tufov a tufitov, ktoré svojou pozíciou zodpovedajú predpokladanej pozícii horeuvedených ryolitových skupín.[2]



Obr. č. 1



Obr. č. 2

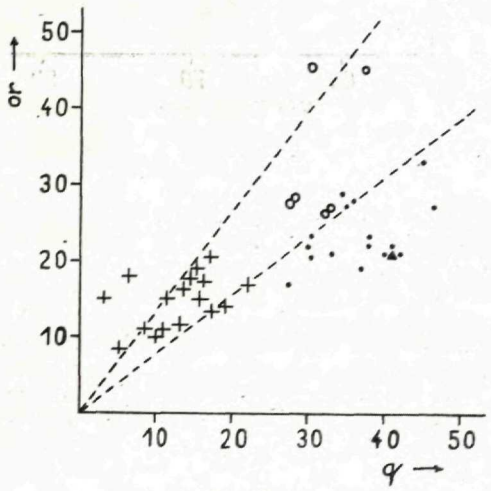
Obr. č. 1 — Diagram závislosti množstva alkálií ($Na_2O + K_2O$) na množstve SiO_2. Križiky — priemerné analýzy andezitov, krúžky — „hlinícke" ryolity ,bodky — „kremnické" ryolity, trojuholník — priemerná analýza štiavnických ryolitových dajok, čiarkovane — trend diferenciácie andezitovej magmy.

Obr. č. 2 — Diagram závislosti množstva alkálií ($Na_2O + K_2O$) na množstve SiO_2. Plné línie a krížiky — acidné časti vulkanických asociácií, kde acidné horniny sú považované za produkt diferenciácie bázickej magmy: 1 — III. fáza, Zakarpatská Ukrajina (MALEJEV 1964), 2 — fáza, Zakarpatská Ukrajina (MALEJEV 1964), 3 — Aleutské ostrovy (BARTH 1956), 4 — kyslé diferenciáty lopolitov (HAMILTON 1960), 5 — Sredinyj chrebet, Kamčatka (Erlich 1966), 6 — Východná Kamčatka (ERLICH 1966), 7 — San Juan Volcanics (BARTH 1952), 8 — Crandall Volcanics (BARTH 1952), 9 — Yellowstone (BARTH 1952), 10 — Crater Lake (Williams in TURNER and VERHOOGEN 1951), 11 — Medicine Lake (ANDERSON 1941), 12 — Lassen Peak (WILLIAMS 1932), 13 — South Sester (McBIRNEY 1968), 14 — Mt. Jefferson (McBIRNEY 1968), 15 — Newberry (Williams in TURNER and VERHOOGEN 1951), 16 — Stredná Amerika (McBIRNEY and WEILL 1966), 17 — Skaergaard (TURNER and VERHOOGEN 1951), 18 — Island (WALKER 1966), čiarkovane a krúžky — asociácie považované za produkty samostatnej acidnej magmy: 19 — I. fáza, Zakarpatská Ukrajina (MALEEV 1964), 20 — II. fáza, Zakarpatská Ukrajina (MALLEV 1964), 21 — Nový Zealand (CLARK 1960), 22 — Stredná Amerika (McBIRNEY and WEILL 1966), 23 — Nový Zealand, ignimbrity (STEINER 1960), 24 — granodiorit, South California Batholith (TURNER and VERHOOGEN 1951), 25 — granit, South California Batholith (TURNER and VERHOOGEN 1951), 26 — japonské granity s obsahom SiO_2 nad 65 % (HATTORI & others 1960), bodkovane — ohraničenie polí „hlinických" a „kremnických" ryolitov z obr. č. 1.

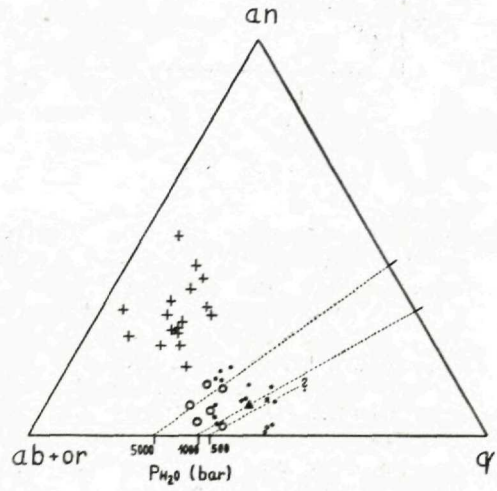
5. Vek „hlinických" ryolitov sa zhoduje s časom záverečnej aktivity na kruhovitej štruktúre amfibol-biotitických andezitov štiavnického aparátu (KONEČNÝ 1969), kde sa „hlinícke ryolity" nachádzajú a môžu byť teda logicky priradené ku tejto štruktúre. Konkrétnejšie o tejto otázke pohovoríme nižšie.

Analyzujme teraz podrobnejšie chemizmus obidvoch skupín z hľadiska ich možnej genézy. Prvý pohľad na problém vrhá horeuvedený diagram SiO_2 – $-Na_2O + K_2O$ (Obr. 1). „Hlinícke" ryolity ležia v pokračovaní trendu diferenciácie andezitov (tento trend tu predstavujú priemerné analýzy andezitov štiavnickej a kremnickej oblasti) a môžu byť teda výsledkom diferenciácie andezitovej magmy, ryolity a ryodacity „kremnické" vytvárajú samostatné pole, ktoré poukazujú na samostatnosť ich matečnej magmy. Pre porovnanie uvádzam ten istý diagram acidných častí vulkanických asociácií, kde acidné horniny sa považujú za produkt diferenciácie bazaltovej alebo andezitovej magmy a acidných hornín s predpokladanou acidnou primárnou magmou.

Veľmi zaujímavý je obraz uvedených dvoch skupín ryolitov v diagrame normatívny ortoklas – normatívny kremeň (Obr. 3). Sú tu vynesené opäť aj priemerné analýzy andezitov. Všetky minerály prichádzajúce do úvahy pri



Obr. č. 3



Obr. č. 4

Obr. č. 3 – Diagram závislosti množstva normatívneho ortoklasu na množstve normatívneho kremeňa. Krížiky – priemerné analýzy andezitov, krúžky – „hlinícke" ryolity, bodky – „kremnické" ryolity, čiarkovane – ohraničenie poľa diferenciátov andezitovej magmy.

Obr. č. 4 – Diagram normatívny anortit – normatívny albit a ortoklas – normatívny kremeň, rez štvorkomponentným systémom An – Ab – Or – Q. Kotektická línia živce – kremeň pri rôznych tlakoch vodných pár je nakreslená podľa údajov TUTTLE and BOWEN (1958), JAMES and HAMILTON (1969) a BATEMAN & col. 1963) pre pomer $Or_{55}Ab_{45}$ (priemerný pomer v daných acidných horninách). Krížiky – priemerné analýzy andezitov, krúžky – „hlinícke" ryolity, bodky – „kremnické" ryolity, trojuholník – priemerná analýza štiavnických ryolitových dajok.

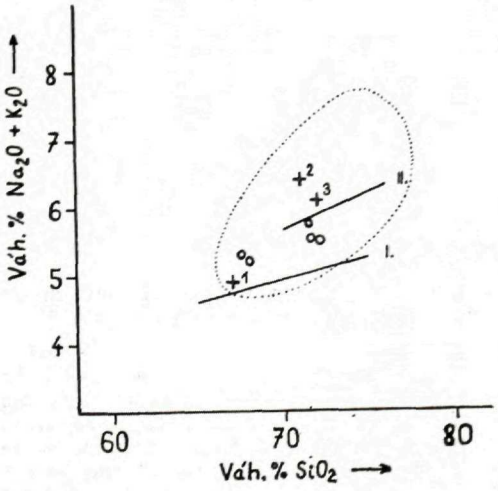
frakcionovanej kryštalizácii andezitovej magmy sa premietajú v tomto diagrame do počiatočného bodu. Kyslé diferenciáty andezitovej magmy teda budú ležať na predĺžení spojnice počiatku a priemetov analýz andezitov. Na diagrame je zrejmé, že v tomto poli ležia priemety analýz „hlinických" ryolitov, zatiaľ čo „kremnické ryolity sú značne posunuté v prospech voľného kremeňa. „Kremnické" ryolity teda nemôžu vznikať normálnou diferenciáciou andezitovej magmy a je teda na mieste uvažovať o ich magmatickej samostatnosti.

Ďalším diagramom, v ktorom môžme výhodne analyzovať uvedené skupiny hornín, je diagram normatívny anortit – albit + ortoklas – kremeň, predstavujúci rez štvorkomponentným systémom An – Ab – Or – Q. Poznove sa tu opakuje situácia podobná predchádzajúcemu diagramu. Zatiaľ čo analýzy „hlinických" ryolitov ležia v pokračovaní trendu diferenciácie andezitov a nepresahujú kotektickú líniu živce – kremeň, skupina „kremnických" ryolitov leží posunutá v prospech kremeňa, pri čom časť analýz leží v poli primárnej kryštalizácie kremeňa. Toto vylučuje možnosť vzniku týchto ryolitov krystalizačnou diferenciáciou z bazickej magmy a opodstatňuje názor na samostatnosť tejto acidnej magmy.

Z analýzy chemizmu teda vyplýva, že zatiaľ čo „hlinícke" ryolity predstavujú pravdepodobne kyslý diferenciát andezitovej magmy, tak „kremnické" ryolity predstavujú produkty samostatnej kyslej magmy.

Analyzujme teraz tieto závery z hľadiska vývoja andezitového vulkanizmu v danej oblasti a skúmajme tiež možnosti prítomnosti samostatnej kyslej magmy.

Vývoj andezitového vulkanizmu štiavnického aparátu, ku ktorého štruktúre by „hlinícke" ryolity mali patriť, definuje KONEČNÝ (1969). Spolu s absolutnými vekmi (KONEČNÝ, BAGDASARJAN a VASS 1969) je nasledovný: formovanie mohutného stratovulkánu budovaného pyroxenickými a pyroxenicko-amfibolickými andezitmi v rozmedzí vekov 17,5–16,5 mil. rokov. Vznik kaldery a formovanie kruhovitej štruktúry amfibol-biotitických andezitov v rozmedzí



Obr. č. 5

Obr. č. 5 — Diagram závislosti množstva alkálií ($Na_2O + K_2O$) na množstve SiO_2. Plné čiary — I. a II. fáza ryolitového vulkanizmu Zakarpatskej Ukrajiny (MALEJEV 1964), krížiky — priemerné analýzy maďarských ryolitových tufových horizontov (PANTÓ 1962): 1 — spodný (helvet), 2 — stredný (torton), 3 — vrchný (sarmat), krúžky — analýzy východoslovenských ryolitov (KAROLUS 1958), bodkovane — pole „kremnických" ryolitov z obr. č. 1.

Tabuľka č. 1: použité hodnoty chemických analýz.

číslo	SiO_2	alkálie	or	ab	an	q
1	55,16	3,83	10,0	18,3	28,6	10,0
2	56,45	4,22	11,1	19,4	24,7	11,1
3	57,45	4,28	11,7	18,9	29,5	13,3
4	58,24	4,91	13,3	21,5	25,6	17,2
5	59,18	5,54	15,0	26,2	23,0	11,5
6	60,39	4,99	13,9	22,0	25,0	19,2
7	61,03	6,05	18,9	23,6	24,2	15,4
8	63,23	6,28	17,2	28,8	22,0	16,4
9	53,50	3,92	8,3	21,0	35,3	5,2
10	55,16	5,98	15,0	29,3	22,5	3,2
11	56,49	6,23	17,8	27,8	17,8	6,4
12	57,13	5,01	11,1	26,7	26,7	8,5
13	59,63	5,63	14,5	27,2	21,1	14,9
14	60,56	6,12	17,8	26,2	22,0	14,5
15	61,36	6,43	16,1	31,4	18,3	13,9
16	62,43	6,34	20,6	24,1	18,6	17,2
17	65,60	6,65	16,7	32,0	15,3	22,1
18	68,84	7,10	27,8	19,9	11,7	27,9
19	72,12	7,47	26,7	25,2	6,1	33,0
20	70,86	7,85	28,4	26,2	6,7	28,2
21	69,98	6,66	26,1	19,9	10,6	32,2
22	72,99	8,26	45,0	5,2	1,1	37,4
23	71,96	8,70	45,6	8,4	3,6	30,4
24	76,85	6,30	27,2	14,1	2,5	46,6
25	72,56	7,61	28,9	23,6	4,7	34,3
26	74,35	7,67	27,8	25,2	3,1	36,2
27	73,85	6,46	23,4	21,0	8,1	37,9
28	72,71	6,34	22,2	21,5	8,6	37,7
29	76,13	6,78	32,8	10,0	1,4	45,0
30	72,44	5,80	21,1	18,3	2,5	4,2
31	70,00	6,75	23,4	23,6	13,3	30,4
32	75,33	7,60	27,2	25,2	7,5	35,2
33	69,89	6,50	22,2	23,1	14,7	30,7
34	68,70	6,20	20,6	23,6	12,2	30,4
35	67,75	6,10	16,8	20,4	13,6	27,4
36	63,58	5,42	21,1	15,7	10,3	33,4
37	73,15	5,34	21,7	13,6	7,0	41,5
38	70,17	5,42	21,1	15,7	7,5	40,4
39	66,74	4,88	18,9	14,1	10,0	37,0
40	75,28	6,32	21,1	23,6	6,7	41,0

Text k tabuľke č. 1.:

1–17 — priemerné analýzy hornín II. a III. andezitovej fázy z oblasti Kremnického pohoria (1–8) a Štiavnického pohoria (9–17) podľa obsahu SiO_2. 18–21 — smolky a perlity zo Szabovej skaly (KAROLUS 1964). 22 — ryolit, kameňolom „Panská hora" JV od Hliníka n/Hronom. (KAROLUS 1964). 23 — fluidálny ryolit, starý kameňolom JV od Panskej hory. Analyzoval V. Dvonč — GÚDŠ, Bratislava. 24 — ryolit, kameňolom Horné Opatovce (BELEŠOVÁ, DÁVIDOVÁ, MATHERNY 1963), 25, 26 — ryolit, Stará Kremnička — stanica. 27 — ryolit, Dol. Klapa južne od Kopernice. 28 — perlit, tunel „Kečka" SV od Starej Kremničky. 29 — ryolit, južne od Bartošovej lehôtky. 31 — ryodacit, severozápadne od Slaskej. 32 — ryodacit, juhovýchodne od Kopernice. 33 — ryodacit, severozápadne od Krahúľ. 34 — ryodacit, severovýchodne

od Bartoošvej lehôtky. 35 — ryodacit, severovýchodne od Slaskej. 36 — ryodacit, južný koniec Kopernice, 37 — priemer 3 analýz ryolitov — Horná Ves, 38 — priemer 6 analýz ryolitových tufov. 39 — ryolitový tuf, tunel „Kečka" SV od Starej Kremničky. Analýzy 25—39 z práce FIALA (1962). 40 — priemer 5 analýz ryolitov z dajok v oblasti Banskej Štiavnice s nezvýšeným obsahom K_2O.

16,5—16 mil. rokov. Aktivita pyroxenických andezitov okolo centrálnej zóny aparátu (IV. and. fáza) v rozmedzí 15,7—13,5 mil. rokov. Okrem záverečnej aktivity mladších pyroxenických andezitov tvoria horniny štiavnického aparátu plynulý diferenciačný rad od pyroxenických andezitov až po kyslé amfibol-biotitické andezity a dacity v rozmedzí vekov 17,5—16 mil. rokov. „Hlinícke" ryolity, ktoré ležia na štruktúre s najmladšími a najkyslejšími členmi tohoto radu a ktoré pritom časove odpovedajú ukončeniu aktivity, môžu byť teda logicky považovať za záverečného člena tejto štruktúry. Dôvody zo stránky chemizmu boli diskutované už skôr.

Druhou otázkou je existencia samostatnej acidnej magmy. Existencia a aktivita takejto magmy je preukázaná v širšej oblasti východného Slovenska, severného Maďarska a Zakarpatskej Ukrajiny v časovom rozpätí burdigal až pliocén (PANTÓ 1962. MALEJEV 1964 a SLÁVIK, ČVERČKO a RUDINEC 1968). Chemicky sa „kremnické" ryolity naprosto zhodujú s uvedenými acidnými horninami (Obr. 5) a nie je preto dôvod proti priradeniu týchto k danému typu magmatizmu a jeho aktivite. Samostatnosť v rámci stredoslovenských neovulkanitov podtrhuje značne mladší vek než majú tieto, samostatný tektonický systém — severojužné poruchové pásmo, neprítomnosť vzťahu ku starším vulkanitom oblasti a metalogenetická špecializácia — Au-Ag, formácia, ktorá je na tieto horniny viazaná.

Z hľadiska metalogenézy v štiavnickom rudnom poli je zaujímavý fakt, že ryolitové dajky tohoto rudného poľa svojím chemizmom prináležia do skupiny „kremnických" ryolitov (Obr. 1, 3, 4) a je preto z tohoto hľadiska opodstatnený názor na samostatnosť Au-Ag formácie v tomto poli (BÖHMER a ŠTOHL 1967). Vzhľadom na fakt, že na tento typ acidného magmatu sú na Zakarpatskej Ukrajine viazané i polymetalické ložiská (MALEJEV 1964), treba pri riešení metalogenézy štiavnickej oblasti teoreticky počítať i s možnosťou, že celé zrudnenie oblasti je viazané na toto magma a že rozsiahly štiavnický vulkanický aparát je len prostredím.

Záverom ďakujem Dr. Konečnému z Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave za láskavé poskytnutie materiálu o štiavnickom vulkanickom aparáte, ktorý ešte nebol publikovaný.

Doručené: 19. 6. 1969.
Lektoroval: dr. Vlastimil Konečný

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

Použitá literatúra

BATEMAN P. C. and col. 1963 — The Sierra Nevada Batholith, A Synthesis of Recent Work Across the Central Part. Geological Survey Prof. Paper 414-D, pp. D1 — D45.

BELEŠOVÁ O., DÁVIDOVÁ S. a MATHERNY M. 1963 — Príspevok k petrografii a geochémii hornín banskoštiavnickej oblasti. Act. Rer. natur. mus. nat. Slov. vol. 9, Bratislava.

BÖHMER M. a ŠTOHL J. 1967 — Obzor metallogeničeskich uslovij sredneslovackovo neovulkaničeskovo kompleksa. V Sborníku „Nekotoryje problemy geologii metallogenii Zapadnych Karpat", Vydal Geol. ústav Univ. Komenského, Bratislava.

FIALA Fr. 1956 — Geologické a petrografické poměry širšího okolí Kremnice. Sborník ÚÚG, svazek XXIII. — odd. geol., 2. díl.

FIALA Fr. 1962 — Chemism of the Neogene Volcanites of the Kremnické hory. Geol. práce, Zprávy 25—26, str. 5—78.

JAMES R. S. and HAMILTON D. L. 1969 — Phase Relations in the System $NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$ — $CaAl_2Si_2O_8$ — SiO_2 at 1 Kilobar Water Vapour Pressure. Contr. Mineral. and Petrol. vol. 21, No. 2, pp. 111—141.

KAROLUS K. 1958 — Petrochémia východoslovenských neovulkanitov. Rukopis — Archív GÚDŠ, Bratislava.

KAROLUS K. 1964 — Petrografia a petrochémia slovenských neovulkanitov. Rukopis, kandidátska práca — Archív GÚDŠ, Bratislava.

KAROLUS K., FORGÁČ J. a KONEČNÝ V. 1968 — Neovulcanics of the West Carpathians. IGC, XXIII Session, Praha, Guide to Excursion 18 AC.

KONEČNÝ V. 1969 — Vývoj vulkanického komplexu v oblasti Banskej Štiavnice. V tlači.

KONEČNÝ V., BAGDASARJAN G. P. a VASS D. 1969 — Evolution of Neogene Volcanism in Central Slovakia and its Confrontation with Absolute Ages. Prednáška pre KBA v Budapešti.

MALEEV E. F. 1964 — Neogenovyj vulkanizm Zakarpatja. Moskva, vyd. „Nauka".

PANTÓ G. 1962 — The Role of Ignimbrites in the Volcanism of Hungary. Acta Geol., tom VI, fasc. 3—4, str. 307—331.

PULEC M. 1965 — Záverečná správa „Vnútorné kotliny Západných Karpát" — Archív GÚDŠ, Bratislava.

SLÁVIK J., ČVERČKO J. a RUDINEC R. 1968 — Geology of Neogene Volcanism in East Slovakia. Geol. práce, Zprávy 44—45, str. 215—238.

TUTTLE O. F. and BOWEN N. L. 1958 — Origin of Granite in the Light of Experimental Studies in the System $NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$ — SiO_2 — H_2O. Geol. Soc. Am. Memoir 74.

Two Types of Rhyolites Near Žiar/Hronom.

JAROSLAV LEXA

Résumé

Two types of rhyolites in this area were distinguished due to the following reasons: 1. in diagram $SiO_2 - Na_2 + K_2O$, a group of rhyolites included into the continuous differentiation of andesites („Hliník" rhyolites) and a group considerably poorer in alkalis („Kremnica rhyolites") may be distinguished — Fig. 1. 2. — in the area eastwards of Hliník/Hron r., rhyolite of Kremnica type rests in the overlier of rhyolite of „Hliník" type. 3. Absolute age of „Hliník" rhyolites was determined to 11,2 mil. years. 4. The position of rhyolite tuffs in Žiar depression corresponds to the division quoted. 5. Rhyolites of „Hliník" type correspond chronologically and positionally to the activity of a circular structure of amphibole-biotite andesites of the Štiavnica apparatus. The rhyolites may then be referred to the circular structure.

Petrogenesis: rhyolites of „Hliník" type rest in the continuation of the differentiation of andesites (Fig. 1), chemically eoual with acid differentiates of basic rocks (Fig. 2) their position in diagram Or-Q (Fig. 3) corresponding to the position of acid differentiates of andesite magma, in diagram Au—Ab+Or—Q (Fig. 4) they lie on the border or in the field of primary crystallization of feldspars. For these reasons they are considered acid differentiates of andesite magma and a componenent part of the Štiavnica volcanic apparatus.

Rhyolites of „Kremnica" type rest out of the differentiation trend of andesites (Fig. 1), in Or—Q diagram (Fig. 3) they lie on the places where the products of normal differentiation of andesites cannot lie, in diagram Au—Ab+Or—Q (Fig. 4) some rhyolites of this group rest in the field of primary crystallization of quartz, and eliminate the possibility of their rise by differentiation of andesite magma. The rhyolites are therefore considered a product of independent acid magma. As for chemism they may be referred to acid volcanism of Northern Hungary (Fig. 5).

MINERALIA SLOVACA ROČ. I., (1969) č. 3.–4.

Problémy geologického prieskumu podložia SV časti stredoslovenských neovulkanitov z hľadiska výskytu nerastných surovín

MIROSLAV SLAVKAY

Abstract

L'auteur traite sortout la distribution des minerais de cuivre dans la zone orientée vers WSW — ENE et leur concentration possible sur les structures convenables à la minéralisation en profondeur. Dans la seconde partie du travail, l' auteur étudie le caractére des structures du complexe volcanique de la montagne de Poľana au point de vue de leur conformité à l' accumulation des minerais. Il met en évidence les travaux nécessaires à faire pour pouvoir résoudre le probléme de l' existence des matières premières dans les complexes néovolcaniques de la Slovaquie centrale. Ce compte-rendu était présenté au séminaire tenu à Počúvadlo en juin 1969.

Pracovníci Geologického prieskumu okrem iných úloh venovali pomerne dlhú dobu aj prieskumu území na strednom Slovensku, ktoré sú budované predneogénnymi horninami. Tieto sa vynárajú spod komplexu neovulkanitov buď vo forme ostrovov, alebo ako ich podložia na okrajoch. Najväčšia pozornosť sa pri tom venovala prieskumu farebných kovov Pb, Zn, Cu, Hg a Sb. Pri tejto práci sme sa obmedzili hlavne na riešenie prostredí a štruktúr, na ktoré môžu byť viazané prejavy mineralizácie. V tom zmysle sme najpodrobnejšie spracovali územie ležiace na juhozápad od Banskej Bystrice, ktoré tvorí severnú hranicu komplexu vulkanogenných hornín Poľany. V príspevku poukážem na závislosť výskytu rudných koncentrácií na prostredí a na geologických štruktúrach tohto územia.

Územie je budované niekoľkými tektonickými jednotkami. V prvom rade je to Ľubietovská zóna oddelená od južnejšej krakľovskej zóny známou tektonickou líniou Čertovice (V. ZOUBEK 1960). Medzi krakľovskou a ľubietovskou zónou je vklinené mezozoikum, ktoré popísal V. ZOUBEK (1931) ako synklinálu Mojžišovho vrchu. Na stavbe ľubietovskej zóny, ktorá tvorí ľubietovské antiklinórium (M. MAHEĽ a KOL. 1964), sa podieľajú horniny kryštalinika a obalu. V kryštaliniku ide hlavne o rôzne variety pararúl a ortorúl, svory, amfibolity a menšie granodioritové telesá. V obale sú zastúpené permské a spodnotriasové horniny. Perm je vyvinutý vo fácii verukána a skladá sa z pieskovcov, arkóz a drob s polohami zlepencov a sericitických bridlíc. Zastúpené sú tiež produkty permského vulkanizmu — kremité porfyry a ich pyroklastiká, ktoré boli z väčšej časti postihnuté dynamometamorfózou a dnes vystupujú ako porfyroidy. Na severnej strane ľubietovskej zóny je vyvinuté mohutné súvrstvie spodnotriasových hornín zastúpených zlepencami, arkózovými a drobovými pieskovcami, kremencami a bridlicami často až fylitm (J. LOSERT 1963). Mladšie vrstvy ako spodný trias sa už priraďujú ku krížňanskej jednotke, ktorá je vyvinutá od vrstiev karpatského keuperu až po neokóm. Budujú ju hlavne vápence, menej dolomity, bridlice a pieskovce. V obale veporidnej jednotky už skôr zistil A. BIELY (1961) geosynklinálny charakter mezozoika. Viacerými autormi je Krížňanská jednotka v tejto

oblasti a v priľahlých územiach považovaná za priame pokračovanie obalu ľubietovskej zóny, pričom vlastnú ľubietovskú zónu považujú za paraautochton (J. JAROŠ 1965, 1967, J. LOSERT 1963, J. VOZÁR 1965). Diskontinuitu medzi spodným triasom a vyšším mezozoikom vysvetľujú diferenciálnymi tektonickými pohybmi pri vzniku príkrovovej stavby (hlavne J. JAROŠ 1965), pričom došlo v rámci krížňanskej jednotky ku vzniku troch dielčích šupín s odlišným faciálnym vývojom v súvrstviach keuper až lias.

V našom území je však krížňanská jednotka prikrytá chočským príkrovom a príkrovom Drienka. Medzi uvedenými príkrovmi a ľubietovskou zónou s obalom je naviac vyvinuté mohutné súvrstvie karbonatických brekcií a zlepencov, ktorým pripisujeme sedimentárny pôvod a vrchnokriedový až spodnopaleogénny vek (I. KRAVJANSKY, M. SLAVKAY 1966 a M. SLAVKAY a KOL. 1968), zatiaľ čo J. LOSERT (1963) ich považuje za tektonity.

Tektonicky nad krížňanskou jednotkou vystupuje chočský príkrov, v tomto území zastúpený horninami stredného triasu až noru ?. Prevažne ide o karbonatické horniny – vápence a dolomity, menej sú zastúpené ílovce a pieskovce v lunzských vrstvách. Tento vývoj môžeme zaradiť do bielovažskej série. V dolomitoch stredného triasu sa vyskytujú ultrabázické horniny popísané D. HOVORKOM a M. SLAVKAYOM (1966) ako biotitické pikrity.

Najvrchnejším je príkrov Drienka vyvinutý od karbónu po karn, resp. nor a bol vzhľadom k potrebám Geologického prieskumu najdetailnejšie spracovaný. Pôvodne bol označovaný ako dielčí príkrov Flosu (J. LOSERT 1963) a priraďovaný k chočskému príkrovu. Neskoršie však J. BYSTRICKÝ (1964) na základe detailného štúdia priradil ho ku gemeridám. Vývoj v príkrove Drienka začína karbónom, ktorý tvoria drobnozrnné zlepence, drobové a arkózové pieskovce, droby, rôzne typy bridlíc a ojedinelé šošovky lyditov. Perm je zastúpený len rudimentárne vo forme bridlíc a pieskovcov prevažne červenej farby. V súvrství skýtu môžme rozlíšiť seis a kampil. Seis tvoria klastické sedimenty najčastejšie pieskovce a bridlice s vložkami evaporitov, zatiaľ čo kampil najmä pestrofarebné bridlice, vápnité bridlice a pieskovce až ílovité vápence. V jeho vrchnej časti sú vyvinuté vulkanické vrstvy s kyslými a intermediárnymi výlevnými horninami (paleoryolity až paleoandezity) a ich pyroklastikami (M. SLAVKAY 1964, 1965).

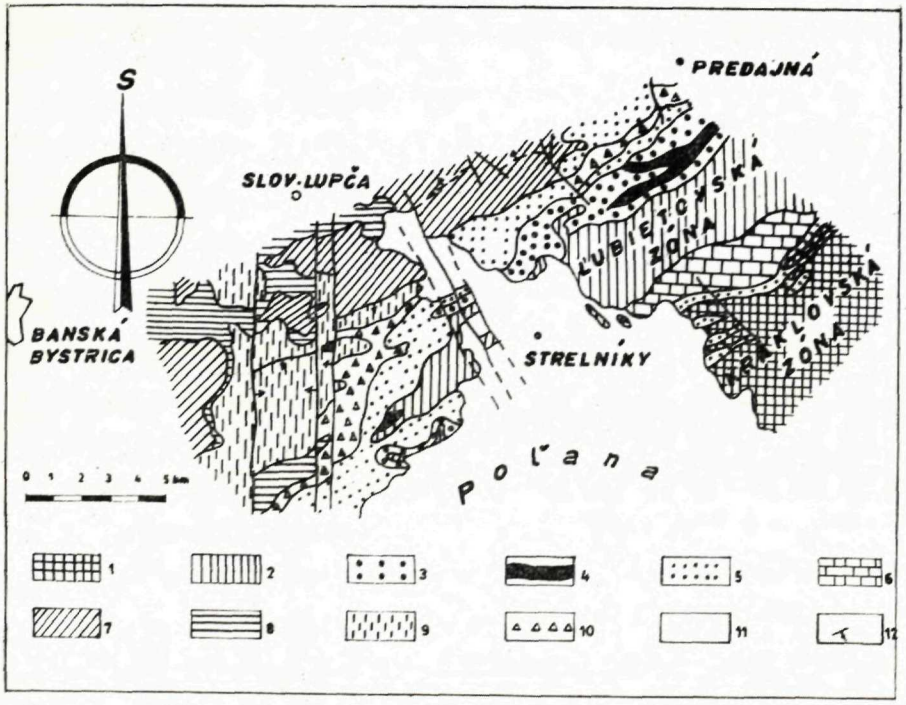
Stredný trias, ktorý bližšie rozčlenil J. BYSTRICKÝ (1964, 1966), je tvorený týmito typmi hornín: tmavosivé dolomity-hydasp; tmavosivé vápence guttensteinského typu s polohami svetlých vápencov hydasp-pelson; svetlé často dasycladaceové vápence-pelson; tmavé hľúznaté vápence miestami s rohovcami a sivé vápence s krinoidami – ilýr; svetlé vápence wettersteinského typu v nadloží s dolomitmi – ladin, pričom dolomity južne od Poník by mohli patriť už karnu (resp noru?). Tieto sú zároveň aj doteraz najmladšie známe členy príkrovu Drienka. Strednotriasové horniny boli študované aj z hľadiska rozšírenia mikrofácií (M. VEDEJOVÁ 1968).

Po vyvrásnení príkrovov vzniklo mohutné pásmo karbonatických brekcií a zlepencov už skôr popísaných. Ide o polymiktné brekcie tvorené úlomkami rôznych typov vápencov, dolomitov, pieskovcov a bridlíc. Ich spodná veková hranica je daná zistením úlomkov zo Saccosoma sp. typickým pre kimeridž (M. DAŇOVÁ 1968). Tomuto súvrstviu pripisujeme sedimentárny pôvod a vrchnokriedový až spodnopaleogénny vek (I. KRAVJANSKÝ, M. SLAVKAY 1966, M. SLAVKAY a kol. 1968).

Paleogén bol v území dokázaný len západne od Poník, kde sa vyskytuje relikt pánvičky s karbonatickými zlepencami v ktorých sú numulity a s numulitovými vápencami stredného eocénu (J. BYSTRICKÝ 1964).

Neogénne sedimentárne a vulkanogénne horniny zasahujú do územia zo severnej a severozápadnej časti Poľany. Vypĺňajú depresie predneogénneho reliéfu a tvoria relikty v poklesnutých kryhách. Na jeho stavbe sa podieľa štrková formácia na báze — spodný miocén, vulkanogenno-sedimentárna formácia — torton až sarmat a mladšia štrková formácia — stredný až vrchný pliocén (J. LOSERT 1963). Vo vulkanogenno-sedimentárnej formácii sa vyskytuje ložisko diatomitov a pri Dúbravici aj vrstvičky uhlia. Južnú časť územia buduje komplex vulkanogenných hornín Poľany, ktorý bližšie popísal J. HÚSENICA (1958, 1968), (obr. č. 1).

SCHÉMATICKÁ ŠTRUKTÚRNE-TEKTONICKÁ MAPA ÚZEMIA SEVERNE OD POĽANY.
(Prevzaté z geol. mapy 1:200 000, západná časť upravená podľa M. Slavkaya a kol. 1968).



Obr. č. 1.

Vysvetlivky:

1 Kryštalinikum kraklovskej zóny 2 Kryštalinikum ľubietovskej zóny 3 Perm v celku 4 Telesá permského vulkanizmu 5 Spodný trias v celku 6 Séria Veľkého Boku 7 Krížňanská jednotka 8 Chočský príkrov 9 Príkrov Drienka 10 Súvrstvie karbonatických brekcií a zlepencov 11 Neogén v celku 12 Tektonické línie, 3—5 obal kraklovskej a ľubietovskej zóny

Celé územie je tektonicky silne porušené. V prvom rade sú to plochy diskontinuity medzi tektonickými jednotkami prvého radu, t. j. medzi príkrovmi. Ďalej veľmi významná tektonická línia Čertovice *SV–JZ* smeru oddeľujúca zónu ľubietovskú od krakľovskej (V. ZOUBEK 1960) a s ňou subparalelné línie nižších radov prebiehajúce hlavne v okolí Ľubietovej. Menej sú zastúpené tektonické línie *SZ–JV* smeru. Pre naše územie sú dôležité poruchy *V–Z* smeru hlavne z hľadiska väčších amplitúd poklesov radu 100 m. Najpočetnejšie a najmladšie sú poruchy *S–J* smeru s rôznou amplitúdou poklesov radu 10–100 m. Poruchy *V–Z* a *S–J* smeru sú dôležité tiež z hľadiska prívodných ciest a kumulácie rudných komponentov.

Podľa výskytu rudných kumulácií sa zdá, že dochádza ku koncentrácii určitých kovov v určitých prostrediach a podľa toho ich môžeme v území deliť na ložiská:

1. Fe rúd, umiestnené v silikátových horninách obalu ľubietovskej zóny.
2. Cu rúd, ktoré využili silikátové prostredie príkrovov i obalu ľubietovskej zóny.
3. Pb-Zn rúd, koncentrujúce sa hlavne v karbonatických horninách príkrovov.

Prvé dve skupiny patria medzi ložiská žilného typu, kým v poslednej sú ložiská kombinované, žilnikovo-impregnačné z časti metasomatické, s veľmi nepravidelnou konfiguráciou rudných telies a variabilným obsahom úžitkového prvku. Všetky uvedené druhy možno považovať za ložiská epigenetické a hydrotermálne.

V posledných desiatich rokoch sme preskúmali druhú (ložisko Farbište), ale hlavne tretiu skupinu ložísk (Drienok), (M. SLAVKAY A KOL. 1968). Po skončení a vyhodnotení prác sme dospeli k výsledkom, ktoré svojím významom presahujú rámec skúmaných ložísk a môžu orientačne slúžiť aj pri prieskume iných oblastí. Jedným z najdôležitejších poznatkov je zistenie závislosti mineralizačných prejavov na zlomovej tektonike pokriedového veku, hlavne *S–J* smeru, ktorá porušuje násunové línie príkrovov. Pritom sú ložiská Pb-Zn lokalizované ako v príkrove Drienka (ložisko Drienok), tak, v chočskom príkrove (výskyt vo Veľkom Plavne a ložisko Stráža). Na uvedené zlomové línie sa viažu aj ďalšie prejavy mineralizácie ako dolomitizácia, silicifikácia a chloritizácia. Pri detailnom geochemickom výskume hornín a mylonitu porúch sme zistili, že v poruchách rapídne stúpa obsah As, Li, Mo, V, Cr, Ga a B, čo pripisujeme prínosu látok rudonosnými roztokmi (I. KRAVJANSKÝ, M. SLAVKAY 1966). Ďalším dôležitým poznatkom je spätosť mineralizácie s určitým mikrofaciálnym prostredím. Tak dolomitizácia, ako počiatočné štádium mineralizácie, postihla hlavne vápence guttensteinského typu patriace mikritovej mikrofácii. Sparity už neboli dolomitizované tak intenzívne. Podobne aj zrudnenie sa obmedzuje v prevažnej miere na epigeneticky dolomitizované mikrity a dolomikrity a len v malej miere sa vyskytuje aj v nedolomitizovaných horninách (v miestach, ktoré neboli postihnuté činnosťou roztokov nižšie uvedenej dolomitovej periódy).

Na ložisku Drienok som na základe intermineralizačnej tektoniky vyčlenili 4. prínosové periódy: dolomitová, pyrit-galenitová, mladšia galenitová a tenantitová. Tenantitová perióda ako najmladšia sa obmedzuje nielen na ložisko Drienok, ale tvorí ďalšie menšie výskyty, medzi ktoré patrí ložisko Farbište (M. SLAVKAY 1965a).

Usporiadanie výskytov Cu rúd, ktoré ležia v úzkom pásme je *ZJZ–VSV* smeru. Počnúc ložiskom Drienok, cez výskyty pri JRD Poniky, Skálí, ložisko Farbište s výskytmi v údolí Driekyne, pokračuje pásmo cez ložisko v Ľubietovej až do doliny Przačová (obr. č. 2). Žily týchto ložísk majú spoločnú charakteristickú črtu a to prevažne *JZ–SV* smer a sklon k *JV*. Je to viac ako nápadné tobôž vtedy, keď uvážime, že ložisko Drienok je v karbonátoch stredného triasu, Farbište v kampilských vulkanogénnych horninách príkrovu Drienka, kým ložiská v okolí Ľubietovej v permských sedimentoch. Tiež vtedy, keď si uvedomíme, že ložiská sú umiestnené v enormne tektonicky postihnutom pásme so zlomami prebiehajúcimi *V–Z* a *S–J* smerom. Ich minerálne zastúpenie je tiež podobné.

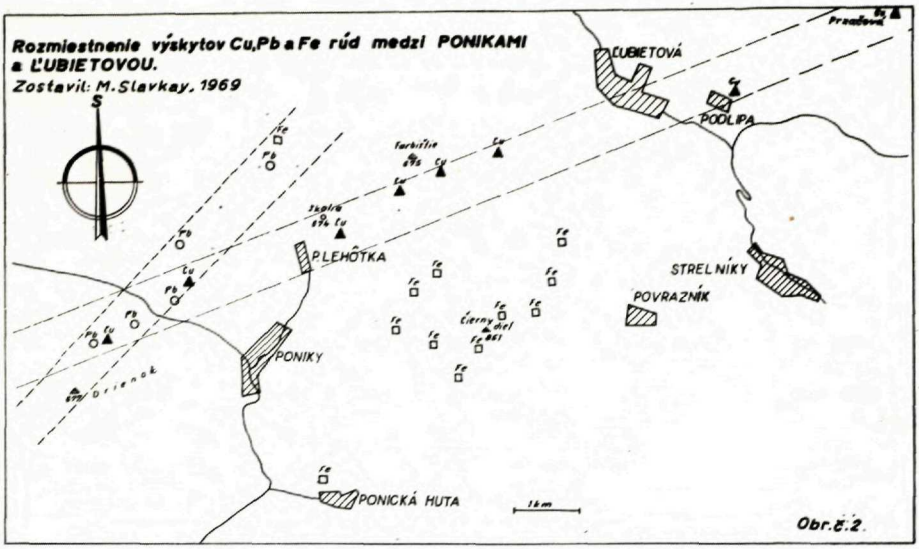
Farbište: kremeň–chalkopyrit–tenantit–pyrit–baryt.

Ľubietová: kremeň–chalkopyrit–tetraedrit–pyrit–ankerit–siderit.

Najpravdepodobnejšie budú mať uvedené ložiská spoločný pôvod. Predpokladám, že prínos nastal na hlboko založenom zlome, ktorý je dnes prikrytý mladšou stavbou a s povrchom komunikoval len prostredníctvom mladších pokriedových porúch. Hlavne ložisko v Ľubietovej, ktoré sa na základe analógie s ložiskom špaňodolinským považuje za permské a dáva do súvisu s permským vulkanizmom (I. ČÍLÍK, J. ILAVSKÝ, K. URBAN in J. SLÁVIK a kol. 1967), bude pravdepodobne mladšie než za aké sa dnes považuje. Uvedené pozorovania skôr nabádajú k domnienke pokriedového veku. Lineárne usporiadanie a výskyt Cu ložísk v príkrove Drienka, by sa mohlo vysvetliť aj regeneráciou (to by znamenalo, že ľubietovské ložisko pokračuje na západ pod príkrovy). To je však zatiaľ nedokázané a veľmi nepravdepodobné, pretože v príkrove Drienka sú Cu ložiská tvorené sulfosoľami. Či už ide o prvý alebo druhý prípad, netreba túto otázku púšťať zo zreteľa najmä teraz, keď sa vo svete zvyšuje dopyt po Cu a jej cena stále rastie. Vzhľadom na to, že ľubietovské ložisko vykazovalo v určitých obdobiach značnú produkciu a že v širšom okolí sú ďalšie výskyty Cu, treba celú oblasť považovať za perspektívnu. Bolo by preto vhodné v tomto území vykonať vyhľadávací geologický prieskum a prešetriť hlbšie štruktúry a vhodné litofaciálne horizonty, na ktoré by mohlo byť zrudnenie viazané (najmä perm vo fácii verukána).

Ako som už prv spomínal, tektonické línie, na ktoré sa viažu výskyty Pb-Zn zrudnenia a ďalšie prejavy mineralizácie, sú hlavne severojužného smeru. Pritom prebiehajú celým územím a na juhu zasahujú do komplexu neogenných vulkanogénnych hornín Poľany. Táto oblasť je zatiaľ len málo preskúmaná, ale aj napriek tomu sú známe prejavy mineralizácie. Je to hlavne výskyt rumelky v šlichoch asi 5 km severne od Detvy (J. VALACH 1965), indície polymetalického zrudnenia centrálnej časti Poľany (J. HÚSENICA 1958) a iné. Keď uvážime charakter a rozsah mineralizácie a indícií, či už v predneogénnych horninách vynárajúcich sa spod vulkanitov Poľany alebo priamo v areáli Poľany, a tektonickú stavbu celého územia, vidíme, že sa tu črtá reálna možnosť výskytu vhodných štruktúr a tým aj možnosť výskytov rudných surovín. Myslím, že z hľadiska potenciálnych možností môžeme považovať túto oblasť za vhodnú pre komuláciu rudných i nerudných komponentov.

Pre úspešný prieskum v oblasti stredoslovenských neovulkanitov a ich predpolia podloží treba ešte zodpovedať niektoré základné otázky týkajúce sa hlavne periférnych území a podložia neovulkanitov a tak aspoň priblížiť



Obr. č. 2.

ich poznanie na úroveň poznania takých území ako je Banská Štiavnica a širšie okolie Poník. K dosiahnutiu toho by bolo vhodné urobiť nasledujúce práce:

1. Overiť domnienku o existencii mineralizácie pod ložiskom Drienok v chočskom príkrove a krížňanskej jednotke (realizovať vrt PO-4).
2. Odobrať a vyhodnotiť šlichy v oblasti neovulkanitov Poľany (tým vlastne dokončiť šlichový prieskum severnej časti stredoslovenských neovulkanitov), zároveň z výsledkov vyhotoviť mapy rozšírenia jednotlivých úžitkových minerálov a vyčleniť ich anomálne oblasti.
3. Dokončiť geologické mapovanie predterciérnych útvarov územia medzi Ráztočnom a Sklenným a urobiť geologické mapovanie v oblasti Veľkého Poľa a Kremnického pohoria s podrobnejším vyčlenením mikrofaciálnych typov, s drobnotektonickou i megatektonickou analýzou s konečným aspektom riešenia štruktúr a prostredí v podloží neovulkanitov.
4. Vykonať detailnejší geofyzikálny prieskum podložia neovulkanitov v okrajových častiach s hlavným zreteľom na sledovanie štruktúr a prostredí, ktoré sa pod tento komplex ponárajú.
5. Urobiť niekoľko orientačných vrtov v kľúčových oblastiach pre získanie poznatkov o stavbe územia a overenie doteraz známych geofyzikálnych výsledkov.
6. Dôležité štruktúry skúmať z hľadiska prínosu komponentov (z odkryvov v obidvoch krídlach poruchy i z pôdy). Podrobiť geochemickému výskumu tiež všetky odkryvy v mapovaných oblastiach a určiť geochemickú charakteristiku jednotlivých typov hornín, stratigrafických horizontov a tektonických jednotiek. V prípade zvýšených obsahov úžitkových i sprievodných prvkov vyhodnotiť ich anomálne obsahy a hľadať súvis s primárnou resp. sekundárnou aureolou rozptylu.

7. Vykonať syntézu dosiahnutých výsledkov a na tomto základe vypracovať projekt pre detailný prieskum anomálnych oblastí z hľadiska ich ekonomického využitia.

Na záver chcem pripomenúť, že stúpajúci trend cien Ag a Cu rúd a vysoká cena Hg by mali zvýšiť záujem o prieskum týchto surovín najmä teraz, keď je po nich zvýšený dopyt na svetovom i domácom trhu.

Doručené 21. 7. 1969
Lektoroval: dr. Vlastimil Konečný

Geologický prieskum n. p.,
Spišská Nová Ves
Geologické stredisko Banská Bystrica

Literatúra.

Biely A., 1961: Poznámky ku geológii mezozoika „koreňových" zón veporíd. — Geol. práce, správy 21. Bratislava.

Bystrický J., 1964: Stratigrafia a vývin triasu série Drienka. — Správy o geol. výskumoch v r. 1963, Slovensko.

Bystrický J., 1964: Stratigrafia a Dasycladacea triasu série Drienka. — Archív GP n. p. Spiš. Nová Ves.

Bystrický J., 1966: La Stratigraphie et les Dasycladacies du Trias moyen de la serie du Drienok. — Geol. sbor. XII, 2. Bratislava.

Daňová M., 1963: Správa o výskume súvrstvia karbonátových brekcií v okolí Poník. — Archív GP n. p., Geol. stredisko B. Bystrica.

Hovorka D., Slavkay M., 1966: Pikrit od Poník. — Geol. práce, Správy 39, Bratislava.

Húsenica J., 1958: Príspevok ku gelogickej stavbe polygennej sopky Poľany. — Geol. práce, Správy 49, Bratislava.

Húsenica J., 1968: Geologicko—petrografické a petrochemické pomery hornín z oblasti Poľany.— Zborník Slovenského banského múzea, IV, Bratislava.

Jaroš J., 1965: Tektonický charakter križňanské jednotky v okolí Banské Bystrice. — Geol. práce. Správy 35. Bratislava.

Jaroš J., 1967: The Homeland of the Križna Nappe in the West Carpathians. — Carpatho—Balkan Geological association, VIII Congres. Geotectonics. Belgrade.

Kravjanský I., Slavkay M., 1966: Stav preskúmanosti na ložisku Drienok a problémy ďalšieho riešenia. Stav k 1. V. 1966. — Geofond GP n. p. Spiš. Nová Ves.

Losert J., 1963: Geologie a petrografie záp. části Iubietovskej zóny a přílehlého subtatrika. — Rozpravy ČSAV, soš. 12, roč. 73. Praha.

Maheľ M. a kol., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geol. mape ČSSR 1:200.000, listu M-34-XXVI, Banská Bystrica. ÚÚG Bratislava.

Slávik J. a kol., 1967: Nerastné suroviny Slovenska. — Bratislava.

Slavkay M., 1964: Petrografia vulkanických a niektorých sedimentárnych hornín spodného triasu. — Správy o geol. výskumoch v r. 1963. Slovensko. Bratislava.

Slavkay M., 1965: Vulkanogenné horniny mezozoika na okolí Poník. — Časopis pro min. a geol.. X, č. 3. Praha.

Slavkay M., 1965a: Geologicko-ložiskové pomery Drienku a jeho okolia. — Diplomová práca, archív PFUK, Bratislava.

Slavkay M. a kol., 1968: Poniky Pb rudy. Záverečná správa z etapy vyhľadávacieho prieskumu a výpočet zásob so stavom k 30. XI. 1968. — Geofond GP n. p. Spiš. Nová Ves.

Valach J., 1965: O možnosti existencie ďalších zrudnení v stredoslovenských neovulkanitoch. — Geol. průskum č. 3. Praha.

Vedejová M., 1968: Stratigrafia a lithológia karbonatických členov triasu okolia Poník (príkrov Drienka). — Diplomová práca. Archív PFUK Bratislava.

Vozár J., 1965: Metamorfované mezozoikum v západnej časti veporíd. — Geol. práce, Správy 35. Bratislava.
Zoubek V., 1931: Les montagnes du Vepor dans les environs de Podbrezová. Knižnica SGÚ XIII. Praha.

Problems of the Geological Prospection in the Basement of NE part of Central–Slovakian Neovolcanites from the View of Raw–Material Occurrences.

M. SLAVKAY

Résumé

The area eastwards of Banská Bystrica and northwards of Poľana Mts. consists of several tectonic units, e. g.: Krakľová and Ľubietová zones including a folded Mesozoic formation known as the Moses' hill syncline (V. Zoubek, 1931), Krížna unit with Middle–Triassic and Neocomian rocks, Choč nappe extending from Middle Triassic to Norian, and Drienka nappe represented by rocks from Carboniferous to Carnian or Norianage. The rocks are predominantly carbonatic, including sporadical clastic sediments. The folding of nappes was followed by the rise of carbonatic breccia beds (Upper–Cretaceous–Lower–Palaeogene), covered with the contact of Mesozoic members with the Ľubietová zone mantle.

Younger formations are represented by Nummulite limestones and conglomerates (Palaeogene relicts), sedimentary and volcanogene Neogene rocks, and partly also Quaternary sediments.

The region under discussion was subject to strong tectonical deformation. Most conspicuous are thrust planes of nappes, and tectonic lines subparallel with the tectonic line of Čertovica (NE–SW striking) separating Ľubietová and Krakľová zones. From our standpoint most important are E–W and N–S striking faults, with subsidence amplitudes 10–100 m. Most important is the determination of the dependance of mineralization effects upon the post – Cretaceous fault tectonics.

Deposits may be divided into three groups in this region:

1. Deposits of Fe-ores in silicate rocks of Ľubietová zone mantle,
2. Deposites of Cu-ores in silicate rocks of nappes and Ľubietova zone mantle.
3. Deposits of Pb-Zn ores in carbonate rocks of nappes.

In this region there is a conspicuous arrangement of Cu-ores occurrences into the belt of WSW–ENE striking extending from Drienok deposit through Farbište, Ľubietová to Przačová valley. The first six occurrences are in Drienka nappe, while Ľubietová and Przačová – in the Permian mantle of Ľubietová zone.

If we consider the fact, that the occurrences are situated in a tectonically strongly affected zone and that they have similar mineralogical composition, then we may suppose their common origin and expect ore-accumulations below nappes, mainly in rocks of the verruccano facies.

A similar situation is in a complex of volcanogene rocks in Poľana Mts.: there are suitable structures and environments for ore-accumulations

Near Detva also Hg inditions and in central Poľana Mts. polymetallic ore-mineralization were found, by which the above quoted supposition was supported.

The geological prospection should be concentrated on these problems, especially where there is a raising trend in the price of Ag and Cu ores, and a high price of Hg in home and foreign markets.

MINERALIA SLOVACA ROČ. I., (1969) č. 3.–4.

Skarnové ložiská v oblasti štiavnického ostrova

FRANTIŠEK ZÁBRANSKÝ

Abstract

Dans la région de Banská Štiavnica, outre les gisements polymétalliques sulfurés dont la genèse est liée au volcanisme néogène, se trouvent aussi les gisements du type skarn riches en magnétite. Ces gisements se sont formés au cours du processus métasomatique sur le contact de l'intrusion granodioritique avec les roches carbonatées rapportées au Paléozoique supérieur et au Mésozoique. Dans la contriú bution présentée, les conditions géologiques de la genèse des gisements du type skarn et la position géologique des différents skarns sont discutées.

V oblasti štiavnického ostrova medzi rudnými ložiskami možno odlíšiť dve vekove aj geneticky odlišné skupiny:

1. Skarnové ložiská – horečnaté a vápenaté s prevládajúcim magnetitovým, prípadne magnetit – hematitovým zrudnením, ktoré vznikli kontaktne metasomatickým pochodom na kontaktoch banatitovej granodiorit – dioritovej intrúzie s karbonátovými horninami mladšieho paleozoika, hlavne však mezozoika,
2. Hydrotermálne a hydrometasomatické polymetalické sulfidické ložiská, geneticky viazané na neogénny subsekventný vulkanizmus.

Charakter hydrotermálnych a hydrometasomatických ložísk je pomerne dobre známy z početných publikácii mnohých autorov, čo súviselo s intenzívnym dobývaním týchto ložísk.

Naproti tomu skarnovým ložiskám nevenovala sa väčšia pozornosť aj keď tieto pre svoj obsah magnetitu boli v minulosti pomerne intenzívne dobývané.

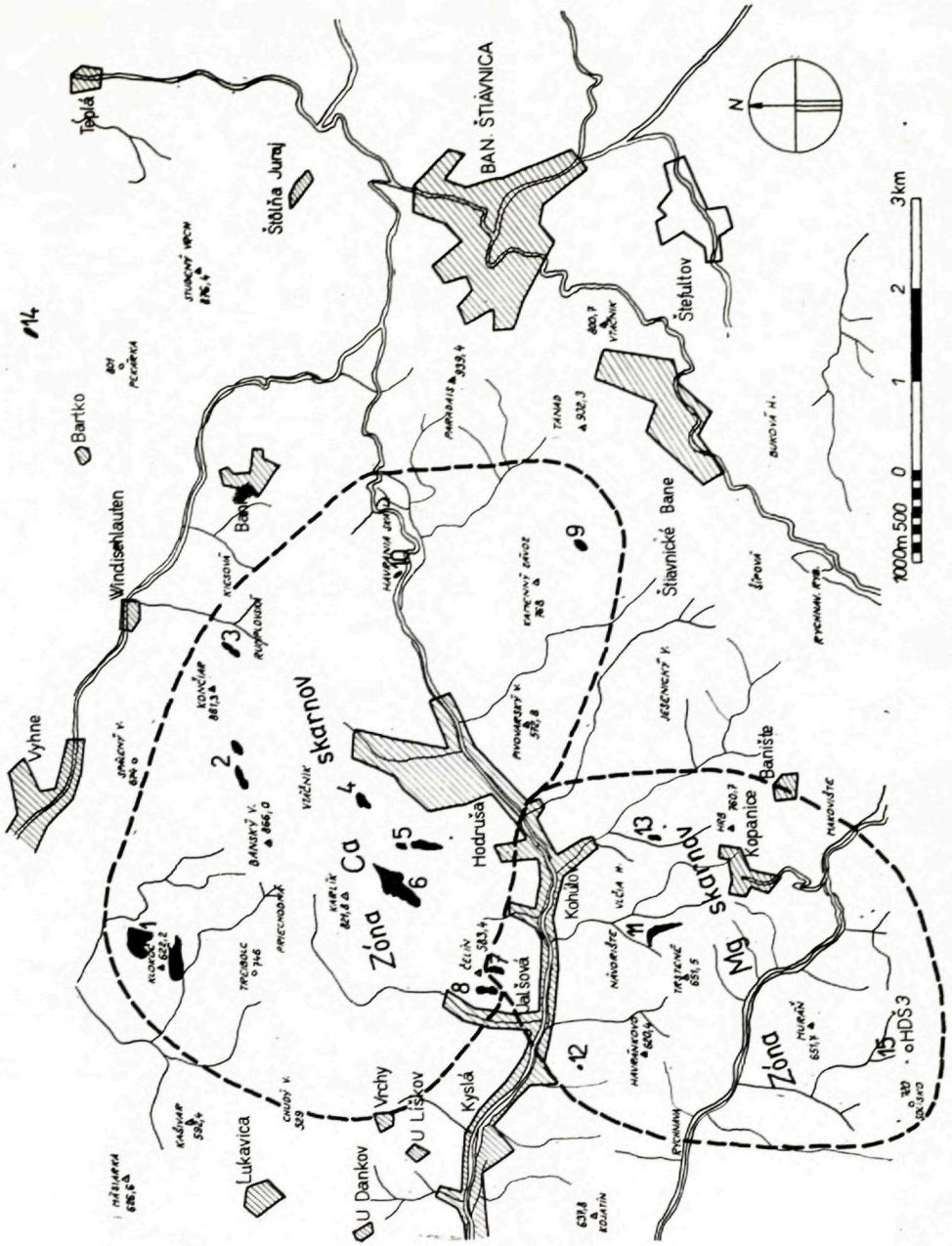
Takmer všetky známe skarnové výskyty s magnetitom, ktoré vychádzajú na povrch, boli v minulosti preskúmané a väčšina z nich bola v povrchových, ľahko dostupných častiach dobývaná.

Je viac ako pravdepodobné, že založenie a rozvoj vyhnianskeho železiarskeho priemyslu priamo súvisí s ložiskami magnetitu vyskytujúcimi sa v okolí Vyhieň (Klokoč, Alžbeta). Dobývali sa však aj vzdialenejšie výskyty: pod Karlíkom, Čelín, Raková, pri Michal šachte, ba dokonca aj v okolí Kopanic (U Vápna – Železná hora).

Napriek tejto skutočnosti, v súborných prácach J. PETTKA (1853), F. F. ANDRIANA (1866), J. SZABÓ (1878, 1879, 1884) a H. BÖCKA (1901), zaoberajúcich sa geologicko-ložiskovými problémami štiavnického ostrova, nie je venovaná nijaká pozornosť výskytom magnetitu ba ani kontaktne metamorfovaným horninám.

Na jestvovanie kontaktnej metamorfózy v oblasti štiavnického ostrova prvý poukázal M. V. LIPOLD (1867). Za pôvodcu metamorfózy devonských (?) a hádam aj triasových hornín označil dacit. Kontaktné účinky „syenitu" (granodioritu) na karbonátoch z Kohútovej doliny a s nimi spojený vznik fassaitu popisuje G. RATH (1877) a po ňom J. SZABÓ (1891). J. ŠALÁT (1950, 1954) správne poukázal na rozšírenie kontaktnej metamorfózy a metasomatózy

MAPA SKARNOVÝCH VÝSKYTOV V OBLASTI ŠTIAVNICKÉHO OSTROVA



LEGENDA:

ZNÁME VÝSKYTY SKARNOV: 1 — Klokoč-Treibolc, 2 — Alžbeta, 3 — Rumplovská, 4 — Michal, 5 — Raková, 6 — Pod Karlíkom, 7 — Čelín juh, 8 — Čelín západ, 9 — Rozália, 10 — Laura, 11 — U vápna-Železná hora, 12 — Havránkovo, 13 — Kohútovo, 14 — Handrlová, 15 — Zlatno-HDŠ-4.

v celej oblasti štiavnického ostrova, na jej súvis s granodiorit-dioritovou intrúziou, ako aj na jej priemyselný význam v podobe skarnov s magnetitovým zrudnením.

Po roku 1954 začal sa na niektorých skarnových výskytoch systematický geologický prieskum (Klokoč, Treibolc a i.). Výsledky tohoto prieskumu umožnili získať obraz o charaktere skarnových telies s magnetitom a ich priestorovom rozsahu.

V súčasnosti, po vykonaní prieskumných prác a na základe výsledkov podrobného geologického mapovania, poznáme 15 výskytov skarnov so zrudnením.

Stručná geologicko-ložisková charakteristika skarnových výskytov

Všetky známe výskyty skarnov s magnetitom sú uvedené na obr. 1. Ich charakteristika bude podaná v poradí, ako sú označené na uvedenom obrázku.

Klokoč — Treibolc (1). Ložisko sa nachádza v blízkosti Vyhien, v doline Čubernovo na SZ krídle hodrušskej elevácie — granodioritového masívu Karlíka. Geologická pozícia ložiska od podložia do nadložia je nasledovná: a) granodiorit, v okrajových častiach granodioritového telesá sú nepravidelné telesá dioritu a aplitu; b) vyhňanská drvená žula, blízko kontaktu s granodioritom zmenená v aplitickú žulu; c) priaznivé — ložiskové súvrstvie miestami až 200 m hrubé, pozostávajúce z bielych, sivých až tmavosivých dolomitických vápencov, príp. rauwakov, s vložkami zelených alebo tmavých ílovitých bridlíc, ako aj šošoviek bezrudných a zrudnených skarnov magnetitu. Vyššie prichádzajú zelenkavé ílové bridlice s polohami anhydritu, ílovito-piesčité bridlice, pieskovce a ružovkasté kremence. Uvedené súvrstvie bolo predbežne pričlenené ku keupru krížňanskej jednotky (L. ROLOŽNÍK 1966; L. ROZLOŽNÍK — F. ZÁBRANSKÝ, 1968); d) lokálne vyvinuté približne 10 m hrubé súvrstvie karbónu v podobe arkozovitých zlepencov, pieskovcov a piesčitých bridlíc; e) súvrstvie pestrých bridlíc a pieskovcov werfénu až 100 m hrúbky (súvrstvie *d* a *e* boli predbežne pričlenené k chočskej jednotke).

Súčasťou profilu ložiska Klokoč — Treibolc sú početné žily (1—10 m hrubé) granodiorit-porfyritu, ktoré predstavujú apikálne časti veľkého granodioritového telesa. Tieto prenikajú drvenú žulu a súvrstvia *c* až *e* a často vychádzajú až na povrch. Žily granodiorit porfyritu zohrali pri vzniku skarnov významnú úlohu. (F. ZÁBRANSKÝ, 1966).

Samotné ložisko Klokoč je tvorené dvoma šošovkami, z ktorých hlavná šošovka má približne 500 m dĺžku a hrúbku od 1—35 m; druhá šošovka (Klokoč—západ) má dĺžku približne 300 m a hrúbku od 1—10 m. V *SV—JZ* pokračovaní ložiskového pásma sa nachádzajú ďalšie tri šošovky (Treibolc východ, stred a západ), z ktorých šošovka východ a západ majú smernú dĺžku približne 300 m a hrúbku od 1—50 m; šošovka stred má malú smernú dĺžku, maximálnu hrúbku až 50 m (S. GAVORA, 1966). Uvedené šošovky boli podrobené prieskumu v samostatnej etape a preto sú vyhodnotené ako samostatné ložisko.

Skarnové šošovky, ako aj celý vrstevný sled prenikajú dajky dacitov, ktoré sú v oblasti ložiska Klokoč — Treibolc preukázateľne poskarnové.

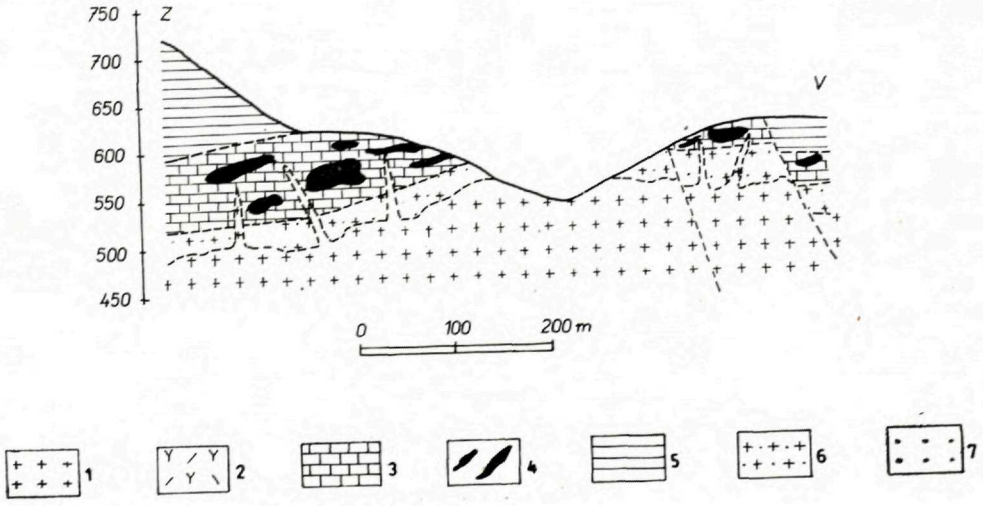
Ložisko Alžbeta (2) sa nachádza východne od Klokoča v údolí Hodrušky a sčasti aj v jeho vetve — Sýkorovej doline v blízkosti štôlne Alžbeta (Elisabeth). Geologická pozícia ložiska Alžbeta je znázornená na schématickom

profile (obr. 2). Priaznivé ložiskové pásmo o hrúbke 50—150 m pozostáva zo svetlých dolomitických vápencov a sivých dolomitov, nachádzajúcich sa tektonicky na aplitickej žule. Ložiskové pásmo, ako aj aplitická žula sú prestúpené početnými žilami granodiorit porfyritu. Skarny s magnetitovým zrudnením sa nachádzajú v niekoľkých menších šošovkách v karbonátovom súvrství, ktoré bolo predbežne pričlenené k strednému triasu krížňanskej jednotky (L. ROZLOŽNÍK – F. ZÁBRANSKÝ, 1968).

Východne od ložiska Alžbeta sa nachádza výskyt **Rumplovská** (3). Priaznivé ložiskové karbonátové súvrstvie je obdobného charakteru a veku ako ložisko Alžbeta. Skarny s magnetitovým zrudnením vytvárajú malé šošovky a boli zistené v štôlni Jozef Calasant a z povrchu vysledované šachtičkami. V blízkosti výskytu prebieha hydrotermálna žila Benedikti s prevahou kýzových minerálov v jej výplni.

Výskyt pri hodruskej Michal šachte (4) sa nachádza na JV krídle hodrušskej elevácie. Výskyt je malých rozmerov, obmedzený na kryhu dolomitických vápencov a dolomitov v granodiorite, ktoré boli na kontakte zmenené na skarny s magnetitovým zrudnením.

Výskyt v ústí doliny Rakovej (5) je taktiež malých rozmerov. Podložie výskytu tvorí granodiorit a na ňom spočíva málo hrubá poloha svetlých dolomitických vápencov, ktoré sú v blízkosti kontaktu premenené na skarny s mag-



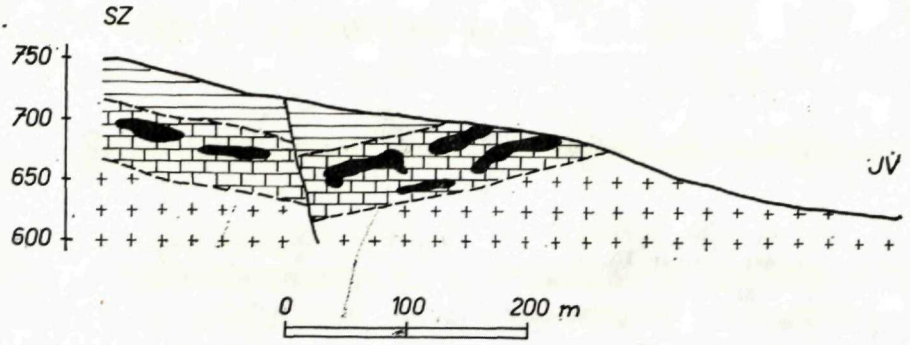
Obr. 2. Schématický profil ložiska Alžbeta.

Vysvetlivky k obrázkom č.: 2, 3, 4, 5.

1. Granodiorit amfibolicko-biotitický, granodiorit-porfyrit
2. Dacit amfibolicko-biotitický.
3. Dolomitické vápence a dolomity, pestré bridlice a sádrovce (krížňanská jednotka).
4. Skarny so zrudnením.
5. Kremence, pestré bridlice a pieskovce seis, chočská jednotka.
6. Aplitická žula.
7. Kremence-spodný trias, chočskej jednotky.

netitovým zrudnením. V nadloží prichádzajú kremence, pieskovce a pestré bridlice werfénu chočskej jednotky.

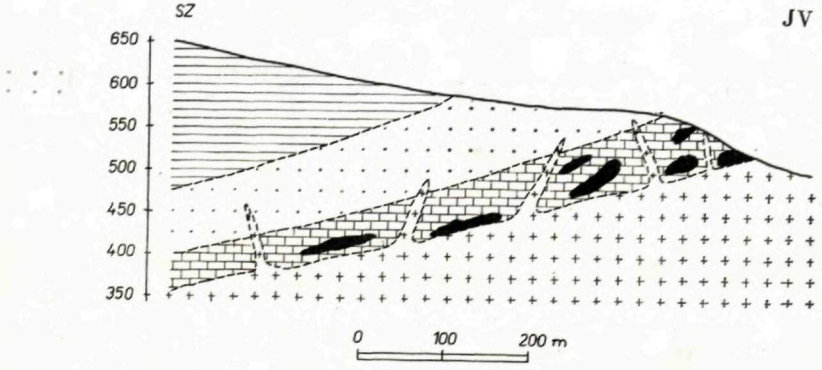
Ložisko pod Karlíkom (6) je vlastne pokračovaním predošlého výskytu, od ktorého je oddelené erozívne. Je však podstatne rozsiahlejšie a lepšie odkryté. Geologická pozícia ložiska je obdobná ako pri výskyte v doline Rakovej a je znázornená na schématickom profile (obr. 3). Ložisko pod Karlíkom bolo veľmi intenzívne dobývané už pred XVI. storočím.



Obr. 3. Schématický profil ložiska pod Karlíkom.

Výskyt Čelín — juh (7) predstavuje erozívnu kryhu kontaktného plášťa granodioritu severne od úpravne rúd v Banskej Hodruši. Kryha strednotriasových vápnitých dolomitov na kontakte s granodioritom a dioritom bola skarnizovaná za vzniku forsteritových skarnov, neskoršími premenami zmenených na ofikalcitové horniny s magnetitom.

V západnom pokračovaní asi 300—400 m od uvedeného výskytu sa nachádza malý výskyt **Čelín — západ** (8). Má podobnú geologickú pozíciu ako predošlý výskyt. Ložiskové pásmo je prenikané mohutnou dacitovou dajkou. Biele a sivé dolomitové vápence boli v okolí kontaktu s granodioritom zmenené na vápenaté, granát-pyroxénové skarny s magnetitom.



Obr. 4. Schématický profil ložiska „U Vápna" — Železná hora.

Výskyt pri žile Rozália (9) bol objavený pri sledovaní žily Rozália na 6. horizonte. Nachádza sa *JV* od meračského bodu č. 46 a pozostáva zo šiestich malých šošoviek vápenatých skarnov s magnetitom. Skarny vznikli kontaktne metasomatickým pochodom v okolí granodioritu s bielymi kryštalickými vápencami a vložkami zelených ílových bridlíc. Granátové skarny sú silne zrudnené magnetitom vo forme liatych rúd.

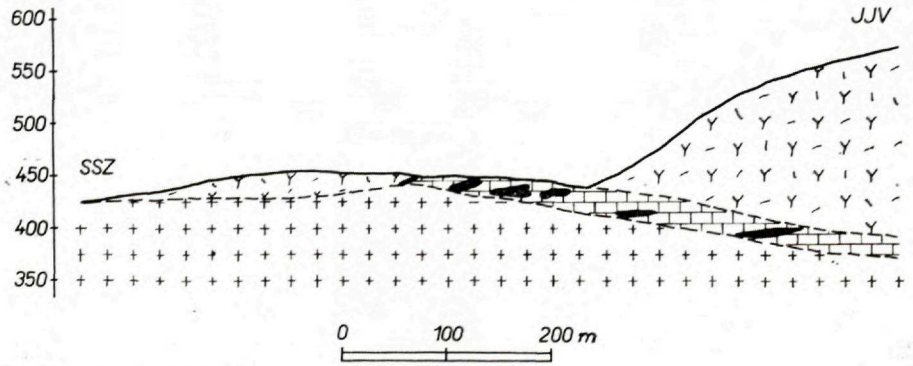
Výskyt v štôlni Laura (10) bol objavený pri prieskumných prácach na Medenej žile v okolí Hodrušského rybníka (S. POLÁK, 1963). Pyroxén-granátové skarny s dvoma polohami magnetitu tu vznikli na kontakte granodioritu so svetlými vápencami, patriacimi pravdepodobne kampilu chočskej jednotky. Polohy skarnov s magnetitom sú plošne malých rozmerov.

Ložisko v oblasti „U Vapna" – Železná hora (11) sa nachádza v blízkosti Kopaníc na S svahu Trsteného. Pomenovanie ložiska je podľa zaužívaných názvov miestnym obyvateľstvom. Pozícia ložiska je podmienená kontaktom granodioritu, granodiorit porfyritu s bielymi a sivými, silne prekryštalizovanými dolomitickými vápencami až dolomitmi stredného triasu. V okolí kontaktu vznikli v dĺžke 200–300 m typické horečnaté skarny s magnetitom. Geologická pozícia ložiska je znázornená na schématickom profile (obr. 4).

Malý výskyt na severnom svahu Havránkova (12) má obdobnú pozíciu ako predošlý výskyt. Dolomitické vápence na kontakte s granodioritom boli kontaktne metasomaticky zmenené na granát-pyroxénové skarny s magnetitom.

Výskyt v Kohútove (13) sa nachádza v bočnom údolíčku ústiacom do Kohútovskej doliny (v práci J. ŠALÁTA (1954) označenom ako Úškrtová dolina). Ide o klasickú lokalitu fassaitu a pleonastu, uvádzanú v prácach G. RATHA (1877) a J. SZABA (1891). Malý výskyt fassaitového horečnatého skarnu s nevýrazným magnetitovým zrudnením sa nachádza na kontakte kryhy dolomitických vápencov a dolomitov s granodioritom. Schématický profil kontaktnej zóny je znázornený na obr. 5.

Výskyt v doline Handerlová (14) sa nachádza na kontakte dolomitických vápencov a dolomitov s mohutnou dajkou granodiorit porfyritu. V okolí kontaktu je prítomná úzka zóna vápenatých skarnov so zachovalými reliktami horečnatých skarnov. Magnetitové, resp. hematitové zrudnenie na tejto lokalite je zastúpené v podradnom množstve.



Obr. 5. Schématický profil výskytu v Kohútove.

Výskyt v doline Zlatno (15) nevychádza na povrch. Je známy iba zo štruktúrneho vrtu (HDŠ-3) situovanom v uvedenej doline. Vrtom sa prevŕtalo pod pokrovom pyroxenicko-amfibolických ± biotit andezitov hrubé, pravdepodobne permské súvrstvie, pozostávajúce z ílovitých a piesčitých bridlíc pestrých farieb s rôzne hrubými polohami kryštalických vápencov a dolomitov, ako aj polohami špinavobielych anhydritov. Uvedené súvrstvie je pomerne často poprenikané rôzne hrubými dajkami granodiorit porfyritu. Tieto, pri prenikaní karbonátovými horninami, spôsobili vo svojom okolí kontaktnú metasomatózu za vzniku horečnatých a vápenatých skarnov.

Minerálne typy skarnov štiavnického ostrova

Skarnové telesá v štiavnickom ostrove vznikli na kontakte magmatických hornín granodiorit-dioritovej intrúzie a karbonátmi s varírujúcim podielom kalcitovej a dolomitickej zložky. Ich vznik bol podmienený kontaktne metasomatickými procesmi, prebiehajúcimi za postupného znižovania temperatúry a chemickej zmeny roztokov vyvolávajúcich metasomatické javy.

Zo štúdia textúrnych a štruktúrnych znakov skarnov štiavnického ostrova vyplýva, že skarnový proces nebol jednorázový, ale predstavuje zložitý niekoľko etapový vývoj. Každej etape takéhoto vývoja odpovedala určitá asociácia minerálov.

Kontaktne metasomatické javy sa najintenzívnejšie prejavili v exokontakte. Charakter prostredia, v ktorom metasomatické javy prebiehali, bol preto silne ovplyvnený chemizmom karbonátových hornín v okolí kontaktu.

Štúdium chemizmu karbonátových hornín vyskytujúcich sa v súvislosti so skarnami ukázal, že tieto takmer vždy — okrem kalcitovej zložky — obsahujú aj zložku dolomitickú, ktorá miestami aj prevláda (výskyt vápnitých dolomitov až dolomitov).

Táto skutočnosť sa prejavila aj v minerálnom zložení jednotlivých výskytov. Podľa minerálneho zloženia, ako aj fyzikálne-chemických podmienok vzniku sa na území štiavnického ostrova v zmysle D. S. KORŽINSKÉHO (1953) vyskytujú dva typy skarnov:

1. horečnaté skarny,
2. vápenaté skarny.

Horečnaté skarny vznikli na kontakte granodioritu s karbonátmi, ktorých dolomitická zložka mala prevahu nad kalcitovou zložkou, zatiaľ čo vápenaté skarny vznikli z karbonátových hornín s prevahou kalcitovej zložky.

Pokiaľ ide o súvis vzniku oboch typov skarnov s magmatogenným vývojom granodioritovej intrúzie, pri vzniku horečnatých skarnov aktívne pôsobili magmatické („skrzmagmatické") roztoky, kým pri vzniku vápenatých skarnov pôsobili vysokotemperatúrne postmagmatické roztoky. Horečnaté skarny teda vznikli v magmatickom štádiu, zatiaľ čo vápenaté skarny v postmagmatickom štádiu.

Horečnaté a vápenaté skarny sa od seba líšia minerálnym zložením. Charakteristickými, podstatne zastúpenými minerálmi horečnatých skarnov sú: forsterit, diopsid, príp. fassait. spinel (pleonast), flogopit, magnetit a minerály serpentínovej skupiny. Zriedkavejšie sú zastúpené: wollastonit, vezuvian, gra-

nát (grossular), epidot, zoizit, klinozoizit, chlorit, mastek, tremolit, kalcit, kremeň, hematit, titanit, pyrit a chalkopyrit.

Vo vápenatých skarnoch sú podstatne zastúpené tieto minerály: granáty andradit-grossularovej skupiny, pyroxény diopsid-hedembergitovej skupiny, magnetit, epidot a zoizit. Zriedkavejšie sú zastúpené vezuvian, wollastonit, klinozoizit, hematit, skapolit, aktinolit, tremolit, flogopit, chlorit, kalcit, kremeň, apatit, titanit, serpentin, sericit, pyrit, chalkopyrit, galenit, sfalerit a markazit.

V oblasti štiavnického ostrova sú výskyty horečnatých a vápenatých skarnov priestorove oddelené. Vápenaté skarny sa nachádzajú v severnej, hlavne však v strednej časti a tvoria zónu vápenatých (Ca) skarnov. Naproti tomu horečnaté skarny sa nachádzajú v južnej časti a tvoria zónu horečnatých (Mg) skarnov (obr. 1).

Na niektorých výskytoch (Alžbeta, Handerlová a i) však pre naloženie vápenatého skarnového procesu na proces vzniku horečnatých skarnov nastalo vzájomné prekrytie.

Geologické podmienky vzniku skarnových ložísk štiavnického ostrova

Ložiská skarnového typu v oblasti štiavnického ostrova sú nepochybne spojené s granodioritovou intrúziou. Granodiorit na všetkých výskytoch vytvára kontakt s karbonátmi. Väčšinou je v porfýrovom vývoji, alebo s karbonátmi sa stýkajú žily granodiorit porfyritu. Tieto žily látkove, priestorove a časove späté s vlastným granodioritovým telesom obmedzujú sa na jeho apikálne časti. Na ložisku Klokoč-Treibolc kontakt s karbonátmi nevytvára hlavné teleso granodioritu, ale iba žily granodiorit porfyritu, ktoré predstavujú apofýzy veľkého telesa nachádzajúceho sa vo väčšej hĺbke. Žily granodiorit porfyritu boli na uvedenom ložisku, vzhľadom na ich značné sekundárne premeny, považované za andezity (S. GAVORA, 1962; S. GAVORA — S. HRUŠKOVIČ, 1963).

Nositeľom skarnov a zrudnenia je vo väčšine prípadov karbonátové súvrstvie pravdepodobne krížňanskej jednotky (anis-ladin-keuper). Je to podmienené tým, že banatitová intrúzia vo väčšine prípadov prenikla medzi kryštalický podklad a sedimentárny, väčšinou mezozoický obal. Kontaktné účinky postihujú predovšetkým spodné členy mezozoického obalu, len v miestach, kde banatitová intrúzia prenikla vyššie, sú kontaktne metamorfované aj karbonátové členy permu (vo vrte HDŠ-3), prípadne kampilské dolomitické vápence pravdepodobne chočského príkrovu (Rozália 6. horizont, štôlňa Laura).

Významným faktorom kontaktnej metasomatózy v oblasti štiavnického ostrova bol faktor tektonický. Prenikanie vysokotermálnych roztokov spôsobujúcich skarnizáciu bolo podmienené tektonickou prípravou prostredia, hlavne vznikom puklín a trhlín v oblasti kontaktu.

Z hľadiska vzniku skarnov najdôležitejšiu úlohu zohrali pukliny a trhliny nachádzajúce sa v okolí stropu granodioritovej intrúzie. Totiž granodioritová intrúzia vo všeobecnosti je voči svojmu plášťu konkordantná a preto intenzívnejší prenos roztokov na určitú vzdialenosť od kontaktu umožňovali viacmenej otvorené pukliny a trhliny nad stropom intrúzie.

Časť puklín vznikla pri príkrovovom sunutí, najväčšia časť puklín a trhlín

však vznikla účinkom samotnej granodioritovej intrúzie v období jej prenikania, kedy nastalo nadvihnutie plášťa a jeho rozlamovanie v okolí stropu intrúzie.

Je veľmi pravdepodobné, že časť väčších otvorených puklín vyplnili žily a dajky granodiorit porfyritu. Tieto žily majú zvyčajne strmý sklon a prebiehajú priečne voči kontaktu hlavného granodioritového telesa s karbonátovými horninami. Úloha týchto žíl je z hľadiska tvorenia skarnov významná z niekoľkých dôvodov. Jednak pri prenikaní karbonátovými súvrstviami značne zväčšujú stykovú plochu, zvlášť v prípade hrubších žíl, zároveň však predstavujú štruktúrny element, ktorý v dobe prenikania vysokotermálnych roztokov poskytoval jeden z najdôležitejších prívodných kanálov. Túto skutočnosť najlepšie pozorovať na príklade ložiska Klokoč—Treibolc, kde nejestvuje kontakt hlavného granodioritového telesa s karbonátmi. Hlavné teleso však vyslalo početné odnože — žily porfyritov, v okolí ktorých v karbonátovom prostredí došlo k intenzívnym metasomatickým procesom. Do určitej miery jestvuje aj priama závislosť medzi veľkosťou plochy skarnizovaných a zrudnených karbonátov a počtom žíl granodiorit-porfyritov. Obdobnú závislosť pozorovať aj na iných ložiskách (Alžbeta, Železná hora, Handerlová a i). Je veľmi pravdepodobné, že žily granodiorit porfyritu sú prítomné aj na iných lokalitách, ale stupeň odkrytia terénu neumožňoval ich bezpečné potvrdenie. Kontakt hlavného telesa granodioritu s karbonátmi, alebo jeho blízkosť, je samozrejme taktiež podmienkou kontaktne metasomatických procesov. Pri presakovaní roztokov oblasťou kontaktu sa tieto nutne musia obohacovať o zložky charakteristické pre karbonátové a granitoidné prostredie. Pre tvorbu skarnov štiavnického ostrova aj napriek tejto skutočnosti je rozhodujúcim činiteľom prítomnosť žíl granodiorit porfyritov ako tektonického faktoru.

Osobitným problémom vzniku skarnov v štiavnickom ostrove je chemická povaha karbonátových súvrství vytvárajúcich kontakt s granodioritom. Z jestvujúcich analýz karbonátových hornín vyplýva, že na celom území štiavnického ostrova v oblasti exokontaktu prevládajú karbonáty s väčšou — menšou prítomnosťou dolomitickej zložky a nie čisté vápence. V karbonátoch úplne chýba ílovitá zložka, preto nemožno potvrdiť predpoklad M. KODĚRU (1960), že skarnizácii podľahli mierne slienité vápence. Taktiež nemožno potvrdiť selektívny charakter skarnového zrudnenia. Selekcia sa však prejavila pri vzniku horečnatých a vápenatých skarnov, ako už bolo vyššie uvedené.

Určitou zvláštnosťou je skutočnosť, že vápenaté skarny štiavnického ostrova vznikli z karbonátov, ktoré miestami obsahujú značnejší podiel dolomitovej zložky (dolomitické vápence). Súvislosť vápenatých skarnov s dolomitickými vápencami je uvádzaná aj z iných skarnových ložísk aj keď vo všeobecnosti patrí k zriedkavejším zjavom.

Podľa teórie D. S. KORŽINSKÉHO (1953) skarny (horečnaté aj vápenaté) môžu vzniknúť cestou bimetasomatózy a kontaktne infiltračným spôsobom. V zmysle uvedenej teórie, pri vzniku skarnov v štiavnickom ostrove zohrali prvoradú úlohu kontaktne-infiltračné procesy. Na kontakte infiltračný vznik skarnov možno usudzovať podľa nepravidelných tvarov skarnových telies, ktoré v žiadnom prípade netvoria súvislú zónu pozdĺž kontaktu granodioritového telesa s karbonátmi a podľa priamej súvislosti skarnov so žilami granodiorit porfyritov. Ďalej pre uvedený spôsob vzniku svedčí skutočnosť, že skarnizácia silne postihla exkontakt a celkom nevýrazne endokontakt, ako aj

chýbanie pravidelného zonálneho rozloženia minerálnych asociácií.

Časové začlenenie vzniku skarnových ložísk štiavnického ostrova je možné určiť len nepriamo na základe vekového vzťahu skarnov a zrudnenia k intrúziám.

Spojitosť ložísk skarnového typu s intrúziou granodioritu bola nesporne preukázaná. Vzhľadom k tomu, že žily granodiorit porfyritov na výskytoch vápenatých skarnov podľahli skarnizácii, možno usudzovať na ich predskarnový vek. Pre časové začlenenie skarnov je teda prvoradé stanovenie veku granodioritovej intrúzie. Túto L. ROZLOŽNÍK (1961, 1965) a L. ROZLOŽNÍK — J. ŠALÁT (1963) považujú za laramickú. Priame údaje jestvujú o tom, že je mladšia ako vrchný trias a staršia ako rozhranie II. a III. andezitovej fázy M. KUTHANA (1963). Skarnové ložiská sú staršie ako dacity, ktoré ich na niektorých lokalitách (napr. Klokoč-Treibolc, Alžbeta) prenikajú vo forme žíl. Zrudnené skarny sú prenikané žilkami geneticky súvisiacimi s mladotreťohorným subsekventným vulkanizmom, (napr. na ložisku Rozália, Rumplovská, Alžbeta a i.), čo poukazuje na to, že skarny sú staršie. Z uvedeného vyplýva, že kontaktne metasomaticky proces prebehol v časovom intervale medzi vrchnou kriedou, prípadne paleogénom a rozhraním II. a III. andezitovej fázy.

Doručené: 18. 9. 1969.
Lektoroval: Prof. Ing. L. Rozložník, CSc.

Katedra geológie a mineralógie
Baníckej fakulty VŠT v Košiciach

Použitá literatúra

Andriann F. F., 1866: Das südwestliche Ende des Schemmitzer-Kremnitzer Trachytstocke. Jahrbuch d. k. k. Geol. Reichsanstalt Wien.

Böck H., 1901: Verläufiger Bericht über das Alterverhältnis der in der Umgebung von Selmeczbánya verkomenden Eruptivgesteine. Földtany Közlöny, Budapest.

Gavora S., 1961: Vyhne Fe (Klokoč). Záverečná zpráva o prieskume s výpočtom zásob so stavom 31. decembra 1961. Geofond Bratislava.

Gavora S. — Hruškovič S., 1963: Skarnové ložiská vo vulkanitoch Štiavnického pohoria v oblasti Hodruša-Vyhne.
Geologické práce, Zprávy 23, Bratislava.

Gavora S., 1966: Súčasný stav a problémy vyhľadávania skarnových rúd v oblasti Štiavnického ostrova. Materiál seminára o metodike prieskumu železných a komplexných železných rúd v Tatranskej Lomnici.

Koděra M., 1960: Predbežná zpráva o mineralogickom výskume skarnového ložiska Vyhne — Klokoč. Rukopis. Geofond Bratislava.

Koržinskij D. S., 1953: Infiltracionnyj metasomatos pri naličii temperatúrnovo gradienta i prikontaktovoje metasomatičeskoje vysčelačivanije. Zap. vsesoj. min. obšč. v. 3 Moskva.

Kuthan M., 1963: Tectonic Defor mations of the Central Slovakia Neovulcanic Region and the Relatione between the Volkanism und Tectonic. Geol. práce. Zprávy 28. Bratislava.

Lipold M. V., 1867: Der Bergbau von Schemnitz in Ungarn. Jahrbuch d. k. k. Geol. Reichsanstalt. XVII. Wien.

Pettko J., 1853: Geologische Karte der Gegend von Schemnitz. Abhandlungen d. k. k. Geol. Reichsanstalt. Wien.

Polák S., 1963: Banská Hodruša — Záverečná zpráva o výsledkoch vyhľadávacieho prieskumu v okolí Dolnohodrušského rybníka a Medenej žily (rukopis). Nová Baňa.

Rath G., 1877: Vorträge und Mitteilungen, Sitzungsberichten d. Niederrheinisch. Gesellschaftt. Natur und Heilkunde, Bonn.
Rozložník L., 1961: Ročná zpráva o geologicko-výskumných prácach vykonaných v r. 1960 na probléme „Výskum hornín Štiavnického ostrova". Rukopis. Geofond Bratislava.
Rozložník L., 1965: Tektonická analýza v neovulkanických oblastiach so zreteľom na štruktúrno-metalogenetické elementy Štiavnického ostrova. Rukopis Košice.
Rozložník L., 1966: Záverečná zpráva „Výskum hornín Štiavnického ostrova" (časť stratigrafia, tektonika, metalogenéza). Rukopis, Košice.
Rozložník L., Zábranský F., 1968: Perspektíva vyhľadávania skarnových ložísk na území Štiavnického ostrova, Geol. průzkum, 2. Praha.
Szabó J., 1878: Petrografische studien in der Umgebung von Schemnitz. Földtany Közlöny IX. Budapest.
Szabó J., 1879: A Numulitképlet viszonya a Trachythoz Vihnyén Selmecz mellet. Földtany Közlöny. Budapest.
Szabó J., 1884: Über neuere Kartenwerke der Umgebung von Schemnitz. Földtany Közlöny. Budapest.
Szabó J., 1891: Selmecz környékének geológiai leirása. Budapest.
Šalát J., 1950: Kontaktné horniny z okolia Hodruše. Geol. sbor. I, 1, Bratislava.
Šalát J., 1954: Petrografia a petrochémia eruptívnych hornín v oblasti Hodruša — Vyhne. Geol. práce, Zošit 39 Bratislava.
Zábranský F., 1966: Vývoj železných rúd skarnového typu, prognózne možnosti zásob a metodika ich vyhľadávania. Materiál seminára o metodike prieskumu železných rúd. Tatranská Lomnica.

Skarn Deposits in Štiavnica Horst.

FRANTIŠEK ZÁBRANSKÝ

Résumé

In the area of Štiavnica horst skarn deposits were already known in the past, and some of them were intensively exploited. In spite of the fact ,they were not devoted greater attention. At present, due to prospection and to the results of detailed geological mapping, 15 skarn occurrences with ore-mineralization are known: Klokoč-Treibolc, Alžbeta, Rumplovská, the occurrence near Hodruša Michal pit, in Raková valley, below Karlík, Čelín-south, Čelín-west, the occurrence near Rozália vein, in Laura pit, in the area „U Vápna", in Železná hora Mts., on the northern slope of Havránkov, in Kohútov, in Handerlová valley and in Zlatno valley (in the bore-hole HDŠ-3). All the skarn bodies with ore-mineralization arose on the contact of banatite-granodiorite intrusions with younger Palaeozic and mainly Mesozoic carbonates. Pure limestones were not skarnized, only carbonates with certain amount of dolomite prevailing over calcite component (calcareous dolomites and dolomites). The fact is observable in mineral composition of the separate occurrences. According to mineral composition and physical-chemical condition of the rise, in the area of Štiavnica horst in D. S. Koržinský's (1953) sense, two types of skarns occur: Mg and calcareous skarns. Mg skarns arose by skarnization of carbonates with calcite prevailing. Characteristic minerals of Mg skarns: forsterite, diopside or fassaite, spinel (pleonaste), flogopite and serpentine group minerals. In calcareous skarns, garnets, pyroxenes, epidote and zoisite are substantially represented. Among ore minerals, in both groups magnetite is represented best. Mg and calcareous skarns are spatially separated in the area of Štiavnica horst. Calcareous skarns occur in northern and central parts, representing a zone of Ca skarns, while Mg skarns are present in the southern part forming a zone of Mg skarns (Fig. 1).

MINERALIA SLOVACA ROČ. I., (1969) č. 3.–4.

K otázke vzťahu štiavnického a hodrušského rudného obvodu

MIROSLAV KODĚRA

Abstract.

Dans la région métallifère près de Banská Štiavnica et Hodruša, il y a deux types de la minéralisation: filons quartzeux de minerai complexe (région de Banská Štiavnica) et filons quartzeux carbonatés de minerai d' argent (région de Banská Hodruša). Le rapport réciproque de ces deux types n' est pas encore résolu définitivement. L' auteur est persuadé que tous les deux types sont indépendants et leur disposition zonale de minerais est d' un caractère particulier.

Hoci v posledných rokoch sa v štiavnickom a hodrušskom rudnom obvode vykonával intenzívny geologicko-ložiskový a parageneticko-geochemický výskum a získal sa celý rad veľmi dôležitých nových poznatkov, niektoré dielčie otázky tu ostali až doteraz nedoriešené. Jednou z nich je i závažná otázka o vzájomnom vzťahu mineralizácie štiavnického a hodrušského rudného obvodu, čo bezprostredne súvisí so správnou interpretáciou zonálnosti v oboch rudných obvodoch.

Novozískané poznatky o charaktere mineralizácie z hĺbkových vrtov vykonávaných GÚDŠ v oblasti Banskej Štiavnice a Štiavnických Baní a novootvorenej žily Ján plne potvrdili stanovené zákonitosti zonálnosti (KODĚRA 1963) pre štiavnický rudný obvod. Malé korekcie bolo treba urobiť iba pre južnú časť rudného obvodu — oblasť Štiavnických Baní, kde sa ukázalo, na základe vrtu KOV-33 a ďalších vrtov, že pokles paragenetických zón do hĺbky smerom k juhu je miernejší, ako sa predpokladalo na základe archívnych údajov.

Súčasne tieto výsledky prispeli i k riešeniu otázky vzájomného vzťahu štiavnického a hodrušského rudného obvodu. Už v minulosti sa názory na túto otázku rôznili. Časť autorov chápe štiavnicko-hodrušský rudný obvod ako jeden celok a rozdiel v mineralizácii pripisujú zonálnosti (napr. HELKE 1938), iní ho rozdeľovali na samostatné rudné obvody i s vekove odlišnou mineralizáciou (napr. LIPOLD, SZABÓ). Za hranicu medzi oboma rudnými obvodmi považovali hrebeň Tanádu.

V súčasnosti zástancom názoru o jednotnosti celého rudného obvodu je ROZLOŽNÍK (1966), ktorý sa opiera hlavne o obdobnú geologickú stavbu oboch častí rudného obvodu a ŠTOHL a BÖHMER (1959, 1963), ktorí v svojej koncepcii zonálnosti považujú hodrušské žily za analogické južným okrajom štiavnických žíl v oblasti Štiavnických Baní, prípadne analogické Ján a Štefan žile na východnom okraji štiavnického rudného obvodu.

V autorovej koncepcii zonálnosti (KODĚRA 1963), vychádzajúcej z detailných štúdií paragenézy všetkých nateraz prístupných žíl v oboch častiach rudného obvodu, sa považujú obe časti za viac menej samostatné s osobitným charakterom zonálnosti. Pre jednotnosť celého rudného obvodu niet zatiaľ dostatočných dôkazov. Ba naopak, veľa faktov svedčí o opaku. Uvediem najdôležitejšie z nich:

1. Geneticko-tektonický vývoj rudných žíl je v oboch častiach rudného

obvodu rozdielny, ale v ich rámci jednotný. V štiavnickom rudnom obvode sa na mineralizácii podiela šesť období, pričom dochádza k pravidelnému striedaniu nerudných — kremenných a rudonosných období. V hodrušskom rudnom obvode sa na mineralizácii podiela deväť období, pričom dochádza k pravidelnému striedaniu kremenných a karbonátových období. Rudonosná perióda je tu iba jedna (v oblasti Banskej Štiavnice dve) úplne podradného významu.

2. Medzi oboma rudnými obvodmi zatiaľ neboli zistené pozvoľné prechody, ale naopak existuje tu paragenetický skok. Najvýchodnejšie žily v hodrušskom rudnom obvode — Všechsvätých a Východná majú mineralizáciu úplne typickú pre hodrušské žily, kým zasa najzápadnejšie žily štiavnického rudného obvodu — Rozália, Medená a Bährenleuten majú mineralizáciu typickú pre štiavnické žily.

3. Hranicou medzi obomi obvodmi nie je hrebeň Tanádu, ale táto prebieha medzi žilami Bährenleuten a Všechsvätých a preto žily s polymetalickou mineralizáciou, uvádzané z hodrušského rudného obvodu — ako Rozália, Bährenleuten, Hoffer a i. sú normálnou súčasťou štiavnického rudného obvodu, hoci vzájomné prelínanie je veľmi pravdepodobné.

Tento prípad nastal asi na Bankách, kde sa podľa POLÁKA (1965) vyskytuje v blízkosti seba štiavnický i hodrušský typ zrudnenia.

Obdobne v oblasti Štiavnických Baní došlo veľmi pravdepodobne k prekrývaniu oboch rudných obvodov. Tu sa podľa BERGFESTA (1953) vyskytuje celý rad menších priečnych žíl, ktoré prerážajú hlavné štiavnické žily a sú teda mladšie. Tieto priečne žily boli veľmi bohaté na striebro. Tak napr. žily Wasserbruch podľa BERGFESTA, (ktorý sa odvoláva na údaje Baumhertha) sú mladšie ako Špitáler žila, ktorú pretínajú pod uhlom 45°. Tieto žily boli veľmi bohaté na striebro, kým Špitáler žila bola bohatšie zrudnená iba v okolí preniku týchto žíl (na novších trhlinách) a vo väčšej vzdialenosti od nich ostala jalová. V prípade. že tu išlo skutočne o prenik žily hodrušského typu cez žilu štiavnického typu, je hodrušský revír skutočne samostatný a jeho zrudnenie mladšie ako v štiavnickom rudnom obvode. Nie je však možné úplne vylúčiť možnosť. že tu išlo iba o mladšie periódy, viazané na samostatné priečne pukliny.

Viaceré príklady preniku mladších striebronosných kremenno-karbonátových žíl cez staršie „olovené" žily uvádza vo svojej práci i LIPOLD (1867).

4. K vysokej akumulácii striebra v oblasti Štiavnických Baní na južných okrajoch štiavnických žíl došlo prevažne sekundárne, avšak odlišne ako na hodrušských žilách. V oblasti Štiavnických Baní sú na hlavných žilách (Ján, Bieber, Špitáler) podľa Bergfesta uvádzané popri kremitej výplni i mohutné polohy tzv. „hlinitej výplne". čo bol zrejme tektonický íl, vzniknutý vplyvom mohutnej porudnej tektoniky. I v tejto „hlinitej" výplni boli bohatšie akumulácie strieborných rúd.

Jedine Terezia žila, ktorá nemala „hlinitú výplň" mala i v oblasti Štiavnických baní iba „olovenú mineralizáciu". Z toho vyplýva, že bohaté akumulácie striebra sú do značnej miery sekundárneho pôvodu vzniknuté v dôsledku hlbokej cirkulácie podzemných vôd po tektonicky intenzívne porušených žilách. Svedčila by o tom i novootvorená časť Ján žily na XII. obzore Michal šachty. Ján žila bola i v centrálnej časti štiavnického rudného obvodu bohatá na striebro. Na XII. obzore Michal šachty má už typickú polymetalickú

mineralizáciu, avšak je tu vyvinutá mohutná, niekoľko metrov mocná mylonitová zóna, vzniknutá pri porudnej tektonike (na iných žilách v tejto hĺbkovej úrovni neznáma), čo mohlo spôsobiť jej sekundárne obohatenie na striebro.

Bohatá akumulácia striebra vo vrchných častiach hodrušských žíl je síce tiež do značnej miery sekundárna, ale k jej akumulácii došlo prevažne v poréznom kremeni, vzniknutom hydrotermálnym vyluhovaním karbonatickej brekcie, ktoré bolo súčasne sprevádzané vyluhovaním a premiestnením striebra z hlbších častí žíl (KODĚRA 1960).

5. Odlišnosti v zonálnosti. V prípade, že hodrušské strieborné žily sú analógiou južných častí štiavnických žíl v oblasti Štiavnických Baní, prípadne Ján a Štefan žily na východnom okraji štiavnického rudného obvodu, mali by s hĺbkou prejsť do polymetalických, ako tomu bolo v Štiavnických Baniach, kde podľa výsledkov hĺbkových vrtov už v neveľkej hĺbke bola zistená polymetalická mineralizácia, odpovedajúca vrchnej a spodnej Pb-Zn zóne, a v hĺbke pod 600 m sa už nachádza mineralizácia odpovedajúca medenej zóne. Obdobne Ján žila, novootvorená na XII. obzore má výlučne polymetalickú mineralizáciu. Hodrušské žily, i keď boli niektoré z nich sledované po úklone až 500 m, nevykazovali zmenu mineralizácie. Len u Východnej žily sa prejavilo s hĺbkou slabé zvýšenie obsahu medi, nie však olova a zinku, ako by sa očakávalo podľa analógie so štiavnickými žilami.

Podľa ŠTOHLOVEJ (1959) koncepcie zonálnosti, stanovenej pre štiavnicko-hodrušský rudný obvod ako celok, by Au-Ag mineralizácia periférnej zóny mala s hĺbkou prechádzať do striebornej, hodrušského typu. Na Grüner žile, ktorej vrchné obzory počíta Štohl k Au-Ag zóne, sa však zistilo, že táto mineralizácia s hĺbkou prechádza priamo do polymetalickej a zóna Ag-Au hodrušského typu tu chýba.

Pre jednoznačné riešenie otázky vzťahu štiavnických žíl k hodrušským bude ešte treba zhromaždiť ďalšie dôkazy. I keď azda mnohé z uvedených skutočností by mohli byť zapríčinené lokálnymi podmienkami, rozhodne zákonitosti zonálnosti zistené v jednom rudnom obvode (prípadne jeho časti) nie je možné jednoducho aplikovať v inom rudnom obvode.

Doručené: 17. VII. 1969
Lektoroval: dr. Vlastimil Konečný

Katedra mineralógie a kryštalografie
Prírodovedeckej fakulty
Univerzity Komenského, Bratislava

Literatúra

Bergfest A., 1953: Baníctvo v Banskej Štiavnici, časť Piarg. Rukopis, Archív GÚDŠ.

Böhmer M. — Štohl J., 1968: Laws of Location and Development of Endogenous Mineralisation in Neovulcanites of Central Slovakia. Report of the Twenty-Third Session sec. 7, Endogenous ore Deposits, Prague.

Helke A., 1938: Die jungvulkanischen Gold, Silber- Erzlagerstätten des Karpatenbogens unter besonderer Berücksichtigung der Genesis und Paragenesis des gediegenen Goldes, Archív für Lagerstättenforschung. Berlin.

Koděra M., 1960: Paragenetický a geochemický výskum Všechsvätých žily v Hodruši. Acta Geologica et Geographica UC, Geologica Nr. 4, Bratislava.

Koděra M., 1963: Gesetzmässigkeiten der zonalen Verteilung der Mineralisation an des subvilkanischen polymetallischen Lagerstätte Banská Štiavnica. Problems of Postmagmatic Ore Deposition, Vol. 1, Prague.

Koděra M., 1967: Záverečná správa: mineralogický a paragenetický výskum štiavnicko-hodrušského rudného obvodu za roky 1963—1967: Nepublikované, archív GÚDŠ, Bratislava.
Koděra M., 1968: Záverečná správa o mineralogicko-geochemickom výskume mineralizácie a zrudnenia vo vrtoch, prevádzaných GÚDŠ, Bratislava. Nepublikované, archív GÚDŠ.
Lipold M. V., 1867: Der Bergbau von Schemnitz in Ungarn. Jahrbuch der k. k. Geol. Reichsanstalt, Wien.
Polák S., 1965: Nový pohľad na zrudnenie v obci Banky. Správy o geologických výskumoch v r. 1964, 2, Slovensko, Bratislava.
Rozložník L., 1966: Záverečná správa: výskum hornín štiavnického ostrova. Nepublikované, Geofond, Bratislava.
Štohl J., 1959: Nové názory na zonálnosť štiavnicko-hodrušských rudných žíl. Rukopis.

On the Relationship of Štiavnica and Hodruša Ore—Districts.

MIROSLAV KODĚRA

Résumé

In Štiavnica—Hodruša ore district two types of ore-mineralization developed: quartz veins with polymetallic mineralization (the area near Banská Štiavnica) and Ag-bearing quartz-carbonate veins (the area of Banská Hodruša). The mutual relation of both types has not been unambiguosly determined as yet. Some authors take the ore district for an entire complex and the two types of mineralization — for a result of primary zonality while others consider parts more or less independent, with special characteristic zonalities for each.

In the present work, the author summarized the facts, indicating the necessity to consider both types of ore-mineralization independent. The facts are as follows: 1. the genetic-tectonic evolution of ore veins in both parts of the ore district was different, 2. no gradual transitions between both types of mineralization have been observed The boundary between both areas is not on the Tanád ridge, but running between the veins Bährenleuten and Všechsvätých (All Saints), and veins with polymetallic mineralization in Hodruša district are therefore a normal component part of Štiavnica district. On the contact areas, there were found penetrations of the veins of Hodruša type through the veins of Štiavnica type, in the past. At present, these parts of the deposit are inaccessible, so the facts cannot be verified. 4. Ag-accumulations in the upper parts of Štiavnica veins arose in a different manner than on Hodruša veins. 5. Differences in zonality. In the marginal parts of the Štiavnica district — the Hodruša veins being considered analogous with the former — zonality was similar to that in the central part of Štiavnica district (transition to polymetallic and Cu-mineralization with depth which was not found in Hodruša veins). A unambiguous solving of this serious problem requires further data. No doubt, the regularities of zonality in one ore-district (or in its part) cannot be simply applied in other ore-district.

Hydromuskovit z Banskej Štiavnice a jeho vzťah k hydrotermálnym premenám vulkanických hornín

VENDELÍN RADZO

Úvod

Abstract.

Sur la base des études cristallochimiques, radiographiques, thermiques, électronographiques et des autres, on constate que la matière argileuse blanche qui affleure dans la zone des quartzites près de Šobov près de Banská Štiavnica, considérée jusqu'ici comme pyrophyllite éventuellement comme agalmatolite, est hydromuscovite du type structural 2M appartenant à la modification monoclinique du groupe C^2/c. Son origine est reliée avec l'influence métasomatique des solutions hydrothermales sur les aluminosilicates des roches andésitiques.

Pri mineralogickom výskume hydrotermálne zmenených hornín v banskoštiavnickom obvode zistil autor, v okrajových častiach lomu dinasových kremencov na Šobove pri Banskej Štiavnici polohu, bielej ílovej horniny zloženej z hydromuskovitu.

Zmienku o výskyte hydromuskovitu bez bližšieho určenia z oblasti Banskej Štiavnice (Banskej Belej) uvádza J. KONTA (1957) v súvislosti s výskytom dillnitu, kaolinitu a diaspóru.

V staršej literatúre Th. KARAFIÁT (1848) pred viac ako sto rokmi opisuje nazelenalú hmotu z Banskej Belej (Dilln) pri Banskej Štiavnici ako agalmatolit. Uvádza jeho chemickú analýzu a hustotu. Uvedenú nazelenalú hmotu predtým popísal A. HÜTZELMANN (1849) ako pimelit.

V mineralogickom systéme C. HINTZEHO (1897) nájdeme spomínaný agalmatolit ako odrodu pyrofylitu, uvedenú pri skupine kaolínu.

Neskoršie R. BÁRTA, K. ŠPIČÁK (1954) z lomu Štramberg neďaleko Ferdinandovej štôlne pri Banskej Belej uvádzajú bielu ílovitú hmotu, ktorá sa silne otierala medzi prstami a bola na puklinách okrove sfarbená ako agalmatolit. Uvádzajú chemickú analýzu a DTA krivky. Táto ílová hmota tvorila podľa nich hraničnú vložku v susedstve s kremencami.

S. POLÁK (1963) v súvislosti s objasňovaním genézy ložiska dinasových kremencov na vrchu Šobov pri Banskej Štiavnici, spomína zelenkavý minerál vzhľadu mastenca ako pyrofylit, ktorý sa vyskytuje v silne propylitizovaných andezitoch v okolí kremencov v tzv. „šobovskej sérii". V tejto súvislosti uvádza, že horniny šobovskej série sú silne pyrofylitizované.

Porovnávacie údaje je pomerne ťažko získať. S. POLÁK (1963) len konštatuje, že pyrofylit bol zistený chemickou analýzou, pomocou DTA a röntgenograficky. Chemická analýza agalmatolitu uvedená R. BÁRTOM a K. ŠPIČÁKOM (1954) skôr patrí minerálu kaolinitu ako agalmatolitu. Uvedená DTA krivka je podobná s DTA krivkou tu uvedeného hydromuskovitu. Podstatné sú rozdiely v chemickej analýze a to v obsahu alkálií a H_2O v porovnaní s che-

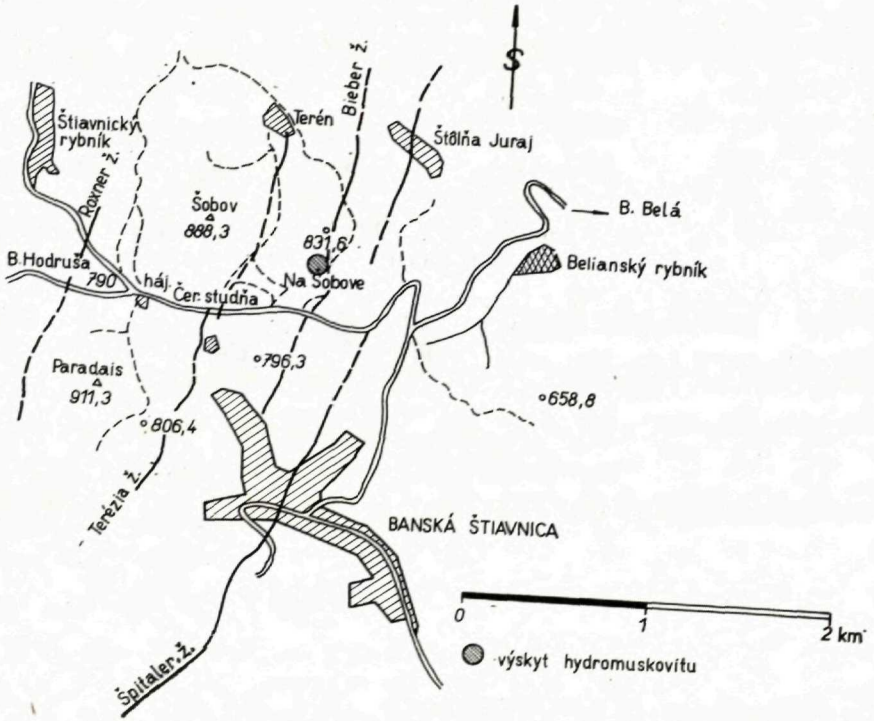
mickou analýzou agalmatolitu, ktorú tiež uvádza Th. KARAFIAT (1849) a tu opisovaným hydromuskovitom.

Agalmatolit popisovaný R. BÁRTOM a K. ŠPIČÁKOM neobsahuje alkálie a má značný obsah H_2O. Podľa chemickej analýzy je to skôr kaolinit. Naproti tomu agalmatolit uvádzaný Th. KARAFIÁTOM (1849) podľa chemickej analýzy je veľmi blízky hydromuskovitu.

(Obr. 1.)

Výskyt a makroskopický popis hydromuskovitu

Hydromuskovit na Šobove pri Banskej Štiavnici vyskytuje sa v okrajových častiach ložiska kremencov ako biela ílovitá hmota, ktorá vzhľadom sa podobá kaolínu. Je to oblasť, kde pod povrchom prechádza Bieber žila.



Obr. 2. Schématická mapa priebehu rudných žíl v oblasti Šobova pri Banskej Štiavnici s výskytom hydromuskovitu.

Reliktom brekciovitej textúry pripomína brekciovitý pyroklastický materiál pyroxenického andezitu.

Úlomky s tvrdosťou okolo 2 majú ostrohranný charakter a sú spojené s jemnozrnnou ílovitou hmotou.

Miestami vyskytujú sa žltočervené povlaky hydroxydov Fe po zvetraní pyritov.

Charakteristickým znakom je, že otieraním horniny medzi prstami tvoria sa mastencu podobné perleťovolesklé šupinky. Vo vode sa ľahko rozplavuje.

Od sericitu odlišuje sa hlavne makroskopicky tým, že tvorí celistvé agregáty, zložené z mikroskopických šupiniek hydromuskovitu.

Mikroskopické pozorovania

Vo výbruse, ktorý bol pripravený niekoľkonásobným preváraním v kanadskom balzáme, je možné pri 650 násobnom zväčšení pozorovať lístkovité agregáty hydromuskovitu s pestrými interferenčnými farbami.

Jednotlivé minerály hydromuskovitu majú zjavný lístkovitý pretiahly tvar s priemerným indexom lomu okolo 1,54 a Chz+

Pozorovanie v elektrónovom miskroskope

Charakter kryštálikov hydromuskovitu je zvlášť dobre pozorovateľný na elektronových mikrofotografiách. Sú to tenké, idiomorfne obmedzené šupinky. Šupinky majú pseudohexagonálne obmedzenie a sú pretiahle v jednom smere. O tomto, pre hydromuskovit a illit charakteristickom, pretiahlom tvare, zmieňuje sa R. E. GRIM (1933), ktorý uvádza, že pre tento jav doposiaľ nenašlo sa uspokojivé vysvetlenie.

Veľkosť hydromukovitových kryštálikov sa pohybuje v rozmedzí väčšom ako 1 μ. Z mikrofotografie vidieť, že kryštalky sú pomerne veľké a tenké a ľahko v tenších agregátoch prepúšťajú elektrony. Charakteristické je, že hydromuskovit na rozdiel od illitu má idiomorfný vývoj kryštalických častíc. Od muskovitu, resp. sericitu sa odlišuje menšími rozmermi kryštálkov a charakteristickým, pretiahlym tvarom kryštálikov.

Kvantitatívna chemická analýza

Kvantitatívna chemická analýza sa urobila zo vzorky, ktorá bola pripravená plavením preto, aby sa odstránili hrubšie mechanické prímesi sulfidov a tak sa získala homogénna vzorka.

Chemická analýza bola prepočítaná na hlavné zložky tak, že boli odpočítané zložky, ktoré patria heterogenným prímesiam. Z hlavných zložiek bol vypočítaný kryštalochemický vzorec hydromuskovitu.

Pomer kryštalochemického vzorca hydromuskovitu ku kryštalochemickému vzorcu muskovitu teoretického zloženia, je nasledovný:

muskovit teoretický

$[K]^{XII}\ [Al_4]^{VI}\ [Si_6\ Al_2]^{IV}\ O_{20}(OH)_4$

hydromuskovit

$[K_{1,35}\ Na_{0,1}\ Ca_{0,15}]^{XII}{}_{1,60}$ $[Si_{5,9}\ Al_{2,1}]^{IV}{}_{8}\ O_{19,4}(OH)_{4,6}$ $[Al_{3,8}\ Fe_{0,05}\ Mg_{0,10}]^{VI}{}_{4,0}$

Počet jednomocných katiónov v medzivrstve základného trojvrstvia kryštálovej štruktúry je nižší oproti muskovitu. Tento nedostatek jednomocných katiónov vysvetľuje G. BROWN a K. NORISHE (1952) prítomnosťou oxonia $(H_3O)^+$, na mieste jednomocných katiónov. Oxionové ióny vznikajú disociáciou H_2O podľa rovnice: $2H_2O \rightleftarrows (H_3O)^+ + OH^-$. V prípade prítomnosti $(H_3O)^+$ ióna štruktúrnochemický vzorec hydromuskovitu je:

$[K_{1,35}\ Na_{0,08}(H_3O)^+{}_{0,5}]^{XII}{}_{1,93}$ $[Al_{3,8}\ Fe_{0,04}\ Mg_{0,1}\ Ca_{0,1}]^{VI}{}_{4}$ $[Si_{5,9}\ Al_{2,1}]^{IV}\ O_{20}(OH)_4$

Existencia oxionových iónov $(H_3O)^+$, na mieste jednomocných iónov, zatiaľ nebola definitívne potvrdená.

Podľa prepočtu chemickej analýzy, bez uvažovania prítomnosti $(H_3O)^+$ iónov, vychádza dôsledku väčšej substitúcie Si^{4+} s Al^{3+} oproti muskovitu — aj väčší počet (OH) skupín. To by nasvedčovalo tomu, že v tetraedrickej koordi-

Chemická analýza hydromuskovitu Šobov pri Banskej Štiavnici prepočítaná na hlavné zložky

Tab. 1.

Chem. zložky	Váh. %	Hlavné zložky	Prepočet na hlavné zložky
SiO_2	44,90	44,90	45,46
TiO_2	0,41	—	—
Al_2O_3	38,51	38,51	39,00
Fe_2O_3	0,42	0,42	0,42
MgO	0,61	0,61	0,62
CaO	0,89	0,89	0,90
Na_2O	0,30	0,30	0,30
K_2O	7,83	7,83	7,93
P_2O_5	0,05	—	—
H_2O+O	5,30	5,30	5,37
H_2O-	0,98	—	—
Spolu	100,20	98,76	100,00

Chemické analýzy hydromuskovitu v porovnaní s chemickými analýzami muskovitu, agalmatolitu, illitu a pyrofylitu.

Tab. 2.

Chem. zložky	Muskovit teoret. zloženie	Hydromuskovit B. Štiavnica 1969	Hydromuskovit Ogofau Brammal 1937	Hydromuskovit Nagyberzöny, Erdélyi a spol. 1958	Agalmatolit B. Štiavnica R. Bárta, K. Špičák 1954	Agalmatolit B. Štiavnica Fr. Karafiát 1849	Illit, Vermilion County Illinois R. Grim 1957	Pyrofylit teoret. zlož.
SiO_2	45,20	44,90	46,54	44,90	49,69	49,50	51,22	66,65
TiO_2	–	0,41	0,17	1,21	0,41	–	0,53	–
Al_2O_3	38,50	38,51	36,37	32,46	35,52	27,45	25,91	28,35
Fe_2O_3	–	0,42	0,72	1,22	0,22	1,03	4,59	–
FeO	–	–	0,36	1,68	–	–	1,70	–
MnO	–	–	–	0,05	–	–	–	–
CaO	–	0,89	0,22	2,65	1,32	5,56	0,16	–
MgO	–	0,61	0,50	0,83	1,23	0,72	2,84	–
K_2O	11,80	7,83	8,06	7,88	–	10,20	6,09	–
Na_2O	–	0,30	0,46	0,36	–		0,17	–
P_2O_5	–	0,05	0,06	0,22	–	–	–	–
H_2O+	4,50	5,30	6,31	4,70	11,50	5,10	7,14	5,06
H_2O-	–	0,98	0,52	0,52		–		–
Spolu	100,00	100,20	100,29	100,39	99,89	99,56	100,35	100,00
SiO_2	1,17	1,16	1,27	1,38	1,40	1,80	1,97	2,35

nácii sú nielen kremíko-kyslíko-hydroxylové tetraedre, ale aj hliníko-hydroxylové tetraedre.

Podobne, na rozdiel od muskovitu, má hydromuskovit aj dosť podstatnú substitúciu v oktaedrickej koordinácii a to inóov Al^{3+} s Ca^{2+}, Fe^{2+} a Mg^{2+} iónami.

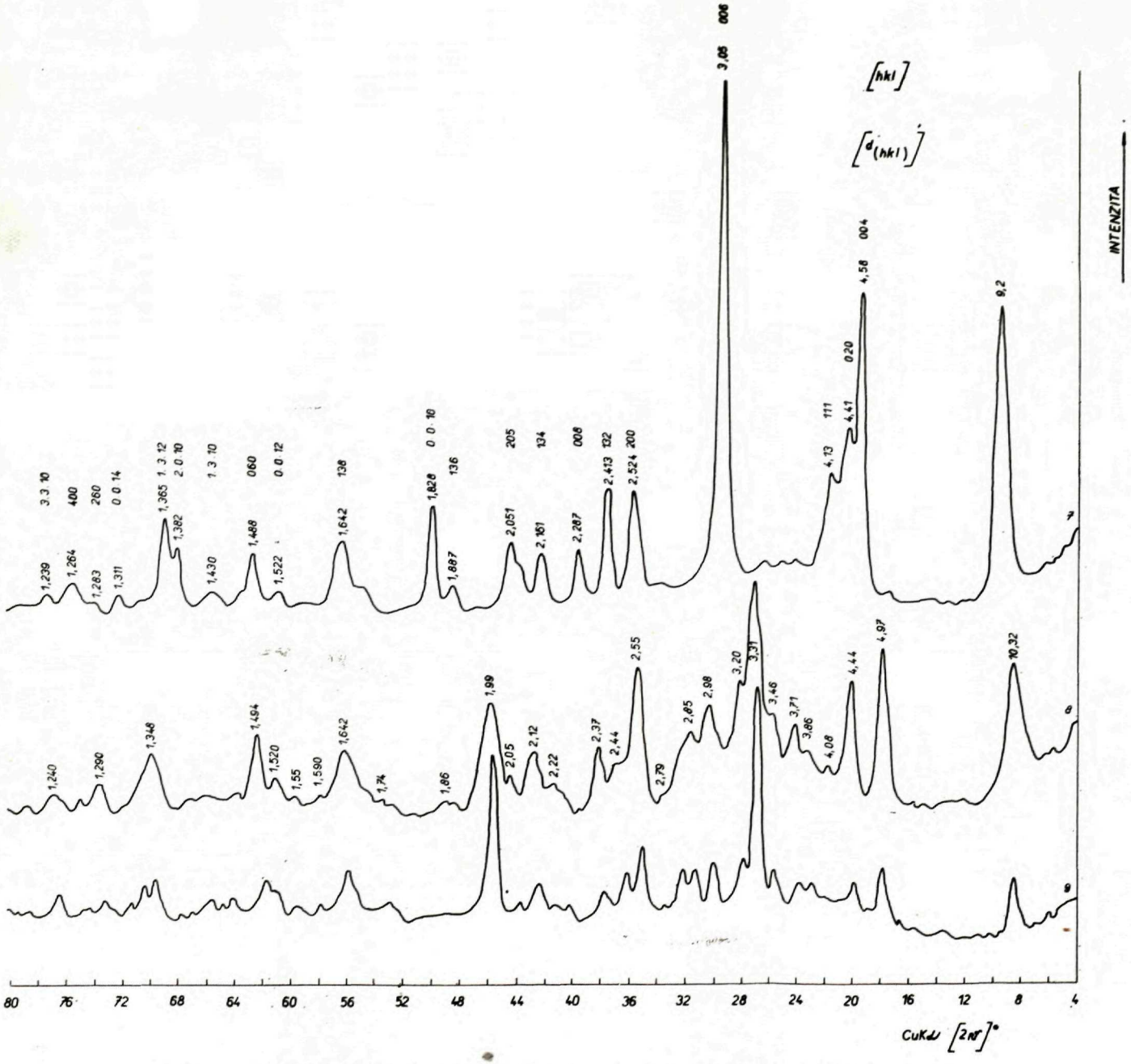
Pre porovnanie uvádzam z literatúry niektoré chemické analýzy hydromuskovitov, agalmatolitu, illitu a teoretické chemické zloženie muskovitu a pyrofylitu.

Z uvedených chemických analýz je vidieť, že chemické zloženie hydromuskovitov je veľmi blízke muskovitu. Chemická analýza agalmatolitu z Banskej Štiavnice popísaná R. BARTOM a K. ŠPIČÁKOM (1954) sa zásadne líšia v obsahu H_2O a obsahu alkalických prvkov. Značný rozdiel je aj medzi agalmatolitom a pyrofylitom hlavne v obsahu SiO_2 a v prítomnosti alkalických prvkov u pyrofylitu.

Výpočet kryštalochemického vzorca hydromuskovitu Banská Štiavnica – Šobov

Tab. 3.

Ióny	%	Iónové kvocienty	Iónové kvocienty x 1000	Prepočet iónov na (O+OH)=24	
Si^{4+}	21.24	0,7569	756,9	5,9	8,0
Al^{3+}	20,63	0,7649	764,9	5,9 (2,1 + 3,8)	
Fe^{3+}	0,29	0,0051	5,1	0,1	4,0
Mg^{2+}	0,37	0,0152	15,2	0,1	
Ca^{2+}	0,64	0,0159	15,9	0,13	
Na^{+}	0,22	0,0096	9,6	0,08	
K^{+}	6,59	0,1686	168,6	1,31	
$(OH)^{-}$	10,14	0,5964	596,4	3088,4 4,6	24,0
$O,2^{2-}$	38,88	2,492	2492,0	19,4	



Obr. 8. Difrakčný záznam: 7. agalmatolitu — Berezovsk; 8. hydromuskovitu — Sobov pri Banskej Štiavnici; 9. sericitu Mária Baňa Rožňava.

Výpočet iónov v štruktúrnej buňke hydromuskovitu Šobov pri Banskej Štiavnici

Tab. 4.

Teoretické zloženie muskovitu		Hydromuskovit						Illit	
		B. Štiav- nica Šobov (1969)		Ogo- fau A. Brammall (1937)		Nagy- börzö- ny Er- délyi a spol. (1958)		Illinois Grim (1955)	
Si^{4+}	12	11,8	16,0	12,0	16,0	12,5	16,0	14,0	16,0
Tetraedr. vrstva									
Al^{3+}	4	4,2		4,0		3,5		2,0	
Al^{3+}	8	7,7	8,0	7,06	7,52	7,1	8,0	6,2	8,0
Fe^{3+} oktaedr. vrstva	—	0,1		0,14		0,2		0,8	
Fe^{2+}	—	—		0,08		0,4		—	
Mg^{2+}	—	0,2		0,20		0,3		1,0	
Ca^{2+}	—	0,3		0,4		0,20		0,2	
Na^{1+}	—	0,2	3,1	0,22	2,88	0,20	3,20	0,2	2,8
medzi- vrstva									
K^{1+}	4	2,6		2,66		2,80		2,4	
OH	8	9,2	48,0	10,86	48,0	8,7	48,0	—	
F^-	—	—		0,02		—			
O^{2-}	40	38,8		37,12		39,3			

Kryštalochemický vzorec:
$[K_{1,31}\ Na_{0,1}\ Ca_{0,13}]^{XII}{}_{1,54}$
$[Al_{3,8}\ Fe_{0,1}\ Mg_{0,1}]^{VI}{}_{4,0}$
$[Si_{5,9}\ Al_{2,1}]^{IV}{}_{8}\ O_{19,4}(OH)_{4,6}$

Tab. 5.

Kryštalochemický vzťah hydromuskovitu z Banskej Štiavnice — Šobov k hydromuskovitom z rôznych lokalít vyplýva zo vzájomného porovnania kryštalochemických vzorcov. Hydromuskovit Banská Štiavnica — Šobov (1969)

$[K_{1,31}\ Na_{0,1}\ Ca_{0,13}]^{XII}{}_{1,54}\ [Al_{3,80}\ Fe_{0,1}\ Mg_{0,10}]^{VI}{}_{4,0}\ [Si_{5,9}\ Al_{2,1}]^{IV}{}_{8}\ O_{19,4}(OH)_{4,6}$

Hydromuskovit Ogofau, Wales, A. Brammall a spol. — 1937

$[K_{1,33}\ Na_{0,11}]^{XII}{}_{1,44}\ [Al_{3,53}\ Fe^{3+}{}_{0,07}\ Fe^{2+}{}_{0,04}\ Mg_{0,1}\ Ca_{0,02}]^{VI}{}_{3,76}\ [Si_{6}\ Al_{2}]^{IV}{}_{8}\ O_{18,6}(OH)_{5,43}$

Hydromuskovit Nagybörzöny J. E. Erdélyi a spol. — 1958

$[K_{1,4}\ Na_{0,1}\ Ca_{0,1}]^{XII}{}_{1,6}\ [Al_{3,55}\ Fe^{3+}{}_{0,1}\ Fe^{2+}{}_{0,2}\ Mg_{0,15}]^{VI}{}_{4,1}\ [Si_{6,25}\ Al_{1,75}]^{IV}{}_{8}\ O_{19,65}(OH)_{4,35}$

Hydromuskovit ložisko Mária, Rožňava, F. Novák — 1962

$[K_{1,28}Na_{0,37}Ca_{0,04}]^{XII}{}_{1,69}\ [Al_{3,66}\ Fe^{2+}]^{VI}{}_{3,69}\ [Si_6Al_2]^{IV}{}_8\ O_{20}(OH)_4 . 0,6\ H_2O$

Hydromuskovit Tasmania. I. M. Treadgold — 1959

$[K, Na, Ca, Ba]^{XII}{}_{1,72}\ [Al, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Cr, Mg]^{VI}{}_{3,9}\ [Si, Al]_8\ O_{19,38}(OH)_{4,62}$

Podľa klasifikácie R, C. Mackenzieho (1957) a M. Muanoz Taboadela, V. A. Ferrandisa (1957), ktorí pre klasifikáciu ílových sľud navrhli limity pre $K_2O + Na_2O$, ďalej súčet iónových kvocientov vypočítaných na základe $O + OH = 24$ a $(H_3O)^+$ iónový kvocient vypočítaný metódou Browna a Norrisha (1952) pre muskovit a hydromuskovit, je možné uviesť nasledovné porovnanie:

Tab. 6.

Z uvedenej tabuľky vidieť, že hydromuskovit z Banskej Štiavnice — Šobov podľa uvedenej klasifikácie je veľmi blízky hydromuskovitu z Ogofau, Wales, kde bol po prvý raz popísaný A. BRAMMALLOM, J. G. C. LEECHOM, F. A. BANNISTROM (1937).

	K_2O+ Na_2O (%)	iónový kvoc. K+Na	iónový kvoc. $(H_3O)^+$
muskovit	9	1,6—2,0	—
hydromuskovit	8—9	1,3—1,6	0,4—0,6
hydromuskovit Mount Lyell Tasmánia, I. M. Treadgold (1959)	9,41	1,68	0,22
hydromuskovit Rožňava F. Novák (1960)	9,40	1,65	0,43
hydromuskovit Nagybörzöny J. Erdélyi a spol. (1958)	8,74	1,50	—
hydromuskovit (A) Ogofau Wales, A. Brammall a spol.	8,50	1,45	0,51
hydromuskovit Šobov, Banská Štiavnica (1966)	8,20	1,40	0,50
illit, Vermilion County, Illinois, R. E. Grim a spol. (1957)	6,26	1,09	0,76

Spektrálna analýza

Semikvantitatívnou spektrálnou analýzou boli zistené prvky v zastúpení:

a) hlavné prvky: Si, Al, K, Ca, Mg, Fe,

b) vedľajšie prvky: V, Na, Sn, Mn, Ti,

c) stopové: Ag, Cu, Pb, Zn, Zr.

Pozoruhodný je obsah V, ktorý je radove zastúpený 10^{-1}% a viac.

Zaujímavá je zhoda výskytu mikroelementov popri Sn, V v kremencoch (POLÁK 1963) a v hydromuskovitej hornine.

Vanádium spolu s Ti je izomorfným prvkom s Fe, hlavne v pyroxénoch, augitoch. V štádiu hypergenných premien stráca izomorfiu s Fe. Okrem toho je tiež vanádium typickým biogénnym prvkom (v krvi morských holotúrií). Jeho prítomnosť v hydromuskovite je z najväčšej pravdepodobnosti z pyroxénov — pyroxén andezitov šobovskej série. prípadne vanádium môže byť tiež substituovaný s Al v hydromuskovite.

Stanovenie mernej váhy

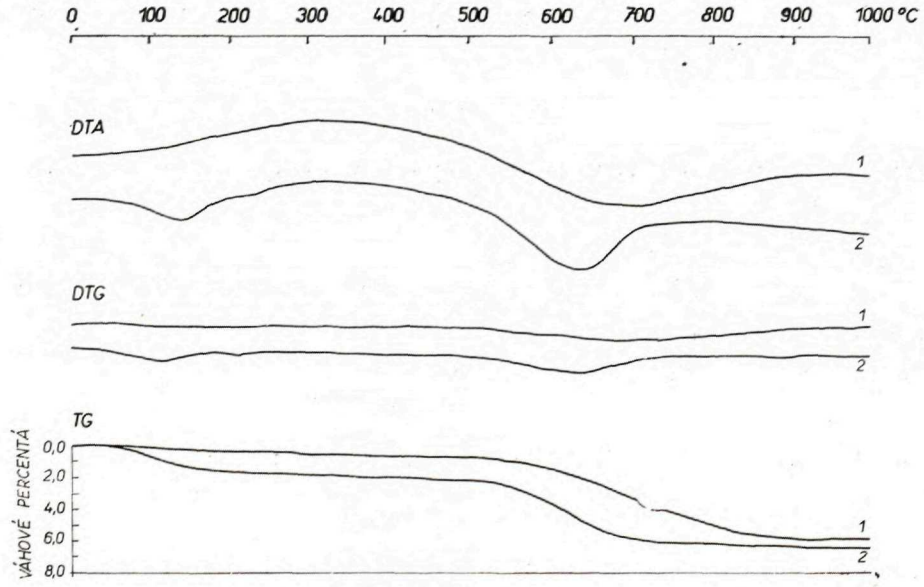
Tab. 7.

Merná váha bola stanovená z práškovej vzorky vysušenej pri laboratórnej teplote (20 °C) pyknometricky. Pre porovnanie sú uvedené merné váhy muskovitu a niektorých hydromuskovitov z iných lokalít.

muskovit	[g/cm³]
	2,78–2,88
hydromuskovit z Ogofau, Wales	2,65 ± 0,02
hydromuskovit z Nagybörzöny	2,81 (vypoč.)
hydromuskovit B. Štiavnica	2,84

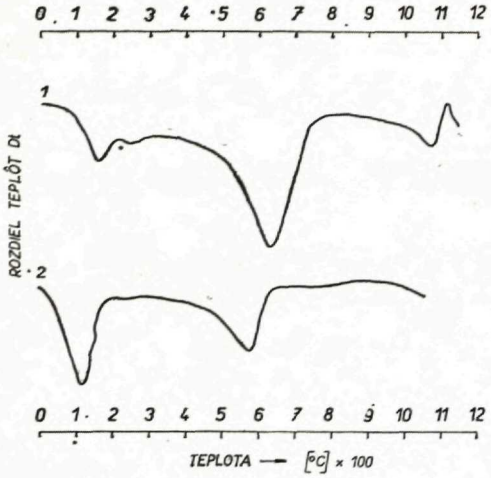
Termické rozbory

Termický rozbor vykonaný na prístroji Derivatograf (MOM-Budapest) z navážky 1 g vzorky pri stúpaní teploty 10 °C/1', so súčasným záznamom DTG, DTA, TG krivky, podáva nasledovný obraz o hydromuskovite (obr. 5, vzorka č. 2). Na začiatku DTA krivky je slabá endotermná výchylka s maximom pri 140 °C s prechodom do slabého inflexu pri 240 °C. Tento priebeh charakterizuje stratu adsorbčnej vody, podľa TG krivky 1,5 %, z medzivrstevného štruktúrneho trojvrstvia. Inflex pri 240 °C predstavuje stratu 0,25 % H_2O viazanej v podobe hydrátov. Od 350 °C dochádza k dehydroxylácii s maximom pri 630 °C so stratou 4,75 % H_2O. Obr. 5.



Obr. 5. Termické analýzy: 1. agalmatolitu — Berezovsk; hydromuskovitu — Šobov pri Banskej Štiavnici a ich DTG, DTA a TG krivky.

Pre porovnanie (obr. 5.) je uvedený termický rozbor agalmatolitu vzorka č. 1 (vzorku som dostal na Geologickom ústave v Moskve). Priebeh DTA a TG kriviek je navzájom podobný. Rozdiely oproti hydromuskovitu sú v malom množstve adsorbčnej vody a dehydroxylácia prebieha pri vyššej teplote s maximom pri 700 °C, so stratou 5,0 % H_2O. Hydromuskovit má naviac ešte inflex DTA krivky pri 240 °C.



Obr. 6. DTA krivky: 1. hydromuskovitu — Šobov pri Banskej Štiavnici. 2. agalmatolitu zo Štramberka pri Banskej Belej (R. Bárta, K. Špičák, 1954).

Na obr. 6 je uvedený termický rozbor hydromuskovitu prevedený do teploty 1200 °C. vzorka 1. a pre porovnanie termický rozbor agalmatolitu prevedený R. BÁRTOM a K. ŠPIČÁKOM (1954) vzorka č. 2. Hydromuskovit má pri teplote 1080 °C endotermnú výchylku, ktorá prechádza pri 1 120° do exotermnej výchylky. Tento rozbor urobený klasickou termoanalýzou, doplňuje termoanalýzu prevedenú Derivatografom. Obr. 6.

DTA krivka agalmatolitu (vzorka 2) je podobná krivke hydromuskovitu, avšak dehydroxylácia nastáva skôr, a to s maximom pri 580 °C. Uvedená DTA krivka sa však podstatne odlišuje od DTA krivky agalmatolitu obr. 5, vzorka 1.

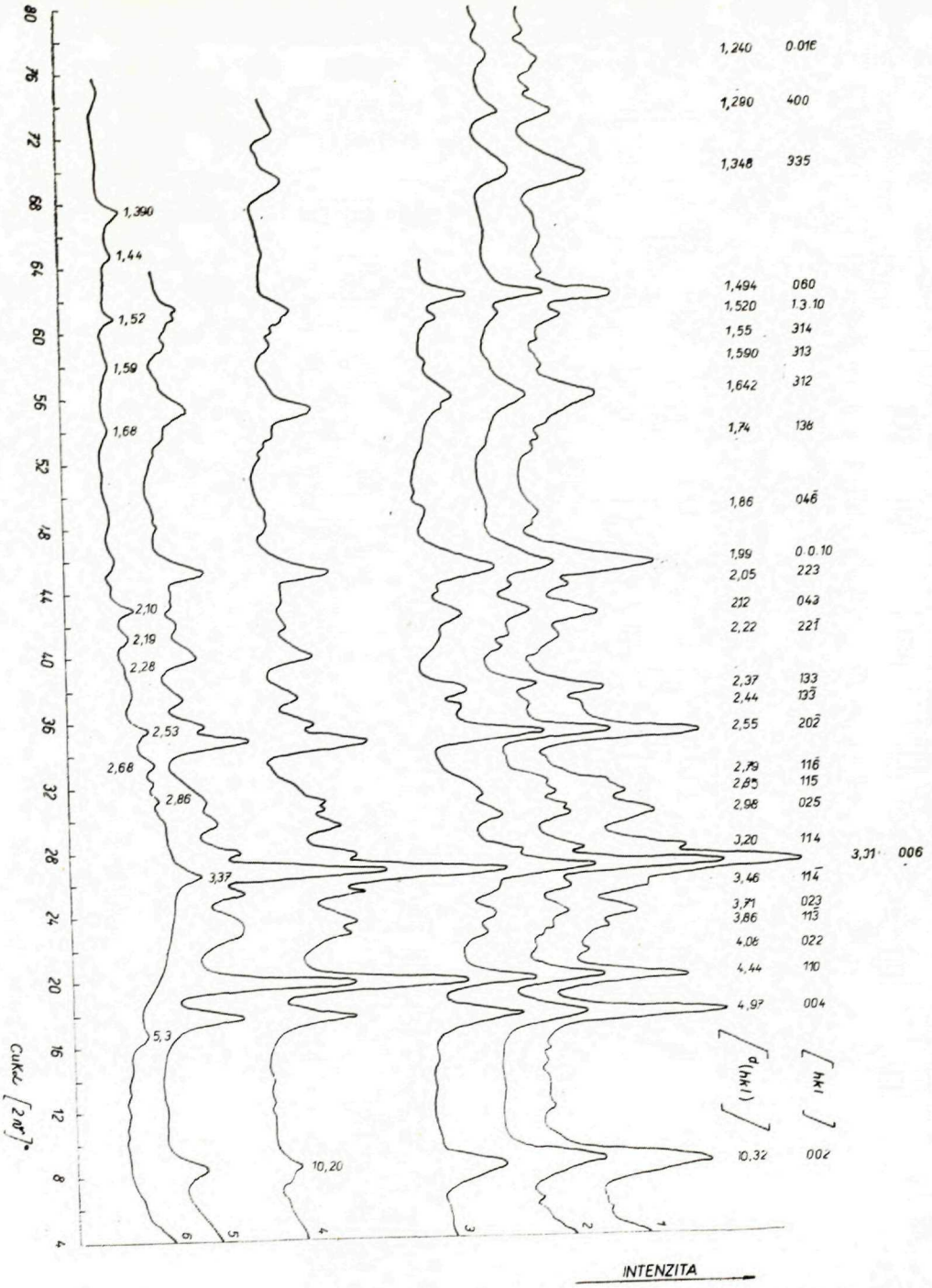
Röntgenografický rozbor

Röntgenografický rozbor hydromuskovitu z Banskej Štiavnice–Šobov, bol vykonaný na röntgen-gioniometre (GON.03 výrobok n. p. Chirana) metódou Bragg-Brentanovou s použitím CuKα žiarenia s SiO_2 — monochromátorom.

Vypočítané hodnoty d (Å) pre porovnanie sú uvedené spolu s hodnotami d (Å) minerálov, blízkych hydromuskovitu v tabuľke 8. Na difrakčnom zázname sú prítomné línie bazálnych reflexií s hodnotami d (Å) pri 10 A; 5 Å, 3,3 Å, 1,99 Å, 1,24 Å, charakteristické pre minerály s kryštálovou štruktúrou typu sľúd (muskovitu). Stredne intenzívna línia reflexie (060) pri 1,49 Å, charakterizuje hydromuskovit zo skupiny dioktaedrických hydrosľúd.

Na základe štúdia polymorfie sľudnatých minerálov podľa S. B. HENDRICKSA; M. JEFFERSONA (1939) a J. V. SMITHA; S. H. IODERA (1956) je možné podľa zistených hodnôt d (h k l) a konštant kryštálovej štruktúry, zadeliť skúmaný hydromuskovit do typu 2 M — monoklinickej modifikácie priestorovej grupy C 2/c.

Bazálna reflexia (002) hydromuskovitu má hodnotu d = 10,32 Å, ktorá po nasýtení hydromuskovitu s etylenglykolom sa zmení na 9,98 Å. To by nasvedčovalo tomu, že v kryštálovej štruktúre hydromuskovitu sú sčasti zastúpené



Obr. 7. Difrakčný záznam hydromuskovitu — Šobov pri Banskej Štiavnici. 1. hydromuskovit, 2. vzorka s etylenglykolom; 3. vzorka zahriata do 160 °C; 4. vzorka zahriata do 700 °C; 5. vzorka zahriata do 800 °C; 6. vzorka zahriata do 1200 °C — silimanit.

Röntgenografické hodnoty hydromuskovitu z Banskej Štiavnice v porovnaní s hodnotami jemu blízkych minerálov.

Tab. 8.

Index xy	Muskovit K. Jasmund (1955)		Sericit Longellow R. E. Grim (1937)		Hydromuskovit B. Štiavnica – Šobov (1969)		Hydromuskovit Nagybörzöny J. Erdélyi (1958)		Illit, Illinois, Gilead R. Grim (1937)	
hkl	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I
002	9,99	s.	9,96	v. s.	10,32	s.	9,91	s.	9,98	s.
004	4,98	str.	4,97	s.	4,97	s.	4,96	str.	4,97	sl.
110	4,47	v. s.	4,47	v. s.	4,44	s.	4,46	v. s.	4,47	v. s.
111	4,29	sl.	4,30	v. sl.	—	—	—	—	—	—
022	4,11	sl.	4,11	sl.	4,08	v. sl.	—	—	4,11	v. sl.
112	3,95	v. sl.	3,95	v. sl.	—	—	—	—	—	—
113	3,87	str.	3,87	str.	3,86	str.	3,89	sl.	—	—
023	3,72	str.	3,75	s.	3,71	s.	3,70	sl.	3,7	v. sl.
113	3,55	v. sl.	—	—	—	—	—	—	—	—
114	3,475	str.	3,44	s.	3,46	str.	3,50	str.	3,4	v. sl.
006	3,32	v. s.	3,32	v. s.	3,31	v. s.	3,32	str.	3,31	str.
114	3,20	str. s.	3,22	s.	3,20	str.	—	—	320	v. sl.
115	3,10	v. sl.	—	—	—	—	—	—	—	—
025	2,98	s.	2,99	s.	2,98	s.	—	—	2,98	sl.
115	2,86	str.	2,85	str.	2,85	str.	2,84	v. sl.	2,84	v. sl.
116	2,78	str.	2,77	str.	2,79	v. sl.	2,688	sl.	—	—
200	2,585	sl.	2,58	sl.	—	—	—	—	—	—
202	2,560	v. s.	2,56	v. s.	2,55	v. s.	2,564	v. s.	2,56	s.
008	2,49	sl.	2,50	v. sl.	—	—	—	—	—	—
133	2,46	sl.	2,45	sl.	2,44	sl.	2,456	v. sl.	2,44	sl.
204	2,39	v. sl.	—	—	—	—	—	—	—	—
133	2,376	str.	2,38	str.	2,37	str.	2,374	sl.	2,38	str.
221	2,245	sl.	2,235	sl.	2,22	sl.	2,24	v. sl.	2,24	str.
223	2,185	sl.	2,185	sl.	2,17	sl.	2,20	v. sl.	2,18	sl.
206	2,14	str.	—		—	—	—	—	—	—
043	2,13	str.	2,13	str.	2,12	str.	2,130	str.	2,11	sl.
223	2,05	v. sl.	2,05	v. sl.	2,05	sl.	—	—	—	—
0.0.10	1,991	s.	1,991	str.	1,99	v. s.	2,01	sl.	1,98	str.
206	1,95	sl.	1,95	sl.	—	—	1,969	v. sl.	—	—
046	1,83	str.	—	—	1,86	sl.	1,904	sl.	—	—
138	1,76	sl.	—	—	1,74	sl.	1,757	v. sl.	—	—
1.3.10	1,654	sl.	1,66	sl.	—	—	1,649	v. sl.	1,65	sl.
312	1,64	str.	1,64	str.	1,642	str.	1,630	sl.	1,64	sl.
313	1,60	sl.	1,60	v. sl.	1,590	v. sl.	1,596	v. sl.	—	—
314	1,55	sl.	1,55	—	1,55	sl.	—	—	—	—
1.3.10	1,52	sl.	1,52	v. sl.	1,520	sl.	—	—	—	—
060	1,504	s.	1,50	s.	1,494	s.	1,500	s.	1,50	s.
335	1,344	str.	1,344	sl.	1,348	s.	1,353	sl.	1,34	v. sl.
260	1,335	sl.	1,335	sl.	—	—	—	—	—	—
400	1,295	sl.	1,295	sl.	1,290	str.	1,296	str.	1,29	str.
0.0.16	1,245	sl.	1,245	sl.	1,240	sl.	1,244	sl.	1,24	sl.

i trojvrstvia typu montmorillonitu. U vzorky nenasýtenej etyleglykolom je možné preto predpokladať kombináciu hodnôt bazálnych reflexií prvého rádu hydromuskovitu d = 10 Å a montmorillonitu d = 15,4, prípadne 12.4 Å. Naproti tomu u vzorky nasýtenej etyleglykolom kombináciou bazálnych reflexov prvého radu hydromuskovitu a druhého radu d = 8,85 Å etylenglykolmontmorillonitu. Tento predpoklad potvrdzuje aj DTA krivka so slabou endoreakciou pri 240 °C, ktorá naznačuje prítomnosť hydratovaných Ca^{2+} a Mg^{2+} iónov v štruktúrnej mriežke.

Röntgenografické štúdium hydromuskovitu pri rôznych teplotách do 160 °C, 700 °C, 800 °C, 1200 °C obr. č. 7, vzorky 3, 4, 5, 6 poskytuje nasledovné výsledky. Do 160 °C zmena hodnôt d (hkl) nestáva. Do 800 °C pozorovať zmenu intenzity difrakčných línií 004 a 110, ktorá sa zvlášť prejavuje pri zahrievaní do 800 °C, kde oproti pôvodnej vzorke je pomer intenzít difrakčných línií 004 a 110 v obrátenom pomere. Postupne dochádza tiež k zmene bazálnej reflexie 002 z d = 10,32 Å na 10,20 Å s postupným znižovaním intenzity. Slabé difrakčné línie zanikajú, prípadne dochádza k ich koencidencii (napr. línie 113, 023). Po dehydroxylácii vzorky do 800 °C nedochádza k rozpadu štruktúrnej mriežky. K rozpadu štruktúrnej mriežky dochádza po 800 °C okolo 1100 °C a pri 1200 °C vzniká sillimanit Al_2SiO_5.

Pre porovnanie na obr. 8 je uvedený difrakčný záznam agalmatolitu (vzorka 7. Berezovsk) spolu s hydromuskovitom (vzorka 8) a sericitu z Rožňavy (Mária Baňa) vzorka 9. Z uvedeného porovnania vyplýva rozdiel medzi hydromuskovitom a agalamatolitom a príbuznosť hydromuskovitu so sericitom.

Výpočet parametrov štruktúrnej bunky hydromuskovitu z Banskej Štiavnice a ich porovnanie s parametrami štruktúrnej bunky hydromuskovitov a minerálom im blízkych.

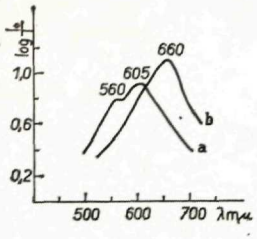
Tab. 9.

Minerál	a_0 Å	b_0 Å	c_0 Å	β
Pyrofyllit H. Strunz (1957)	5,15	8,92	18,59	99°55'
Muskovit H. Strunz (1957)	5,19	9,04	20,08	95°30'
Hydromuskovit H. Strunz (1957)	5,20	9,00	20,00	96°0'
1 M Hydromuskovit Ogofau, Wales	5,21	9,03	20,10	96°6'
1 M Hydromuskovit Roudný	5,20	9,01	20,12	97°0'
2 M Hydromuskovit Rožňava	5,189	8,988	20,05	94°40'
Hydromuskovit Nagybörzöny	5,20	9,00	20,00	95°3'
2 M Hydromuskovit Ban. Štiavnica—Šobov	5,19	8,99	20,00	95°0'
1 M d Illit Fithian Vermilion Co.	5,20	9,00	10,00	—
2 M Illit Gelad Calhoun Co.	5,20	9,00	19,90	—

Výpočet parametrov štruktúrnej buňky hydromuskovitu bol urobený pomocou línií (400) d = 1,29 Å; (060) d = 1,494 (0.0.10) d = 1,99 a za predpokladu, že $a^o = b^o\sqrt{3}$ a $\sin\beta\, d_{100}/a^o$, pričom d_{100} = 5,19 Å

Absorbčné spektrum metylénovej modrej s hydromuskovitom

Absorbčné spektrum metylénovej modrej s hydromuskovitom má absorbčné maximá s metylénovou modrou pri $\lambda = 560$ a 605 μ m absorbčné maximum metylénovej modrej + KCl je pri λ 660 μ m.



Obr. 9. Absorbčné spektrum hydromuskovitu — Šobov pri Banskej Štiavnici: a) s metylénovou modrou; b) s metylénovou modrou + KCl.

Postavenie hydromuskovitu a jemu blízkych minerálov v klasifikácii ílových minerálov

Pyrofylit

Vyskytuje sa v tenkých lístočkoch perleťového lesku s tvrdosťou okolo 1. Makroskopicky je veľmi podobný mastencu. Vzniká hlavne ako nízkotemperatúrny minerál účinkom hydrotermálnych roztokov obyčajne na kyslé horniny.

Pevná, obyčajne nazelenalá odroda pyrofylitu, označuje sa ako agalmatolit.

Kryštálová štruktúra je trojvrstevnatá, zložená z dvoch kremíkokyslíkových tetraedrických vrstiev so strednou hliníkohydroxylovou oktaedrickou vrstvou. Vrcholy každej tetraedrickej vrstvy sú spojené s oktaedrickou vrstvou kyslíkom z tetraedrickej vrstvy, ktorý tu takto popri skupinách OH zaujíma $^2/_3$ z oktaedrickej koordinácie, čím vzniká ucelený trojvrstevný dioktaedrický komplex štruktúrno-chemického vzorca:

$[Al_4]\,[Si_8]^{IV}\,O_{20}\,(OH)_4$ (J. W. Gruner, 1944)

s obsahom SiO_2 66,65 %, Al_2O_3 28,35 %, H_2O 5,0 %.

Muskovit

Muskovit na rozdiel od pyrfylitu má v štruktúre $^1/_4$ iónov Si^{4+} v tetraedrickej vrstve zastúpenú iónami Al^{3+}, vznikajú tak Al-tetraedre namiesto Si-tetraedrov, čím súčasne vzniká zvyškový záporný náboj (2e— na elementárnu bunku), ktorý je kompenzovaný dvoma iónami K^+, prípadne inými alkalickými iónami (GRIM 1953).

Uloženie K^+ iónov v dodekaedrickej koordinácii je v prázdnych priestoroch hexagonálnych prstencov dvoch proti sebe postavených tetraedrických vrstiev v medzivrstve základného trojvrstvia.

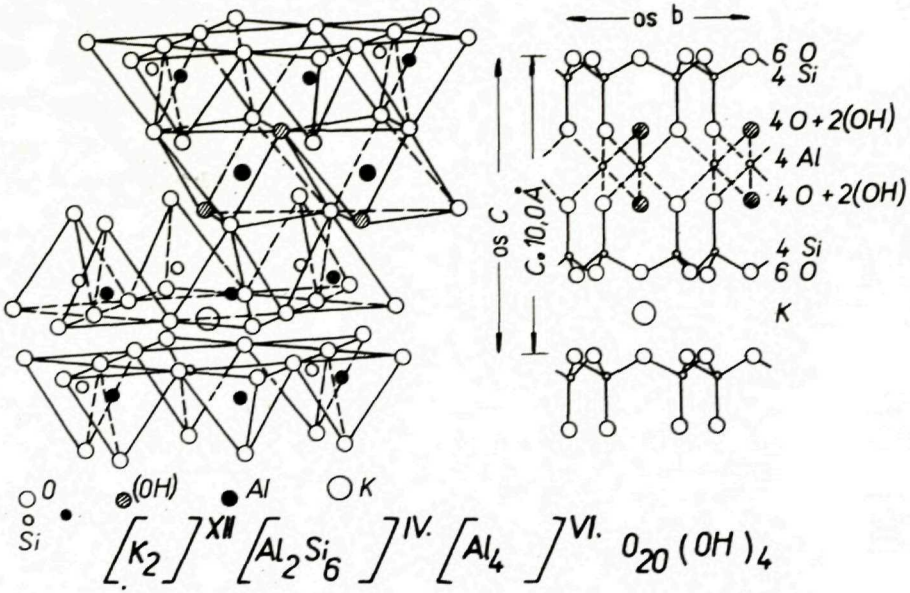
Štruktúrno-chemický vzorec muskovitu je potom:

$[K_2]^{XII}\,[Al_2Si_6]^{IV}\,[Al_4]^{VI}\,O_{20}\,(OH)_4$

s obsahom K_2O 11,8 %, SIO_2 45,2 %, A_2O_3 38,5 %, H_2O 4,5 %.

Substitúciou Si^{4+} iónami Al^{3+} v teraedrickej vrstve a kompenzáciou v medzivrstve odlišujú sa minerály typu štruktúry sľudy od minerálov skupiny montmorillonitu, kde popri izomorfii v tetraedrickej vrstve je v prevažnej miere izomorfia

Al^{3+} dvoj- a trojmocnými iónami v oktaedrickej vrstve. Kompenzacia voľných nábojov je uskutočňovaná iónami jedno- a dvojmocných alkalicko a alkalicko-zemitých prvkov. Okrem toho medzivrstva medzi základným trojvrstvím obsahuje sčasti orientované molekuly n. H_2O, ktoré spôsobujú rôzny posun základného trojvrstvia v smere osi „c" v závislosti na povahe medzivrstevných iónov.



Obr. 10. Schématické znázornenie štruktúry muskovitu.

Hyromuskovit

Hydromuskovit po prvý raz popísal A. BRAMMALL, J. G. LEECH, F. A. BANNISTER v r. 1937 z Ogofau (Garmarthenshire) v Anglicku ako jemný, biely sľude podobný minerál, ktorý bol prítomný v podobe tenkých žiliek v ílových bridliciach a vznikol ako nízkotemperatúrny minerál na hydrotermálnych žilách v paragenézii s pyritom, arzenopyritom, zlatonosným pyritom a kremeňom. Čo do obsahu draslíka a stupňa kryštalizácie, je zo skupiny minerálov, ktorých postavenie je medzi muskovitom a illitom.

Podľa Brammalla a spolupracovníkov hydromuskovit od ideálneho muskovitu sa odlišuje:

vyšším obsahom OH-skupín,
nižším obsahom K a Al (v okt. koordinácii).

Zvýšený obsah vody pri nižšom obsahu draslíka vysvetľujú A. K. GANGULY (1951) a G. BROWN, K. NORRISH (1952) pritomnosťou H_3O^+ iónov v medzivrstevných priestoroch štruktúrnej mriežky základného trojvrstvia. Podľa toho štruktúrno-chemický vzorec má formu:

$[Ca, Na, K, H_3O]_2$ $[Al, Ti, Mg, Fe]_4$ $[Si, Al]_8$ $O_{20}(OH)_4$

Hydroxiónové ióny $(H_3O)^+$ izomorfmne zastupujú alkálie podľa rovnice:

$K^+ + 2H_2O \rightarrow H_3O^+ + KOH$ (H. Strunz 1957)

Vznik hydroxionových iónov možno znázorniť rovnicou disociácie molekúl vody ako:
$2H_2O \rightleftarrows [H_3O]^+ + [OH]^-$

Táto rovnica však platí len v kyslých alebo neutrálnych roztokoch. V alkalických roztokoch posunuje sa priebeh reakcie smerom doľava.

Vzhľadom na to, že hydrotermálne roztoky pri vzniku hydromuskovitu, ako je známe, majú alkalický charakter, nevznikajú preto hydroxoniové skupiny, ktoré, by vstupovali do mriežky hydromuskovitu.

Väčší počet OH' iónov a menší počet alkalických iónov hydromuskovitu oproti muskovitu je možné vysvetliť tým, že v prípade izomorfie Si^{4+} iónov, iónami Al^{3+}, kompenzácia voľných záporných nábojov je možná preto, že časť 0^{-2} iónov je nahradená OH' iónami. Súčasne so znižovaním negatívnych nábojov znižuje sa počet alkalických iónov v medzivrstve základného trojvrstvia a počet OH' iónov stúpa. Neprítomnosť H_2O molekúl v medzivrstevných priestoroch spôsobuje, že štruktúra nemá možnosť rozpínania v smere osi „c", ako je to u montmorillonitu. Predpokladané zmeny v tetraedrickej vrstve spôsobujú zmeny v súdržných silách štruktúrnej mriežky minerálu, čím vznikajú oproti muskovitu rozdiely napr. v tvrdosti a rozmeroch kryštálkov. Zmenšovaním rozmerov a nižšou tvrdosťou nadobúdajú minerály mastencový vzhľad so submikroskopickými rozmermi minerálov a pre íly typickú plasticitu. Štruktúrno-chemicky možno tieto zmeny oproti muskovitu vyjadriť vzorcom:

$\infty^4[K, Na]^{XII}\ y\text{-}n\ [Al, Fe^{3+}, Fe^{+2}, Mg, Ca]^{VI}{}_4\ [Si_{8}\text{-}y\ Aly]^{IV}\ O_{20}\text{-}m\ (OH)_4 + m$

V prípade, že $y = 1$ a $n = m = O$, je to štruktúrno-chemický vzorec muskovitu. V tejto postupnej premene vyjadrenej horeuvedeným štruktúrno-chemickým vzorcom nachádzajú sa aj minerály illitovej skupiny.

Illit

Termín „illit" (podľa štátu Illinois USA) zaviedol R. E. GRIM so spolupracovníkmi (v r. 1937) označenie sľude podobných minerálov. Mal nahradiť dovtedy používané označenie minerálov ako napr. K- obsahujúci ílový minerál, sericitu podobný minerál, glimerton, bravaisit a pod. V pozdejších rokoch R. E. Grim (1953) doporučuje tento termín používať pre ílové minerály sľude podobné ako dioktaedrické, tak trioktaedrické, ktorých kryštálová štruktúra je typu muskovitu a biotitu. Pripúšťa, že v budúcnosti podrobné štúdiá ílových minerálov zo skupiny illitu ukážu, či bude účelné rozčleniť túto skupinu, prípadne uviesť pre jej charakteristiku iné podrozdelenia.

Naproti tomu v sovietskej literatúre častejšie sa stretávame s termínom „hydrosľuda" pre označenie sľude podobných minerálov a termín illit používa sa skôr pre hydromuskovitovú odrodu hydrosľúd.

Vzhľadom na to, že existuje skupina minerálov, ktoré majú kryštálovú štruktúru typu muskovitu, od ktorej sa odlišujú len rôznym stupňom izomorfie iónov v tetraedrickej a oktaedrickej vrstve, ako aj obsahom alkalických iónov v medzivrstve základného trojvrstvia, dostávame röntgenogramy navzájom podobné. Táto podobnosť je vyjadrená rovnakými hodnotami v hlavných debyeových líniách. Prípadná nedokonalosť v kryštálovej štruktúre spôsobuje vynechávanie najslabších línií, difúznosť línií, oproti debyegramu muskovitu. Možno preto predpokladať plynulý rad minerálov s prechodom od muskovitu smerom k illitu a montmorillonitu. Tento rad je charakterizovaný znižovaním obsahu alkalických iónov a zvyšovaním obsahu H_2O s priliehavým označením ako hydrosľudy.

Tento plynulý rad minerálov je možné charakterizovať aj tým, že zmenšovaním rozmerov kryštálov, menia sa aj ich morfologické vlastnosti. Podľa týchto kritérií K. JASMUND (1955) doporučil označiť za hydrosľudy minerály so štruktúrou typu sľúd, ktorých rozmery sú makro a mikrorozmerov, a za illity minerály s nedokonalou štruktúrou sľúd, ktorých rozmery sa približujú rozmerom koloidov.

Sericit

Skrytokryštalická odroda muskovitu, ktorá vzniká premenou živcov — sericitizáciou —, má oproti muskovitu, podobne ako hydromuskovit, nižší obsah draslíka a vyšší obsah vody. Patrí taktiež do skupiny hydrosľúd a zdá sa, že je do určitej miery synonymom s hydromuskovitom, ktorý má nižší obsah draslíka a vyšší obsah vody.

Vznik hydromuskovitu v okrajových častiach kremencov

Podľa W. Nolla (1936) hydromuskovit môže vznikať v intervale teplôt 200 °C–525 °C. Preto hydromuskovit najpravdepodobnejšie vznikal ako výsledný produkt metasomatického pôsobenia hydrotermálnych roztokov na alumosilikáty andezitových hornín v okolí kremencov, za predpokladu relatívneho obohatenia komponentami Al a alkáliami, hlavne K, ktorý prinášali hydrotermálne roztoky.

Štúdium fyzikálnych podmienok vzniku a stability minerálov; plagioklasov, sericit-muskovitu, kaolinitu, pyrofylitu a korundu v závislosti na teplote, koncentrácii draslíka, hliníka a charaktere prostredia (pH) sa zaoberal R. L. FOLK (1947). Podľa týchto prác sericit a teda aj hydromuskovit vzniká v neutrálnom prostredí pri teplote cca 200 °C. Pri nízkej koncentrácii draslíka alebo vysokej koncentrácii Al, teplota vzniku hydromuskovitu sa znižuje. V kyslom prostredí je hydromuskovit nestály a na miesto neho vzniká pyrofylit a kaolinit.

Chemické podmienky vzniku hydromuskovitu podľa A. N. ZAVARICKÉHO (1911) sú nasledovné:

plagioklas andezínovej zložky

$$\overbrace{6\,Na\,AlSi_3O_8 + 3\,Ca\,Al_2Si_2O_8}^{\text{plagioklas andezínovej zložky}} + K_2CO_3 + 4\,H_2O + 4\,CO_2 =$$
$$= \underbrace{4\,(OH)_2\,K\,Al_3Si_3O_{10}}_{\text{hydromuskovit}} + 3\,Na_2CO_3 + 3\,CaCO_3 + 12\,SiO_2$$

Priebeh tejto reakcie predpokladá prínos K a výnos Mg, Fe, Ca a SiO_2.

$$3\,K\,AlSi_3O_8 + H_2O + CO_2 = (OH)_2\,K\,Al_3Si_3O_{10} + K_2CO_3 + 6\,SiO_2$$

Podľa J. W. CRUNERA (1944) vznik hydromuskovitu z draselných živcov možno znázorniť:

$$3\,K\,AlSi_3O_8 + 2\,HCl \rightleftarrows (OH)_2\,K\,Al_3Si_3O_{10} + 6\,SiO_2 + 2\,KCl$$
$$K\,AlSi_3O_8 + 2\,Al(OH)_3 \rightleftarrows (OH)_2\,K\,Al_3Si_3O_{10} + 2\,H_2O$$

Priebeh týchto reakcií predpokladá prítomnosť HCl, ktorej prítomnosť v hydrotermálnych roztokoch je možné predpokladať. Jeho výskumy ukázali, že hydromuskovit môže vznikať ako v slabo kyslom, tak aj v neutrálnom a zásaditom prostredí.

Vzťah hydromuskovitu ku kremencom vyplýva z posledných výskumných prác a štúdia genézie ložiska dinasových kremencov na vrchu Šobov pri Banskej Štiavnici S. Polákom (1963).

S. POLÁK (1963) uvádza, že v kremencoch brekciovitého vzhľadu vyskytujú sa povlaky agregátov pyrofylitu, ktoré sa vyskytujú aj v okolí hornín kremencov v tzv. šobovskej sérii. Z hľadiska genetického horniny šobovskej série považuje za horniny sedimentované syngeneticky s kremencami. Hydrotermálna, možno gejzírová činnosť sa odohrala v solfatárovom poli na suchej

zemi. Jej doznievanie súvisí s novou intenzívnou fázou vulkanickej činnosti, pri ktorej bolo celé ložisko kremencov pochované pyroklastickými horninami súčasne pyrofylitizovanými a sulfidizovanými. To, čo sa uvádza ako pyrofylit v kremencoch, je v skutočnosti hydromuskovit.

Za epitermálny vznik pokladá aj A. Brammall Ř1937) a spol. hydromuskovit z klasickej lokality na rudných žilách Ogofau pri Carmartheshire v Anglicku, mezotermálny hydromuskovit z Nagybörzöny J. Erdélyi a spol. (1958).

Doteraz v Československu popísané hydromuskovity z Roudného, F. Novák, F. Kupka (1960). B. Lukavic, J. Konta (1957), z Rožňavy, F. Novák (1962), vznikli v priebehu hydrotermálnych metamorfných procesov.

Záver

Na základe kryštalochemického, röntgenografického, termického, elektronografického štúdia a ďalších bolo zistené, že biela ílovitá hmota, ktorá vystupuje v oblasti kremencov na Šobove pri Banskej Štiavnici, považovaná doteraz za pyrofilit, prípadne za agalmatolit, je hydromuskovit štruktúrneho typu 2 M — monoklinickej modifikácie priestorovej grupy C^2/c. Jeho vznik je spojený s metasomatickým účinkom hydrotermálnych roztokov na aluminosilikáty andezitových hornín.

Doručené 9. X. 1969
Lektoroval: Prof. Ing. L. Rozložník, CSc

Katedra geológie a mineralógie
Baníckej fakulty VŠT v Košiciach

Literatúra

Bárta R. — Špičák K.: Příspěvek o výzkumu některých zemin ze Slovenska. Sborník prací z techn. silikátů. SNTL, Praha 1954.

Brammall A. — Leech I. G. — Banister F. A.: The paragenesis of cookeite and hydromuskovite associated with gold at Ogofau, Carmarthenshire, Min. Mag. 24, 507—520, 1937.

Brown G. — Norrish K.: Hydrous micas. Min. Mag. 29, 929—932, 1952.

Erdélyi I. — Koblenez V. — Tolnay V.: Über Hydroparagonit ,ein neuses Glimmer-Mineral ,sowie über seine Beziehungen zum Hydromuskovit, Natronillit und Brammallit, Acta Geologica Acad. Sc. Hung. 1958.

Ganguly A. K.: Hydration of exchangeable cations in silicate minerals. Soil Sci 71, (239—244) 1951.

Grim R. E.: Mineralogija glin, Moskva, Izdat. inostr. lit. (preklad z angl.) 1956.

Grim R. E. — Bray, R. H. — Bradley W. F.: The mica in argilacevus sediments. Am. Min. 22, 1957.

Grim R. E. — Rowland R. A.: Differential Thermal Analysis of Clay Minerals and Other Hydrous Materials. Part. 2 Am. Min. 27. 1942.

Hintze C.: Handbuch der Mineralogie, Bd. 2, Leipzig, 1897.

Konta J.: Jílové minerály Československa, ČSAV, Praha, 1957.

Hutzelmann A.: Über den Dillnit und Agalmatolith, die Begleiter des Diaspors von Schemnitz. Poggend. Annal. Phys. u. Chem. 18, 575—578, 1849.

Mackenzie R. C., ed.: The Differential Thermal Investigation of Clays. London, Miner. Soc. 1957.

Michejev V. I.: Rentgenometričeskij opredelitel mineralov, Moskva, Gos. nauč. tech. Izd. 1957.

Muñooz Taboa dela M., Aleixander Ferrandis V.: The mica minerals in „The Differential Thermal Investigatons of Clays", R. C. Mackenzie, ed. 1957.
Noll, V.: Mineralbildung im System Al_2O_3 — SiO_2 — H_2O. Neues Jahrb. Bd. 70. 1936.
Novák F.: Studium hydromuskovitu z ložiska Mária u Rožňavy. Acta Univ. Carolinae, Geologica 1, 2. 1962.
Polák S.: Ku genéze ložiska dinasových kremencov na vrchu Šobov pri Banskej Štiavnici, Geol. práce, Zprávy 29, Bratislava, 1963.
Strunz H.: Mineralogische Tabellen, Leipzig 1957, (Preklad, Gos. nauč. tech. izd., Moskva 1962).
Threadgold I. M.: A hydromuskovit with 2 M_2 structure, from Mount Lyell, Tasmania. Am. Min. 44. No. 5—6, 1959.

Hydromuscovite of Banská Štiavnica and Its Relation to Hydrothermal Alterations of Volcanic Rocks.

VENDELÍN RADZO

Résumé

The present work brings the results of mineralogical study on hydromuscovite from the area of quartzites from Šobov near Banská Štiavnica. Hydromuscovite occurs there in a form of white, clayey rock of talc-appearance, called pyrofyllite in older literature.
Crystallochemical formula for hydromuscovite:
$(K_{1,21}\ Na_{0,1}\ Ca_{0,13})^{XII}{}_{1,5}$; $(Al_{3,8}\ Fe_{0,1}\ Mg_{0,1})^{VI}{}_{4,0}$
$(Si_{5,9}\ Al_{2,1})^{IV}{}_8\ O_{19,4}(OH)_{4,6}$
The size of structural cell: a = 5.19 Å
b = 8.99 Å, C = 20.000 Å ß = 95° O.
DTA curve has andotherm reactions at 140 °C, 240 °C, 1080 °C, and exoreaction at 1120 °C.
Desintegration of structural cell takes place at 140 °C, manite arises at 1200 °C.
The rise of muscovite is connected with metasomatic effect of hydrothermal solutions upon alumosilicates of andesite rocks.

Príspevok k poznaniu ílovitých horninotvorných minerálov mezozoika centrálnej časti bansko-štiavnického rudného revíru

RUDOLF KÚŠIK

Abstract.

L'article traite la composante argileuse des couches sousjacentes mésozoïques du complexe néovolcanique. Cette composante prend part à l'édification de l'assise flycheuse rangée au Zeiss et formées par des roches du type grès — siltpierre d'argile. Parmi les minéraux argileux, il faut citer surtout: illite et kaolinite lesquelles sont constantes, a teneur en chlorite se trouve sur la limite de l'enregistrement radiographique. Dans les couches sus-jacentes du Zeiss, se trouve le Campil formé de roches carbonatées avec l'addition de la composante argileuse (calcaire-dolomie). A la différence du Zeiss, la composante argileuse du Campil est formée de montmorillonite. La kaolinite n'est pas présente toujours, elle existe en petite quantité. L'illite est pour cet horizon atypique. Quant à un échantillon du calcaire marneux riche en illite et pauvre en kaolinite, je le range au Triassique moyen. Ainsi à l'aide de la composante argileuse, la corrélation du substratum mésozoïque du complexe néovolcanique était exécutée.

Pri štúdiu mezozoika, tvoriaceho podložie vulkanického komplexu, stretávame sa s mnohými problémami, predovšetkým pri riešení otázok stratigrafie. Toto mezozoikum sa vyznačuje nedostatkom, alebo úplným chýbaním fauny, či už makro, alebo mikro. Pri odbere vzoriek, predovšetkým na III. obzore Emil šachty a v prekope Alžbeta, sme vybrali vzorky jednak na výbrusy, jednak na výplavy. Z makrofauny sa nám podarilo na III. obzore nájsť neurčiteľného brachiopóda. Neurčiteľného pre intenzívnu rekryštalizáciu. Výplavy zo slienitých a ílovitých bridlíc nám prispeli výskytom ihlíc húb (určila prof. Kúšiková). Z výbrusovej fauny sú ešte pomerne časté výskyty krinoidov, vyskytujúcich sa obyčajne vo forme monokryštálov s občas zachovaným centrálnym kanálikom. Nakoniec ešte pristupuje výskyt onkolitov, pozorovateľný makro i mikroskopicky. Sú to hľúzky predstavujúce prejav činnosti rias, predovšetkým Cyanophyt. Sú dosť výrazne zastúpené v horizonte označovanom ako intraformačné brekcie.

Toto mezozoikum sa však neskladá len z karbonátových členov. V podloží týchto je vyvinuté vo flyšoidnom vývoji, priraďovanom obyčajne ku zeissu. Toto súvrstvie môžeme označiť ako nekarbonátne, pretože sa skladá z rôznych typov hornín radu pieskovec – siltovec – ílovec. Tieto horniny sa vždy vyznačujú prítomnosťou určitého podielu ílovitej zložky. Za účelom štúdia tejto ílovitej zložky som vybral ílovitejšie typy vzoriek jednak z XII. obzoru v Michal prekope, jednak z niektorých vrtov, ako napr. z vrtu VŠ–D–4; VŠ - D–5; V–3/68 a jednu vzorku z vrtu VŠK. Pri tomto som mal na zreteli, že ílovitá zložka je jednak svojím zložením charakteristická pre určitý stratigrafický horizont, jednak je pestrým obrazom zmien, prebiehajúcich v sedimente pri polymorfnej metamorfóze, akej boli tieto sedimenty podrobené. Z XII. obzoru Michal prekopu bolo analyzovaných 5 vzoriek na ílovitú zložku. Ako konštantne zastúpené sa ukázali kaolinit a illit (tab. I). Ich kvantitatívne zastúpenie kolíše. Ako podradná zložka bol u niektorých vzoriek zistený chlorit.

Tab. I. Rtg. záznamy ílových minerálov z flyšoidného súvrstvia

VŠ-5/2		VŠ-5/5		VŠ-D-4-A		V-3/68A		V-3/68B		V-3/68-0		BŠ-51		BŠ-55		BŠ-59		BŠ-71	
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
		1	13,59	1	14,25	4	13,63	4	14,02	5	13,81	2	13,81						
9	9,6	6	9,82	2	10,05	6	10,04	8	9,93	5	10,04	2	9,82	4	9,82	2	10,04	4	10,04
3	7,06	2	7,06	3	7,15	7	7,02	5	7,02	10	7,07	10	7,02	3	7,19	1	7,13	2	7,13
3	4,92	2	4,98	1	4,97	2	4,98	3	4,92							2	4,98	2	4,98
				1	4,71	3	4,71	2	4,67			6	4,67						
1	4,48	1	4,48					1	4,47	4	4,48			2	4,23				
1	4,23	1	4,26	2	4,27	1	4,23	2	4,23					3	3,47			1	3,55
2	3,56	1	3,56	2	3,53	5	3,53	3	3,53	8	3,56	10	3,53	10	3,32	10	3,35	10	3,35
10	3,32	10	3,35	10	3,35	10	3,32	10	3,33	7	3,32	6	3,32						
		1	3,07			2	3,01	1	3,01										
1	2,77					1	2,83	1	2,83	2	2,84	2	2,83						
2	2,66																		
2	2,54	3	2,59			1	2,56	1	2,56	2	2,57	2	2,56	3	2,56	2	2,56	1	2,56
				1	2,45														
				1	2,27														
						1	2,13												
3	1,99	2	1,99	1	1,98	2	1,99	3	1,99	3	2,00	3	1,98	3	1,98	3	1,98	3	1,98
		1	1,81	1	1,81	1	1,81	1	1,81										
1	1,65							1	1,66										
1	1,53	1	1,54	1	1,54	1	1,54	1	1,53	1	1,54								
		1	1,50					1	1,50										
1	1,35			1	1,37	1	1,37												

Vysvetlivky k tab. I: VŠ–5/2 = Vrt V–Š–D–5, metráž 2,35 m; VŠ–5/5 = Vrt V–Š–D–5, metráž 16,30 m; VŠ–D–4 A = vrt metráž 11,70–11,80 m; V–3/68 A = vrt, metráž 0,05–0,55 m; V–3/68–o = vrt, metráž 45,15–45,20 m; V–3/68–B = vrt, metráž 2,60–2,65 m; BŠ–51 = 12. obzor, Michal prekop, 44 m za m. b. 36; BŠ–55 = 12 obzor, Michal prekop 26 m za m. b. 36; BŠ–59 = 12. obzor, Michal prekop, 2 m za m. b. 36; BŠ–71 = 12. obzor Michal prekop 49 m za m. b. 33.

Jeho zastúpenie je tak nízke, že u niektorých vzoriek nebol ani röntgenograficky zachytený. Podobné výsledky sú zo vzoriek z vrtu VŠ–D–5, odkiaľ boli analyzované 2 vzorky. U týchto illit výrazne prevažuje nad kaolinitom. Trochu odlišná je situácia u vzoriek z vrtu VŠ–D–4 a vrtu V–3/68, odkiaľ boli analyzované 4 vzorky. U týchto sa popri kaolinite a ilite výrazne prejavuje aj prítomnosť chloritu, ktorý bol zachytený vo všetkých vzorkách. U jednej vzorky je chlorit dokonca rovnocenný s illitom. Pokiaľ ide o illit možno konštatovať, že ide o ilit trioktaedrický. Materiál je vcelku dokonale vykryštalizovaný ako ukazujú diferenciálne termálne analýzy kaolinitu a illitu.

Z mikroskopického štúdia vyplýva, že vzorky s prevahou kaolinitu sa vyznačujú málo výrazne vyvinutou bridličnatosťou, prípadne sú bez nej, kým vzorky s prevahou illitu majú lepšie vyvinutú bridličnatosť. Tieto prejavy súvisia s epizonálnou metamorfózou, ktorá sa niekedy označuje aj ako regionálna dynamometamorfóza. Pri metamorfóze týchto hornín dochádza k čiastočným premenám ílovitých minerálov ako napr. illitu v sericit, až muskovit. V prípade, že bol sediment vystavený polymetamorfóze, môže dôjsť ku vzniku biotitu, prípadne turmalínu, ako sme toho svedkami v niektorých prípadoch. Podieľa sa na tom predovšetkým hlbinná kontaktná metamorfóza, kým pri hydrotermálnej metamorfóze vznikajú minerály epidot-zoizitovej skupiny, ako som to zistil vo vrte VŠK, a tiež chlorit.

Záverom tejto kapitoly možno konštatovať, že minerálne zloženie ílovitej zložky flyšoidného súvrstvia je dosť konštantné a zastúpené je minerálmi illit a kaolinit, kým na hranici registrovateľnosti sa pohybuje obyčajne prítomnosť chloritu. V nadloží tohto flyšoidného súvrstvia, pričleňovaného obyčajne ku zeissu sa nachádza karbonátne súvrstvie, z ktorého väčšia časť sa za-

Tab. II

BŠ-5		BŠ-6a		BŠ-8		BŠ-9c		BŠ-19		BŠ-36/I	
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
10	17,67	10	16,54	10	17,67	10	17,67	10	17,67	10	14,2
4	7,19			7	7,13			1 1	8,82 7,15	3	9,2
2 2	4,43 4,25	6	4,43			2	4,48	1 1	5,82 4,43	9 6	7,00 4,76
4 3	3,59 3,35			5 4	3,56 3,33	3	3,35	1	3,53	8	3,56
										2 3 2 3	3,12 2,57 2,45 2,27

Vysvetlivky k tab. II. BŠ–5, Emil šachta, III. obzor (10 P/Z) 3 m za b 7; BŠ–6a, Emil šachta, III. obzor (10 P/Z); BŠ–8 Emil šachta, III. obzor, prekop na S, sledovanie metasomatického zrudnenia; BŠ–9c – Detto rudná metasomatická šošovka; BŠ–19 III. obzor, Bieber žila juh, prekop na V pri b 24, pred b 26–24 m; BŠ–36/I. Alžbeta prekop, 3 m pred b 21;

členuje ku kampilu. Sú tu zastúpené rôzne typy hornín radu vápenec — íl, s prevahou typických slieňovcov a sčasti tiež horniny radu vápenec — dolomit. Pri tomto pojednaní by som sa chcel venovať slienitým horninám, nakoľko tieto sú v značnej miere tvorené ílovitou zložkou. Zaujímala ma pritom otázka, či a v akej miere sa zmení ílovitá zložka v tomto stratigraficky, aj litologicky odlišnom súvrství od podložného flyšoidného súvrstvia. Toto očakávanie sa splnilo v tom zmysle, že hlavným ílovitým minerálom v týchto slienitých horninách je montmorillonit. Jeho identifikácia bola potvrdená sýtením v glycerole, kedy došlo ku zvýšeniu hodnoty bazálnej línie prvého radu (001) na 17,67 A°, čím je práve montmorillonit charakteristický. Táto skúška sa urobila pri piatich vzorkách, kým pri šiestej ide o čistý chlorit (sekundárny). Viď. tab. II.

Pokiaľ ide o zastúpenie hlavného minerálu, sú teda výsledky jednoznačné. Z vedľajších minerálov ílovitej zložky hodno spomenúť kaolinit, vystupujúci v štyroch vzorkách, v ďalších dvoch zdá sa byť tiež prítomný, ale málo výrazne zachytený. Pri jednej vzorke sa zdá byť prítomný otázny ilit.

Záverom možno konštatovať, že u slienitých hornín, radených ku kampilu je hlavným ílovitým minerálom montmorillonit, na hranici registrovateľnosti sa pohybuje kaolinit. Ilit je pre tento stratigrafický horizont netypický.

Záverom uvediem ešte jednu vzorku, odobratú v Alžbeta prekope, predstavujúcu slienitý vápenec. Viď. tab. III.

Tab. III

BŠ — 83a		Poznámka
I	d	
10	9,93	Illit
1	7,13	Kaolinit
4	4,98	Illit
1	4,27	Kremeň
1	3,55	Kaolinit
10	3,32	Kremeň, illit
1	2,48	Kaolinit
5	1,98	Illit
0,5	1,49	Illit, kaolinit

BŠ—83a: Alžbeta prekop, 10 m pred m. b. 16; 0,5 m pred veternými dverami.

Vzorka sa od predchádzajúcich silne líši tým, že je v podstate tvorená illitom. Len celkom nepatrne je prítomný kaolinit. Na základe toho predpokladám, že ide pravdepodobne o stratigraficky odlišnú horninu a domnievam sa, že azda môže ísť už o stredný trias. Je to predpoklad zatiaľ neoverený, ale zdá sa, že dosť pravdepodobný. Vychádzam pritom z toho, že kým pre zeiss je konštantný illit a kaolinit s nepatrne zastúpeným chloritom, pre kampil je typický montmorillonit s nepatrnou prímesou kaolinitu. Illit je ako netypický. Z toho

predpokladám, že v prípade poslednej vzorky pôjde o odlišný stratigrafický horizont, najskôr o spodnú časť stredného triasu.

Doručené: 8. 7. 1969
Lektoroval: dr. Vlastimil Konečný

Geologický prieskum, n. p., Sp. Nová Ves
Geologické stredisko Žilina

Literatúra

Burian a kol., 1968 — Regionálny ložiskový výskum neovulkanitov, oblasť Banská Štiavnica, Záverečná správa, Geofond.
Grim R. E., 1956 — Mineralogija glin. Moskva.
Konta J., 1957 — Jílové minerály Československa. Praha.
Michejev V. I., 1957 — Rentgenometričeskij opredelitel' mineralov. Moskva.

Contribution to Informations About Clayey Rock-forming Minerals in Mesozoic of Central Part in Banská Štiavnica Ore District.

RUDOLF KÚŠIK

Résumé

The Mesozoic basement of the volcanic complex is rather fossil-poor due to recrystallization caused by polymorph alterations, e. g. epizonal metamorphism, contact and hydrothermal metamorphism. The author tries a stratigraphic correlation of the Mesozoic by the mineralogy of a clayey component of the sediments. The correlation is based upon a supposition that each stratigraphic horizon is characterized by a special mineralogical composition of clayey component. On this was also based the correlation of flyschoid beds of Zeiss including permanent illite and kaolinite, with chlorite on the limit of distinctness. The clayey component in the composition of clayey carbonates of Campile is mainly represented by montmorillonite, while kaolinite is on the limit of distinctness. Marly limestone with its clayey component represented by illite, may be referred perhaps to Middle Triassic. Kaolinite is only present in a small amount.

MINERALIA SLOVACA ROČ. I., (1969) č. 3.—4.

Doterajšie výsledky paleomagnetického štúdia stredoslovenských neovulkanitov subsekventného vulkanizmu v okolí Banskej Štiavnice

VILIAM PAŠTEKA

Abstract

L' article présente les résultats de l' exploration paléomagnétique des échantillons prélevés dans les découvertes superficielles et dans les forages aux environs de Banská Štiavnica. Sur la base de ces connaissances, l' auteur suppose 10 époques paléomagnétiques en relation avec l' épanchement des andésites pendant la 2^e et 4^e phase andésitique correspondant approximativement aux 17,5 $\pm$ 0,5 millions d' années jusqu' aux 13,5 $\pm$ 0,5 millions d' années.

Prvé paleomagnetické štúdium vulkanických hornín stredného Slovenska vykonal v rokoch 1962 až 1964 A. E. M. NAIRN z Anglicka, ktorý k tomuto účelu odobral orientované vzorky z umelých i prirodzených odkryvov, celkove asi z 90 lokalít. U odobratých vzoriek sa merala veľkosť a smer vektora prirodzenej remanentnej magnetizácie, magneticka susceptibilita a tiež Curieho teplota.

Na základe zistených smerov vektorov remanentnej magnetizácie a sukcesnej schémy vulkanických hornín stredného Slovenska v zmysle M KUTHANA (1963) vyčlenil A. E. M. NAIRN (1966, A. E. M. NAIRN, K. KAROLUS, 1965), tri paleomagnetické epochy a to dve reverzné a jednu normálnu, ktorú označil ako štiavnicko-kremnickú epochu (A. E. M. NAIRN, 1966). Do spodnej reverznej epochy zaradil staršie pyroxenické andezity II. fázy (v zmysle M. KUTHANA, 1963), do normálnej epochy mladšie pyroxenické andezity II. fázy a staršie amfibol-biotitické andezity III. fázy (do tejto epochy A. E. M. NAIRN zaradil aj intrúzie granodioritu a dioritu). Do vrchnej reverznej epochy A. E. M. NAIRN zaradil mladšie amfibol-biotitické andezity III. fázy ako aj ryolity III. ryolitickej fázy a tiež aj andezity záverečnej fázy subsekventného vulkanizmu (tab. I). Najstaršie andezity tejto oblasti, ktoré M. KUTHAN (1963) zaradil do I. andezitickej fázy sú reverzne zmagnetizované (tab. I). Polarita hornín I. a II. ryolitickej fázy nebola určená.

A. E. NAIRN (1966) sa pokusil tiež urobiť koreláciu paleomagnetických epoch z oblasti stredného Slovenska s epochami zistenými u japonských a novozélandských neovulkanitov, pričom u posledných poukázal na určitú zhodu s neovulkanitmi stredoslovenskými.

Úprava sukcésnej schémy M. KUTHANA (1963), ktorej sa pri interpretácii výsledkov paleomagnetického štúdia pridržiaval A. E. M. NAIRN (1966, A. E. M. NAIRN, K. KAROLUS, 1965), spojenej so zrušením záverečnej andezitickej fázy a zaradením IV. andezitickej fázy (J. FORGÁČ, K. KAROLUS, E. KAROLUSOVÁ, V. KONEČNÝ, M. KUTHAN, 1968) ako aj závery z výsledkov meraní orientovaných vzoriek len z povrchových odkryvov (počas práce A. E. M. NAIRNA nebol ešte dostupný vrtný materiál) žiadajú si urobiť spresnenie, prí-

padne korekciu pomerne jednoduchej NAIRNOVEJ schémy sukcesie paleomagnetických epoch.

Vek a pravdepodobná korelácia andezitov Stredného Slovenska (A. E. M. NAIRN, K. KAROLUS, 1965)

Tab. I.

Vulk.	Fáza	Vek	Hornina	Smer magnet.
finálny	hlavná fáza	kvart. alebo najml. tercier	plateaubazalty	norm.
	prípravná fáza		bazaltoid. andez., andezit. bazalty	
subsekventný	záverečná fáza	sarmat	vitrofyr. andez.	
	III. ryol. fáza	sarmat	ryolity, ryodacity	
	III. andezit. fáza	sarmat	hruboporfyr. amf. — biot. andezity, dacity a dacitoid. andezity	reverz.
				norm.
	II. andezit. fáza (intruz. fáza)	sarmat vrchný torton	pyroxenické andez. (granodior. diority)	norm.
				reverz.
	II. ryol. fáza	stred. torton	ryolity, ryodacity, dacity	
	I. andezit. fáza	spodný torton	amfibol. — pyrox. andez. čiast. automet.	
	I. ryol. fáza	burdigal	ryolity, ryodacity	

Na jednoduchý charakter NAIRNOVEJ sukcésnej schémy paleomagnetických epoch poukazujú aj výsledky P. PAGÁČA (1966, 1969), ktorý urobil paleomagnetické štúdium neovulkanitov v okolí Kremnice, pričom pri geologickej interpretácii použil rozdelenie a vekové zaradenie týchto hornín podľa F. FIALU (1962, in P. PAGÁČ 1966, 1969). P. PAGÁČ pre obdobie výlevov hornín II. andezitickej až záverečnej andezitickej fázy (v zmysle M. KUTHANA, 1963) vymedzil až 6 paleomagnetických epoch, kým, ako už bolo vyššie uvedené (tab. I), A. E. M. NAIRN vyčlenil pre toto obdobie len tri epochy.

Pre spoľahlivejšie určenie sukcesie paleomagnetických zón neovulkanických hornín v okolí Banskej Štiavnice, rozhodli sme sa použiť jadrá niektorých vrtov odvŕtaných v poslednej dobe v skúmanej oblasti. Nakoľko v niektorých

prípadoch išlo o staršie vrty, bez orientácie jadra, s neistou polohou jadra aj v zvislom smere (pre nedostatočnú pozornosť vrtnej osádky), bolo potrebné zvoliť vhodnú metodiku, ktorá by umožnila použiť tento materiál k určeniu polarity pôvodnej magnetizácie skúmaných hornín. K tomuto účelu sme využili viskóznu magnetizáciu J_{rv} (VRM). Použitá metodika dovolila určiť polaritu pôvodnej magnetizácie na vrtných jadrách, bez ohľadu na to, či ich poloha vzhľadom k zvislému smeru zostala pôvodná, alebo pri ukladaní vrtného jadra bola otočená o 180°.

Pri zmagnetizovaní vzorky v konštantnom magnetickom poli táto získa určitú hodnotu magnetizácie. Táto hodnota však bude závisieť nielen od intenzity pôsobiaceho magnetického poľa, ale aj od času, po ktorý toto pole na vzorku pôsobilo. Čím dlhšia doba pôsobenia poľa, tým väčšiu hodnotu remanentnej magnetizácie bude vzorka vykazovať po vypnutí poľa. Podobne aj remanentná magnetizácia vzorky nezostane stála, ale postupne sa bude zmenšovať. Takéto samovoľné magnetizovanie a demagnetizovanie s časom, ktoré je vlastné všetkým ferromagnetikám a vykazujú ju aj všetky horniny, sa nazýva magnetickou viskozitou a remanentná magnetizácia vzniknutá po dlhšej dobe, viskóznou remanentnou magnetizáciou J_{rv} (VRM).

Magnetická viskozita sa najvýraznejšie prejavuje v počiatočnej časti magnetizačnej krivky, t. j. v malých magnetizujúcich poliach, kde sa proces magnetizácie prejavuje v posuve hraníc medzi doménami. Proces posuvu hraníc neprestane prebiehať ani po zrušení magnetizujúceho poľa a to pre fluktuáciu energie tepelného pohybu.

Proces viskóznej magnetizácie závisi tiež od teploty; so zvýšovaním teploty je táto intenzívnejšia. Za mieru magnetickej viskozity feromagnetik berie sa tzv. relaxačná doba, čo je doba, za ktorú sa ukončí proces viskóznej magnetizácie. Relaxačná doba viskóznej magnetizácie nebola zatiaľ určená pre žiadnu horninu, nakoľko proces rastu viskóznej magnetizácie hornín zaberá obyčajne dlhšiu dobu a zachytenie ukončenia tohoto procesu v laboratórnych podmienkach sa zatiaľ ukázalo nemožným (A. N. CHRAMOV, E. L. ŠOLPO, 1967).

Pri štúdiu viskóznej magnetizácie v laboratórnych podmienkach dostávame len parciálnu, nie totálnu viskóznu magnetizáciu. Získané výsledky sa potom extrapolujú v mierke geologického času.

Laboratórnymi meraniami vykonanými viacerými autormi zistila sa lineárna závislosť hodnoty $(J_{rv})^{1/2}$ na lg t. Tento vzťah môžeme vyjadriť vzorcom (A. N. CHRAMOV, E. L. ŠOLPO, 1967):

$$(J_{rv})^{1/2} - (J_{ro})^{1/2} = S \lg t$$

kde J_{ro} je magnetizácia vzorky pri $t_o \doteq 1$ [min].

S je koeficient magnetickej viskozity.

Koeficient magnetickej viskozity S je úmerný tangensu uhlu priamky $(J_{rv})^{1/2}$ v závislosti na lg t. Veľkosť koeficientu S závisí od rozmerov zŕn a tiež od magnetickej predhistórie vzorky (V. A. ŽILAJEVA, 1965).

Na základe výsledkov magnetizácie vzoriek magnetitu a bazaltu v laboratóriu za dobu 10^5 min (70 dní), (E. L. ŠOLPO, V. S. PEČNIKOV, 1965) môžeme odhadnúť, že v zemskom magnetickom poli magnetit získal viskóznu magnetizáciu $5–7.10^{-2}$ CGSM, bazalt 10^{-3} CGSM. Po extropolovaní daných hodnôt pre

$t = 10^{11,5}$ min. (približná doba od poslednej inverzie zemského magnetického poľa, asi 0,5 mr), dostaneme pre bazalty $J_{rv} = 0{,}15\ J_{nrl}$.

Viskózna magnetizácia vykazuje určité charakteristické vlastnosti, na základe ktorých sa môže odlíšiť od ostatných druhov magnetizácie. V porovnaní s termoremanentnou (TRM) a parciálnou termoremanentnou (PTRM), alebo chemickou (CRM), ako aj sedimentárnou magnetizáciou (DRM), vykazuje pomerne malú magnetickú stabilitu v striedavom magnetickom poli.

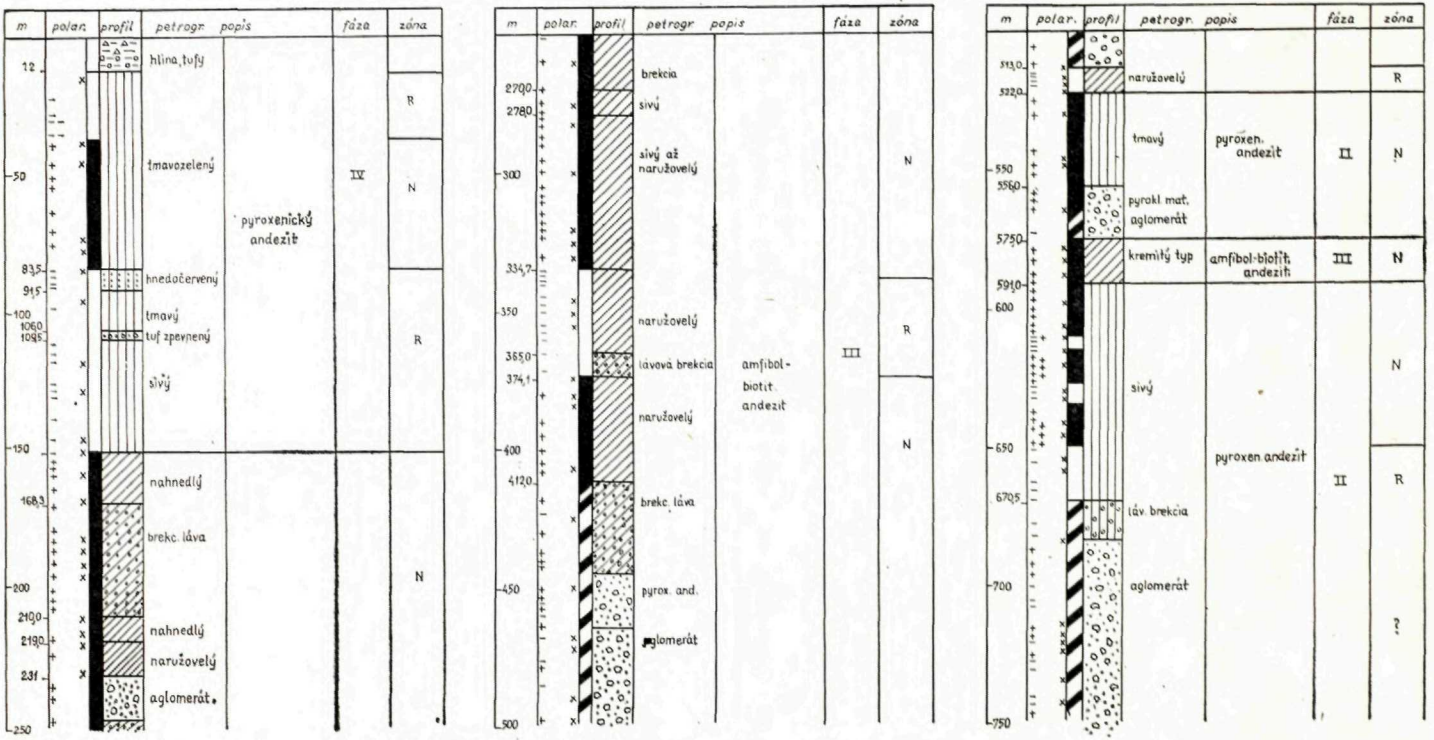
Pôvodná viskózna magnetizácia (VRM) vzorky sa buď sčíta s pôvodnou termoremanentnou magnetizáciou (TRM), získanou v normálnom magnetickom poli, alebo v prípade pôvodnej termoremanentnej magnetizácie (TRM) získanej v reverznom magnetickom poli, pôsobí proti nej. Nakoľko sa však viskózna a termoremanentná magnetizácia líšia svojou magnetickou stabilitou v striedavom magnetickom poli, v slabom demagnetizujúcom poli do 100–150 Oe sa viskózna magnetizácia zruší ako magneticky mäkšia. V prípade pôvodnej normálnej termoremanentnej magnetizácie hodnota výslednej magnetizácie klesne, v prípade reverznej pôvodnej termoremanentnej magnetizácie spočiatku vzrastie a až potom začne klesať.

Demagnetizácia vzoriek v troch smeroch, ako sa bežne vykonáva, nedala sa v našom prípade použiť. Skúmané vrtné jadrá vykazovali totiž dva druhy viskóznej magnetizácie, a to pôvodnú, získanú v pôvodnej polohe horniny od poslednej inverzie zemského magnetického poľa (pod uhlom asi 30° od osi vrtu smerom k severu) a viskóznu magnetizáciu, ktorú vrtné jadrá získali pri svojom uložení v horizontálnej polohe v dobe svojho uskladnenia. Nakoľko pre určenie smeru pôvodnej termoremanentnej magnetizácie sa využíva pôvodná viskózna magnetizácia, ktorej časť sa počas uskladnenia zachovala, vykonávala sa demagnetizácia vrtných jadier v striedavom magnetickom poli len v smere osi jadra, čím sa demagnetizovala hlavne zložka pôvodnej viskóznej magnetizácie v smere osi jadra a v menšej miere viskózna magnetizácia, približne kolmá na os jadra, získaná pri skladovaní. Určenie polarity sa tak robilo z kriviek získaných pri takejto „parciálnej demagnetizácii"; ak demagnetizačná krivka klesala, bolo jadro normálne zmagnetizované, ak najprv stúpla a až potom poklesla, reverzne zmagnetizovaná.

Meranie jadier prebiehalo tak, že v nulovom magnetickom poli sa zmerali všetky tri zložky, potom pri striedavom magnetickom poli 25, 50, 100 Oe sa zdemagnetizovala zložka spadajúca do osi vrtného jadra a pri 200 Oe urobilo sa magnetické čistenie vo všetkých troch smeroch pre vypočítanie inklinácie I vektora J.

Ako sa však pri meraní na jadrách vrtu JF-1 (Jalná) zistilo, neexistujú len uvedené dva základné typy „parciálnych demagnetizačných" kriviek, určujúcich vzájomnú súhlasnosť alebo nesúhlasnosť orientácie pôvodnej TRM a VRM, ale pre existenciu sekundárnej remanentnej magnetizácie (pravdepodobne PTRM, alebo CRM, vzniklé pri pôsobení hydrotermálnych roztokov), ktorá môže byť tiež súhlasne alebo nesúhlasne orientovaná s pôvodnou TRM, môžeme dostať trochu zložitejšie krivky.

K zisteniu polarity remanentnej magnetizácie hornín vo vrte JF-1 (Jalná), hlbokého 758 m, bolo metódou „parciálnej demagnetizácie" premerané 158 jadier, t. j. v priemere jedno jadro asi na 5 m. Hustota odobraných vzoriek bola však väčšia v tenších polohách, odpovedajúcich jednej paleomagnetickej zóne, v polohách pyroklastík menšia (obr. 1).



Obr. 1. Geologický profil a paleomagnetické zóny vrtu JF-1 (Jalná)

Vo vrte JF-1 (Jalná) boli v spodnej časti zachytené staršie pyroxenické andezity a pyroklastika II. andezitickej fázy, nad nimi amfibol-biotitické andezity III. andezitickej fázy a vo vrchnej časti mladšie pyroxenické andezity IV. andezitickej fázy.

Staršie pyroxenické andezity vyskytujú sa v hĺbke 522 m až do konca vrtu, t. j. do 758 m, s jednou polohou amfibol-biotitického andezitu v hĺbke 575,0 až 591,0 m. V spodnej časti vrtu od 670,0 do 758,0 m je lávová brekcia a aglomerát, kde magnetizácia jadier je rôzne orientovaná. V úseku 650,0 až 670,0 m vyskytuje sa pyroxenický andezit reverzne zmagnetizovaný a od 522,0 do 650,0 m normálne zmagnetizovaný s dvoma tenkými polohami reverzne zmagnetizovanými a to v intervaloch 610,0 až 615,0 m a 627,0 až 635,0 m a potom s vyššie spomenutou polohou amfibol-biotitického andezitu, normálne zmagnetizovaného. Uvedené dve tenké reverzne zmagnetizované pohyby pravdepodobne vykazujú sekundárnu magnetizáciu, ktorá mohla vzniknúť pri pôsobení hydrotermálnych roztokov.

Amfibol-biotitický andezit III. andezitickej fázy a jeho pyroklastiká sa vyskytujú v intervale 150,0 až 522,0 m. Poloha amfibol-biotitického andezitu v hĺbke 513,0 až 522,0 m, ležiaca na normálne zmagnetizovaných starších pyroxenických andezitoch, je reverzne zmagnetizovaná a pravdepodobne časove odpovedá výlevom tiež reverzne zmagnetizovaných amfibol-pyroxenických andezitov, vyskytujúcich sa juhovýhodnejšie, ktoré podľa geologickej pozície patria k najmladším horninám II. andezitickej fázy. Brekciovitá láva a aglomerát v hĺbke 412,0 až 513,0 m vykazuje rôzne orientovanú magnetizáciu. Nad nimi ležiaca poloha amfibol-biotitického andezitu v hĺbke 334,7 m až 374,1 m je reverzne zmagnetizovaná. Najvrchnejšia časť pevných amfibol-biotitických andezitov a brekciovitej lávy v hĺbke 150,0 až 334,7 m je už normálne zmagnetizovaná.

U mladších pyroxenických andezitov patriacich k IV. andezitickej fáze sa zistili tri paleomagnetické zóny a to v hĺbke 83,5 m až 150,0 m reverzná, ležiaca na normálne zmagnetizovaných amfibol-biotitických andezitoch, potom v hĺbke 37,0 až 83,5 m normálne a nad touto zase reverzne zmagnetizované mladšie pyroxenické andezity.

Na základe výsledkov merania remanentnej magnetizácie jadier z vrtu JF-1 po ich „parciálnej demagnetizácii", ako aj výsledkov merania vektora prirodzenej remanentnej magnetizácie J_n vzoriek hornín z okolia vrtu, odobraných za účelom ich korelácie a tiež na základe výsledkov paleomagnetického štúdia P. PAGÁČA (1966, 1969), ktorý v okolí Kremnice zistil normálne zmagnetizované pyroxenické andezity, ktoré patria k jedným z najstarších hornín II. andezitickej fázy (tzv. Pp andezity v zmysle P. FIALU – P. PAGÁČ, 1966, ku ktorým zaraďuje tiež pyroxenické andezity na lokalite Klinger a tiež andezity z okolia Teplej), ktoré však vrtom JF-1 neboli zachytené, predpokladám pre obdobie II. až IV. andezitickej fázy až desať paleomagnetických epoch.

Predpokladaná schéma sukcesie paleomagnetických epoch je uvedená v tabuľke II. Tu pre porovnanie sú uvedené tiež sukcesné schémy A. E. M. NAIRNA (1966, A. E. NAIRN, K. KAROLUS, 1965) a P. PAGÁČA (1969).

Pomerne veľký počet paleomagnetických zón v uvedenej schéme neodporuje doterajším poznatkom, týkajúcich sa dĺžky trvania rovnovážneho stavu (normálneho, alebo reverzného) zemského magnetického poľa. Rovnovážny stav trval v priemere 500 tisíc rokov, samotná inverzia okolo 10 tisíc rokov. Podľa

Schéma sukcesie paleomagnet. epoch subsekv. vulk. stredného Slovenska podľa A. E. M. NAIRNA (1966), P. PAGÁČA (1969) a V. PAŠTEKU

Tab. II.

Vek	Paš-teka	Hornina	Nairn	Fiala	Pa-gáč	
sarmat stredný	R IV-1			Fiala		
	N IV-1	Pyroxen. andezit (IV. and. fáza)			R	
	R IV-2			ryolit		
	N III-1		R	III. sk.	N	
spodný	R III-1	Amfibol. biotitic. andezit (III. and. fáza)				
	N III-2					
	R II-1		N			
	N II-1			II. sk.	R	
torton vrchný	R II-1	Pyroxen. andezit (II. and. fáza)	R	Ib sk.	N	
	N II-2			Ia sk.	R	

E. IRVINGA (1967) k inverzii zemského magnetického poľa dochádzalo v intervaloch 200 tisíc (kr) až 1,5 milióna rokov (mr).

Paleomagnetickým štúdiom, doplneným geochronologickými meraniami, boli zatiaľ najlepšie spracované horniny od 0 do 4 mr staré. Pôvodne tu, na základe merania smeru vektora prirodzenej remanentnej magnetizácie, boli vymedzené štyri paleomagnetické epochy (E. C. BULLARD, 1968) a to: normálna epocha Brunhesova (0—0,7 mr), reverzná Matuyamova (07,—2,5 mr), normálna Gausova (2,5—3,3 mr) a reverzná Gilbertova (3,3—4,0 mr). Na základe merania jadier vrtov urobených na morskom dne sa zistilo, že v Matuyamovej reverznej epoche existujú ešte dve kratšie normálne periody a to Jaramillo (asi 0,9—0,95 mr) a Olduvai (asi 1,86—2,0 mr) a v Gausovej normálnej epoche kratšia reverzná perioda Mammoth (asi 3,05—3,1 mr). Zo vzoriek z povrchu sa zistilo niekoľko takých krátkych period, trvajúcich 100 až 200 kr. Tak napr. na Islande sa zistil lávový prúd, normálne magnetizovaný, ktorý by vekove (1,6 mr) mohol odpovedať periode Gilsa. Normálne magnetizovaný prúd bol zistený aj na ostrove Nunivak a reverzne magnetizovaná láva Haiwaiian, o veku 2,8 mr, ktorá môže odpovedať periode Katna.

Ak uvažujeme trvanie subsekventného vulkanizmu od II. do IV. andezitickej fázy na strednom Slovensku v období vrchného tortonu až sarmatu a berieme do úvahy výsledky merania absolútneho veku hornín K—Ar metódou (V. KONEČNÝ, G. P. BAGDASARJAN, D. VASS, 1969), podľa ktorých čas vývoja vulkanického aparátu v oblasti Štiavnického pohoria sa pohybuje od 17,5 ± 0,5 mr do 13,5 ± 0.5 mr, s predpokladom posunutia spodnej hranice smerom dole, dá sa pripustiť aj takýto pomerne veľký počet paleomagnetických epoch.

Pre porovnanie sa odobrali orientované vzorky z niektorých lokalít, na ktorých sa určil absolútny vek (V. KONEČNÝ, G. P. BAGDASARJAN, D. VASS, 1969). U normálne magnetizovaných andezitov II. andezitickej fázy z lokality Tanád bol zistený absolútny vek 17,0 ± 0,5 mr, z lokality Paradais 16,5 ± 1,4 mr. Tieto andezity patria pravdepodobne do najspodnejšej normálnej paleomagnetickej epochy (N_{II-2}). Amfibol-biotitický andezit z lokality Drieňova, absolútny vek 16,0 ± 1 mr, je normálne magnetizovaný, ale zatiaľ je ťažko určiť, či patrí k staršej, alebo mladšej normálnej epoche III. andezitickej fázy. U tufov pyroxenického andezitu s biotitom z Bieleho Kameňa (pravdepodobne III. andezitická fáza), ktoré sú normálne magnetizované, bol zistený absolútny vek 15 ± 0,5 mr.

Reverzná magnetizácia hornín, až na malé výnimky spontánnej reverznej magnetizácie, vzniká pri ich zmagnetovaní v reverznom magnetickom poli. Reverzná spontánna magnetizácia môže vzniknúť hlavne vtedy, ak sú v hornine prítomné dva, alebo viac ferromagnetických minerálov o rôznej Curieho teplote. Jedným z možných prípadov takéhoto vzniku spontánnej obrátenej magnetizácie je magnetizácia magnetitu, ktorý vznikne pri rozpade pevného roztoku titanomagnetitu a magnetitu, pričom vypadajúci magnetit sa zmagnetizuje v demagnetizačnom poli pevného roztoku. B. V. GUSEV (1962, in A. A. LOGAČEV, 1962) u vzorky vulkanickej horniny, obsahujúcu jednu ferromagnetickú zložku s Curieho teplotou 300—400 °C, druhú okolo 600 °C, ktorú ohrial do 800 °C, zistil, že vzorka po 10—30 dňoch zmenila smer magnetizácie o 180°.

Pre overenie, či u premerávaných jadier vrtu JF-1 nejde o magnetizáciu podobného typu, bolo okolo 40 % z premeraných jadier (vo vrtnom profile označené x) vypálené pri 800 °C a po 30 a potom 60 dňoch bola prekontrolo-

vaná ich polarita. Táto ani pri prvej, ani pri druhej kontrole sa nezmenila.

Okrem jadier z vrtu JF-1 (Jalná) boli metódou „parciálnej demagnetizácie" premerané jadrá z vrtu KU-1 (Počúvadlo). Výsledky týchto meraní nie sú také jednoznačné, ako u vrtu JF-1, nakoľko vo vrchnej časti prevláda pyroklastický materiál, kde určenie polarity nie je vždy spoľahlivé a v spodnej časti sa nachádzajú pyroxenické andezity, značne propylitizované. Výraznejšie sa prejavila len poloha normálne zmagnetizovaných mladších pyroxenických andezitov IV. andezitickej fázy a nižšie uložené reverzne zmagnetizované pemzy a pemzové tufy amfibol-biotitického andezitu.

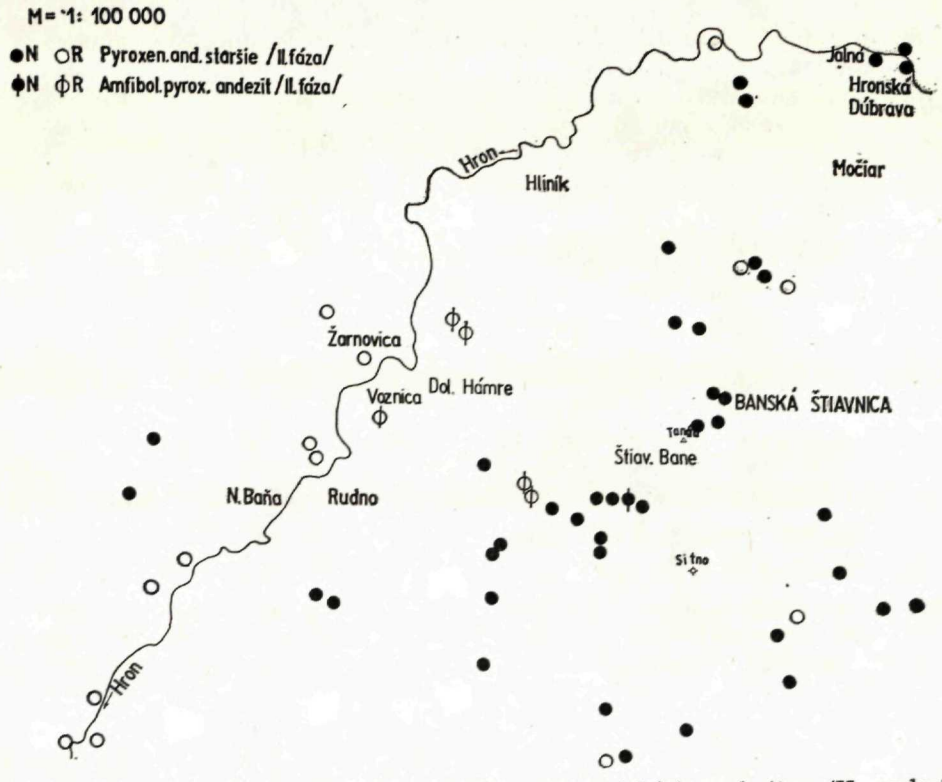
Vyššie uvedené výsledky merania polarity jadier vrtu JF-1 (Jalná) v zásade neodporujú ani poznatkom z paleomagnetického štúdia hornín z povrchových odkryvov, nakoľko u každého typu horniny vyskytujú sa normálne i reverzne magnetizované horniny. Potvrdiť, že tu nejde len o jednoduchú dvojepochovú schému pre každý typ horniny (fázu), vyžaduje vykonať paleomagnetické štúdium vzoriek odobraných pozdĺž vhodne volených profilov.

Overenie paleomagnetických zón u starších ako aj u mladších pyroxenických andezitov nenarazí na také ťažkosti ako u amfibol-biotitických andezitov, hoci aj pri korelácii starších andezitov je potrebné prihliadať na tektoniku skúmanej oblasti.

K overeniu aspoň niektorých dielčich problémov, ktoré sa vyskytli v súvislosti s predloženou schémou sukcesie paleomagnetických zón, založenej na výsledkoch merania jadier z vrtu JF-1, urobil sa podrobnejší odber orientovaných vzoriek v blízkom i ďalšom okolí tohoto vrtu. Na niektorých ťažšie prístupných miestach urobil sa odber len čiastočne orientovaných vzoriek pre zistenie ich polarity. Výsledky merania vzoriek po ich magnetickom čistení v striedavom magnetickom poli sú uvedené na mapách polarity jednotlivých typov andezitov. Určitý obraz o geologickej stavbe oblasti stredoslovenských neovulkanitov poskytuje nám aj plošné rozloženie polarity hornín rôzneho typu a to starších pyroxenických, amfibol-biotitických a mladších pyroxenických andezitov subsekventného vulkanizmu, čo vidieť na mapách polarít jednotlivých typov. Tieto mapy boli skonštruované na základe výsledkov paleomagnetického štúdia, urobeného A. E. M. NAIRNOM (1966), P. PAGÁČOM (1966, 1969), L. DUBLANOM (1967), V. GAJDOŠOM (1967), O. ORLICKÝM (S. ĎURATNY, O. FUSAN, M. KUTHAN, L. ZBOŘIL, 1967) a autorom.

Zaradenie odobraných vzoriek do jednotlivých fáz bolo urobené hlavne na základe „Geologickej mapy neovulkanitov Hronského Inovca a Štiavnického pohoria" M 1:100 000, zostavenej J. FORGÁČOM a K. KAROLUSOM, s použitím podkladov A. BRLAYA, J. BURIANA, F. FORGÁČA, K. KAROLUSA, V. KONEČNÉHO, J. KOVAČIKA, M. KUTHANA a L. ROZLOŽNÍKA. V niektorých prípadoch na zaradenie jednotlivých hornín existujú rozdielne názory.

Na mape polarity starších pyroxenických andezitov oblasti Banskej Štiavnice (obr. 2) vidíme výrazné pásmo reverzné a potom oblasť normálne zmagnetizovaných andezitov. Reverzne zmagnetizované staršie pyroxenické andezity sa vyskytujú v údolí Hrona, od Hronského Beňadiku až po Ladomer. Východne a severovýchodne v okolí Štiavnických Baní, Banskej Štiavnice, Teplej a potom v okolí Hronskej Dúbravy a ďalej, Žibritova a Prenčova, vyskytujú sa staršie pyroxenické andezity normálne magnetizované. Reverzne magnetizované andezity pravdepodobne odpovedajú reverznej zóne (R_{II-2}) zistenej v spodnej časti vrtu JF-1 (Jalná). Pri korelácii normálne magnetizovaných andezitov nie



Obr. 2. Mapa polarity magnetizácie starších pyroxenických andezitov (II. andezitická fáza)

je to už tak jednoznačné a je pravdepodobné, že tieto normálne zmagnetizované pyroxenické andezity nespadajú do jednej paleomagnetickej epochy. Pyroxenické andezity z okolia Štiavnických Baní, Banskej Štiavnice a Teplej, nachádzajúce sa nad Rudnianskym chrbátom (S. ĎURATNÝ, O. FUSAN, M. KUTHAN, L. ZBOŘIL, 1967), tvoriacim podložie neovulkanitov, patria pravdepodobne k spodnej normálnej paleomagnetickej epoche (N_{II-2}). Normálne zmagnetizované staršie pyroxenické andezity od Hronskej Dúbravy, ďalej Žibritova a Prenčova patria asi k mladšej normálnej paleomagnetickej epoche (N_{II-1}), ktorej existencia bola zistená vrtom JF-1 (Jalná), nachádzajúcom sa v blízkosti Hronskej Dúbravy. Tento predpoklad bude potrebné overiť a prípadne nájsť možnosť, na základe niektorých magnetických parametrov, ich navzájom odlišovať.

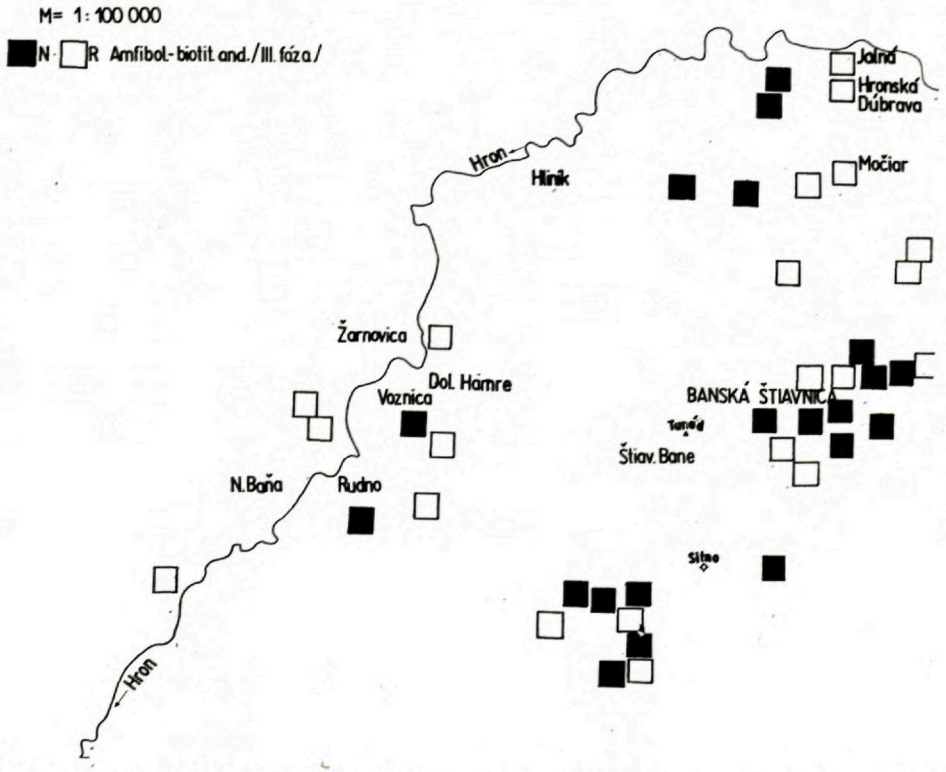
Amfibol-pyroxenické andezity, ktoré podľa geologickej pozície patria k najmladším horninám II. andezitickej fázy, boli autorom zatiaľ zistené ako reverzne magnetizované a tie pravdepodobne už patria do reverznej epochy (R_{II-1}, totožné s R_{III-2}), ktorá, ako bolo vyššie uvedené, pravdepodobne spadá do doby prelínania výlevov amfibol-pyroxenických andezitov a andezitov amfibol-biotitických. O ORLICKÝ (S. ĎURATNÝ, O. FUSAN, M. KUTHAN, L.

ZBOŘIL, 1967) uvádza aj niektoré normálne magnetizované amfibol-pyroxenické andezity (od Rychnavského rybníka), ktoré by potom boli pravdepodobne staršie a patrili by do spodnejšej paleomagnetickej epochy (N_{II-1}).

Väčší problém je spojený s overením paleomagnetických zón u amfibol-biotitického andezitu (patriaceho k III. andezitickej fáze), nakoľko vo vrte JF-1 boli zachytené dve reverzné a dve normálne zóny. Priradiť amfibol-biotitické andezity k spodnej, alebo vrchnej reverznej, alebo normálnej zóne je zatiaľ ťažké a bude si to vyžadovať detailnejšie paleomagnetické štúdia.

Na mape polarity amfibol-biotitických andezitov (obr. 3) vidíme tiež určité pásma, alebo oblasti normálne a reverzne magnetizovaných amfibol-biotitických andezitov. Pásmo normálne zmagnetizovaných amfibol-biotitických andezitov bolo zistené západne od Močiara a východne od Banskej Štiavnice, ale je celkom možné, že patria do dvoch rozdielnych paleomagnetických zón a to západne od Močiara, nadchádzajúce sa v pokračovaní Rudnianskeho chrbta budú staršie (paleomagnetická epocha N_{II-2}), východne od Banskej Štiavnice k mladšej normálnej zóne (N_{III-1}).

Reverzne magnetizované amfibol-biotitické andezity vyskytujúce sa v okolí Rudna, ďalej Banskej Štiavnice a Močiara je tiež ťažko zaradiť do jednej paleo-

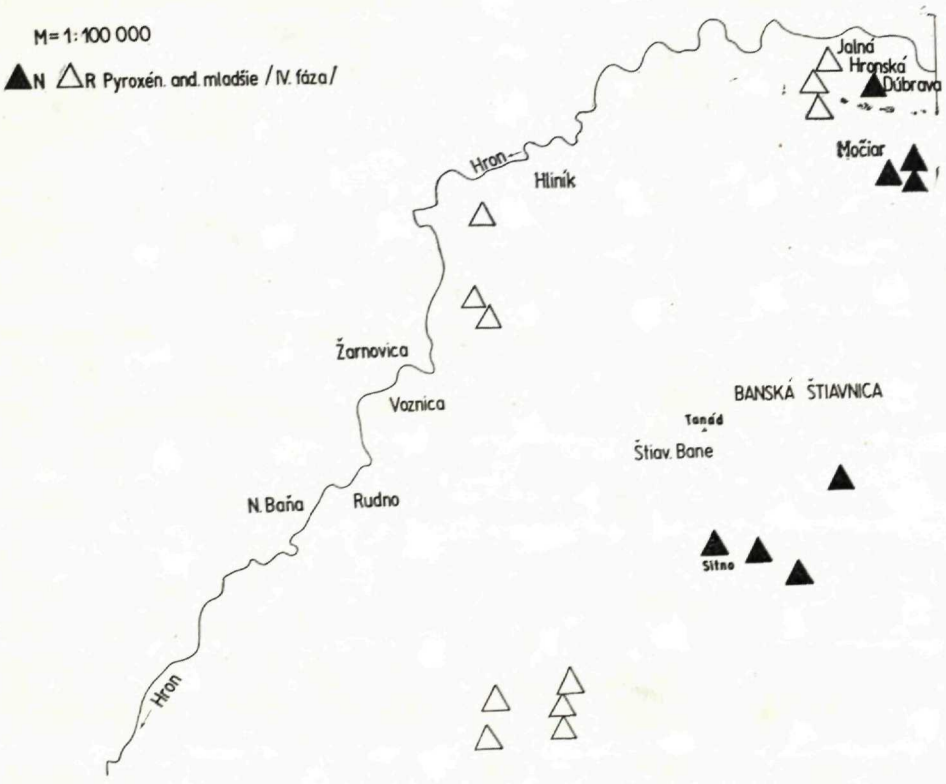


Obr. 3. Mapa polarity magnetizácie amfibol-biotitických andezitov (III. andezitická fáza)

magnetickej epochy. Je však zaujímavé, že kým vo vrte JF-1 ležiacom severne od Močiara bola vo vrchnej časti zachytená pomerne mocná poloha normálne magnetizovaných amfibol-biotitických andezitov, v oblasti Teplá—Močiar boli zistené len reverzne magnetizované. Je možné, že normálne magnetizované boli pri dvíhaní sa Rudnianskeho chrbta oddenudované. Zistili sa však aj oblasti, kde sa blízko seba vyskytujú normálne a reverzne magnetizované amfibol-biotitické andezity (napr. južne od Kozelníka, východne od Banskej Belej, v Richnavskej doline a severne od obce Počúvadlo), kde by detailnejší odber orientovaných vzoriek mohol pomôcť pre ich začleňovanie.

U mladších pyroxenických andezitov (obr. 4) zistili sa tiež oblasti jednej, alebo druhej polarity ako je tomu pri starších pyroxenických, alebo amfibol-biotitických andezitoch. Nakoľko, na základe merania jadier vrtu JF-1, existujú dve reverzné zóny a jedna normálna, je u reverzne zmagnetizovaných ťažko určiť, či sú mladšie, alebo staršie ako normálne magnetizované mladšie andezity.

Meraním na orientovaných vzorkách v okolí vrtu JF-1 (Jalná) zistili sa juhovýchodne od neho normálne namagnetované, severozápadne reverzne namagnetované mladšie pyroxenické andezity, ktoré sa nachádzajú približne v polohe



Obr. 4. Mapa polarity magnetizácie mladších pyroxenických andezitov (VI. andezitická fáza)

spodných reverzne namagnetizovaných andezitov. Normálne namagnetizované, ktoré sa zistili juhozápadne od vrtu, sú potom pravdepodobne staršie. Reverzne zmagnetizované mladšie andezity pri Bzenici a tiež pri Lukavici (typ „Mäsiarka" a typ „Kašivár", podľa L. ROZLOŽNÍKA a kolekt., 1967) ťažko zaradiť do spodnej (R_{IV-2}, alebo vrchnej (R_{IV-1}) reverznej paleomagnetickej zóny mladších pyroxenických andezitov. Vo vrte KU-1, pri obci Počúvadlo sa zistili vo vrchnej časti normálne namagnetizované mladšie pyroxenické andezity. K týmto pravdepodobne patria aj pyroxenické andezity na Sitne, Malom Sitne a Bielom Kameni, ktoré sú tiež normálne magnetizované. Mladšie pyroxenické andezity reverzne magnetizované, ktoré sú pravdepodobne mladšie ako normálne magnetizované, vyskytujú sa v oblasti Dekýšského potoka a Bohuníc.

Záver

Výsledky merania smeru vektora prirodzenej remanentnej magnetizácie J_n jadier z vrtu JF-1 (Jalná), ako aj orientovaných vzoriek odobraných v bližšom i ďalšom okolí vrtu, dávajú možnosť vytvoriť presnejšiu schému sukcesie paleomagnetických epoch neovulkanitov stredného Slovenska, ako bola vytvorená A. E. M. NAIRNOM. A. E. M. NAIRN (1966, A. E. M. NAIRN, K. KAROLUS, 1965) na základe výsledkov meraní orientovaných vzoriek z povrchových odkryvov zistil u starších pyroxenických, ako aj amfibol-biotitických andezitov normálnu aj reverznú magnetizáciu. Na tomto základe vytvoril jednoduchú schému, v ktorej vymedzil jednu normálnu epochu, zahrňujúcu mladšie andezity II. andezitickej fázy a staršie andezity III. andezitickej fázy a označil túto epochu ako štiavnicko-kremnická epocha (A. E. M. NAIRN, 1966). Staršie andezity II. andezitickej fázy zaradil do spodnej reverznej epochy a mladšie andezity III. andezitickej fázy, včítane andezitov tzv. záverečnej fázy (IV. andezitická fáza sa ešte neuvažovala), ako aj hornín III. ryolitickej fázy, do vrchnej reverznej epochy (tab. I. P. PAGÁČ 1966, 1969) pre toto obdobie vulkanizmu, na základe orientovaných vzoriek z povrchových odkryvov z okolia Kremnice, vymedzil šesť paleomagnetických zón a to štyri pre obdobie výlevov starších pyroxenických andezitov, jednu normálnu približne pre amfibol-biotitické andezity a časť mladších pyroxenických andezitov a jednu reverznú pre mladšie pyroxenické andezity (tab. II).

Autor na základe výsledkov merania polarity jadier z vrtu JF-1 (Jalná) pomocou ním navrhnutej metódy „parciálnej demagnetizácie" a výsledkov merania orientovaných vzoriek z povrchových odkryvov, s prihliadnutím na výsledky paleomagnetického štúdia P. PAGÁČA (1969) z okolia Kremnice, vymedzuje v oblasti Banskej Štiavnice až desať paleomagnetických epoch (tab. II), pričom tieto pre staršie i mladšie pyroxenické andezity sú čiastočne overené na povrchu, pre amfibol-biotitické andezity, kde sa zistili dve rezervné a dve normálne paleomagnetické epochy, bude ešte potrebné vykonať koreláciu hornín na povrchu.

Potrebné bude tiež porovnať výsledky paleomagnetického štúdia so zistenými absolútnymi vekmi niektorých hornín. Na základe výsledkov merania absolútneho veku K-Ar metódou (V. KONEČNÝ, G. P. BAGDASARJAN, D.

VASS, 1969), vývoj vulkanického aparátu v oblasti Štiavnického pohoria sa pohybuje od 17,5 ± 0,5 mr do 13,5 ± 0,5 mr.

U starších pyroxenických andezitov (II. andezitická fáza) predpokladajú sa štyri paleomagnetické epochy. Najspodnejšia normálna, nebola zachytená vrtom JF-1, ale bola zistená P. PAGÁČOM (1969). Pritom horniny, ktoré sa do nej zaraďujú, vyskytujú sa nad tzv. Rudnianskym chrbtom, tvoriacim podložie neovulkanitov, prebiehajúcim západne od Banskej Štiavnice. Ďalej nasleduje reverzná zóna, ktorej horniny sa vyskytujú v údolí Hrona, od Hronského Beňadika po Ladomer. Potom nasleduje normálne paleomagnetická zóna, do ktorej pravdepodobne patria pyroxenické andezity od Hronskej Dúbravy, ďalej Baďana a Prenčova. Nad nimi ležiace amfibol-pyroxenické andezity sú reverzne magnetizované.

U amfibol-biotitického andezitu bola vo vrte JF-1 v najspodnejšej časti zistená reverzne zmagnetizovaná poloha, ktorá zdá sa, že spadá do paleomagnetickej epochy, v ktorej došlo k výlevom amfibol-pyroxenických andezitov. Jedna normálne zmagnetizovaná poloha amfibol-biotitického andezitu nachádza sa aj v podložných, taktiež normálne zmagnetizovaných pyroxenických andezitoch (vo vrte JF-1). To by mohlo nasvedčovať určitému prelínaniu starších pyroxenických a amfibol-biotitických andezitov v blízkosti ich rozhrania, prípadne ide o intrúziu. Potom nasleduje smerom hore normálna, ďalej reverzná a ďalšia normálna zóna amfibol-biotitických andezitov.

U amfibol-biotitických andezitov v okolí Banskej Štiavnice existuje niekoľko oblastí s normálnou magnetizáciou (záp. od Močiara, vých. od Banskej Štiavnice), ďalej oblasti s reverznou magnetizáciou (južne od Močiara) a potom oblasti so striedavou magnetizáciou (severne od obce Počúvadlo a ďalšie).

Korelácia a zaradenie jednotlivých lokalít amfibol-biotitických andezitov do jednotlivých paleomagnetických zón bude vyžadovať ich detailnejšie paleomagnetické štúdium.

A. E. M. NAIRN (1966, A. E. M. NAIRN, K. KAROLUS, 1965), vychádzajúc zo sukcésnej schémy vulkanitov stredného Slovenska podľa M. KUTHANA (1963), zaradil mladšie pyroxenické andezity (tzv. záverečnej fázy subsekventného vulkanizmu) podľa polarity k vrchnej reverznej paleomagnetickej epoche (tab. I). Podľa merania polarity jadier vrtu JF-1 pri mladších pyroxenických andezitoch, ktoré boli zaradené do IV. andezitickej fázy (J. FORGÁČ, K. KAROLUS, E. KAROLUSOVÁ, V. KONEČNÝ, M. KUTHAN, 1968), sa zistili dve reverzne paleomagnetické epochy a medzi nimi jedna epocha normálna. Existencia reverzne i normálne zmagnetizovaných mladších pyroxenických andezitov sa zistila práve tak v blízkom, ako aj v širšom okolí vrtu JF-1. Pritom v samotnej blízkosti vrtu je badať tiež určité plošné rozloženie podľa polarity. Tak napr. v Močiarskej doline sa zistili reverzne magnetizované andezity, ktoré je možné priradiť k spodnej reverznej paleomagnetickej zóne, východnejšie od nej, hlavne v údolí Bystrého potoka normálne magnetizované. Vo vrte KU-1 (Počúvadlo) boli vo vrchnej časti vrtu zistené normálne zmagnetizované mladšie pyroxenické andezity, ku ktorým pravdepodobne patria andezity zo Sitna, Malého Sitna a Bieleho Kameňa. Reverzne magnetizované andezity sú južne od Dekýša a severne od Bohuníc.

Doterajšie výsledky paleomagnetického štúdia neovulkanitov stredného Slovenska poukázali na zložitú sukcésnu schému paleomagnetických zón, zatiaľ síce len predbežnú. Táto môže pomôcť pri korelácii neovulkanických hornín

a určovaní ich veku, ako aj pri porovnávaní jednotlivých sukcésnych schém neovulkanitov, vypracovaných M. KUTHANOM (1963), L. ROZLOŽNÍKOM (1967), F. FIALOM (1962, in. P. PAGÁČ, 1966), a J. FORGÁČOM, K. KAROLUSOM, E. KAROLUSOVOU, V. KONEČNÝM, M. KUTHANOM (1968).

Aby sa dosiahli presnejšie výsledky bude treba využiť jadrá z ďalších vrtov, prípadne u nových vykonávať magnetickú karotáž (meranie Z zložky, nielen magnetickej susceptibility) a urobiť detailne paleomagnetické štúdium na vzorkách odobraných z vhodne zvolených profilov. Samotné paleomagnetické štúdium, s ohľadom na pomerne zložitú sekcésnu schému paleomagnetických zón, malo by mať dve etapy. V prvej by sa vykonal odber len čiastočne orientovaných vzoriek (len s označením vrchu vzorky), to by mohli robiť aj geológovia pri svojej mapovacej práci, a ich zmeranie po magnetickom čistení. V druhej etape by sa vykonal odber úplne orientovaných vzoriek, ale len z lokalít, o ktorých je známe, že príslušná hornina patrí do tej istej paleomagnetickej epochy, čo sa zistí v prvej etape paleomagnetického štúdia. U týchto vzoriek zistený smer vektora remanentnej magnetizácie bude slúžiť k výpočtu paleomagnetických pólov a k určeniu veku príslušnej horniny. Hlavnou úlohou paleomagnetického štúdia bude odlíšenie pyroxenických andezitov II. a IV. andezitickej fázy, čo sa nedá urobiť petrograficky ani chemicky.

Doručené: 30. 9. 1969.
Lektoroval: Ing. Pavel Pagáč, CSc

Katedra užitnej geofyziky PFUK
Bratislava

Literatúra

Bullard E. C. (1968): Reversals of the Earth's Magnetic Field. Philosophical Transactions of the Royal Society, Vol. 263 A

Dublan L. (1967): Paleomagnetické štúdium vulkanických hornín okolia Novej Bane. Dipl. práca, Prírodov. fak. UK v Bratislave

Ďuratný S., Fusán O., Kuthan M., Plančár J., Zbořil L. (1967): Výskum hlbokého podložia neovulkanitov stredného Slovenska. Zpráva GUDŠ, UGF, Bratislava

Forgáč J., Karolus K., Karolusová E., Konečný V., Kuthan M. (1968): Subsequent and Final Volcanism of the West Carpatians. International Geological Congress, Report of the XXIII Session, Section 1, Czechoslovakia

Gajdoš V. (1967): Paleomagnetické štúdium vulkanických hornín údolia Hrona. Dipl. práca, Prírod. fak. UK v Prahe

Chramov A. N., Šolpo L. E. (1967): Paleomagnetism

Irving E. (1967): Paleomagnetism and Its Aplication to Geological and Geophysical Problems

Konečný V., Bagdasarjan G. P., Vass D., (1969): Vývoj neogénneho vulkanizmu stredného Slovenska v konfrontácii s absolútnymi meraniami. Geologické práce, Zprávy, v tlači

Kuthan M. (1963): Výskum hlbokého podložia neovulkanitov stredného Slovenska. Zprávy o geologickom výskume z r. 1962, Bratislava

Logačev A. A. (1962:) Kurz magnitorazvjedky

Nagata T. (1965): Magnitnyje svojstva gornych porod

Nairn A. E. M., Karolus K. (1965): Preliminary Paleomagnetic Study of the Rocks of the Central Slovakian Igneous Province. Geologické práce, Zprávy 36. Bratislava

Nairn A. E. M. (1966): Paleomagnetic Investigation of the Tertiary and Quarternary Igneous Rocks: A Paleomagnetic Study of the Central Slovakian Province. Geofysikální sbornik, sv. XIV

Pagáč P. (1966): Príspevok k metodike paleomagnetizmu a paleomagnetický výskum Kremnických hôr. Kandidat. dizert. práca, SAV Bratislava

Pagáč P. (1969): Paleomagnetism of the Neovolcanics of Kremnické hory Mountains. Contributions of the Geophysical Institute of the Slovak Academy of Sciences, № 2, v tlači

Rozložník L. a kol. (1966): Výskum hornín Štiavnického ostrova — časť stratigrafia, tektonika a metalogenéza. Záverečná zpráva Kat. geológie a mineralógie Ban. fak. VŠT v Košiciach

Šolpo E. L., Pečnikov V. S. (1965): Vljanie magnitnych parametrov obrazcov gornych porod na rost ich vjaskoj namagničennosti. Nastojaščie i prošloje magnitnovo polja Zemli

Žilajeva V. A. (1965): K voprosu o magnitnoj vjaskosti gornych porod. Nastojaščoje i prošloje magnitnovo polja Zemli

The Results of Palaeomagnetic Study in Central-Slovakian Neovolcanites of Subsequent Volcanism around Banská Štiavnica

VILIAM PAŠTEKA

Résumé

Ten palaeomagnetic stages (Tab. II), were determined by the author on the basis of the results of measurements concerning polarity of cores from the bore-hole JF-1 (Jalná) by means of the author's method of „parcial demagnetization" and the results of measurements of oriented samples from surficial exposures, with respect to the results of palaeomagnetic study of P. Pagáč (1969) around Kremnica. The results concerning older and younger pyroxene andesites were partly supported by surficial investigation.

In amphibole — biotite andesites two reverse and two normal palaeomagnetic stages were found, it, is, however, still necessary to correlate the rocks from the bore-hole with the surficial rocks.

In older pyroxene andesites (of the IInd andesite phase) four palaeomagnetic stages were found; it, is, however, still necessary to correlate the rocks from the but found by P. Pagáč (1969), the rocks included in this stage, occured above the so-called Rudno ridge forming a neovolcanite substratum, extending westwards of Banská Štiavnica. Farther is a reverse zone icluding the rocks in the Hron r. valley, from Hronský Beňadik up to Ladomer; this is followed by a normal palaeomagnetic zone including perhaps pyroxene andesites from Hronská Dúbrava, Prenčov and Badan. Amphibole-pyroxene andesites resting above the former, are reverse magnetized.

In amphibole-biotite andesite in the bore-hole JF-1, in the lowermost part there is a reverse magnetized layer belonging perhaps to palaeomagnetic stage with effusions of amphibole-pyroxene andesites in this area.

Near Banská Štiavnica, amphibole-biotite andesites show a certain planar distribution, indicated by their polarity. In the region of Banská Štiavnica — Močiar — Jalná there are reverse-magnetized ampnibole-biotite andesites, normally magnetized in the east and west, normally and reverse-magnetized northwards of the village Počúvadlo.

A. E. M. Nairn (1966, A. E. M. Nairn, K. Karolus, 1965), basing on the succession scheme of Central-Slovakian volcanites according to M. Kuthan (1963) referred younger pyroxene andesites (of the so-called final phase of subsequent volcanism) to upper reverse palaeomagnetic stage (Tab. I), according to their polarity.

According to polarity of the bore-hole JF-1 cores measured, in younger pyroxene andesites referred to the IVth andesite phase (J. Forgáč, K. Karolus, E. Karolusová, V. Konečný, M. Kuthan, 1968). two reverse palaeomagnetic stages including one normal stage were found. Reverse and normally magnetized younger pyroxene andesites were found in closer and wider vicinity of the bore-hole JF-1, certain planar distribution according to polarity being also present next to the bore-hole. To get more accurate results, a detailed palaeomagnetic study of samples from favourable profiles will be necessary. The palaeomagnetic study with respect to rather complicated succession scheme of palaeomagnetic zones, should have two stages. In the first one, partly oriented samples (with marked sample surface), in the second — completely oriented samples should be taken from localities with the respective rocks belonging to the same palaeomagnetic stage — as found in the first stage of palaeomagnetic study.

MINERALIA SLOVACA ROČ. I., (1969) č. 3.—4.

Stratifikácia vulkanických hornín v oblasti vnútorných kotlín centrálnych západných Karpát

MIROSLAV PULEC

Abstract

L'auteur présente le processus de la désagrégation des andésites fraîches et des andésites pyritifères atteintes de chloritisation. Ce processus est analysé au point de vue du chimisme des roches et au point de vue de la dépendance réciproque des macroéléments et microéléments en considération spéciale des changements pétrographiques — minéralogiques au cours du processus de la désagrégation.

Úvod

V posledných rokoch široký kolektív pracovníkov z GÚDŠ v spolupráci s Prírodovedeckou fakultou v Bratislave, skúmal žiarsku, zvolensko-slatinskú a banskobystrickú kotlinu. Tieto kotliny sa nachádzajú v oblasti stredoslovenských vulkanitov. Vulkanická činnosť silno ovplyvnila charakter sedimentov v uvedených kotlinách. Podrobným štúdiom bolo možné, jednak na základe paleontologických kritérií a jednak na základe celkového geologického vývoja vnútorných kotlín, stratifikovať prejavy vulkanizmu v tejto oblasti.

Lanzerdorfská séria

1. Prvé prejavy vulkanizmu vo zvolensko-slatinskej kotline boli zistené vo vrchnej časti lanzerdorfskej série (spodný tortón). Začiatok vulkanickej činnosti sa v sedimentoch prejavuje prítomnosťou 2—3 cm mocných gradačne zvrstvených andezitových tufov. Tieto tufy boli do panvy transportované eolicky, pravdepodobne zo vzdialenejších vulkanických centier. Začiatok vulkanickej aktivity Javoria sa v sedimentoch zvolensko-slatinskej kotliny odrazil pribúdaním vulkanického materiálu, ktorý sa neskôr stáva dominujúcou zložkou. V oblasti Zvolena (vrt PK-1) sa vyskytujú iba pyroklastické horniny. V oblasti severne od Pstruše (vrt P-7) medzi pyroklastickými horninami sa vyskytujú aj polohy andezitových lávových prúdov. Mocnosť a početnosť andezitových lávových prúdov sa zväčšuje južným smerom od Pstruše (vrt P-6) smerom od centrálnej časti Javoria, kde pre toto obdobie predpokladáme centrum vulkanickej aktivity. Vulkanické horniny sú intenzívne premenené. Lávové prúdy ako aj fragmenty v pyroklastických horninách sú tvorené porfyrickým amfibolickým andezitom.

Devínska séria (resp. sarmat)

2. Za najstaršie prejavy vulkanizmu v nasledujúcej etape považujeme výskyt ryolitov a ich tufov v podloží žiarskej kotliny. Nadložný komplex sedi-

mentov žiarskej kotliny kladieme do vrchnej časti devínskej série (vrchný tortón) až do spodného sarmatu a preto predpokladáme, že ryolity a ich tufy vznikli v spodnej časti devínskej série.

Vo výplni zvolensko-slatinskej kotliny sa nevyskytujú kyslé vulkanické horniny. Tu sú známe iba produkty andezitového vulkanizmu. V západnej časti kotliny sa vyskytujú iba pyroklastické horniny. Vo východnej časti kotliny od severu k juhu pribúdajú lávové prúdy, t. j. smerom do centrálnej časti Javoria a tu opäť obdobne, ako v I. etape, predpokladáme centrum vulkanickej činnosti. Vulkanické horniny sú intenzívne premenené. Lávové prúdy a úlomky z aglomerátov sú tvorené augit-hyperstenickým, a hyperstenickým andezitom.

Podľa stratigrafického začlenenia nadložných redeponátov do spodného sarmatu usudzujeme, že v tejto etape produkty andezitového vulkanizmu vo zvolensko-slatinskej kotline vznikli vo vrchnej časti devínskej série.

Spodný sarmat

3. Prejavy nalsedujúceho vulkanizmu acidného andezitového a dacitového typu vo zvolensko-slatinskej kotline sa zistili len v okolí Zvolena (vrt PK-1). Vulkanické produkty sú charakterizované zvýšovaním acidity. Najprv vznikajú tufy hyperstenicko-biotitického dacitu, potom sedimentujú tufy hyperstenicko-biotitického andezitu s amfibolom. V najvyššej časti prechádzajú do tufov biotiticko-hyperstenického andezitu. Fragmenty, ktoré sa vyskytujú v tufoch v spodnej časti, sú tvorené biotiticko-amfibolickým dacitom, v strednej časti kyslým andezitom a vo vrchnej časti amfibol-biotitickým andezitom s hyperstén om. Dacitové a andezitové tufy vznikajú v spodnom sarmate.

Vulkanizmus v žiarskej kotline v tomto období je charakterizovaný kyslými produktami. Je to komplex ryolitových tufov a tufitov, ktoré boli zistené vo výplni kotliny vo vrtoch P-20 a Kríž-1. Vulkanická činnosť mala pulzačný charakter. Medzi ryolitmi a ryolitovými tufmi, t. j. v prestávkach vulkanickej činnosti, sedimentujú íly pieskovce a zlepence. Ryolitové tufy sú buď málo premenené alebo nepremenené. Boli len slabo postihnuté karbonatizáciou. Ryolitové tufy vznikli v spodnom sarmate, pred vznikom vulkanického komplexu pohoria Vtáčnik.

Vrchný sarmat — pliocén

Vo vnútorných kotlinách, ako aj v širšej oblasti, boli zistené najmladšie prejavy subsekventného vulkanizmu v období vrchný sarmat až pliocén.

V tomto období dochádza k vývoju vulkanického komplexu pohoria Vtáčnik a v oblasti vnútorných kotlín k väčším paleogeografickým zmenám. V oblasti banskobystricko-zvolensko-slatinskej sa sedimentačný priestor presúva k severu a v banskobystrickej kotline vznikajú sedimenty badínskej série. V spodnej časti badínskej série sa nenachádzajú nijaké prejavy synsedimentárneho vulkanizmu. Vo vyššej časti badínskej série sa vyskytujú andezitové tufy a tufity. Podľa asociácie ťažkých minerálov usudzujeme, že panva bola obklo-

Schématická korelačná tabuľka

vek	žiarska kotlina	jastrabská panva	banskobystrická kotlina	zvolensko-slatinská kotlina	Ľubietová
pliocén v celku		ryolity a ryolitové tufy			andezity aglomeráty andezitové tufy
vrchný sarmat-panón		andezitové tufy a tufity	andezitové tufy a tufity		
spodný sarmat	ryolitové tufy a tufity			dacitové a andezitové tufy	
devínská séria	ryolity a ryolitové tufy			andezity, aglomeráty a andezitové tufy	
lanzerdorfská séria				andezity, aglomeráty a andezitové tufy	

pená vulkanogennými, kyslými eruptívami a metamorfovanými horninami. Okrem prínosu vulkanického materiálu zo znosových oblastí vo vrchnej časti badínskej série prevláda autochtonný vulkanický materiál, ktorý bol do panvy transportovaný eolicky. Podľa percentuálneho zastúpenia vulkanogenných minerálov v autochtonných tufoch vymedzujeme tri horizonty, ktoré sú v priamej závislosti na synsedimentárnom vulkanizme. Spodný biotiticko-hyperstenický, stredný amfibol hyperstenický a vrchný hypersten-amfibolický horizont a augitom.

Badínsku sériu, na základe paleotologických kritérií, kladieme do vrchného sarmatu až panónu, čo fixuje prejavy andezitového vulkanizmu do tohoto obdobia.

V širšej oblasti žiarskej kotliny, v období vrchný sarmat až panón, sa nevytvára jednotná sedimentačná panva, ale v závislosti na vulkanickej činnosti vznikajú intravulkanické panvičky. Jednou z nich, ktorá bola bližšie skúmaná, je jastrabská panvička. Je vyplnená vulkanogenno-detritickým materiálom. Vulkanogénnu zložku zastupujú pyroxenické a biotiticko-pyroxenické autochtonné tufy. Sedimentárnu nevulkanickú zložku tvoria pieskovce, íly, uhoľné íly a polohy uhlia. V nadloží tohoto komplexu vystupujú ryolity, resp. ryodacity a ich tufy. Ich superpozícia je jasná z vrtov JK-6 a JK-7 (J. KRUPÁR 1958). Keďže ryolity a ryolitové tufy ležia v nadloží sedimentov jastrabskej panvičky, ktoré patria vrchnému sarmatu až panónu, musíme pripustiť existenciu pliocenného kyslého vulkanizmu v tejto oblasti.

Významným horizontom pre stratifikovanie najmladších prejavov subsekventného vulkanizmu je pohronská štrková formácia v banskobystrickej kotline, ktorá leží na badínskej sérii a predpokladáme, že patrí pontu. V oblasti Ľubietovej, v nadloží pohronskej štrkovej formácie, sa vyskytujú andezitové vulkanické horniny. Ide teda o vulkanické prejavy koncom pliocénu v konečnej fáze subsekventného vulkanizmu.

Pohronská štrková formácia, ktorá sa nachádza takmer v celej oblasti stredoslovenských vulkanitov, ako aj výskum intravulkanických depresií iste v budúcnosti významne prispeje pri stratifikácii prejavov subsekventného vulkanizmu.

Doručené: 30. 9. 1969
Lektoroval: dr. Vlastimil Konečný

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

Literatúra

Brodňan M. — Slávik J. 1966: O detriticko-vulkanickej formácii Handlovsko-nováckej panvy a stratigrafickej pozícii priľahlých vulkanických masívov. GP, Zprávy 38, Bratislava.

Buday T. — Seneš J. 1959: Vysvetlivky ku generálnej mape list Banská Bystrica. Archív GÚDŠ Bratislava.

Ciesarik M. — Planderová E. 1965: Geologická pozícia limnokvarcitov ložiska Stará Kremnička. GP, Zprávy 35, Bratislava

Čechovič V. 1950: Zpráva o výskumných prácach v teréne medzi Banskou Bystricou a Zvolenom. Archív GÚDŠ Bratislava.

Čechovič V. — Seneš J. 1963: Vysvetlivky k listu Zvolen 1:200 000. Archív GÚDŠ.

Fajfst M. 1966: Vysvetlivky k listu Banská Bystrica 1:50 000 Archív GÚDŠ, Bratislava.

Fajfst M.: — Jaroš J. 1964: Litostratigrafie terciéru banskobystrické kotliny. Správy o geol. výšk. v roku 1963 (2).
Fiala Fr. 1961: Geologicko-petrografický výskum centrální a jižní částí Kremnických hor za léta 1955—1960. Závěreční zpráva. Geofond, Bratislava.
Jaroš J. 1964: Tercier na listech 1:50 000 Banská Bystrica a Slovenská Ľupča. Archív GÚDŠ Bratislava.
Karolus K. 1966: Petrochemické vyhodnotenie vzoriek vrtov P—6 a PK—1. Archív GÚDŠ Bratislava.
Krupár Z. a kol. 1958: Výroční zpráva o výskumu hydraulicky aktívnych sopečných hornín na území ČSR (střední Slovensko, střední část východního Slovenska a sz. Čech), stav ke dni 31. 4. 1958. Geofond Bratislava.
Náprstek V. 1966: Vysvetlivky k listu 1:50 000 (terciér) Slovenská Ľupča. Archív GÚDŠ Bratislava.
Nemčok A. 1958: Vplyv geologických štruktúr na morfologický vývoj údolia Hronu. GS SAV VIII.
Nemejc F. 1957: Zpráva o stratigrafickém zhodnocení fosilných květen handlovské a kremnicko-štiavnické oblasti. Zprávy o geol. výsk. v r. 1958, Praha.
Pacltová B. 1956: Palynologický výskum Slovenského neogénu. Zprávy o geol. výsk. v r. 1955.
Planderová E. 1966: Mikropaleontologické spracovanie terciérnych sedimentov vnútrokarpatských kotlín na Slovensku. Biol. práce SAV XII/3 Bratislava.
Planderová 1966: Je handlovská uholná séria tortónskeho veku? Diskusný príspevok Geol. práce, Zprávy 38, Bratislava.
Planderová E. — Pulec M. — Samuel O. — Váňová M. 1963: Poznámky k litilogicko-stratigrafickým pomerom banskobystrickej a zvolenskej kotliny. GP, Zprávy 30 Bratislava.
Pulec M. 1966: Geologický výskum terciéru vnútorných kotlín centrálnych Západných Karpát — záverečná zpráva. Archív GÚDŠ Bratislava.
1969: Litostratigrafia terciéru vnútorných kotlín centrálnych Západných Karpát. Kand. práca. Prírodovedecká fakulta Bratislava.
Seneš J. 1955: Vývoj terciéru na generálnej mape Banská Bystrica. Archív GÚDŠ Bratislava.
Sitár V. 1966: Zpráva o výskume treťohornej flóry vnútorných kotlín centrálnych Západných Karpát. Archív GÚDŠ, Bratislava.
Slávik J. 1960: Príspevok k riešeniu vzájomných vzťahov v geologickej stavbe hornonitrianskej a žiarskej kotliny. GS XII. 1. Bratislava.

Stratification of Volcanic Rocks in Inner Basins of Central-West Carpathians.

MIROSLAV PULEC

Résumé

The stratification of volcanic rocks in inner basins of Central-West Carpathians was carried out on the basis of palaeontological criterii and the general geological development of inner basins.

The earliest effects of volcanism were found in Zvolen-Slatina depression in the upper part of Lanzendorfer series (Lower Tortonian). In that period only products of andesite volcanism were known. The centre of volcanic activity was in the central part of Javorie Mts. Andesites and fragments in pyroclastic rocks are formed by porphyric amphibole andesites.

In the next stage, products of volcanic activity are known in Žiar and Zvolen-Slatina depressions. In Žiar depression, below sedimentary filling there are rhyolites and rhyolite tuffs, which might have arisen in the upper part of Devín series (Upper Tortonian) and Lower Sarmatian. In Zvolen-Slatina depression there are

only products of andesite volcanism, characterized by augite-hypersthene and hypersthene andesites. The centre of volcanic activity was again in the central part of Javorje Mts. The volcanic products originated in the upper part of Devín series.

In Lower Sarmatian in Zvolen-Slatina depression acid-andesite and dacite types of volcanism were active. In Žiar depression in Lower Sarmatian rhyolite tuffs were found.

The youngest activity of subsequent volcanism was found in Banská Bystrica basin. The activity corresponds to biotite-hypersthene, amphibole-hypersthene and hypersthene-amphibole tuffs including augite (Upper Sarmatian-Pannonian). In the overlier of the so-called Pohronie gravel formation (Pannonian-Pontian), andesites and agglomerates occur around Ľubietová. In addition to andesite volcanism activi,yt in the overlier of Jastrabie intravolcanic basin, Pliocene acid volcanism activity was found.

Otázky ekonomickej efektívnosti geologického prieskumu rudných surovín v stredoslovenských neovulkanitoch

IVAN ČILLÍK

La situation économique compliquée, l'utilisation contemporaine peu effective des matières découvertes dans les roches néovolcaniques situées en Slovaquie centrale et les résultats peu efficaces de la prospection géologique ont provoqué une analyse embarassée de l'utilité économique de la prospection de minerai dans cette région. Les minerais les plus effectifs sont: minerais d'antimoine, minerai d'argent et d'or de Hodruša et de Banská Štiavnica, minerais hydrométasomatiques et minerais de cuivre de la formation polymétallique. La prospection géologique est orientée vers les minerais lesquels promettent les réserves potentielles suffisantes. On attend que pendant les années 1970—1980, la prospection géologique vérifie 16 000 kt de réserves en prédominance dans la catégorie C_2 et D. Les réserves potentielles de la catégorie C_1 et C_2 devraient atteindre la valeur de 4,5 milliards Kčs et les frais de prospection géologique (7 % de la valeur totale, sans les frais de travaux miniers initiaux).

Dobývanie rudných surovín v oblasti stredoslovenských neovulkanitov je známe odpradávna. Avšak prakticky už od roku 1868 (L. ROZLOŽNÍK 1967) je jeho ekonomická únosnosť otázna. To sa prejavovalo v kolísaní kapacity dobývania, prípadne v krátkodobej ťažbe niektorých rudných surovín.

I v terajšom období ťažba rudných surovín v oblasti je v depresnom štádiu. Dobývanie zlata v Kremnici sa likviduje, striebronosných rúd v Hodruši sa skončilo v päťdesiatych rokoch XX. storočia, rumelky po krátkom oživení už v XIX. storočí. So značnou stratou oproti teraz platným limitným nákladom sa z komplexných Pb-Zn-Cu (Au-Ag) rúd vyrábajú farebné kovy v Banskej Štiavnici. Podstatne ekonomicky efektívnejšia je výroba medi v Hodruši.

Doterajšie geologicko-prieskumné práce nepriniesli podstatné zlepšenie tohoto stavu. Okrem pozitívnych výsledkov pri hĺbkovom prieskume rudných žíl v Banskej Štiavnici, geologický prieskum okrajových revírov (Banky, Rudno, Brehy), zhodnotenie banských prác na zlatostrieborných žilách dolnohodrušského závodu, overovanie kvality zlatonosnej rudy na Šturci v Kremnici, antimonu v Kremnici, rozsiahly geologický prieskum skarnových rúd magnetovca, nepriniesli očakávané výsledky. Doterajší geologický prieskum rumelky neujasnil perspektívy priemyselného typu jej ložísk v oblasti. Preto efektívnosť geologického prieskumu rúd v stredoslovenských neovulkanitoch sa hodnotí značne odlišne (S. POLÁK 1964, F. MRÁKAVA 1967).

Ekonomicky neefektívna ťažba drahých a farebných kovov, zavinená prevažne nízkou koncentráciou a kapacitou dobývania, je príčinou veľmi opatrného pohľadu aj na veľmi pekné výsledky geologického výskumu a ťažobného prieskumu hydrometasomatických polymetalických rúd a hlbokých častí rudných žíl v banskoštiavnickom rudnom revíre. Stav nezlepšuje ani neujasnenie otázky výstavby huty Imperial Smelting Process, celoštátneho významu, na spracovanie komplexných oloveno-zinkových koncentrátov (J. MENCL 1969),

s čím súvisí zvýšenie kapacity dobývania preskúmaných polymetalických rúd v Banskej Štiavnici. Okrem toho úsilie riešiť rad vážnych ekonomických otázok pomocou štrukturálnej prestavby československého priemyslu vedie k sprísneniu postupu pri uvoľňovaní finančných prostriedkov do oblasti ťažkého priemyslu, kde obdobne ako v iných odvetviach hospodárstva, nadobúdajú prevahu požiadavky na rýchlu návratnosť investícií a vysokú ziskovosť podnikania.

V tejto situácii, pri výbere objektov geologického prieskumu rozhoduje nielen stav geologickej preskúmanosti, pripravenosti a perspektívnosti určitých metalogenetických jednotiek, ale aj požiadavka ekonomickej efektívnosti predpokladaného dobývania jednotlivých nerastných surovín, geologicko-prieskumných druhov rúd v našom prípade. Pod týmito druhmi rúd si predstavujeme **určité dostatočné typické a vyhranené geologicko-geochemické a zároveň technicko- ekonomické typy rudných surovín** v ľubovoľnej metalogenetickej provincii. Ich technicko-ekonomická charakteristika v štádiu zostavovania koncepcie, alebo projektov ich geologického prieskumu sa môže opierať buď o prognózne geologicko-prieskumné materiály, buď o štatistické spracovanie údajov dobývania týchto typov vo väčšom rozsahu, prípadne o vhodne aplikovateľnú analógiu.

Výber ekonomicky najefektívnejších geologicko-prieskumných druhov rúd v stredoslovenských neovulkanitoch

Pre celú oblasť stredoslovenských neovulkanitov sú typické určité skupiny ložísk nerastných surovín s charakteristickou asociáciou minerálov a so spoločnými znakmi geologického postavenia, ktoré sa dávajú do genetickej súvislosti s jednotlivými fázami a fáciami vulkanickej činnosti (M. BÖHMER – J. ŠTOHL 1968) a nazývajú **sa paragenetickými formáciami.** Tieto formácie sú v niektorých prípadoch príliš široké a zahrňujú niekoľko technicko-ekonomických druhov rúd. Preto len ich detailnejšie rozdelenie na podtypy môže byť podkladom pre ekonomický prístup k výberu **najefektívnejších geologicko-prieskumných druhov rúd.**

Výber ekonomicky najefektívnejších geologicko-prieskumných druhov rúd sa opiera **o potenciálnu hodnotu** jednotlivých paragenetických formácií rúd. Potenciálna hodnota určitej formácie je **vyjadrenie celospoločenskej hodnoty užitkového obsahu jednej tony zásob (ťažby) tejto formácie rúd,** realizovateľného v predaji, vyjadrenej v platných cenách, alebo limitných nákladoch.

V našom prípade vychádzame z kvality jednotlivých formácií rúd, určenej výpočtom zásob, alebo štatisticky z dlhoročnej ťažby, ukazateľov znečistenia pri dobývaní a výťažnosti pri úprave, zistených v prieskume, pri ťažbe, alebo odvodených pomocou analogie. Hodnotové vyjadrenie kvality rúd sa opiera o limitné náklady, navrhnuté centrálnymi orgánmi štátu pre dobývanie rúd na obdobie 1970–1980. Tieto sú kvôli zohľadneniu príslušného podielu odpisov investícií diferencované pre ložiská nové (nižšie limitné náklady) a pre ložiská v ťažbe (vyššie limitné náklady), čím sa vytvára určitá relácia so svetovými cenami v budúcnosti. U zlata očakávaný vývoj cien na svetovom trhu a zvýšená jeho spotreba vo výrobnej sfére sú dôvodom pre uchovanie výšky limitných nákladov platných pre roky 1967–68. Spomínané náklady

platia pre farebné kovy v koncentrátoch, pre čierne a drahé kovy pre výrobu kovu, alebo rudy (železo).

Oblasť stredoslovenských neovulkanitov charakterizuje rozdielny stav geologickej vyskúmanosti a preskúmanosti i stupeň a rozsah dobývania v minulosti i teraz v jednotlivých jej častiach. Tým vznikajú určité autonomné celky, ktoré v niektorých prípadoch predstavujú geologicko-štruktúrne a metalogenetické celky, inokedy ich ohraničenie je čisto geografické: štiavnický ostrov s banskoštiavnickým a hodrušským rudným revírom, kremnický rudný revír, severné a východné svahy Kremnického pohoria, skupiny rudných revírov Nová Baňa, Pukanec, Brehy; územie Vtáčnika a Pohronského Inovca, stratovulkán Javorie, stratovulkán Poľana a jeho severné okolie.

Tieto celky sa okrem toho líšia rozdielnou históriou dobývania rúd, kompletnosťou archívnych údajov o ňom a zastúpením rôznych formácií rúd na ich území. Spoločným znakom pozície všetkých rudných formácií v spomenutých celkoch sú určité vzťahy medzi geologickou stavbou predovšetkým karpatského substrátu neovulkanitov a priestorovým rozmiestením jednotlivých rudných formácií (M. BÖHMER – J. ŠTOHL 1968). Uvádzajú sa aj vzťahy medzi jednotlivými fázami a fáciami vulkanickej činosti (napr. granodiorit, dacit, ryolit) a paragenetickými formáciami rúd.

K výpočtu potenciálnej hodnoty jednotlivých paragentických formácií rúd potrebujeme si odvodiť predstavu o kvalitatívnej charakteristike týchto formácií v stredoslovenských neovulkanitoch, ktoré určili BÖHMER a ŠTOHL (1968). Kvantitatívne údaje o množstve zásob, alebo rozsahu dobývania majú byť mierou vieryhodnosti údajov o kvalite.

Formácia infiltračných rúd železa a mangánu hypergenného pôvodu je bez priemyselného významu.

Formácia teletermálnych rúd ortuti a arzénu s typickým vývojom na ložisku rumelky pri Malachove (I ČILLÍK 1963) a výskytmi auripigmentu a realgáru pri Tajove (M. KUTHAN 1942) je sarmatského veku s nejasným vzťahom k „vrcholovým andezitom". Doteraz preskúmané zásoby sú nepatrné s priemernou vypočítanou kvalitou z ojedinelých vrtov 0,19 % Hg. Je známy celý rad výskytov rumelky v Kremnickom pohorí.

Formácia zlatostrieborných rúd sarmatského veku, miestami úzko priestorove spojená s ryolitmi 3. fázy (M. BÖHMER 1966), je najrozšírenejšou a najstaršie dobývanou formáciou oblasti. Vzťahy medzi ložiskami tejto formácie sú nejasné a preto vydeľujeme čisto konvenčne 3 typy rúd tejto formácie:

Kremnický typ zlatonosných hydrokvarcitov, priestorove i mineralizačne spätý s antimonovými rudami a žilami ryolitov, sprevádzaný rozsiahlou draselnou metasomatózou, je geologicky podrobne preštudovaný (M. BÖHMER 1966). Vyznačuje sa značným podielom zlata, viazaného pravdepodobne v elektre, ako sa dá usudzovať zo stáleho pomeru medzi Au a Ag obsahmi v ťaženej bohatej rude (tab. č. 1).

Tabuľka č. 1.

Roky dobývania		1964	1965	1966	1967	1968
Obsah, %	Au	1,95	1,11	1,78	2,35	2,01
	Ag	1,05	0,61	0,94	1,32	1,12
Pomer Au:Ag		1:0,54	1:0,55	1:0,54	1:0,56	1:0,55

Za obdobie 1900—1968 sa z revíru vyťažilo viac ako 1700 kt rudy s priemernou produkciou kovov z tony 2,6 g/t Au a 4,1 g/t Ag. Obsah striebra je však v rude vyšší a pomer Au : Ag kolíše okolo 1 : 4; výťažnosť zlata pri úprave je však v období 1964—1968 okolo 92 % a u striebra iba 36—51 %, znečistenie dobývaním okolo 21 %. Za obdobie 1900—1968 nemôžeme zistiť podstatnejšie výkyvy v kvalite dobývanej rudy, zdá sa však, že podiel striebra postupne klesá, postupne sa dobývajú hlbšie partie ložiska. To vyplýva aj z porovnania kvality zásob najvyššej časti ložiska na Šturci a kvality dobývanej rudy v rokoch 1964—1968 z najhlbších partií otvorenej časti ložiska. Šturec g/t Au 2,33 Ag 16,2; ťažba 3,36 9,06.

Nepatrné preskúmané zásoby **antimonových rúd** na Václav štôlňach v Kremnici poskytujú veľmi orientačné údaje o kvalite, okolo 3 % Sb a 0,8 g/t Au.

Hodrušský typ striebrozlatonosných rúd, známy uhličitanovou žilovinou a sulfidmi i sulfosoliami striebra, je od predošlého parageneticky značne rozdielny. Niektorí autori uvažujú dokonca o hypergennej akumulácii striebra na jeho žilách (F. SLAVÍK 1929, F. MRÁKAVA 1967). Určitú predstavu o kvalite rúd tohoto typu si urobíme podľa výsledkov ťažby týchto rúd na Schöpfer žile v rokoch 1929—1946. Vyťažilo sa 473 kt rudy s kvalitou 1,8 g/t Au a 208,3 g/t Ag. Bohatá ruda obsahovala priemerne 59,5 g/t Au a až 9740 g/t Ag! Pomer obsahov zlata ku striebru priemerne bol 1 : 117 a v bohatej rude 1 : 145. Najnižšia kvalita ťaženej rudy bola v roku 1943 s 144,3 g/t Ag a 1,3 g/t Au.

Banskoštiavnický typ rúd zlatostriebornej formácie je známy z horných partií žíl polymetalickej formácie a žíl, dobývaných v minulosti v okrajových častiach revíru, Štefultove, Banskej Belej, Bankách (S. POLÁK 1965) a žile Grüner — hlavná. Vyznačuje sa vyšším podielom zlata vo vzťahu k striebru i absolútne a veľmi nízkym obsahom medi v porovnaní s polymetalickými rudami. Obraz o kvalite rúd tohoto typu môžu poskytnúť údaje o ťažbe za obdobie 1894—1919, 1931—1947 v rozsahu 1200-kt a nevyrúbané zásoby na žile Grüner — hlavná, ktoré budeme považovať za predstaviteľa kvality rúd tohoto typu (tab. č. 2).

Tabuľka č. 2.

Obdobie ťažby Stav zásob k		Kvalita, % a g/t Cu	Pb	Zn	Au	Ag	Pomer Au:Ag
1894—1919		0,05	1,3	?	3,29	111,75	1:34
1931—1947		0,09	1,18	2,27	8.2	95	1:11,7
	až	0,07	0,55	0,99	2,75	29,6	1:10,7
1. 1. 1967 Grüner		?	1,05	2,71	4,73	49,5	1:10,4

Zvýšený podiel striebra vo vzťahu ku zlatu v ťažbe v období 1894—1919 súvisí pravdepodobne s určitým obohatením hypergenného pôvodu v horných partiách rudných žíl a selektivnym dobývaním.

Formácia subvulkanických polymetalických rúd, sarmatského veku, dávaná do spojitosti s dacitmi (M. BÖHMER — J. ŠTOHL 1968), sa vyznačuje výraznou zonalitou mono- a polyascendentného typu, čo súvisí s určitými odlišnosťami v kvalitatívnej charakteristike rúd jednotlivých zón a genetických typov. Preto rozlíšime klasický typ, hydrometasomatické rudy a rudy „me-

denej zóny" polymetalickej formácie. Prvé dva typy zodpovedajú olovenej a zinkovej zóne M. KODÉRU (1963).

Klasický typ môžeme kvalitatívne charakterizovať údajmi o ťažbe polymetalických rúd v Banskej Štiavnici od r. 1931, kedy sa vyťažilo viac ako 1000 kt rudy a zásobami týchto rúd nad 12. obzorom v banskoštiavnickom rudnom revíre so stavom k 31. 12. 1968, redukovanými v štúdii Rudných baní n. p. Banská Bystrica (apríl 1969) o efektívnom vývoji ťažby v tomto revíre z Novej šachty z titulu zvýšenia ich kvality (tab. č. 3).

Tabuľka č. 3.

Obdobie ťažby Stav zásob k	Kvalita, % a g/t					Pomer
	Cu	Pb	Zn	Au	Ag	Au:Ag
1931—1954	0,93	3.5	3,68	0,54	72	1:133
až	0,39	1,8	1,13	0,2	45	1:225
1955—1964	0,24	1,44	1,34	0,18	13,8	1: 77
31. 12. 1968 NAD 12. obzorom	4,48	2,08	3,58	0,5	30	1: 60

Tieto rudy sa vyznačujú vyšším podielom medi a iným pomerom obsahov zlata a striebra. (viac sa približujú hodrušskému typu), oproti banskoštiavnickému typu zlatostrieborných rúd. Potenciálna hodnota tohoto typu rúd sa dá určiť podstatne konkrétnejšie využitím údajov spomenutej štúdie Rudných baní.

Hydrometasomatické rúdy sú lokalizované na prenikoch rudných žíl cez karbonátické polohy hornín triasu a azda aj paleogénu v tektonicky vhodne pripravených častiach. Podľa výpočtu zásob k 1. 7. 1968 ich priemerná kvalita je 2,19 % Pb, 3,64 % Zn, 0,39 % Cu a podľa údajov o celom banskoštiavnickom rudnom revíre 0,5 g/t Au a 30 g/t Ag. Pretože kvalita týchto rúd je veľmi podobná kvalite rudy v roku 1980, uvažovanej v spomenutej štúdii Rudných baní (1969) ich potenciálnu hodnotu budeme môcť vyjadriť priamo v očakávaných tržbách na jednu tonu zásob.

Rudy „medenej zóny" sú nateraz známe zo žilnej štruktúry Rozália, dobývanej závodom Rudných baní v Hodruši, a v hĺbkovom pokračovaní banskoštiavnických rudných žíl klasického typu.

Doteraz preskúmané a vyťažené množstvo rudy na žile Rozália má priemernú kvalitu 0,37 % Pb, 0,57 % Zn, 1,41 % Cu, 0,18 g/t Au a 23 g/t Ag. Znečistenie dobývaním je okolo 30 %, výťažnosť medi 93 %, olova a zinku sa počíta 85 % a zlata 75 %, striebra 70 % na základe analógie s banskoštiavnickým rudným revírom.

Rudy „medenej zóny" v hlbokých častiach banskoštiavnických žíl môžu približne charakterizovať zásoby, vypočítané pod 12. obzorom so stavom k 31. 12. 1968, i keď zvyšovanie obsahu medi na niektorých žilách (Terézia, Špitaler, Bieber — podložná) je podstatne priaznivejšie a obsahy na týchto žilách sa pohybujú pod 12. obzorom okolo 1 %. Rudy „medenej zóny" obsahujú priemerne 1,95 % Pb, 2,71 % Zn, 0,61 % Cu, 0,5 g/t Au a 30 g/t Ag. Počíta sa s 25 % znečisteným dobývaním a 85 % výťažnosťou pri úprave olova, zinku, medi, 75 % zlata a 70 % striebra.

Tabuľka č. 4.

Typ a formácia rúd technický druh (ťažená ruda, alebo zásoby)	Predpokladaná kvalita, % a g/t							Potenciálna hodnota Kčs na tonu	Limitné náklady pre ložiská
	Hg/Sb	Pb	Zn	Cu	Au	Ag	Au:Ag		
Teletermálne rudy ortuti, zásoby	0,19							228	nové
Kremnický typ Au-Ag rúd, ťažba					2,6	4,1	1:4	227,39	zlato roky 1967-68
Rudy antimonu (Kremnica), zásoby	3 Sb				0,8			348,55	nové
Hodrušský typ Au-Ag rúd, ťažba					1,8	208,3	1:117	403,46	nové
Banskoštiavnický typ Au-Ag rúd, zásoby		1,05	2,71	?	4,73	49,5	1:10,4	412,25	nové
Hydrometazomatické rudy, zásoby		2,19	3 64	0,39	0,5	30	1:60	510,26	v ťažbe
Klasický typ polymetalických rúd, predpokladaná ťažba r. 1971		1 6	2,3	0,2	0,3	26	1:87	355,75	v ťažbe
Rudy „medenej zóny", Rozália, zásoby		0,37	0,57	1,41	0,18	23	1:128	522,80	v ťažbe
Rudy „medenej zóny", pod 12. obzorom v Banskej Štiavnici, zásoby		1,95	2,71	0 61	05,	30	1:60	467,70	v ťažbe
Rudy „medenej zóny", žily Bieber, Špitaler, Terézia, zásoby		1,95	2,71	1,0	0,5	30	1:60	587,50	v ťažbe
Kontaktne-metasomatické Fe-rudy, zásoby	34 Fe							118,30	nové

Z **formácie sekundárnych kvarcitov a exhalačnej síry** hornotortonského veku, zaraďovanej do druhej andezitovej fázy, je geologicko-prieskumne zaujímavá síra. Chýbajú však akékoľvek údaje o kvalite a rozsahu možného jej primárneho ložiska.

Formácia kontaktne-metasomatických rúd magnetovca s mladšou generáciou sírnikov farebných kovov a železa, geneticky spájaná so žilnými diferenciátmi banatitov (L. ROZLOŽNÍK 1966, M. BÖHMER – J. ŠTOHL 1968) štiavnického ostrova, je reprezentovaná ložiskom Klokoč pri Vyhniach. Celkové zásoby formácie na viacerých výskytoch sa odhadujú na 8000 kt pri obsahu 34 % železa a očakávanom znečistení 20 % pri dobývaní a 75 % vyťažnosti železa pri úprave.

Vypočítané potenciálne hodnoty jednotlivých typov a formácií rúd oblasti stredoslovenských neovulkanitov sú v tabuľke č. 4.

Podľa tejto tabuľky najefektívnejšími geologicko-prieskumnými druhmi rúd sú rudy **„medenej zóny"** polymetalickej, **banskoštiavnický a hodrušský typ zlatostriebornej a hydrometasomatické** rudy polymetalickej formácie. Za ne sa radia **antimonové rudy.** K tomu treba poznamenať, že meď a striebro sú najdôležitejšími kovmi elektrotechniky a množstvo zlata, spotrebovaného pre priemyselné účely, v posledných rokoch rapídne stúpa.

Obraz o efektívnosti využitia týchto rúd poskytne zrovnanie ich potenciálnych hodnôt so spomenutou štúdiou Rudných baní (1969), ktorá podáva obraz o ťažbe v zložitých technických podmienkach pri kapacite 300 kt (značná hĺbka ťažnej šachty) rúd klasického a hydrometasomatického typu, pričom hodnota jednej vyťaženej tony rudy v tržbách podľa navrhovaných limitných nákladov je 408,21 Kčs.

Podľa našich terajších znalostí ložiská najefektívnejších geologicko-prieskumných druhov rúd sú skoncentrované **v štiavnickom ostrove.** Stupeň poznania geologickej stavby štiavnického ostrova je najvyšší a tým má výnimočné postavenie pri geologicko-prieskumných úvahách o stredoslovenských neovulkanitoch.

Potenciálne zásoby najefektívnejších geologicko-prieskumných druhov rúd

Intenzita využívania nerastných surovín zásadným spôsobom ovplyvňuje jeho ekonomickú efektívnosť. Preto **potenciálne zásoby rúd a ich koncentrácia v dobývacom priestore** sú dôležitým kritériom efektívnosti aj geologického prieskumu. Neveľké doteraz preskúmané zásoby rúd antimonu sú príčinou nezáujmu o jeho geologický prieskum v stredoslovenských neovulkanitoch.

Doterajší geologický výskum a prieskum nepriniesli dostatočné podklady pre vyčíslenie prognóz zásob rúd geologickými metódami nielen v celej oblasti, ale ani v štiavnickom ostrove. Musíme sa preto opierať o hrubý štatistický odhad.

Tak obraz o potenciálnej kapacite štiavnického ostrova na rudy drahých a farebných kovov si vytvoríme podľa údajov o výrobe týchto kovov v minulosti (tab. 5).

Tabuľka č. 5.

Obdobie, roky	Predpokladaná ťažba kt	Obdobie, roky	Predpokladaná ťažba
Do roku 1200	500	1600–1700	4 000
1200–1300	500	1700–1800	10 000
1300–1400	1000	1800–1894	4 500
1400–1500	1000	1894–1919	1 000,649
1500–1600		1931–1968	1 463 305
Spolu		cca	27 000

Údaje sú však neúplné. V posledných dvoch tretinách XVIII. storočia sa ročne dobývalo 325 kg zlata a 14 500–14 750 kg striebra. Dobývali sa však aj žily, ktorých priemyselné využitie teraz by bolo otázne. Podľa grafického materiálu dobývanie v minulosti len zriedka presiahlo hĺbku 300 od povrchu a podľa hlbokých vrtov zrudnenie bezpečne siaha na úroveň –200 m n. m., okolo 1000 m od povrchu (obecná hranica technickej dostupnosti dobývania, určená geotermickým gradientom oblasti). Z tohoto môžeme uzavrieť, že doterajšia ťažba rúd v štiavnickom ostrove **nemôže presiahnuť 40 % jeho potenciálnej kapacity** v zásobách rúd drahých a farebných kovov. Pritom si musíme uvedomiť, ž e doteraz sa nedobývali rudy hydrometasomatického typu a plošná produktivita bilančných celkov na hlavných žilách banskoštiavnického rudného revíru, ako aj ich hrúbka sa po úklone prakticky nemenia, hoci údaje sú z rôznych výškových úrovní ložiskového priestoru (tab. č. 6).

Okrem toho, u väčšiny hlavných teraz dobývaných žilných štruktúr, **narastanie absahu medi s hĺbkou zvyšuje potenciálnu hodnotu rudy.**

Úvahu o potenciálnych zásobách rúd v štiavnickom ostrove môžeme podoprieť aj výsledkami hrubého výpočtu zásob rúd na žilách Terézia, Bieber a Špitaler, priestorove zblížených žilných štruktúrach v Banskej Štiavnici. Ich dĺžka je viac ako 4000 m a plošná produktivita bilančných celkov okolo 40 %. Pri priemernej hrúbke žíl 1,15 m celkové zásoby medzi 12. obzorom a úrovňou – 200 m n. m. bez odžilkov a hydrometasomatických typov rúd sú 6 210 000 ton. Je to však iba polovica zo zásob týchto žíl od povrchu a hovorí to o relatívne **vysokej priestorovej koncentrácii rudnej substancie.**

Záver a očakávaný efekt

Ekonomicky najefektívnejšími typmi a formáciami rúd stredoslovenských vulkanitov sú zlatostrieborné rudy hodrušského a banskoštiavnického typu a hydrometasomatické rudy a rudy „medenej zóny" polymetalickej formácie. Ekonomická efektívnosť geologického prieskumu na ortuť súvisí s úpravou limitných nákladov výroby na tento kov. Najväčšie prognózy a vysoká koncentrácia zásob týchto rúd sú nateraz preukázané v štiavnickom ostrove a preto ich prieskum na tomto území je **prvoradou úlohou.**

Doručené: 24. 9. 1969
Lektoroval: Ing. Kravjanský

Geologický prieskum, n. p., Sp. Nová Ves

Tabuľka č. 6.

Žilná štruktúra	Plošná produktivita/ obsah Cu, % Banské obzory	Svätotrojičná úroveň, n. m. 560 m	3. obzor	5. obzor 415 m	7. obzor	12. obzor 230 m	3. hl. obzor	5. hl. obzor 105 m
Terézia	Produktiv.	43,6	45,5	54,4	38,2	35,5		
	Cu		0,38	0,25		0,79		
Špitaler	Produktiv.	27,3	24,5	24,5	53,8	44,5		
	Cu					0,58	—1,67—	
Bieber podlož.	Cu			0,14		0,74	1,14	0,91
Bieber hlavná	Cu			0,24		0,37		

Zoznam tabuliek

1. Pomer obsahov zlata a striebra v bohatej ťaženej rude v Kremnici.
2. Kvalita rudy banskoštiavnického typu zlatostriebornej formácie.
3. Kvalita polymetalických rúd v Banskej Štiavnici.
4. Potenciálna hodnota typov a formácií rúd v stredoslovenských neovulkanitoch.
5. Odhad ťažby rúd v štiavnickm ostrove za obdobie pred r. 1200 — 1968 (podľa požiadavky geologického prieskumu zpracovali J. Michalenko a J. Pastor z Rudných baní, n. p., Banská Bystrica).
6. Hĺbkový vývoj plošnej produktivity bilančných celkov a obsahu medi na hlavných žilách banskoštiavnického revíru (údaje o obsahu medi zpracovali Rudné bane, n. p., závod Banská Štiavnica).

Literatúra

Böhmer M. (1966): Ložiskové a parageneticke pomery zlatonosných žíl centrálnej časti kremnického rudného poľa. Acta geologica et geographica Universitatis Comenianae 11, Bratislava, str. 5—124.

Böhmer M. — Štohl. J. (1968): Laws and Location and Development of Endogenous Mineralisation in Neovulcanits of Central Slowakia. XXIII. International Geological Congress, vol. 7. Praque, str. 241—253.

Čillík I. (1963): Výsledky geologického prieskumu ložiska rumelky pri Malachove. Geologické práce Geologického ústavu Dionýza Štúra, Zprávy 29. Bratislava, str. 119—124.

Koděra M. (1963): Gesetzmässigkeiten der zonalen Verteilung der Mineralisation an der subvulkanischen polymetallischen Lagerstätte Banská Štiavnica. Symposium Problems of postmagmatic ore deposition, vol. 1. Praha, str. 184—189.

Kuthan M. (1942): Ortuťové ložiská Slovenska III (Malachovo, Banská Štiavnica, Kremnica, Vernár). Práce Štátneho geologického ústavu, zošit 7. Bratislava.

Mencl J. (1969): Problematika a perspektíva rozvoja ťěžby olovnato-zinkových rúd v ČSSR. Geologický průzkum č. 2. Praha, str. 33—35.

Mrákava F. (1967): Problematika geologicko-prieskumných prác v štiavnicko-hodrušskom revíre s ohľadom na dlhodobú perspektívu a návrh na komplexné riešenie. Rudy č. 3. Praha, str. 84—88.

Polák S. (1964): Perspektívy prieskumu neovulkanických rudných žíl v oblasti Banskej Štiavnice. Geologický průzkum č. 6. Praha, str. 131—132.

(1965): Nový pohľad na zrudnenie v obci Banky, okr. Žiar nad Hronom. Zprávy o geologických výskumoch v roku 1964 č. 2, Slovensko. Bratislava, str. 155—156.

Rozložník L. (1966): Výskum hornín štiavnického ostrova. Záverečná zpráva J. Šalát a kol. Archív Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave.

(1967): Geologicko-montanistické dielo M. V. Lipolda o bansko-štiavnickom rudnom obvode vo svetle dneška. Sborník Slovenského banského múzea III. Banská Štiavnica, str. 15—22.

Rudné bane n. p. Banská Štiavnica (1969) Štúdia o efektívnom vývoji ťažby polymetalických rúd z Novej šachty v Banskej Štiavnici.

Slavík F. (1929): Zpráva o nově odkrytých partiích rudních žil v Báňské Štiavnici a Hodruši. Rukopis. Praha. Archív Rudných baní n. p., závod Hodruša.

On the Problems of Economic Effectiveness of the Geological Prospection for Ore Raw Materials in Central-Slovakian Neovolcanites.

IVAN ČILLÍK

Abstract.

The complicated economic situation and non-effective exploitation of ore raw-materials in Central-Slovakian neovolcanites as well as not too promising results of the geological prospection caused not quite unambiguous standpoint in judging the economic effectiveness of the geological ore prospection in this area, in spite of important successes of the geological research. First of all, this is connected with low capacity of mining and insufficient intensity of the geological prospection. In such a situation, when for the choice of objects of the geological prospection not only the state of their geological preparation and perspectiveness are decisive, as well as economic effectiveness of mining supposed; the choice of economically most effective ore types suitable for the geological prospection in certain metallogenetic area, is especially important. These types represent the typical and definite geological-geochemical and technical-economical types of raw-material — paragenetic ore formations (M. Böhmer — J. Štohl 1968), in this case. These are divided into types. The qualitative characteristics of the types and formations serves as the basis for a calculation of potential value. The latter indicates the dus-value of the a utility of one ton of a marketable ore type of formation.

The results of the evaluation process of ore types and formations in Central—Slovakian neovolcanites are presented in Tab. 4.

Table 4 shows that most effective ore types are antimony, Hodruša and Banská Štiavnica types of Au-Ag and hydrometasomatic ores, ores of the „copper zone" of a polymetallic formation. A criterion for effectiveness of their exploitation may be represented by the calculation of economy of mining mixed classical and hydrometasomatic ore types included in a polymetallic formation. According to Ore Mines (national enterprise, 1969) at the annual capacity of production 300 k tons, the value of mined tons of ore in sales according to the limit exertion suggested for the period 1970—1980 will be 408.21 Kčs.

An adequate capacity and concentration of mining is oriented to ore types with sufficient potential supply expected. This may also effect the choice of an area for economically effective geological prospection. In Central—Slovakian neovolcanites such conditions are in Štiavnica area, which is one of the geologically best explored areas. Potential supply of the area may be statistically determined.

The output, determined to 27.000 kt of Au-Ag and polymetallic ores may represent about 40 % of potential supply.

Zásoby a dobývanie niektorých surovín vo svete

Meď

1. Turecko – istá americká spoločnosť preštudovala pre Etibanku možnosť dobývania ložísk Cakmakkaya a Damac pri Murgule. Zásoby ložísk sú spolu 30 mil. ton istých a 10 mil. ton možných pri kvalite 1,2 % Cu. Uvažuje sa s dennou ťažbou 6000–9000 ton, pričom koncentrát bude sa dopravovať 25 km dlhým potrubím do prístavu Hopa.

Mining Journal, 4. 8. 1967 (Bý)

2. India – boli objavené 2 nové ložiská medi v štáte Mysor – ložisko Kalyadi (10 mil. ton à 0,7 % Cu) a ložisko Ingladhal (1 mil. ton à 2 % Cu).

Mining Journal, 21. 7. 1967 (Bý)

3. Šalamúnove ostrovy – 66-mi vrtmi sa preskúmalo ložisko medi na ostrove Bougainwille – ložisko má zásoby 90–200 mil. ton pri strednom obsahu 0,63 % Cu a 0,9 g/t Au.

Mining Journal, 8. 9. 1967 (Bý)

4. Peru – pri banskom závode Toquepala sa preskúmalo ložisko Cuajone – celkove odvŕtané 18 000 m vrtov. Dobyvateľné zásoby sa odhadujú na 600 mil. ton pri obsahu cca 1 % Cu. World Mining, 1967 (Bý)

5. Poľsko – japonská delegácia navštívila ložisko Polkowice, ktorého zásoby sa odhadujú na 150–200 mil. ton pri obsahu 2 % Cu. Študovali sa možnosti spoluúčasti na využití ložiska.

Mining Journal, 23. 6. 1967 (Bý)

6. Kanada – zásoby ložiska Oro Denoro (južná oblasť Britskej Kolumbie) sa odhadujú na 3,5 mil. ton o obsahu 1,3 % Cu a 18 mil. ton o obsahu 0,8 % Cu. Projektovaná kapacita bane včítane úpravne (na 1800 t dennej vsádzky), úpravňa sa má započať stavať v roku 1969. Financovanie japonsko-kanadskou – spoločnosťou: vývoz koncentrátu do Japonska.

Mining Journal, 24. 3. 1967 (Bý)

7. Spojené štáty americké – nikelnato-meďnaté preskúmané ložisko, severne od Horného jazera, ktorého základnou horninou je gabro, nazývané Duluth. Zásoby sú predpokladané okolo 36 mil. ton pri obsahu 0,30 % Cu a 0,19 % Ni.

Annales des minnes, 9. 1967 (Bý)

8. Saudská Arábia – spoločnosť riadená prostredníctvom Bureau des Recherches géologiques et minières našla v DJEBEL SAID (cca 240 km od

pobrežia Červeného mora) medené ložisko, ktorého zásoby boli odhadnuté na 6 mil. ton rudy pri obsahu 1,5 % Cu.

Annales des minnes, január 1968
(Bý)

9. Japonsko — na ostrove SHIKOKU ložisko HIPOTA má okolo 10 mil. t zásob pri obsahu 0,8 % Cu. Predpokladané začatie ťažby: rok 1971.

Mining Journal, London — december 1967
(Bý)

10. Filipíny — a) na ložisku SIPALAY — ostrov NEGROS — dobýva sa povrchove ruda o obsahu 0,8—0,84 % Cu; zásoby ložiska cca 55 mil. ton,

b) ložisko BAGAQAY (Samar) sa dobýva povrchove — zásoby cca 391 200 t o obsahu 8,46 % Cu a cca 2 560 000 t o obsahu 2,65 % Cu,

c) nové ložisko Santo Nino, preskúmané vrtmi — typ meďnatých porfýrov má odhadnuté zásoby 22 mil. ton pri obsahu 0,55 % Cu. Predpokladaná ťažba 1800 t denne.

11. India — ložisko Khátri pri Singhane (Rajasthan), odhadnuté zásoby 92,5 mil. ton pri 1 % Cu. Ložisko bude sa dobývať baňr prácami. Predpokladaná ročná ťažba cca 2,5 mil. ton.

World Minning, San Francisko, 10. 1967
(Bý)

Molybdén

1. Juhoslávia — objavené niekoľko ložísk molybdénu. V južnej Juhoslávii v mieste nazývanom MACKATICA pri Surdulici. Jedno ložisko má zásoby okolo 25 mil. ton rudy o obsahu 0,17 % Mo. Zásoby druhých dvoch ložísk sa odhadujú na 80 mil ton pri obsahu 0,05—0,08 % Mo.

Annales des minnes, 12. 1967

Nikel — kobalt

1. Kanada — pomocou 21 vrtov o celkovej dĺžke 1500 m bola preskúmaná šošovka serpentinitu Puddy Lake (SZ od Ontaria) mineralizovaná niklom a kobaltom. Rozmery šošovky: dĺžka 4800 m, šírka 1600 m. Zásoby dobývateľné povrchovým spôsobom do hĺbky 120 m sa odhadujú na 27 mil. ton pri obsahu 0,1—0,6 % Ni, 0,01—0,06 % Co.

The Norther Miner, Toronto, 15. 6. 1967

Ortuť

1. Turecko — výroba ortuti bola v roku 1965: 85 t. v roku 1966: 118 t.

Minning Journal, 4. 8. 1967
(Bý)

2. Španielsko — výroba ortuti v roku 1965: 2567 ton, v roku 1966: 2402 ton. Z toho ložisko Almaden v roku 1966: 1965 t a v roku 1965: 2206 t ortuti.

L' usine Nouvelle, Paris, 1. 6. 1967
(Bý)

Fosfáty

1. Izrael – v púšti Negev ložisko fosfátov Har Masa, má odhadnuté zásoby 8 mil. ton pri obsahu 26–28 % P_2O_5.

Mining Journal, 10. 3. 1967
(Bý)

2. Alžírsko – neďaleko hraníc s Tunisom pri Bir el Ater (južne od Tebesa) je známe ložisko fosfátov DJEBEL ONK. Mocnosť fosfátovej vrstvy je okolo 30 m. Ložisko vzniklo v treťohorách. Celkové zásoby ložiska cca 500 mil. ton rudy. Z toho okolo 90 mil. ton bude sa dobývať povrchove. Ťažba v roku 1969 má dosiahnuť 900 000 t.

Annales des minnes, február 1968
(Bý)

Kremence

1. Austrália – 65 km od COOTOWN-u, je známe ložisko kremencov pri obsahu 99,5 % SiO_2. Odhadnuté zásoby na 90 mil. ton. Projektovaná ťažba je 100 000 t za rok; export do Japonska. Doterajšia celková ťažba kremitých surovín v Austrálii je okolo 300 000 t.

World Minning, San Francisko, 10. 1967
(Bý)

Zlato – striebro

1. Equador – neďaleko PILISHUNU (provincia CANAR) bolo objavené ložisko zlatonosného kremeňa. Ložisko má odhadnuté zásoby na 30 mil. ton pri obsahu 2 g/t Au a 19,3 g/t Ag.

Mining Journal, London júl 1967
(Bý)

2. Kanada – ložisko UTICA (neďaleko OSOYOOS, Britská Kolumbia) má odhadnuté zásoby strieborných rúd na 668 000 t pri obsahu 700 g/t Ag a 1,9 g/t Au. Ložisko je tvorené sériou žíl a žiliek kremeňa s kalcitom, mineralizovaných rýdzim striebrom, argentitom, galenitom a striebronosným pyritom. Smer ložisko je Východ – Západ so sklonom 5–30°. Ložisko sa nachádza v telese monzonito syenitu. Denná ťažba 295 ton rudy.

Annales des minnes, január 1968
(Bý)

Olovo – zinok

Časopis Annales des minnes vo svojom čísle z júna 1968 uverejnil zaujímavý prehľad hlavných ložísk olovnato-zinkových dobývaných vo svete i so základnými parametrami ťažby, priemernej kvality a ťaženej rúbaniny, sprievodných zložiek a hornín. I keď v prehľade chýbajú geologické údaje, predsa považujem za nutné prehľad uverejniť pre oboznámenie geologickej verejnosti so svetovými geologicko-technickými parametrami ťažených ložísk dnes vo svete v porovnaní s ložiskami u nás doma.

Annales des mines, júl 1968
(Bý)

Ložisko	Denná ťažba rudy v tonách	Minerál Pb Zn	obsah Pb v rude v %	obsah Cu v rude v %	Iné užitkové zložky v rude	Obsah v rude v %	Spriev. horniny
29. ATACOCHA (PERU)	1 000	galenit sfalerit	7,6	5,1	Ag	200 g/t	
30. HUARON (PERU)	1 500	galenit sfalerit	3,5	4,4	Cu Ag	3,0 200 g/t	
31. ZELLIDJA (MAROKO)	4 000	galenit cerusit sfalerit smithsonit	1,7–2,5	4–9	descloisit		dolomity
32. TOUISSIT (MAROKO)	2 700	detto	2,8	6,0			dolomity
33. AOULI (MAROKO)	1 400	galenit cerusit	5,6				bridlice kremeň
34. MIBLADEN (MAROKO)	1 200	galenit sfalerit	45 % –1,5 55 % –6,0	–	–	–	dolomity
35. TSUMEB (AFRIKA JUHOZÁPADNÁ)	1 800	galenit sfalerit cerusit	14,5	2,9	Cu	6,8	dolomity
36. BERG AUKAS (AFRIKA JUHOZÁPADNÁ	500	galenit sfalerit cerusit					dolomity
37. KIPUSHI (KONGO)	3 600	sfalerit	–	11	Cu chalkopyrit, bornit	9,1	dolomit. vápence
38. TINAGH (ÍRSKO)	2 000	galenit sfalerit cerusit	8	8	–	–	vápenec baryt
39. LARGENTIÉRE (FRANCÚZSKO)	1 700	detto	3,8	0,8–1,1	Ag	54 g/t	arkózy
40. MEZICE (JUGOSLÁVIA)		galenit sfalerit smithsonit	3,6	2,5	–	–	dolomit. vápence
41. MONTEPONI (TALIANSKO)	4 000						dolomit. vápence
42. SALAFOSSA (TALIANSKO)	1 600	galenit sfalerit cerusit	0,87	6,4	–	–	dolomit

A. SÍRNIKOVÉ RUDY

Ložisko	Denná ťažba rudy v tonách	Minerál Pb Zn	obsah Pb v rude v %	obsah Zn v rude v %	Iné užitkové zložky v rude	Obsah v rude v %	Spriev. horniny
1. SULLIVAN (Kanada)	12 000	galenit marmatit	4,9	5,6	BiO, In, Cd, Sb, pyrhotín SnO_2	SnO_2 0,5	kremence
2. FLINFLON (Kanada)	6 000	galenit sfalerit	0,2	3 2	Cu= Ag=	2,2 28 g/t	
3. MATAGAMI (Kanada)	3 850	sfalerit	—	11,7	Cu= Ag=	0,7 37 g/t	karbon. kremen.
4. BRUNSWICK № 12 (Kanada)	4 500	galenit sfalerit	4,0	9,5	Cu= Ag=	0,3 36 g/t	
5. BRUNSWICK № 6 (Kanada)	2 250	galenit sfalerit	2,5	6,3	Cu= Ag=	0,44 63 g/t	
6. BUCHANS (Kanada)	1 250	galenit sfalerit	7,5	13,4	Cu= Ag=	1,1 132 g/t	baryt kremeň kalcit
7. JEFFERSON CITY (USA)	1 350	sfalerit	—	4,7	—	—	vápenec dolomit
8. MASCOT (USA)	5 000	sfalerit	—	3,0	—	—	vápenec dolomit
9. VIBURNUM (USA)	7 000	galenit sfalerit	3,7	1	Cu	stopy	dolomit
10. INDIAN CREEK (USA)	2 400	galenit sfalerit	2,7	0,22	—	—	dolomit. vápence
11. BUNKER HILL KELLOG (USA)	1 300	galenit sfalerit	7.1	4,0	striebronosný tetraedrit	Ag 125 g/t	kremeň karbonáty
12. IDARADO (USA)	1 800	galenit sfalerit	2,8	3,5	Cu= Au= Ag=	0,7 1,5 g/t 60 g/t	kremeň
13. EAGLE-GILMAN (USA)	1 200	galenit marmatit	1,5	11	Cu, Au, Ag		dolomit
14. NORTH BROKEN HILL (AUSTRÁLIA)	2 400	galenit sfalerit	15,2	12,6	Ag	250 g/t	žula

Ložisko	Denná ťažba rudy v tonách	Minerál Pb Zn	obsah Pb v rude v %	obsah Zn v rude v %	Iné užitkové zložky v rude	Obsah v rude v %	Sprievodné horniny
15. BROKEN HILL SOUTH (AUSTRÁLIA)	1 680	galenit sfalerit	11,8	10,3	Ag	193 g/t	žula
16. ZINE CORPORATION (AUSTRÁLIA)	4 300	galenit sfalerit	13,7	10,3	Ag	96 g/t	žula
17. NEW BROKEN HILL (AUSTRÁLIA)	3 500	galenit sfalerit	13,0	12,1	Ag	109 g/t	žula
18. MONNT ISA (AUSTRÁLIA)	5 400	galenit sfalerit	8,1	6,5	Ag-Cu	155 g/t	bridlice
19. READ ROSEBERY (AUSTRÁLIA)	1 000	galenit sfalerit	5,6	19.1	Ag Au Cu	202 g/t 2,9 g/t 0,5	serecit. vápence
20. HANAOKA (JAPONSKO)	1 100	galenit sfalerit	0,27	1 54	Cu Ag pyrit	1,36 22 g/t 2410	tufy
21. KOSAKA (JAPONSKO)	1 500	galenit sfalerit	1,20	3.50	Cu Ag pyrit	2,75 80 g/t 18,0	tufy
22. SHAKANAI (JAPONSKO)	300	galenit sfalerit	2,88	9,27	Cu pyrit Ag	1,86 8,9 300 g/t	tufy
23. KIROVOGRADSKIJ (SSSR)	5 000	sfalerit	—	—	Cu pyrit		kremen.
24. STREDNEURALSK (SSSR)	20 000	sfalerit	—	1,52	Cu pyrit	1—1,5 80,0	kremen.
B. SÍRNIKOVÉ A KYSLIKATÉ RUDY							
25. NAICA (MEXICO)	1 500	galenit sfalerit cerusit	8	6,5	Ag		dolomity vápence kremen.
26. AVALOS (MEXICO)	800	galenit sfalerit	8,5	14			vápenec
27. CASAPALCA (PERU)	1 100	galenit sfalerit	3,2	5,4	Cu Ag	0,5 210 g/t	kremeň kalcit rodochrosit
28. PARAGSHA CERO DE PASCO CORD (PERU)	3 000	galenit sfalerit	3,9	9,6	Cu Ag	0,08 80 g/t	kremeň

Azbest

1. K a n a d a – zásoby ložiska ROBERGE LAKE (distrikt CHIBOU GAMAU, QUÉBEC) 144 mil. ton, z ktorých 95 mil. ton je vhodných na výrobu vlákien. Predpokladá sa dobývať ložisko do hĺbky cca 210 m (zásoby 65 mil. ton pri obsahu azbestových vlákien 4,4 %). Prvotná úprava obohatí kvalitu na 5,9 % azbestu, hodnota 1 tony tejto úrody 32 fran. frankov.

Annales des minnes, 1967
(Bý)

2. S v e t o v á ť a ž b a 1 9 6 7 – 3,8 mil. ton. Hlavní výrobci:
ZSSR – 1,75 mil. ton
Kanada – 1,318 mil. ton
Juhoafrická republika – 0,259 mil. ton
Rhodézia – 0,126 mil. ton
USA – 0,118 mil. ton
Taliansko – 0,100 mil. ton (ložisko Balangero pri Turíne).

Mining Engineering, New York február 1968

Magnezit

1. Z S S R – veľké ložiská magnezitu boli objavené pri Dnepropetrovsku. Dobývateľné zásoby sa odhadujú na viac ako 200 mil. ton. Projektuje sa využitie ložiska včítane úpravne.

Annales des minnes, 10. 1967.
(Bý)

K päťdesiatinám prof. RNDr. Vojtecha Zorkovského

Prof. RNDr. Vojtech Zorkovský, profesor geológie a vedúci Katedry geológie a mineralógie Baníckej fakulty Vysokej školy technickej v Košiciach sa dožil 6. 1. 1970 50. rokov.

Jubilant narodil sa 6. januára 1920 v Duliciach v okrese Martin. Svoje stredoškolské štúdia ukončil na gymnáziu v Martine v r. 1939. V tom istom roku zapísal sa na Filozofickú fakultu v Bratislave. Neskoršie študuje za veľmi ťažkých sociálnych podmienok na Prírodovedeckej fakulte v Bratislave prírodopis a chémiu. Roku 1944 ukončil vysokoškolské štúdium a stal sa asistentom na Geologickom ústave Slovenskej vysokej školy technickej v Bratislave. Popri pedagogickej práci, v tomto období, začína vedecky pracovať pod vedením akademika D. Andrusova a r. 1947 úspešne obhájil doktorskú dizertačnú prácu na tému: „Bázické eruptíva slovenského mezozoika".

Od týchto čias až do r. 1952 bol odborným asistentom, neskoršie koncipistom vedeckých ústavov SVŠT v Bratislave. R. 1952 bol menovaný docentom a preložený s Baníckou fakultou do Košíc. Na novom pôsobisku je poverený vedením novozaloženej Katedry geológie a mineralógie, ktorú musel budovať od základov. V rokoch 1954–57 a 1959–60 zastával funkciu dekana Baníckej fak lty. Roku 1958 je menovaný profesorom geológie. Roku 1958 vykonáva krátkodobú expertnú činnosť v Guinei a v rokoch 1964–1966 pôsobí ako profesor na Univerzite v Havane. V roku 1967 za zásluhy o výchovu banskotechnickej inteligencie a budovanie Baníckej fakulty bol vyznamenaný „Za pracovnú obetavosť."

Jubilant patrí do generácie, s menom ktorej sa spájajú počiatky rozvoja slovenskej geologickej vedy. O tento rozvoj sa zaslúžil množstvom prác. To najlepšie demonštruje pripojený bibliografický súpis.

Významný podiel vo vedeckej činnosti prof. Zorkovského zaujímajú jeho príspevky k spoznaniu rozšírenia geologickej pozície a petrograficko-petrochemickej povahy bázických eruptív (melafýrov, limburgitov, augititov a i.) v mezozoických sériách, resp. v perme Považia, Malých Karpát, Nízkych a Vysokých Tatier, Malej Fatry, Hornej Nitry a Slovenského krasu. Rad prác venuje chemickej povahe granátov andezitov a ryolitov východného Slo-

venska. Niekoľko jeho príspevkov dotýka sa problematiky stratigrafie mezozoika napr. „štiavnického ostrova", „pliešovského ostrova".

Najrozsiahlejšou oblasťou, v ktorej jubilant rozvinul svoju vedecko-výskumnú činnosť a bezprostredným praktickým účinkom — je oblasť nerastných surovín Slovenska, menovite východného Slovenska. Vo svojich prácach venuje sa rozšíreniu, genéze a praktickému zhodnoteniu ohňovzdorných ílov, bauxitov a magnezitu. Popisuje rad neznámych výskytov rudných nerastných surovín. Hlavným podielom sa zúčastnil na zostavení generálnej mapy a vysvetliviek nerastných surovín východného Slovenska. V niekoľkých publikáciách oboznamuje našu geologickú verejnosť so svojimi poznatkami zo študijných ciest v zahraničí.

Prof. Zorkovský je známy svojou rozsiahlou, veľmi záslužnou, činnosťou v oblasti popularizácie geologických vied. Popularizácii poznatkov geologických vied, oboznamovaniu širokej verejnosti s geologickými zvláštnosťami a nerastným bohatstvom Slovenska, venoval doteraz 4 knižné publikácie, desiatky článkov a niekoľko rozhlasových a verejných prednášok, čím ako aktívny člen Slovenskej geologickej spoločnosti pomáha plniť jednu z jej dôležitých úloh.

Zamysliac sa nad doterajšou bohatou činnosťou jubilanta, nemožno nespomenúť jeho dlhoročnú vysokoškolskú pedagogickú činnosť. V priebehu vyše dvadsaťpäť rokov podieľal sa na výchove stavebných, zememeračských, predovšetkým však banských inžinierov a geológov. V tejto súvislosti treba poukázať na jeho rozsiahlu pedagogicko-publikačnú činnosť v podobe zostavenia početných učebných textov či už zo všeobecnej geológie, historickej geológie, alebo geológie ložísk nerastných surovín, ktorými vyplnil mnohokrát medzery v základnej geologickej literatúre u nás.

S menom prof. Zorkovského sa spájajú počiatky výuky na Banickej fakulte, založenie a úspešný rozvoj práce Katedry geológie a mineralógie Baníckej fakulty VŠT v Košiciach, ako aj počiatky výuky geologických disciplín na Prírodovedeckej fakulte P. J. Šafárika v Košiciach.

Vysoko sa oceňuje práca prof. Zorkovského vo funkcii dekana Baníckej fakulty, ktorou prispel k jej vybudovaniu.

Životné jubileum nachádza prof. Zorkovského v zdraví a pracovnom tempe. Jeho žiaci a spolupracovníci a spolu s nimi celá naša geologická verejnosť, želajú mu hodne dobrého zdravia, tvorivých síl, elánu a ďalšie úspechy v jeho ďalšom živote.

Ladislav Rozložník

Bibliografický súpis doterajších prác
Prof. RNDr. Vojtecha Zorkovského.

1949 — Bázické eruptíva v mezozoiku západného a stredného Slovenska. Práce Štátneho geologického ústavu, 1949, zošit 26, s. 1—44.

1950 — Petrograficko-chemická povaha niektorých granatických hornín na Slovensku. Technický sborník, 1950.

— Chemická povaha granátov z granátových andezitov od Tisovca a Šiatoroša. Geologický sborník, 1950, č. 2—4, s. 225—230.

— Melafýrové horniny v povodí Nitry. Geologický sborník, 1950, I., č. 2—4, s. 279.

— Augitit od Mikušoviec. Geologický sborník, 1950, I.

1953 — Slovenské bauxity a ich genéza. Geologický sborník, 1953 ,č. 1—2, s .89—104.
— Názory na vznik bauxitických hornín. Geologický sborník, 1953, č. 1—2, s. 213—230.
— Chemická povaha granátu a andezitu od Záhradného. Geologický sborník, 1953, č. 2, s. 27—37.
— Chemické zloženie granátu skarnového ložiska od Kokavy. Geologický sborník, 1953, č. 3, s. 71—75.
1954 — Granát z granatického ryolitu z lokality „Potičky" južne od obce Lesná na východnom Slovensku. Geologický sborník, 1954, č. 3—4, s. 821—824.
1955 — K otázke vzniku magnezitov. Geologický sborník, 1955, č. 1—2, s. 131—145.
— O novej klasifikácii ložísk nerastných surovín. Geologický sborník, 1955, č. 1—2, s. 148—159.
1955 — Niekoľko poznámok k otázke výskytu magnezitu pri Pliešovciach. Geologické práce, Zprávy, 1955, č. 3, s. 134—160.
— Niekoľko poznámok k otázke stratigrafickej príslušnosti heamtitového ložiska v okolí Veľkého Folkmára. Geologické práce, Zprávy, 1955, č. 4, s. 82—83.
— Stručný prehľad geologickej stavby Slovenska a výskytov úžitkových nerastov. Rudy, 1955, č. 4, š. 109.
1956 — Výskyt tufitickej brekcie v neokome Malej Fatry JV od obce Varín. Geologické práce, Zprávy, 1956, č. 8, s. 180—186.
— Chemická povaha granátu z granatického andezitu SZ od obce Veľký Šariš.
1957 — Zpráva o geologických pomeroch a výskytoch nerastných surovín na východnom Slovensku podľa stavu z r. 1955. Sborník vedeckých prác VŠT, 1957, č. 1, s. 99—126.
— Stručný prehľad geologických pomerov a výskytov nerastných surovín Rumunskej republiky. Sborník vedeckých prác VŠT, 1957, č. 2, s. 179—198.
— Stručný prehľad geologických pomerov a výskytov rudných ložísk v Rumunskej ľudovej republike. Rudy, 1957, č. 5, s. 1083—1086.
1958 — Zpráva o petrograficko-chemickom štúdiu melafýrových hornín, vystupujúcich JV od obce Modrová v oblasti Inovca na Považí. Geologické práce, Zprávy, 1958, č. 14, s. 17—24.
— Petrograficko-chemická povaha melafýrových hornín z lokality „Paseka", severne od obce Šalková. Geologické práce, Zprávy, 1958, č. 13, s. 61—72.
— Geologické pomery a výskyty nerastných surovín Košického kraja. vedeckých prác VŠT, 1958, č. 1, s. 19—55.
1959 — Zpráva o petrograficko-chemickom štúdiu melafýrov vo verfénе severne od Švermova. Geologické práce, Zprávy, 1959, č. 16, s. 199—203.
— Zpráva o petrograficko-chemickom štúdiu melafýrov vo verfénе v okolí Veľkej Stošky. Geolofické práce, Zprávy, 1959, č. 16, s. 193—203.
— Prehľad výskytov nerastných surovín Prešovského kraja. Sborník vedeckých prác VŠT, 1959, č. 2, s. 149—160.
1960 — Prehľad výskytov nerastných surovín v Guinejskej republike. Rudy, 1960, č. 7, s. 240—246.
— Rudné výskyty v blízkosti mesta Košíc. Sborník Východoslovenského múzea, 1960, č. 1, s. 23—29.
— Legenda k mape nerastných surovín — Trebišov — Čierna n/T 1:200 000. Bratislava, Geologický ústav D. Štúra, 1960.
— Stručný prehľad geologicko-montanistických pomerov na území Guinejskej republiky. Sborník vedeckých prác VŠT, 1960, č. 2, s. 7—23.
1961 — Poznámky k petrograficko-chemickému charakteru diabázových hornín Juhoslovenského mezozoika. Geologické práce, Zprávy, 1961, č. 21, s. 195—200.
— Po stopách starých banských prác na východnom Slovensku. Sborník vedeckých prác VŠT, č. 1, s. 213—225.

1962 — Predbežná zpráva o výsledkoch geologického mapovania za r. 1963 na liste M—34—122—B—c Hliník n/Hr. Zprávy o geologických výskumoch, 1963, č. 2, s. 88—92.
1964 — Legenda k mape nerastných surovín — Vysoké Tatry 1:200 000. Bratislava, Geologický ústav D. Štúra, 1964, s. 81.
1964 — Legenda k mape nerastných surovín — Zborov — Košice, 1:200 000. Bratislava, Geologický ústav D. Štúra, 1964.
Legenda k mape nerastných surovín — Snina 1:200 000. Bratislava, Geologický ústav D. Štúra, 1964.
1965 — Výskyt elementárnej medi severne od obce Silica. Sborník Východoslovenského múzea, 1965, č. 6 A, s. 25—35.
1968 — Stratigraficko-tektonický ráz mezozoických sedimentov vystupujúcich v oblasti tzv. „Štiavnického ostrova". Zborník Slovenského banského múzea. 1968, — IV, s. 3—10.

Knižné publikácie vedecko-populárneho charakteru

Voda a zem. Matica slovenská 1950, Turč. Martin.
Geológia pre každého. Tatran, 1951, Bratislava.
Geologický sprievodca po Východoslovenskom kraji. Krajské nakl. všeobec. literatúry, 1962, Košice.
Geológia a nerastné suroviny východného Slovenska.
Krajské nakladateľstvo všeobec. literatúry, 1963, Košice.

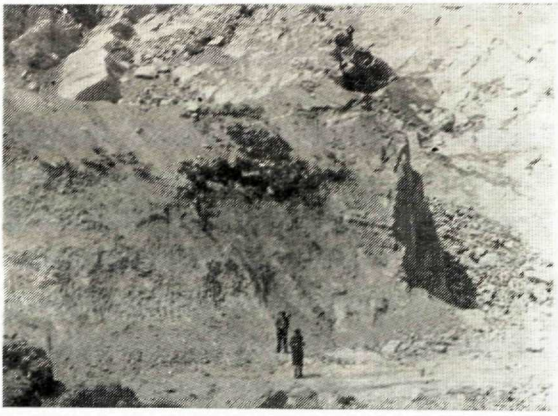
ODKAZY REDAKCIE

Príspevky do časopisu:
Príspevky zasielajú sa redakci na bielom hladenom papieri — formát A 4. Píše sa zásadne len na jednu stranu. Počet strojom písaných riadkov na jednej strane: 30. Počet úderov na jednom písanom riadku: 60. Fotografie sýte a ostré (stupeň ostrosti 5—6). Veľkosť fotografie: normalizovaný formát 9 × 12 cm.
Perovky: priesvitný (pauzovací) papier, kresba čiernym tušom. Veľkosť perovky (pre zväčšenie alebo zmenšenie štočku) v pomere k veľkosti — dĺžke celého riadku na jednej strane 1:3, 1:2, 1:1, výnimočne k dĺžke časopisu, ale i tu sa zachová uvedený pomer 1:3, 1:2, 1:1.
Autori príspevku vyhotovia: **abstrakt** (najviac 10 riadkov normalizovaného rukopisu), ďalej **resumé**, ktoré zhrnie problematiku a výsledky uvedené v článku; ide o tie skutočnosti, ktoré zahraničnému čitateľovi čo najviacej priblížia problematiku článku. Text abstraktu a resumé napíše autor po slovensky. Redakcia zaobstará preklad v jednom z týchto jazykov (anglicky, francúzsky, nemecky, rusky).
Grafické prílohy môžu mať maximálny rozmer 55 × 35 cm. Musia účelne využívať priestor, písmo normalizované — väčší typ, aby pri technickom zmenšení boli kresby a písmo normálne čitateľné. Text článkov je nutné zasielať redakcii dvojmo. Prepisovanie rukopisu, úpravy kresieb, cudzojazyčné resumé a prípadné tlačiarenské úpravy urobia sa na ťarchu autora príspevku.
Všetky dopyty v redakčných a administratívnych záležitostiach vybavuje: Redakcia a administrácia časopisu MINERALIA SLOVACA Spišská Nová Ves, Markušovská cesta.
Jednotlivé čísla expeduje administrácia časopisu.
Zo zaslaných príspevkov k tématike geologickej stavby a vývoja neovulkanických pohorí a vzťahoch k metalogenézii, bol urobený výber prác, ktorý tématicky úzko súvisí.
Príspevky, ktoré sa zaoberajú problémami z oblastí terciérneho vulkanizmu a sú špecializované na problémy petrochemické, litofaciálne, mineralogické a hydrogeologické považovali sme za vhodné zaradiť do nasledujúceho čísla (Roč. II., č. 1).

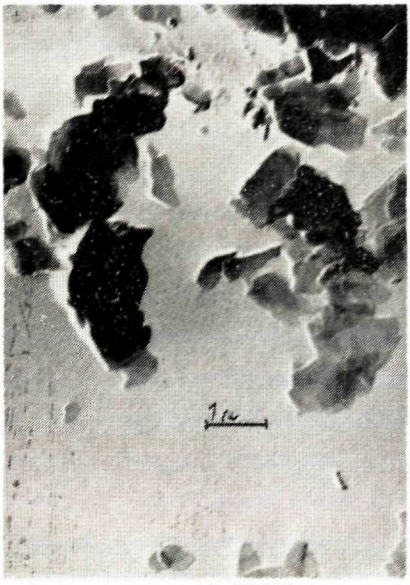
MINERALIA SLOVACA

Vydavateľ: Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves.
Spoluvydavatelia: Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava, Slovenský geologický úrad, Bratislava.
Nakladateľ: Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves.
Povolenie: KNV Košice — 104 (kult.) TRUD.
Vytlačili Dukelské tlačiarne, n. p., Prešov. Počet AH 12, VH 10.—, apríl 1970.
Rukopis odovzdaný do tlačiarne 16. 10. 1969.
Cena jedného čísla: pre právnické osoby 30 Kčs, pre fyzické osoby 15 Kčs, pre fyzických členov Slovenskej geologickej spoločnosti 10 Kčs.
Ročné predplatné: pre právnické osoby 120 Kčs, pre fyzické osoby 60 Kčs, pre fyzických členov Slovenskej geologickej spoločnosti 40 Kčs.
Predplatné pre cudzinu: cena za jedno číslo 3 US doláre + 0,5 US dolára obyčajné poštovné. Pri leteckých zásielkach poštovné podľa sadzobníka. Ročné predplatné: 10 dolárov + 2 US doláre obyčajné poštovné.
Do socialistických štátov predplatné v rubľoch. Cena za jedno číslo 4 ruble + 0,7 rubla poštovné. Pri leteckých zásielkach poštovné podľa sadzobníka. Ročné predplatné 15 rubľov + 2,8 rubľa obyčajné poštovné.
Objednávky adresujú sa redakcii a administrácii časopisu. Výpovedná lehota na predplatné: 3 mesiace pred uplynutím kalendárneho roka. Ročne sa vydajú 4 čísla.

Vendelín Radzo: **Hydromuskovit z Banskej Štiavnice a jeho vzťah k hydrotermálnym premenám vulkanických hornín.**



Obr. 1. Výskyt hydromuskovitu v okolí ložiska dinasových kremencov na Šobove pri Banskej Štiavnici (Foto: V. Radzo).



Obr. 3. Elektrónková mikrofotografia hydromuskovitu, Šobov pri Banskej Štiavnici. Pokované s Cr.

Obr. 4. Elektrónková mikrofotografia hydromuskovitu Šobov pri Banskej Štiavnici. Pokované s Cr.

Obr. 2 Vzorka BŠ-55. Nepravidelné,ostro ohraničené častice illitu.
Foto: Gerthofferová

Obr. 3. Vzorka BŠ-59. Illit. Kaolinit môže vystupovať v podobe nepravidelne obmedzených častíc, ale v takom prípade nie je morfologicky odlišný od illitu.
Foto: Gerthofferová