

Staropaleozoický kyslý vulkanizmus centrálnej zóny Západných Karpát

DUŠAN HOVORKA

Geologický ústav Univerzity Komenského, Zadunajská 15, 851 01 Bratislava

Doručené 29. 1. 1985

Нижнепалеозойский кислый вулканизм центральной зоны Западных Карпат

В нижнепалеозойском структурном этапе субстрата мезозоя центральной зоны Западных Карпат, кроме преобладающих метосадков metabазальтов и интрузий гранитного ряда встречаются и кислые метавулканииты. Эти представляют преобладающие породные типы комплекса муранских ортогнейсов, лептитовых гнейсов кралевогольского комплекса или группы Черного Балога, любиетовских ортогнейсов, метавулканиитов Янового груня южных склонов вепоридной части Низких Татиер и остальные. Прототипом большей части упомянутых породных наборов были эффузивные породы, особенно вулканокласиты типа риолитов, даже кератофиров. Они были метаморфированные в условиях фации зелёных сланцев до низкотемпературной области амфиболитовой фации. Вулканический материал возник в старшем палеозое в тектонически дезинтегрированной зоне с блоками континентального и океанического профиля. Эта зона лишь приблизительно может приравниваться к современным тектогенам, т. е. к геотектонической зоне конвергентных окраин платформы с преобладающими особенно кластогенными осадками, кислыми и основными подводными и субэритическими эффузивами и интрузивами, изменением фации в латеральном и вертикальном направлении и прочее.

Acidic volcanism of Early Paleozoic age in the central zone of the West Carpathians

In Lower Paleozoic structural stage of the basement of Mesozoic in the West Carpathian central zone, acidic metavolcanites are also present beside the overwhelming metasediments, metabasalts and intrusive bodies of the granite series. These acidic metavolcanites represent the prevailing rock type of protoliths in the Murán Orthogneiss Complex, in leptite gneiss of the Kráľova Hoľa Complex or in the Čierny Balog Group, Lúbietová Orthogneiss or among metavolcanites of the Janov Grúň Formation on southern slopes of the Low Tatras Mts. (Veporic part) and elsewhere. Prevailing protoliths for indicated rock assemblages were mostly acidic volcanoclastics of rhyolite to keratophyre composition and lesser amount of volcanic bodies. Their metamorphic degree achieved green-schist or lower-temperature amphibolite facies conditions.

In the Early Paleozoic time, volcanic masses originated in a tectonically dissected zone which contained blocks of both continental and oceanic crustal profiles. This zone may only approximately be compared with

recent tectogens e. g. with geotectonic zones along convergent plate margins where clastic sediments predominate containing both acidic and basic submarine, or subaerial, effusive and extrusive bodies. These sequences are characterized by facial changes in lateral and vertical sense.

V starších, zo súčasného pohľadu už klasických syntézach predkarbónskeho vývoja západokarpatského segmentu mezozoickej Tetýdy (Zoubek, 1936; Máška — Zoubek, 1960, in Buday et al., 1960; Kamenický, 1967, in Maheľ — Buday, 1967) sa kyslému vulkanizmu centrálnej zóny (pri členení podľa Mocka, 1978) Západných Karpát neprisoval význam. Takýto stav podmieňovala skutočnosť, že až do polovice 50. rokov v predtriasových komplexoch chýbalo špecializované petrogenetické štúdium. Prítom základné dobové petrogenetické poznatky, obsiahnuté najmä v prácach V. Zoubka a J. Koutka, mali vysoký medzinárodný štandard.

Až v novších prácach (Kamenický, 1973; Krist, 1976, 1977; Kamenický — Kamenický, 1983) sa niektoré horninové komplexy charakterizovali ako ortoruly, leptity, leptitové ruly, prípadne leptinity, pričom uvedení autori (l. c.) považovali za protolit prevažne vulkanické komplexy.

V zóne vnútorných Západných Karpát (gemerikum) sú produkty kyslého vulkanizmu staršieho paleozoika dávno známe. V ostatných rokoch sa však prehodnotilo ich geotektonické postavenie, ale aj priestorové a vekové vzťahy k bázičným vulkanitom staršieho paleozoika uvedenej tektonickej zóny (Grecula, 1973, 1982).

Nedocenenie významu kyslého vulkanizmu pri formovaní horninovej náplne predvrchnokarbónskych metamorfovaných komplexov centrálnej zóny Západných Karpát vyplývalo z dobových koncepcií geosynklinálneho vývoja, resp. eugeosynklinálneho profilu protolitu komplexov metasedimentov a metaeruptív, v ktorom

prítomnosť kyslých vulkanitov nebolo možné ani očakávať. Dobový stav poznatkov danej problematiky zdôraznil odlišnosti vývoja staršieho paleozoika vnútorných a centrálnych Západných Karpát, pričom za charakteristické sa považovalo to, že v staršom paleozoiku (resp. v proterozoiku) chýbali v centrálnej zóne kyslé vulkanity.

V predmezozoikom substráte Západných Karpát sa v ostatných rokoch zamerala pozornosť na štúdium formovania kôry v širších súvislostiach, resp. na pokusy o dešifrovanie jej dynamiky, typu, vývoja v priestore a čase, horninovej náplne (Maheľ, 1980, 1982; Zeman, 1981; Hovorka, 1981; Cambel — Patočka, 1981). I napriek tomu, že uvedené, resp. ďalšie námety a štúdie priniesli niektoré nové pohľady na aktuálnu problematiku, predsa vývoj predmezozoického substrátu oblasti Západných Karpát zostáva málo preštudovaný, a to i napriek tomu, že pochopenie dynamiky vývoja, časových súsledností, ale aj látkovej náplne predmezozoického substrátu má zásadný význam pre modelovanie vývoja alpinskej tetýdnej oblasti strednej Európy.

Prehľad doterajších poznatkov

Vývoj názorov na horninovú náplň, stratigrafické zaradenie, no najmä na geologickú pozíciu jednotlivých komplexov považovaných v tejto práci za metamorfované ekvivalenty pôvodných kyslých vulkanitov prekonal zložitý vývoj. Súčasný názor a interpretácia vychádza z analýzy starších predstáv.

Komplex muránskych ortorúl. Názory na stratigrafickú príslušnosť tohto horninového súboru, podobne ako aj názory na jeho genézu, prešli podstatnými zmenami v náhľadoch na uvedenú problematiku. Zoubek (1936) a Máška — Zoubek (1960, in Buday et al., 1960) striedavo považovali ortoruly za metamorfované postkinematické plutonity graniťovej série, resp. za synkinematické intrúzie. Podľa dnes už klasickej koncepcie V. Zoubka (l. c.) ortoruly tvoria súčasť staršieho paleozoika. Neskôr daný komplex bol spolu s obklopujúcimi metasedimentami za-

radený do mladšieho proterozoika (Máška — Zoubek, 1960, in Buday et al., 1960). Rovnaký názor zastával aj J. Kamenický (1967, in Maheľ — Buday, 1967). Podobne vyznela aj práca autorov L. Kamenický — J. Kamenický (1983).

Superkrustálny pôvod ortorúl na základe výsledkov štúdia akcesorických minerálov zdôraznili D. Hovorka — P. Hvoždžara (1965). Neskôr svetlé horninové variety označil L. Kamenický (1973) ako leptitové ruly, pričom za ich pôvodný materiál považoval kyslé efuzíva. Neplutonický pôvod muránskych ortorúl zdôraznil aj D. Hovorka (1976), D. Hovorka et al. (1973) a najnovšie D. Hovorka et al. (1984). L. Kamenický — J. Kamenický (1983) považujú komplex muránskych ortorúl za produkt regionálnej metamorfózy až ultrametamorfózy, v procese ktorej došlo k intrúziám anatektickej taveniny.

Leptitové ruly veporika. Vložky svetlých metamorfovaných hornín s mocnosťou desiatok centimetrov až niekoľkých metrov v metasedimentoch (svory, fylity, resp. fylonity) zistil v oblasti južne od Čierneho Balogu E. Krist (1976, 1977). Označil ich ako leptitové ruly. Podľa neho (l. c.) tvoria súčasť ním vyčlenenej skupiny Čierneho Balogu staropaleozoického veku.

Na základe vystupovania a petrografického charakteru ich E. Krist (l. c.) a E. Krist et al. (v tlači) považovali za tuhy kyslých vulkanitov anorogénneho typu, ktoré vznikli na súši, pričom boli následne deponované v sedimentačnom bazéne hrónského komplexu. Ako argument v prospech takejto interpretácie uviedol autor (l. c.) prítomnosť úlomkov hornín — granitoidov a metakvarcítov. Naproti tomu v poslednej práci (Krist et al., v tlači) autori uviedli, že celá skupina Čierneho Balogu vznikla v eugeosynklinálnych podmienkach.

Metavulkanity súvrstvia Jánovho grúňa veporika Nízkych Tatier. Telesá magmatitov v krakovskej zóne veporika označil V. Zoubek (1964, in Maheľ et al., 1964) ako mikrogranity a považoval ich za permské hypoabyšálne ekvivalenty kyslých efuzív. Neskôr O. Miko (1980, 1980a, 1981b, 1983) zistil, že ide o súčasť vulkanicko-sedimentárneho komplexu vrchnosilúrsko-spodnokarboňského veku (Klinec et al., 1975; Planderová — Miko, 1977), ktorý je súčasťou hrónského komplexu A. Klinca (1966). Komplex bol progresívne variský metamorfovaný v podmienkach nízkoteplotných subfácií fácie zelených bridlic.

Lubietovské ortoruly. Označenie horninového komplexu pochádza od V. Zoubka (1936), ktorý ho charakterizoval ako ortoruly, resp. žuloruly. V neskorších prácach nemal tento autor (l. c.) na genézu Lubietovských ortorúl vyhranený názor: označoval ich za produkty metamorfózy starších postkinematických granitov i ako synkinematické intrú-

zie predkambrického veku, resp. ako synkinematické migmatity extrémneho štádia migmatitizácie (Zoubek, 1964, in Maheľ et al., 1964). V ostatných rokoch v kontexte petrograficko-geologického štúdia severozápadnej časti Veporských vrchov študoval ortoruly J. Kamenický (1977), ktorý ich považoval za produkt parciálnej anatexie sedimentárneho súvrstvia, pričom horniny miestami nadobudli charakter synkinematických migmatitov. V novšej práci uvedený autor (1982) prehnotil svoje predchádzajúce názory a preukázal, že ortoruly sú produktom metamorfnej rekryštalizácie vulkanitov ryolitového a dacitového zloženia a ich pyroklastik.

Ostatné výskyty. V dŕmbierskej zóne Nízkych Tatier v ostatnom čase L. Kamenický — J. Kamenický (1983) vymedzili bocianske ortorulové súvrstvie, ktoré považujú za metamorfované ryolity a ich pyroklastiká. Podľa ich koncepcie bocianske súvrstvie je súčasťou prekambrickej podbrezovskej podskupiny. Uvedení autori (ib.) uviedli: „V okolí Boce sa toto súvrstvie začína pararulami, ktoré smerom do nadložia prechádzajú do metamorfítov vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia a v najvyššej časti do pararúl s vložkami ortoamfibolitov“. Pravdepodobne do tejto skupiny vulkanicko-sedimentárnych sekvencií patrí horninový komplex z Malej Fatry (Kamenický — Macek, 1984). Jeho stratigrafické začlenenie nie je jednoznačné.

V devónskom sedimentárno-vulkanickom komplexe Prednej hole vo východnej časti Nízkych Tatier vystupujú spolu s metabazaltmi aj metamorfované kyslé vulkanity typu kremenitých keratofýrov (Bajaník et al., 1979).

V najzápadnejšej časti veporika, v takzvanom lieskoveckom ostrove pri Zvolene sú známe nízkometamorfované kyslé vulkanické horniny. Boli považované za mladopaleozoické. Podľa štúdie O. Mika (1979, in Dublan et al., 1979) okrem metaryolitov sú v danej oblasti prítomné aj metakeratofýry. Uvedené typy vulkanitov O. Miko (l. c.) zaradil do staršieho paleozoika.

V telesách amfibolitov Západných Tatier vystupujú konformné polohy svetlých, prevažne bezšľudových, často granatických hornín s vysokým obsahom živcov. Ich mocnosť varíruje od niekoľkých centimetrov do 1 metra. Zatiaľ sa podrobnejšie neštudovali. Vychádzajúc z ich geologickej pozície a minerálneho zloženia (údaje o ich chemickom zložení nie sú zatiaľ k dispozícii), považujeme ich za metamorfované ekvivalent jemnozrných vulkanoklastik kyslých vulkanitov.

Okrem charakterizovaných výskytov sú v predkarboňských komplexoch centrálnej zóny Západných Karpát pravdepodobne prítomné aj ďalšie acidné metavulkanity: patria sem niektoré horninové sekvencie pásma Čierna hora — Sľubica, ortoruly Malej Fatry

(Ivanov — Kamenický, 1957), prípadne i ďalšie. O ich rozšírení, látkovej náplni a úložných pomeroch nie sú novšie údaje, preto sa nimi nezaobráame.

Geologická pozícia

Stupeň poznania geologickej pozície jednotlivých komplexov kyslých metavulkanitov centrálnej zóny Západných Karpát je veľmi nerovnomerný.

Komplex muránskych ortorúl je súčasťou kohútskeho pásma veporika. Podľa A. Klinca (1966) komplex je reprezentantom bazálnej časti horninovej náplne uvedenej jednotky. Plošný rozsah ortorúl je vyznačený na generálnej geologickej mape 1 : 200 000, resp. na publikovanej mape 1 : 50 000 (Klinec, 1976).

Hlavné teleso muránskych ortorúl sa od juhu a juhovýchodu primyká k muránsko-divínskej línii, a to v priestore medzi Tisovcom a Muránskou Hutou. Šírka telesa na povrchu je 1—2,5 km, dĺžka 16 km. Okrem hlavného telesa drobné výskytory ortorúl vystupujú aj v prostredí muskovitických a muskoviticko-granatických svorov (svory typu Brezina) v širšom okolí Hnúšte.

Vnútoraná foliácia v komplexe ortorúl v priestore medzi Muránskou Hutou a Muráňom má kosý priebeh k smeru muránsko-divínskeho lineamentu. Severozápadné pokračovanie komplexu za uvedeným lineamentom nie je známe. Z juhovýchodnej strany sú na ortoruly tektonicky nasunuté šupiny kryštalických bridlíc, prevažne svorov. Priame podložie študovaného komplexu je neznáme.

V rámci hlavného telesa sú základným horninovým typom výrazne usmernené typy svetlých muskoviticko-biotitických ortorúl s naružovelými porfyroblastami draselných živcov. V nich sú vložky granatických ortorúl, ale aj vložky amfibolicko-granatických a svetlých muskovitických či tmavých biotitických typov. Cha-

rakteristické sú polohy s mnohonásobne sa opakujúcimi pásikmi (mm — cm) ortorúl a kremeňovo-turmaliniekých hornín. Typickým členom komplexu sú amfibolity s. s., biotitické a granatické amfibolity. Tvoria polohy s mocnosťou niekoľko cm až niekoľko metrov; smerne sú sledovateľné na vzdialenosť stoviek metrov. V komplexe muránskych ortorúl sa uplatnili aj procesy alpinskej retrográdnej metamorfózy za vzniku diaforizovaných ortorúl až blastomylonitov rozličného typu.

Vek komplexu muránskych ortorúl vyplýva z ich laterálnych prechodov do svorov danej jednotky veporika (Hovorka et al., 1984). Staropaleozoický vek svorov dokázali výsledky palinologických a paleontologických štúdií (Čorná — Kamenický, 1976; Klinec — Planderová, 1979) vložiek hornín s organogénnou prímiesou („grafitické svory“) v svoroch typu Breziny. J. Kamenický — L. Kamenický (1983), vychádzajúc z geochronologických údajov, ortoruly považovali za súčasť predkambrických horninových sekvencií veporika.

Leptitové ruly tvoria vložky v metasedimentoch (svory, fylity?, fylonity?) kráľovohoľskej zóny veporika. Sú známe z niekoľkých oblastí južne od Čierneho Balogu a Kamenistého potoka (Krist et al., v tlači). I napriek ostrému styku s okolnými metasedimentmi opísali uvedení autori aj zmiešané vulkanicko-sedimentárne typy a označili ich, podobne ako aj svetlé v podstate bezsludové typy, ako leptitové ruly. Súvrstvie leptitových rúl leží v oblasti južne od Brezna diskordantne na svojom podloží — na horninách hronského komplexu A. Klinca (1966), resp. na horninách kráľovohoľskej zóny veporika.

Metavulkanity súvrstvia Jánovho grúňa (Miko, 1980, 1981a, b, 1983) vystupujú v dĺžke asi 15 km na južných svahoch Nizkých Tatier v ich veporickej časti. Súvrstvie tvorí súvislý pás široký až 2 km, pričom jeho pravá mocnosť neprevyšuje

600 m (Miko, l. c.). Prítomnosť hornín súvrstvia sa zistila, okrem hlavného súvislého telesa, aj v oblasti Mýta pod Ďumbierom.

Styk vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia Jánovho grúňa (Miko, 1981a) s podložnými polymetamorfitmi vyššieho metamorfneho stupňa (pararuly, amfibolity, migmatity) je tektonický (ibid.). Tieto podložné horninové súbory sa považujú za staršie paleozoikum (Zoubek, 1936), resp. stredné až staršie proterozoikum (Máška — Zoubek, 1960, in Buday et al., 1960; Kamenický, 1967, in Maheľ — Buday, 1967; Kamenický — Kamenický, 1983).

Lubietovské ortoruly tvoria jedno hlavné teleso v dĺžke približne 12 km tiahnuce sa z priestoru východne od Lubietovej k Podbrezovej a niekoľko satelitných telies vyznačených v mape Kamenického (1977). Na severozápadnej strane leží hlavné ortorulové teleso v tektonickom podloží drobového súvrstvia vrchného permu (pozri mapu Kamenického, 1977). Z južnej strany je ortorulové teleso lemované súvrstvom diafktorizovaných synkinematických migmatitov prechádzajúcich do diafortitických svorov s polohami ortoamfibolitov (v koncepcii Kamenického z roku 1977).

Horninová náplň

Opisované komplexy majú prevažne nehomogénnu horninovú náplň. Pre väčšinu z nich (muránske ortoruly, súvrstvie Jánovho grúňa, Iubietovské ortoruly) je však charakteristická prevaha základného horninového typu — kyslých metavulkanitov ryolitového až keratófrového typu.

Muránske ortoruly sa vyznačujú prítomnosťou amfibolitov. Súčasné štúdium (Hovorka et al., 1984) umožnilo v danom komplexe vyčleniť nasledujúce základné typy: a) ortoruly, b) pararuly, c) ruly, d) amfibolity.

Ortoruly sú prevažne výrazne bridličnaté, porfyroblastické, menej aj rovnomerne zrnité typy svetlých farieb, v ktorých základnými tmavými minerálmi sú biotit a muskovit, miestami vo vedľajšom množstve aj granát a

amfibol. Ortoruly sú prevládajúcimi horninami komplexu.

Pararuly sú sivej až tmavosivej farby a sú jemnobridličnaté. Tmavé sfudy sú buď vedľajšími alebo aj hlavnými minerálmi. Len ojedinele sú prítomné aj K-živce, pričom plagioklasy majú prevažne biele, ojedinele aj ružové sfarbenie. Tvoria vložky v ortorulách. Miestami sú detailne zvrásnené do vrás decimetrových rozmerov. Prechody pararúl do ortorúl sú pozvoľné.

Ruly predstavujú prechodnú horninovú skupinu medzi dvoma vyššie uvedenými kontrastnými typmi. Je pre ne charakteristický častý granát, miestami aj amfibol a epidot. Oproti ortorulám sa vyznačujú tmavšou farbou a rozpadom na tenšie doštičkovité úlomky. Protolitom rúl bol zmiešaný materiál, v ktorého zložení sa uplatňoval jednak sedimentogénny (prevažne drobový) materiál, a jednak vulkanoklastická bazických a kyslých vulkanitov. Tvoria vložky metrových mocností v ortorulách.

Amfibolity v dôsledku svojho kontrastného vzhľadu neunikli pozornosti ani autorom v minulosti. Základnými typmi amfibolitov sú amfibolity s. s., biotitické amfibolity a granátické amfibolity. Vo všetkých typoch je častý prevažne syngenetický a koexistujúci epidot. Amfibol je výrazne modrozelený (podľa γ); plagioklas dosahuje bazicitu An_{28} . Vznikli z vulkanoklastík, prípadne aj láv bazických vulkanitov.

Na základe pozvoľných prechodov hornín komplexu muránskych ortorúl do svorov typu Breziny, ktorých maximálna teplota progresívnej metamorfnej rekryštalizácie bola stanovená metódou grafitového termometra (Sengelia et al., 1978) na 400—425 °C, zistených minerálnych asociácií uvedených základných horninových typov a na základe zloženia koexistujúcich silikátových minerálnych fáz v komplexe (napr. na základe obsahu Ti v amfiboloch; Hovorka et al., 1984) stupeň progresívnej metamorfnej rekryštalizácie protolitu dosiahol svojou teplotou podmienky almandinovej izogrady (nízkoteplotné oblasti amfibolitevej fácie). Všetky charakterizované horninové typy komplexu na tektonizovaných alpských štruktúrach v podmienkach stability nízkoteplotných asociácií fácie zelených bridlíc (albit — chlorit — muskovit) retrográdne rekryštalizovali.

Leptitové ruly sú podľa E. Krista (1976) jemnozrnné, prevažne výrazne bridličnaté, špinavobiele i nazelenalé horniny. Tvoria vložky (dm — m rozmerov) v metasedimentoch. Tvoria ich kremeň, plagioklas, K-živce (prevažne mikroklin), ako aj klasty aplitických granitov a metakvarcitov. Klastický kremeň je často magmaticky korodovaný. V leptitových rulách lokality Vydrovo uviedol E. Krist (1977) aj sanidín.

Protolit metamorfítov (s typomorfnou asociáciou chlorit — albit — muskovit) súvrstvia Jánovho grúňa mal charakter sedimentov i vulkanitov. Medzi metasedimentami prevládajú rozličné typy fylitov; prítomné sú aj metadroby, ojedinele aj metakvarcity a meta-konglomeráty. Medzi vulkanitmi, ktoré tvorili vyše 80 % objemu celého súvrstvia (Miko, l. c.), boli prítomné najmä vulkanoklastiká ryolitov, menej aj dacitov, andezitov a bazaltov. Pre metasedimentárne aj metavulkanické horniny je charakteristická prítomnosť reliktov pôvodných sedimentárno-vulkanických textúr a štruktúr (Miko, l. c.). Charakteristickým horninovým typom súvrstvia sú zložky kremeňovo-turmalinických hornín (Miko — Hovorka, 1978). Produkty bázičského vulkanizmu sa koncentrovali v spodnej časti súvrstvia (Miko, l. c.).

Intenzita variskej metamorfnej rekryštalizácie nepresiahla podmienky fácie zelených bridlic (Miko, l. c.). Vyplýva to z reliktov textúr a štruktúr pôvodných sedimentárnych hornín súvrstvia (sedimentárna laminácia, zvyšky palinomorfy), zo zachovaných reliktov magmaticky korodovaných kremeňov v kyslých metavulkanitoch a z určenia teploty metamorfnej rekryštalizácie metódou grafitového termometra (Šengelia et al., 1978; 400—425 °C).

Vulkanická aktivita súvrstvia Jánovho grúňa mala podľa O. Míka (l. c.) subakválny vápenato-alkalický charakter a prebehla v oblasti s prechodným typom kôry (kôra ostrovného oblúka?). Okrem progresívnej metamorfnej rekryštalizácie horniny súvrstvia Jánovho grúňa prekonal aj alpínsku dislokačnú metamorfózu lokálneho rozsahu.

Petrografickú charakteristiku Ľubietovských ortorúl zverejnil J. Kamenický (1982). Podľa neho možno medzi ortorulami vyčleniť dva základné typy. Sú to plagioklasovo-ortoklasové ortoruly a plagioklasové ortoruly. Prvé vznikli metamorfnou rekryštalizáciou ryolitov a ich tufov, druhá skupina vznikla premenou dacitov a ich tufov.

Ortoruly obidvoch typov obsahujú muskovit aj biotit, pričom pre plagioklasové ortoruly je charakteristický aj granát. Sú to prevažne výrazne bridličnaté jemnozrnné horninové typy, ktoré lokálne prechádzajú do oftalmických (oká mikroklínu) typov až všesmerne zrnitých anatektických granitoidov. Tieto sú produktom anatektických procesov v samotnom ortorulovom komplexe. Pre hlavné teleso ortorúl je charakteristické, že prevládajú plagioklasovo-ortoklasové typy, pričom najrozšírejšia varieta má charakter biotitovo-plagioklasovo-ortoklasových ortorúl. Akcesoricky je prítomný granát, zirkón, apatit a rudné minerály. Súčasťou ortorulového komplexu sú konformné telesá amfibolitov (Kamenický, 1977).

Rekonštrukcia protolitu

Pri rekonštrukcii protolitu metamorfovaných komplexov, a to bez ohľadu na ich predpokladaný magmatogénny či sedimentogénny pôvod, sa všeobecne používajú geologické, petrograficko-petrologické, minerálne a geochemické kritériá. I napriek stále aktuálnej dileme o izochemickom či alochemickom type metamorfnej rekryštalizácie, najmä v prípade vyšších metamorfných stupňov, kombinácia uvedených kritérií prináša vo väčšine prípadov pozitívne výsledky.

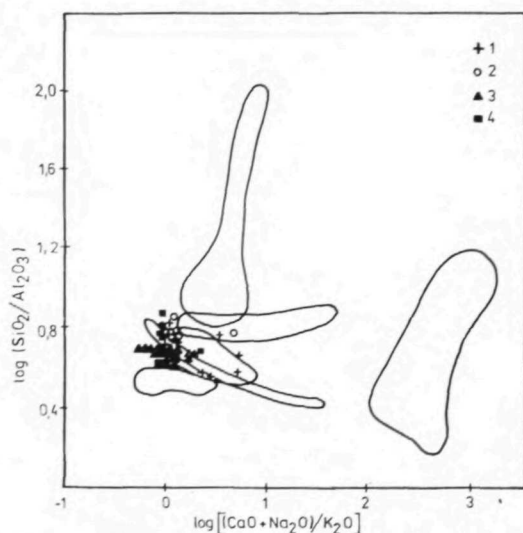
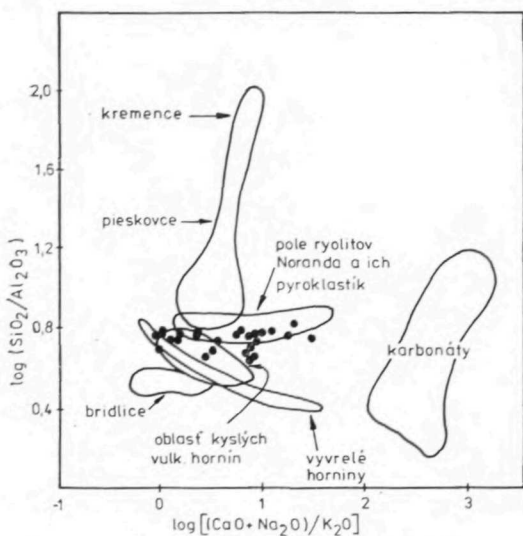
Z horninových komplexov, ktoré autor tejto práce považuje za metamorfované ekvivalenty kyslých, resp. kontrastných vulkanických formácií (ryolit — bazalt), sú súčasne k dispozícii len údaje o obsahu petrogénnych kyslíčnikov (okrem komplexu muránskych ortorúl). Preto ďalej uvádzame výsledky pokusu dešifrovania protolitu predpokladaných vulkanických komplexov prostredníctvom geochemie hlavných prvkov.

Diagram s koordinátmi $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$: $\log(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ použili R. M. Garrels — F. T. Mackenzie (1971) pre grafické zobrazenie rozdielnosti zloženia rôznych typov sedimentárnych a eruptívnych hornín. Uvedení autori nezistili podstatné rozdiely v zložení fosilných a recentných sedimentov, pričom je rozptýlených projekčných bodov sedimentov v uvedenom diagrame značný. Naproti tomu eruptíva tvoria malé projekčné polia. V ostatnom čase M. K. Prabhu — G. R. Webber (1984) poukázali na skutočnosť, že polia vyčlenené vyššie uvedenými autormi (l. c.) sú primálne, pričom dôvodili, že časť referenčných analýz padá mimo vyčlenených polí. Ako príklad uviedli skutočnosť, že projekčné body kenozoických kyslých vulkanických hornín (Ewart, 1979) tvoria pole, ktoré prekrýva pole vyvretých hornín R. M. Garrelsa — F. T. Mackenzieho (l. c.). Napr. ani pole norandských ryolitov a ich pyroklastik — prekambrium, provincia Quebec, Kanada — sa nestotožňuje s polom kenozoických kyslých vulkanitov

A. Ewarta (l. c.). Aj napriek uvedeným, celkove si neprotirečiacim, zisteniam diagram dáva predstavu o rozdieloch chemického zloženia horninových skupín.

Súbor 26 analyzovaných vzoriek hornín komplexu muránskych ortorúl v diagrame (obr. 1) sleduje trend distribúcie norandských ryolitov. Pritom väčšia časť analýz sa nachádza priamo v danom poli, resp. v poli kyslých efuzívnych hornín kenozoika, resp.

v ich najtesnejšej blízkosti. Táto horizontálne pretiahnutá distribúcia projekčných bodov hornín komplexu muránskych ortorúl je v plnom súlade s predpokladaným vulkanogénnym typom protolitu daného komplexu. Podobný obraz dávajú aj priemety leptitových rúl kráľovohoľského kryštalinika, z ktorých 5 sa nachádza v poli kyslých vulkanitov, jedna v poli norandských ryolitov a len jedna analýza je mimo vyčlenených poli (obr. 2).



Obr. 1. Diagram so súradnicami $\log (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$: $\log [(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})/\text{K}_2\text{O}]$. Pole kenozoických kyslých vulkanických hornín (Ewart, 1979); pole norandských ryolitov (prekambrium, provincia Quebec, Kanada) a ich pyroklastik podľa viacerých autorov (in Prabhu — Webber, 1984). Polia kvarcitov, pieskovcov, bridlic, karbonátov a vyvretých hornín podľa Garrelsa — Mackenzieho (1971). Priemerné body hornín komplexu muránskych ortorúl (analýzy in Hovorka et al., 1984 — originálne analýzy)

Obr. 2. Diagram so súradnicami $\log (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$: $\log [(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})/\text{K}_2\text{O}]$. 1 — Iubietovské ortoruly (analýzy z práce Kamenického, 1982), 2 — leptitové ruly (analýzy z práce Krist et al., v tlači), 3 — metavulkanity súvrstvia Jánovho grúňa (analýzy z nepublikovanej práce Míka), 4 — kyslé vulkanity a ich metamorfne deriváty — gelnická skupina (analýzy z práce Kamenického, 1961 a Chmelík, 1962 — in Hovorka, 1972, por. č. anal. 890—897). Ostatné vysvetlivky ako pri obr. 1

Fig. 1. Diagrammatic plot with coordinates $\log (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ and $\log [(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})/\text{K}_2\text{O}]$. The field of Cenozoic volcanic rocks is after Ewart (1979), field of Noranda rhyolite and pyroclastics (Precambrian, Quebec province, Canada) after different authors (in Prabhu — Webber 1984). Fields of quartzite, shale, carbonates and igneous rocks after Garrels — Mackenzie (1971). Figurative points of the Muráň Orthogneiss rock samples

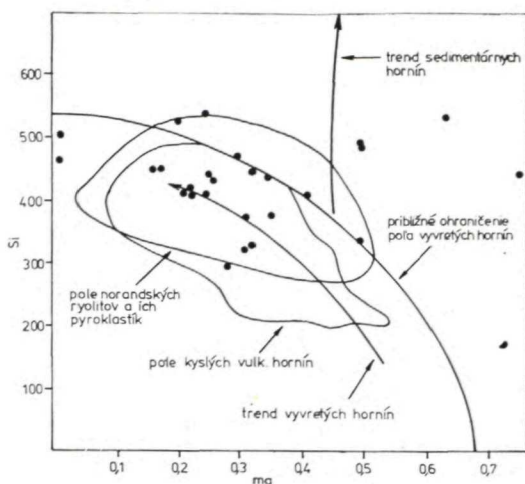
Fig. 2. The same diagrammatic plot, as in fig. 1. 1 — samples of Lubietová Orthogneiss (data from Kamenický, 1982), 2 — leptite gneiss (data from Krist et al., in print), 3 — metavolcanite of the Jánov Grúň Formation (unpublished data by O. Míko), 4 — acidic volcanite and metamorphic derivate, Gelnica Group (data from Kamenický, 1961 and Chmelík, 1962 — in Hovorka, 1972, analysis No 890—897). Other explanations as in fig. 1

Metavulkanity súvrstvia Jánovho grúňa v danom grafickom zobrazení tvoria tesný zhluk projekčných bodov, ktoré sčasti padajú do poľa kyslých efuzív a sčasti do jeho tesnej blízkosti (a súčasne aj tesnej blízkosti poľa eruptívnych hornín).

Priemerné body Iubietovských ortorúl padajú do poľa kyslých eruptív (6 analýz), resp. do poľa norandských ryolitov (1 analýza). Len jedna analýza vyhodnoteného súboru sa nachádza mimo vyčlenených polí eruptív, je však v jeho tesnej blízkosti. Priemety vybraného súboru analýz hornín gelnickej skupiny gemerika majú zaujímavý vertikálny trend distribúcie, z ktorých 50 % sa nachádza v poli kyslých vulkanitov, ostatné sú mimo vyčlenených polí. Uvedený vertikálny trend priemetrov analýz indikuje podstatné uplatnenie sa aj klastogénneho sedimentogénneho materiálu — ide totiž o trend súhlasný s trendom sedimentov typu pieskovec — kremeň (a v jeho predĺžení aj bridlice).

Diagram so súradnicami Niggliho hodnotí si: mg pôvodne použil B. W. Evans — E. B. Leake (1960), aby preukázali chemickú podobnosť či zhodnosť protolitu páskovaných amfibolitov z Connemara (Írsko) s doleritmi z Karoo v južnej Afrike. Neskôr P. C. Van de Kamp, et al. (1976) dokumentovali, že diagram s uvedenými súradnicami znázorňuje odlišné typy metasedimentov, a tak môže dokumentovať odlišnosti protolitu metamorfítov. P. C. Van de Kamp a G. P. Beakhouse (1979) použili diagram pri riešení otázky genézy rúl zo severozápadného Ontaria v Kanade a najnovšie M. K. Prabhu — G. R. Webber (1984) pri určovaní typu protolitu rúl z provincie Quebec v Kanade.

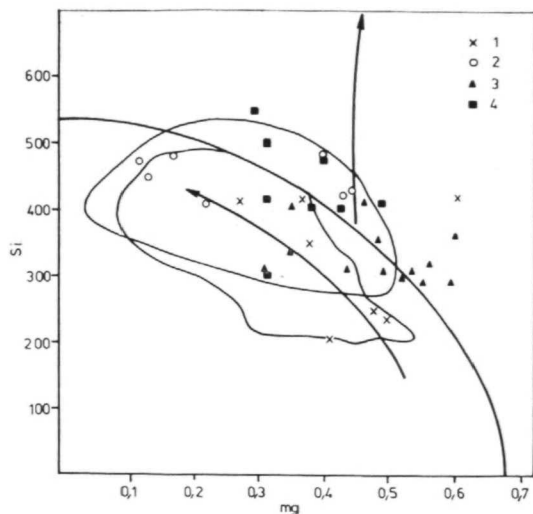
Z početného súboru analýz hornín komplexu muránskych ortorúl sa väčšina nachádza v poli eruptív. Mimo poľa sú 2 analýzy, ktoré sú svojou pozíciou vzdialené aj trendu sedimentárnych hornín. Ďalšie 2 analýzy sú svojou pozíciou blízke trendu sedimentov (obr. 3). Projekčné body leptitových rúl kráľovohorského pásma veporika padajú všetky do poľa vyvretých, resp. kyslých vulkanických hornín. Kyslé až intermediárne vulkanity súvrstvia Jánovho grúňa (okrem jednej analýzy) sledujú trend eruptív, pričom sú však súčasne situované po oboch stranách krivky, ohraničujúcej pole eruptívnych hornín. V porovnaní s ostatnými komplexmi



Obr. 3. Diagram so súradnicami Niggliho hodnotí si: mg. Trendy sedimentárnych hornín a línia približne ohraničujúca pole eruptívnych hornín podľa Van de Kampa — Beakhousea (1979). Pole kenozoických kyslých vulkanických hornín podľa Ewarta (1979). Pole norandských ryolitov podľa rôznych autorov (in Prabhu — Webber, 1984). Priemerné body hornín komplexu muránskych ortorúl Fig. 3. Diagrammatic plot of Niggli's values si: mg. Trends of sedimentary rocks and the line approximately limiting the field of igneous rocks after Van de Kamp — Beakhouse (1979). The field of Cenozoic acidic volcanites after Ewart (1979) and the field of Noranda rhyolite after different authors (in Prabhu — Webber, 1984). Figurative points of samples from the Muráň Orthogneiss

majú horniny súvrstvia Jánovho grúňa vyššie hodnoty mg. Zodpovedá to ryodacitovému až dacitovému charakteru vulkanických hornín daného súvrstvia (Miko, l. c.).

Projekčné body analýz Iubietovských ortorúl sú (okrem jednej analýzy) v poli kyslých vulkanických hornín (obr. 4). Rozptyl bodov sleduje v podstate trend vyvretých hornín. Projekčný bod analýzy situovanej mimo poľa eruptív sa súčasne vyznačuje zápornou (—0,6) hodnotou DF koeficientu (tab. 1). Preto je sedimentogénny, resp. zmiešaný sedimentogénno-vulkanogénny pôvod protolitu tejto vzorky veľmi pravdepodobný. Vybrané analyzované horniny gelnickej skupiny gemerika sú označené ako kremenité porfýry, resp. porfýroidy. Z daného súboru analyzovaných vzoriek až 5 projekčných bodov sa nachádza mimo poľa eruptívnych hornín, pričom však len dve analýzy padajú mimo poľa norandských ryolitov a ich pyroklastik (Prabhu —



Obr. 4. Diagram ako na obr. 3. 1 — Lubietovské ortoruly, 2 — leptitové ruly, 3 — metavulkanity súvrstvia Jánovho grúňa, 4 — kyslé vulkanity a ich metamorfne deriváty — gelnická skupina. Ostatné vysvetlivky ako pri obr. 3

Fig. 4. The same diagrammatic plot as in fig. 3. 1 — Lubietová Orthogneiss, 2 — leptite gneiss, 3 — metavolcanite of the Jánov Grúň Formation, 4 — acidic volcanite and its metamorphic derivate in the Gelnica Group. Other explanations as in fig. 3

Webber, 1984). Aj v tomto prípade sú projekčné body analýz hornín gelnickej skupiny gemerika v tesnej blízkosti uvedeného poľa.

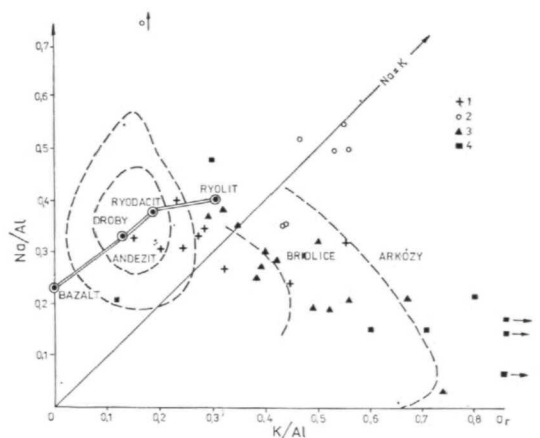
Stabilitu hliníka v metamorfných procesoch využil B. Moine et al. (1974, 1976, in Hinterlechner—Ravnik, 1977), aby rekonštruovali protolit základných typov klastických sedimentov a vulkanitov. Použili pritom diagram so súradnicami Na/Al : K/Al.

Projekčné body analyzovaných hornín komplexu muránskych ortorúl majú v danom diagrame (obr. 5) anomálne veľký rozptyl. Charakterizuje ho najmä pozícia projekčných bodov v oblasti vysokého pomeru Na/Al. Taktod podstatná časť analýz spadá do poľa drôb.

V blízkosti projekčného bodu priemerného ryolitu nie je situovaný žiadny z projekčných bodov súboru muránskych ortorúl. Lokalizácia prevažnej časti analyzovaných hornín mimo vylčených polí sedimentov a súčasne vzdialená aj od projekčných bodov priemer-

ného zloženia základných typov efuzív dokumentuje, že výsledné zloženie je dôsledkom redistribúcie najmä alkalických kovov v procesoch metamorfnéj rekrystalizácie, a to najmä redistribúcie nátria (albitizácia).

Aj pozícia priemerných bodov hornín komplexu leptitových rúl veporika má značný rozptyl. Charakteristické je situovanie projekčných bodov v blízkosti línie pomeru 1 : 1 uvedených veličín. Analýza 2 má pre vysoký obsah Na externú pozíciu. Pre analyzované vulkanity súvrstvia Jánovho grúňa je charakteristický trend zvyšovania podielu K/Al za súčasného znižovania hodnôt Na/Al. Svedčí to buď o výrazne káliovom rade pôvodných vulkanitov, alebo o redistribúcii kálie počas metamorfnéj (v tomto prípade málo intenzívnej) rekrystalizácie. Príklad metavulkanitov Jánovho grúňa súčasne názorne dokumentuje, že použitie akýchkoľvek geochemických či petrochemických diskriminačných koeficientov (diagramov) bez poznanej látkovej náplne, textúr, štruktúr a geologickej pozície môže viesť k mylným záverom. V prípade súvrstvia Jánovho grúňa totiž priemety analyzovaných hornín padajú prevažne do poľa drôb a brid-



Obr. 5. Diagram Na/Al : K/Al. Polia sedimentárnych hornín a priemerného zloženia efuzív podľa Moinea et al. (1974, 1976, in Hinterlechner—Ravnik — Moine, 1977). Priemerné body hornín komplexu muránskych ortorúl

Fig. 5. Diagrammatic plot of Na/Al vs. K/Al values. Fields of sedimentary rocks and figurative points of average effusive compositions after Moine et al. (1974, 1976, in Hinterlechner—Ravnik — Moine, 1977). Figurative points of Muráň Orthogneiss samples

TAB. 1

Hodnoty DF (podľa Shawa, 1972) a q_{norm}
 Values of DF (according to Shaw, 1972) and q_{norm}

muránske ortoruly*															
č. vz.	46	8	20	45	53	11	47	32	A	B	C				
DF	8,2	0,5	-0,9	1,3	0,4	1,2	2,4	2,3	2,5	0,7	-2,3				
q_{norm}	34,1	37,8	49,0	38,6	43,2	30,7	36,9	36,2	29,6	40,9	52,1				
č. vz.	B-1	10	13	15	27	37	38	42	44	48	58	63	64	100	106
DF	2,1	0,7	0,6	1,7	0,2	0,6	0,6	0,3	0,4	0,2	3,6	2,3	3,6	0,1	0,1
q_{norm}	36,4	34,4	45,6	39,8	49,2	41,8	41,5	46,9	33,9	25,7	37,1	36,5	35,8	40,5	50,0
metavulkanity kráľovohoľského kryštalinika (leptitové ruly)**															
č. vz.	1	V-3	V-8	Lp-2	Lp-4	577	587								
DF	-0,4	4,2	3,0	3,0	3,8	1,6	1,6								
q_{norm}	30,0	32,7	31,9	33,3	29,0	36,1	36,3								
metavulkanity Jánovho grúňa***															
č. vz.	57	191	217	22	41	18	34	15	30	134	27	301	241		
DF	2,3	2,6	-0,8	0,7	1,0	0,6	-0,4	1,2	0,1	2,3	0,4	1,9	-0,4		
q_{norm}	25,3	29,7	38,2	24,6	23,2	26,9	21,0	25,0	28,8	29,6	29,0	28,7	39,1		
Iubietovské ortoruly ****															
č. vz.	1	2	3	4	5	6	7	8							
DF	-2,5	-0,8	0,1	-0,6	0,9	2,1	2,4	3,7							
q_{norm}	41,9	41,8	36,7	41,2	21,5	20,3	16,2	16,7							
porfyroidy gelnickej skupiny*****															
č. vz.	890	891	892	893	894	895	896	897							
DF	2,1	-0,5	0,7	-0,6	1,2	0,1	-1,5	-0,8							
q_{norm}	24,6	33,4	35,7	34,7	33,2	42,7	40,4	58,5							

* Analýzy hornín skupiny muránskych ortorúl z práce D. Hovorku et al. (v príprave)

** Analýzy hornín skupiny Čierneho Balogu z práce E. Krista et al. (v tlači)

*** Nepublikované analýzy O. Mika

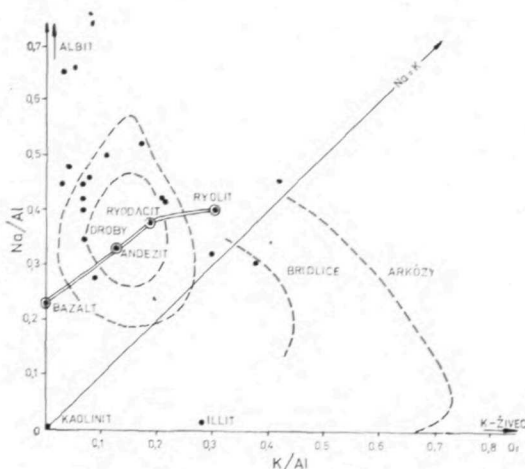
**** Analýzy z práce J. Kamenického (1982)

***** Analýzy z Katalógu chemických analýz (Hovorka, 1972)

líc i napriek tomu, že vulkanogénny pôvod protolitu je jednoznačný.

Pri horninách komplexu Iubietovských ortorúl sa 4 analýzy nachádzajú v blízkosti krivky efuzívnych hornín, a to v jej úseku ryodacit — ryolit, a ďalšie 3 analýzy v poli sedimentov typu bridlic a drôb. Uvedený obraz distribúcie zodpovedá predpokladanému

typu protolitu (vulkanity ryolitovo-dacitového zloženia; sedimenty ilovito-drobového typu). Prakticky najväčší rozptyl majú predpokladané metaryolity gelnickej skupiny (obr. 6). Pre väčšinu z nich je charakteristický nízky pomer Na/Al a vysoký pomer K/Al. Tieto hodnoty posúvajú projekčné body mimo vylíčených polí.



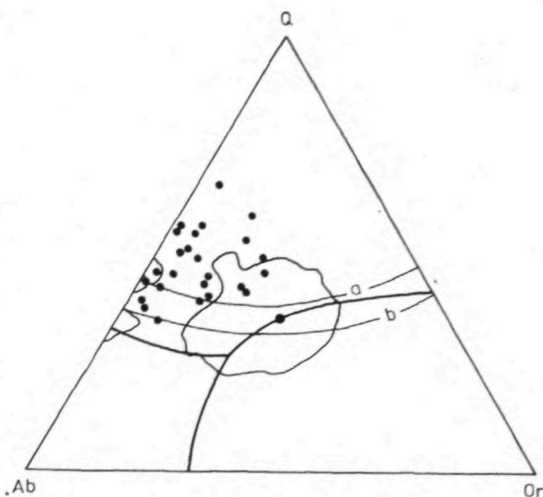
Obr. 6. Diagram ako na obr. 5. Vysvetlivky ako pri obr. 4

Fig. 6. Diagrammatic plot as in fig. 5. Explanations as in fig. 4

Záverom problematiky použitia katiónov alkalických kovov ku hliníku možno konštatovať, že práve tieto pomery dokumentujú migráciu nátria a kália v procesoch metamorfnej rekryštalizácie. Tieto procesy, ak použijeme predchádzajúce kritériá, nie sú také zjavné.

Priemety analyzovaných hornín komplexu muránskych ortorúl v Q-Ab-Or (CIPW norma) diagrame (obr. 7) padajú prevažne do priestoru medzi poľom granitov (86 % analyzovaných granitov zo súboru 1190 analýz; Winkler — von Platen, 1961) a úsečkou Q-Ab daného diagramu. Až na priemet jednej analyzovanej vzorky, ktorá sa nachádza priamo na kotektickej línii, sú priemerné body hornín komplexu muránskych ortorúl od tejto línie značne vzdialené. Súčasne len menšia časť (celkovo 7) analýz sa nachádza v poli ohraničenom krivkami *a* a *b*, v ktorom sú analýzy ryolitov z kompendia Washingtona (in Tuttle — Bowen, 1958). Takýto grafický obraz môže svedčiť o tom, že: magmatická tavenina má negranitické zloženie; daný horninový komplex vznikol z taveniny,

ktorá bola v procesoch predchádzajúcej frakčnej kryštalizácie (resp. v procesoch frakčného tavenia protolitu) obohatená o sodík, prípadne aj kremík; pri vzniku daných hornín sa podstatne uplatnili metasomatické (neskoro až postmagmatické, resp. metamorfno-rekryštalizačné procesy, hlavne Na a menej aj Si metasomatózy. Konfrontáciou mikroskopického obrazu hornín komplexu muránskych ortorúl s ich chemickým zložením, vyjadre-



Obr. 7. Diagram Q-Ab-Or (CIPW norma). Hrubá čiara — izobarická kotektická línia pri tlaku 5 kb vodných pár (Winkler, 1979); krivkou ohraničené polia — 86 % priemietov granitov zo súboru 1190 analýz granitov (Winkler — von Platen, 1961, in Winkler, 1979); krivky *a* a *b* ohraničujú pole, v ktorom sa nachádzajú priemerné body ryolitov uvedených v tabuľkách Washingtona (in Tuttle — Bowen, 1958). Priemerné body hornín komplexu muránskych ortorúl
Fig. 7. Diagrammatic plot of Q-Ab-Or values (CIPW norm). Heavy line means isobaric cotectic line at 5 kb H₂O (Winkler 1979), fields bordered by curve mean 86 % of granite figurative points from 1,190 granite analyses (Winkler — von Platen, 1961, in Winkler 1979); curves *a* and *b* delimit the rhyolite analyses tabled by Washington (in Tuttle — Bowen 1958). Figurative points of Muráň Orthogneiss samples

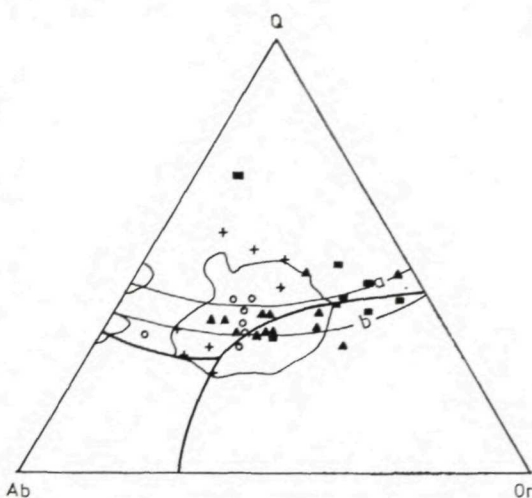
ným v Q-Ab-Or diagrame, vyplýva, že i napriek pozorovateľnému preskupeniu alkálií v rámci komplexu nemali tieto (metasomatické) procesy determinujúci charakter. Je preto pravdepodobné, že vulkanická časť protolitu komplexu muránskych ortorúl mala charakter alkalicých (sodných) ryolitov, resp. keratofýrov.

Úplne odlišný obraz poskytujú projekčné body ostatných študovaných kyslých metavulkanitov (obr. 8). Z granitového poľa sa vynímajú analýzy č. 1 a 2 Iubietovských ortorúl a jedna analýza horniny komplexu Čierneho Balogu. Zaujímavá je pozícia metavulkanitov gelnickej skupiny vnútorných Západných Karpát. Väčšina projektovaných analýz sa nachádza v poli ryolitov a zároveň v blízkosti kotektickej línie (Tuttle — Bowen, 1958), ale mimo poľa granitov. V prípade, že do úvahy zoberieme zmiešaný (sedimentárno-vulkanický) charakter protolitu aj tohto komplexu, je veľký projekčný rozptyl projekčných bodov časti analyzovaných hornín logický ako dôsledok nejednotného protolitu na jednej a polymetamorfného charakteru komplexu na druhej strane.

D. M. Shaw (1972) definoval pre určenie typu protolitu rúl (sedimentárne alebo vulkanické horniny) nasledujúcu diskriminačnú funkciu: $DF = 10,44 - 0,21 \text{ SiO}_2 - 0,32 \text{ Fe}_2\text{O}_3 \text{ (celk. Fe)} - 0,98 \text{ MgO} + 0,55 \text{ CaO} + 1,46 \text{ Na}_2\text{O} + 0,54 \text{ K}_2\text{O}$.

Táto funkcia sa dá aplikovať len v prípade kremeňovo-živcových metamorfítov s obsahom MgO nižším ako 6 % a obsahom SiO_2 nižším ako 90 %. Pozitívne hodnoty DF determinujú ortopôvod a negatívne hodnoty parapôvod protolitu metamorfítov vyššie uvedeného typu. Vypočítané hodnoty DF v študovaných skupinách metamorfítov sú uvedené v tab. 1.

Z hodnôt DF (tab. 1) vyplýva, že väčšina analyzovaných horninových komplexov tatrika a veporika predstavuje metamorfovaný ekvivalent magmatogénneho protolitu, a teda vzniknuté horniny patria do skupiny orto-



Obr. 8. Diagram Q-Ab-Or. Vysvetlivky ako pri obr. 4 a 7

Fig. 8. Diagrammatic plot as in fig. 7. Explanations as in fig 7 and 4

metamorfítov. Na rozdiel od nich 50 % analyzovaných vzoriek hornín v skupine analýz staršieho paleozoika gemerika (gelnickej skupina) poskytlo negatívne hodnoty uvedeného diskriminačného koeficientu. Toto zistenie zodpovedá pozícii týchto hornín v predchádzajúcich grafických zobrazeniach.

P. C. Van de Kamp et al. (1976) konštatoval, že v metaeruptívach je obsah normatívneho kremeňa nižší ako 30 % obj., zatiaľ čo v metapsamitoch jeho obsah kolíše v medziach 30—40 %. Títo autori zároveň uviedli (l. c.), že v procesoch migmatizácie a metamorfózy v dôsledku mobility kremíka sa môže čiastočne zmeniť obsah normatívneho kremeňa. Kremenité sedimenty si však všeobecne zachovávajú identitu svojho zloženia až do začiatku anatektického tavenia daného horninového komplexu. Priemerný obsah normatívneho kremeňa v kenozoických kyslých vulkanických horninách je 25 % (Prabhu — Webber, 1984; tab. 3). Aplikujúce uvedené kritérium Van de Kampa et al. (1976), M. K. Prabhu a G. R. Webber (l. c.) prišli k záveru, že kritérium normatívne-

ho kremeňa sa môže použiť ako diskriminačné kritérium len v oblastiach, v ktorých sa neprekrývajú hodnoty sedimentov a vulkanitov, t. j. mimo rozsahu 30–40 % normatívneho kremeňa.

Vypočítané hodnoty q_{norm} pre analyzované horniny komplexu muránskych ortorúl (tab. 1) sa pre väčšinu vzoriek pohybujú v medziach 30–40. Len v dvoch prípadoch je hodnota q_{norm} tesne pod 30; v ôsmich vzorkách je daná hodnota nad 40, čo sa zhoduje so zisteným minerálnym zložením a genézou daných vzoriek.

V skupine leptitových rúl veporika sú, okrem jednej analýzy, vypočítané hodnoty q_{norm} vyššie ako 30. Takéto zistenie je dosť prekvapujúce, lebo podľa predchádzajúcich kritérií má daná horninová skupina dosť jednoznačné zloženie kyslých vulkanitov. Zo súboru analyzovaných metavulkanitov súvrstvia Jánovho grúňa majú len 2 analyzované horniny obsah normatívneho kremeňa vyššie ako 30. Z uvedeného sa zdá, že kritérium, ktoré definoval M. K. Prabhu — G. R. Webber (1984), neplatí pre ultraacidné vulkanity (s logicky vysokou hodnotou normatívneho kremeňa) a je aplikovateľné na vulkanity s obsahom SiO_2 do 70–72 %. V súbore hornín komplexu Iubietovských ortorúl 50 % analýz má hodnoty q_{norm} vyššie a 50 % hodnoty nižšie ako 30.

V súbore hornín typu ryolitov gelnickej skupiny paleozoika gemerika len analýza 890 má hodnotu q_{norm} nižšiu (= 26,6) ako 30. Ostatné analyzované horniny majú uvedenú hodnotu vyššiu ako 30. Pri analýze 897 je hodnota q_{norm} extrémne vysoká (= 58,5), čo pri vysokom obsahu SiO_2 svedčí buď o uplatnení sa naloženej silicifikácie (hydrotermálny pôvod?), resp. o zmiešanom pôvode uvedenej horniny (vulkanicko-sedimentárny typ protolitu). O takomto, resp. sedimentogénnom type protolitu svedčí aj negatívna hodnota DF podľa D. M. Shawa (1972). Vychádzajúc zo zistení P. C. Van de Kampa et al. (1976) a M. K. Prabhu — G. R. Webbera (1984) a z aplikácie nimi vymedzených kritérií konštatujeme, že hodnota q_{norm} sa môže použiť ako diskriminačné kritérium pre určenie typu protolitu acidných kremeňovo-živcových me-

tamorfitov fácie zelených bridlic až nízko-templotnej amfibolitovej fácie v tom prípade, keď obsah SiO_2 v protolite nepresahoval 72 %. Uvedené zistenie vyplýva z testovania študovaných vulkanitov staršieho paleozoika centrálnej zóny Západných Karpát (5 horninových komplexov s celkovým počtom 62 analýz) s použitím rôznych diskriminačných faktorov.

Paleogeografia staršieho paleozoika centrálnej zóny Západných Karpát

Ak odhliadneme od nepodstatného množstva kyslých magmatitov typu plagiogranitov v ofiolitových komplexoch, potom je nutné kyslý vulkanizmus (vylučujúc z úvah možnosti jeho prejavov v rámci dosák, resp. blokov kontinentálneho typu) lokalizovať do zóny tektogénu (v zhode s predstavami globálnej tektoniky), t. j. do zóny konvergentných (aktívnych) okrajov platní.

Prítomnosť kyslého (ryolitového) vulkanizmu v staršom paleozoiku centrálnych Západných Karpát súčasne jednoznačne indikuje existenciu predpaleozoickej kôry kontinentálneho (subkontinentálneho) typu v zóne generovania kyslých magmatických tavenín. Aj z toho hľadiska sa zóna tektogénu zdá byť najpravdepodobnejším miestom lokalizovania danej vulkanickej aktivity. Pri riešení paleogeografie prostredia vzniku vulkanických aparátov je nezanedbateľným aspektom aj dávnejšie známa prítomnosť syngenetických polôh produktov bázičského vulkanizmu v komplexoch s prevládajúcimi kyslými vulkanoklastikami. Ide o známe, plošne značne rozšírené decimetrové polohy amfibolitov v komplexe muránskych ortorúl a v metavulkanitoch súvrstvia Jánovho grúňa. Z uvedeného vyplýva, že priestorová spätosť prevládajúcich kyslých vulkanitov so zriedkavejšími produktami bázičského vulkanizmu v staropaleozoickom komplexe v celej centrálnej zóne je zákonitá.

Pre riešenie problematiky je dôležité zistenie, že produkty bázičského a naopak kyslého

vulkanizmu sú prítomné v prevládajúcich kontrastných sekvenciách (bazalt — ryolit) často len v podobe lamín centimetrovej, resp. decimetrovej mocnosti. Je preto logické predpokladať, že vulkanizmus okrem lávových prúdov produkoval aj prevládajúce vulkanicko-klastické členy. Takéto zistenie potom bližšie determinuje prostredie priebehu vulkanickej aktivity: prítomné laminy vulkanického (popolovitého) materiálu indikujú morfológicky členenú zónu so subakválnymi i subaerickými vulkanickými centrami. Zistené relikty rekryštalizovaných mandľových textúr v komplexe muránskych ortorúl (Hovorka et al., 1984) potvrdzujú predpoklad o výraznej vertikálnej členitosti reliéfu pôvodnej vulkanickej zóny. Úvahy o prostredí priebehu vulkanickej činnosti dokumentujú aj zistené prechody metavulkanitov do metasedimentov v komplexe muránskych ortorúl, resp. ich vzájomné striedanie vo vertikálnom profile najmä v predpokladaných okrajových zónach vulkanických komplexov.

Vychádzajúc z uvedených znakov a následných implikácií možno paleogeografický vývoj staršieho paleozoika v centrálnej, resp. v celej zóne súčasných Západných Karpát obrazne prirovnať k Iadovcovej triešti medzi dvoma Iadovcovými kryhami gigantických rozmerov — Euroázie na severe a Afriky na juhu. Jednotlivé Iadové kryhy možno v takomto prirovnaní stožtožniť s blokmi s prekambričskou kôrou kontinentálneho typu. V uvedenej zóne „Iadovcovej triešte“ prevládali bloky menšieho rozsahu s kontinentálnou kôrou nad „vodnými kanálmi“, reprezentujúcimi kôru prechodného až oceánskeho typu (krakovské kryštalínium, pezinsko-pernecké kryštalínium Malých Karpát, klátovská skupina vo vnútorných Západných Karpatoch a i.). V týchto „kanáloch“ generovali sekvencie s podstatným zastúpením mafických a ultramafických hornín. Uvedený model je blízky predstave M. Maheľa (1980), ktorý v predmezozoickom substráte západokarpatského úseku Tetýdy vymedzil zóny s hrubou (kontinentálnou) a tenkou (oceánskou) kôrou.

Charakterizovaná predstava vývoja staršieho paleozoika umožňuje logické vysvetlenie zistení dotýkajúcich sa jednak vul-

kanitov, jednak sedimentárnych sekvencií. Takýmto sú najmä: striedanie kyslého a bázického vulkanizmu, ktorých prírodné (komunikačné) cesty boli pravdepodobne odlišné — prenikali cez „Iadové kryhy“ (kyslé vulkanity) a jednak cez príhlahlé „vodné kanály“ (bazaltové vulkanity) medzi nimi. Podobne možno takto logicky zdôvodniť prevažne klastický (psamitický), geochemicky nezrelý charakter sedimentov staršieho paleozoika centrálnej zóny, chýbanie karbonátov, ktoré v bazénoch (zónach s oceánskou, resp. suboceánskou kôrou) rýchlo zaplňovaných klastickým materiálom derivovaným z blokov s kontinentálnou kôrou nevznikli.

Je logické, a dnes už aj sčasti dokázané, že intenzívna variská tektogenéza a podstatná redukcia pôvodného priestoru ešte skomplikovali vzťahy horninových sekvencií. K zastretiu pôvodného paleogeografického obrazu prispel podstatnou mierou aj alpínsky orogén.

Diskusia

Nie základným, no z hľadiska správnej interpretácie nezanedbateľným problémom je výstižné označenie hornín uvádzaných v doterajších prácach ako ortoruly, žuloruly, leptity, leptitové ruly či leptinity.

Pri označovaní hornín komplexu muránskych ortorúl (resp. žulorúl) je nutné vychádzať z nasledujúcich zistení (Hovorka et al., 1984): z reliktov minerálov predmetamorfného štádia vývoja horniny; z prevažne mimetickej rekryštalizácie pôvodných mandlí, resp. klastov v sedimentoch; z prítomných pôvodných synsedimentárnych lamín turmalínu v ortorulách; z identifikovanej minerálnej asociácie albit — mikroklin; z mnohonásobných prechodov ortorúl do svorov s minerálnou asociáciou albit — muskovit — granát — kremeň, resp. chlorit — muskovit — albit — kremeň. Uvedené a ďalšie zistenia,

napr. stanovenie teploty metamorfnej rekryštalizácie grafitovou metódou (Šengelia et al., 1978), priniesli dôkazy o tom, že daný metamorfovaný komplex nebol nikdy v zóne vyšších teplôt ako 450—500 °C, ktoré zodpovedajú hraničnej oblasti teplôt fácie zelených bridlíc a amfibolitovej fácie. Z uvedeného nutne vyplýva problém: je pre horniny vzniknuté v podmienkach teplôt 450—500 °C vhodné označenie ortoruly? To sa totiž jednoznačne používa pre leukokratiné ortometamorfity, ktoré vznikli v podmienkach amfibolitovej fácie. Keďže v danom komplexe sú okrem ortorúl podstatne zastúpené aj pararuly a ruly, celý komplex navrhujeme v budúcnosti označovať ako muránske ruly.

Alternatívne označenie metaryolitov a metadacitov a ich metavulkanoklastik je označenie leptynit. Takéto horninové typy obsahujú typické minerálne fázy granulitovej fácie, t. j. kyanit, rutil, pertitický K-živec a i. V Západných Karpatoch zažívané označenie porfyroid patrí acidným metavulkanitom fácie zelených bridlíc.

Problémy nomenklatury sa dotýkajú prakticky všetkých študovaných komplexov kyslých metavulkanitov. Pre horniny čiernobalockej skupiny (Krist, 1976, 1977, Krist et al., v tlači) sú vlastné aj niektoré ďalšie špecifické problémy. Vyplývajú najmä zo zistenej prítomnosti (l. c.) klastov magmaticky korodovaných minerálov, prítomnosti sanidínu, ale aj prítomnosti úlomkov intrúzií, resp. metasedimentov. Aj vystupovanie týchto hornín v prostredí fylitov svedčí v prospech uplatnenia sa rekryštalizácie v teplotných podmienkach fácie zelených bridlíc.

Vychádzajúc z poznaného minerálneho zloženia a intenzity metamorfovanej rekryštalizácie kyslých metavulkanitov centrálnej zóny Západných Karpát, navrhujeme nepoužívať označenia typu leptit, leptynit, leptitová či leptynitová rula a pod., ale označovať ich podľa modálneho zloženia, t. j. albitovo-biotitové ortoruly, albitovo-muskovitové ortoruly a pod. Uvedený návrh označovania platí pre horniny metamorfované v podmienkach níž-

koteplotných oblastí amfibolitovej fácie, pričom zohľadňuje ich minerálne zloženie aj ich makroskopický (ortorulový) vzhľad. V prípade metavulkanitov fácie zelených bridlíc so zachovanými reliktnými textúrami a štruktúrami odporúčame používať označenie metaryolit (metadacit), resp. ryolitové (dacitové) metaklastikum; pri vyššom stupni metamorfnej rekryštalizácie, resp. zastretí daných znakov ako porfyroid (Jánov grúň, Predná hoľa, lieskovecký ostrov).

Z petrochemickej analýzy vyplýva, že v protolitoch horninových komplexov, o ktorých sme v predchádzajúcej časti hovorili, prevládali kyslé a len lokálne aj intermediárne vulkanity a ich vulkanoklastiká (ryolity, alkalické ryolity, keratofýry, ryodacity, dacity). Vo všetkých študovaných sekvenciách boli zmiešané s rôznym podielom sedimentárneho (drobového, ílovitého) materiálu. Najmä štúdium pomerov Na/Al a K/Al však zároveň prinieslo dôkazy o redistribúcii alkalických kovov v procesoch metamorfnej rekryštalizácie, resp. v následných metasomatických procesoch. Zdrojom migrujúcich alkalických kovov bol pravdepodobne samotný komplex efuzív, vulkanoklastik a sedimentov vyššie uvedeného typu. Konštatovanie migrácie alkalických kovov na jednej a súčasne nemagmatogénny pôvod značnej časti analyzovaných hornín daných sekvencií na strane druhej potvrdzuje aj umiestnenie projekčných bodov v Q-Ab-Or (normatívne) diagrame (obr. 7, 8). Výsledné minerálne asociácie a textúrne znaky ortorulových, porfyroidových a metaryolitových komplexov paleozoika centrálnej zóny Západných Karpát sú dôsledkom výrazne polymetamorfných procesov: variskej progresívnej metamorfózy, alpínskej metamorfnej rekryštalizácie a redistribúcie alkalických kovov (metasomatóza).

Z prijatých zásad označovania litostratigrafických jednotiek pre sekvencie metamorfných kyslých (len ojedinele aj inter-

mediárnych) vulkanitov staršieho paleozoika centrálnej zóny Západných Karpát vychádza, že najvhodnejšie je označenie súvrstvie, t. j. muránske súvrstvie, Ľubietovské súvrstvie, súvrstvie Čierneho Balogu, súvrstvie Jánovho grúňa, súvrstvie Prednej hole a pod. Uvedené súvrstvia sú spolu s palinologicky doloženými staropaleozoickými metasedimentami čiastkovými litostratigrafickými jednotkami staršieho paleozoika centrálnej zóny Západných Karpát, charakterizovaného podstatným zastúpením kyslých vulkanitov. Pre tieto sedimentárno-vulkanické komplexy navrhujeme označenie hronsko-rimavská skupina.

Záver

Na rozdiel od minulosti, kedy sa s prítomnosťou produktov kyslého vulkanizmu v staršom paleozoiku centrálnej zóny Západných Karpát nepočítalo, hromadia sa v ostatných rokoch dôkazy o existencii rozsiahleho acidného vulkanizmu v danej tektonickej zóne. Vulkanickú aktivitu sprevádzala sedimentácia, takže značná časť hornín skúmaných komplexov vznikla zmiešaním efuzívneho, explozívneho a sedimentárneho materiálu.

Kyslé vulkanity s polohami bázických vulkanitov, spolu so sprevádzajúcimi ich sedimentami tvoria náplň vulkanicko-sedimentárnej formácie staršieho paleozoika centrálnej zóny Západných Karpát označenej ako hronsko-rimavská skupina. Samotné vulkanity z hľadiska formačnej analýzy tvoria náplň kontrastnej (bimodálnej) ryolitovo-bazaltovej formácie. V daných horninových komplexoch prevládajú metavulkanity a metavulkanoklastiká acidného typu nad metabazaltami (a ich vulkanoklastikami). I napriek tomu, že z väčšiny horninových súborov metavulkanitov nie sú k dispozícii údaje o obsahu stopových prvkov, predsa na základe

existujúcich údajov o chemickom zložení a horninovej náplni možno produkty vulkanickej aktivity s určitou pochybnosťou zaradiť do vápenato-alkalickej série.

Stupeň variskej metamorfnej rekryštalizácie vulkanogénneho, resp. sedimentárno-vulkanogénneho protolitu zodpovedá podmienkam fácie zelených bridlíc (súvrstvie Jánovho grúňa, súvrstvie Čierneho Balogu, súvrstvie Prednej hole) až nízkoteplotnej oblasti amfibolitovej fácie (súvrstvie Ľubietovské, muránske). Niektoré komplexy (bocianske ortoruly = bocianske súvrstvie) treba stratigraficky zaradiť (prekambrium — staršie paleozoikum?) a determinovať intenzitu ich variskej metamorfnej rekryštalizácie.

Vulkanická aktivita uvedeného typu prebehla v zóne tektogénu, ktorá sa len aproximatívne dá zrovnávať so súčasťou zónou konvergentných okrajov litosferických dosák. Takáto predstava o paleogeografii a paleotektonike prostredia vulkanickej aktivity je v plnom súlade s charakterom pôvodných sedimentov danej sedimentárno-vulkanickej formácie (hronsko-rimavskej skupiny).

Zistením prítomnosti produktov acidnej vulkanickej aktivity v staršom paleozoiku centrálnej zóny Západných Karpát odpadá jeden z hlavných argumentov diametrálne odlišného vývoja staršieho paleozoika v centrálnej a vnútornej zóne Západných Karpát. Určité odlišnosti, a to najmä nevyrazne vyšší stupeň variskej progresívnej rekryštalizácie protolitu v centrálnej zóne, no najmä odlišná konfigurácia horninových komplexov vo variskom i alpínskom orogéne, spôsobili aj variabilnú intenzitu metamorfnej rekryštalizácie základných typov metavulkanitov uvedených zón.

Literatúra

- Bajaník, Š. — Biely, A. — Miko, O. — Planderová, E. 1979: O paleozoickom vulkanicko-sedimentárnom komplexe Pred-

- nej hole (Nízke Tatry). *Geol. Práce, Spr.*, 73, s. 7—28.
- Buday, T. 1961: Tektonický vývoj Československa. *Praha, Ústř. Úst. geol.*, s. 3—249.
- Cambel, B. — Patočka, F. 1981: Entwürfe zur Interpretation der Entwicklung der varisciden Europas mit deren Applikation auf das Kristallin des Westkarpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, s. 161—176.
- Čorná, O. — Kamenický, L. 1976: Beitrag zur Stratigraphie des Kristallinikum des Westkarpaten auf Grund der Palynologie. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 27, s. 117—132.
- Dublan, L. — Konečný, V. — Lexa, J. — Halouzka, R. — Miko, O. — Biely, A. 1979: Geologická mapa ochranného rájónu kúpeľov Sliač. *Archív — GÚDŠ Bratislava*.
- Evans, B. W. — Leake, B. E. 1960: The composition and origin of the stripped amphibolites of Connemara, Ireland, J. *Petrol. (Oxford)*, 1, pp. 337—363.
- Ewart, A. 1979: A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary — Recent dacitic, latitic, rhyolitic, and related salic volcanic rocks. In: *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Barker, F. Ed., Elsevier, pp. 13—121.
- Garrels, R. M. — Mackenzie, F. T. 1971: Evolution of sedimentary rocks. *Norton — New York*, pp. 1—397.
- Grečula, P. 1973: Domovská oblasť gemerika a jeho metalogenéza. *Miner. slov.*, 5, s. 221—245.
- Grečula, P. 1982: Gemerikum — segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Miner. slov., Monogr., ser.*, s. 1—208.
- Hinterlechner-Ravnik, A. — Moine, B. 1977: Geochemical character of the Metamorphic Rocks of the Pohorje Mountains. *Geologija (Ljubljana)*, 20, s. 107—140.
- Hovorka, D. 1972: Katalóg chemických analýz predterciérnych erupívnych a metamorfovaných hornín a ich minerálov. *Náuka o Zemi, Geol.*, 6, (Bratislava), s. 1—217.
- Hovorka, D. 1976: Predterciérne formácie bazitov Západných Karpát. *Miner. slov.* 8, s. 113—131.
- Hovorka, D. 1981: The West Carpathians Crust Origin and Plutonite Formations. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, s. 523—536.
- Hovorka, D. — Hvoždara, P. 1965: Akcesorické minerály veporidných granitoidných hornín — I. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 9, s. 145—179.
- Hovorka, D. — Klinec, A. — Konečný, V. — Lexa, J. — Snopko, L. 1973: Core Mountains and Veporide Crystalline Complexes, Paleozoic of Gemerides and Neovolcanics of Central Slovakia. Guide to excursion "C". *X. Congr. CBGA, Geol. úst. D. Štúra*, pp. 1—70.
- Hovorka, D. — Dávidová, Š. — Fejdi, P. — Gregorová, Z. — Határ, J. — Kátlovský, V. — Spišiak, J. 1984: Komplex muránskych ortorúl. *Manuskript — archív Geol. úst. Univerzity Komenského Bratislava*.
- Ivanov, M. — Kamenický, L. 1957: Poznámky ku geológii a petrografii kryštalínika Malej Fatry. *Geol. Práce, Zoš.*, 45, s. 189—212.
- Ivanov, M. — Petro, M. 1978: Paragenetické pomery na polymetalickom zrudnení pri Muránskej Hute. *Geol. Práce, Spr.*, 70, s. 237—242.
- Kamenický, L. 1973: Litologische Studium und strukturelle Rekonstruktion des Kristallinikum der Zentralen Westkarpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpat.*, 25, s. 281—303.
- Kamenický, J. 1977: Die geologische Bau des nordwestlichen Teiles des Vepor-Erzgebirges. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 32, s. 5—43.
- Kamenický, J. 1982: Petrografia ortorúl a pararúl, synkinematických migmatitov a ich diafktoritov v severozápadnej časti Veporského rudohoria. *Miner. slov.*, 14, 481—516.
- Kamenický, L. — Kamenický, J. 1983: Prekambrium Západných Karpát. *Miner. slov.*, 15, s. 289—303.
- Kamenický, L. — Macek, J. 1984: Ein Profil durch die lithostratigraphischen Schichtenfolgen des Kristallinikum des Gebirges Malá Fatra. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 25, s. 157—160.
- Klinec, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalínika. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty*, 6, s. 7—28.
- Klinec, A. 1976: Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nízkyh Tatier, 1:50 000. *Geol. ústav D. Štúra, Bratislava*.
- Klinec, A. — Planderová, E. — Miko, O. 1975: Staropaleozoický vek hrónského komplexu veporid. *Geol. Práce, Spr.*, 63, s. 95—104.
- Klinec, A. — Planderová, E. 1979: Paleozoické metamorfity z oblasti Hnúšte (kohútka subzóna veporid). *Geol. Práce, Spr.*, 72, s. 193—194.
- Krist, E. — Határ, J. — Greguš, J. — Vídenský, J. (v tlači): Petrogenesis and accessory leptinite minerals of the Čierny Balog group (Kráľova hoľa zone of the Veporide crystalline complex). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 41.
- Maheľ, M. 1980: Heterogeneity of crust and further fundamental factors of peculiarity of development and structure of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 37, pp. 397—406.
- Maheľ, M. 1982: Prikrovy a členitosť kôry

- v Západných Karpatoch. *Miner. slov.*, 14, s. 1—40.
- Maheř, M. et al., 1964: Vysvetlivky k Prehľadnej geologickej mape ČSSR, list Banská Bystrica, 1 : 200 000. *Vydav. Ústřed. Úst. Geol., Praha*, s. 1—270.
- Maheř, M. — Buday, T. 1967: Regionální geologie ČSSR, 2. *Západní Karpaty*, 1., (*Academia Praha*), s. 1—495.
- Miko, O. 1980: Metamorfičeskije i magmatičeskije komplexi vostočnoj časti Nizkich Tatr (Zapadnyje Karpaty, ČSSR). *Geol. fak. LGU, Leningrad*.
- Miko, O. 1981a: Stredne paleozojskaja vulkanogenno-osadočnaja tošča Janovogo grunja v veporidnom kristallinikume Nizkych Tatr. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 32, s. 465—474.
- Miko, O. 1981b: Staropaleozoický vulkanizmus veporidnej časti Nizkych Tatier. In: *Paleovulkanizmus Západných Karpát. Geol. ústav D. Štúra Bratislava*, s. 41—47.
- Miko, O. 1983: The comparison of some Paleozoic volcano-sedimentary complex of the Western Carpathians. In: *Symp. on geochemistry of endogenous and exogenous processes. Bratislava*, pp. 111—123.
- Miko, O. — Hovorka, D. 1978: Kremenito-turmalinické horniny veporidného kryštalinika Nizkych Tatier. *Západné Karpaty, Sér. Min., Petr., Geoch., Ložiská*, 5, s. 7—28.
- Mock, R. 1978: Nové poznatky o južných častiach Západných Karpát. In: *Paleogeografický vývoj Karpát. Geol. úst. D. Štúra Bratislava*, s. 321—343.
- Planderová, E. — Miko, O. 1977: Nové poznatky o veku kryštalinika veporid na základe peľovej analýzy. *Miner. slov.*, 9, s. 275—292.
- Prabhu, M. K. — Webber, G. R. 1984: Origin of quartzofeldspathic gneisses at Montauban-les Mines, Quebec. *Can. J. Sci.*, 21, 3, pp. 336—345.
- Shaw, D. M. 1972: The origin of the Apsley gneiss, Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, 9.
- Suk, M. 1979: Petrologie metamorfovaných hornin. *Academia Praha*, s. 1—255.
- Šengeliá, D. M. — Miko, O. — Bezák, V. 1976: Stanovenie stupňa regionálnej metamorfózy hornin hrónského komplexu veporidného kryštalinika pomocou grafitového termometra. *Miner. slov.*, 10, s. 321—328.
- Tuttle, O. F. — Bowen, N. L. 1958: Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. Am., Mem.* 74, p. 153.
- Van de Kamp, P. C. — Leake, B. E. — Senior, A. 1976: The petrography and geochemistry of some Californian arkoses with application to identifying gneisses of metasedimentary origin. *J. Geol.*, 84, pp. 195—212.
- Van de Kamp, P. C. — Beakhouse, G. P. 1979: Paragneisses in the Pakwash Lake area, English river Gneiss Belt, northwest Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, 16, pp. 1753—1763.
- Winkler, H. G. F. 1979: *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. (5th Ed.), *Springer Verlag*, pp. 1—348.
- Winkler, H. G. F. — von Platen H. 1961: Experimentelle Gesteinmetamorphose, IV, V. *Geoch. Cosmochim. Acta*, 24, s. 48—69, 250—259.
- Zoubek, V. 1936: Poznámky o kryštaliniku Západných Karpát. *Věst. Stát. geol. Úst., Praha*, 12, 6, s. 207—239.
- Zoubek, V. 1971: Einige Bemerkungen zum Granulitproblem. *Beitrage zur Granulitgenese. Freiberg. Forsch. (Freiberg)*, C 268, s. 59—76.
- Zeman, J. 1981: Probleme of continental crust development in Alpine Europe. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, 4, pp. 407—420.

Acidic volcanism of Early Paleozoic age in the central zone of the West Carpathians

The presence of acidic metavolcanites in Early Paleozoic structural stage of West Carpathian central zone (subdividing the mountain range into three zones in transversal direction) found recently, led to the necessity to reevaluate also the paleogeographic and paleotectonic development during Early Paleozoic time. In contrast to the previous views on a geosynclinal (eugeosynclinal) development during Early Paleozoic times, the ascertained acidic, and associating

basic, metavolcanites point to the presence of tectogene (in the sense of global tectonics) in which the volcanites generated.

These volcanites were of rhyolite, alkaline rhyolite to keratophyre composition whereas basic volcanites have compositions corresponding to basalt (spilite) and volcanoclastics.

Acidic volcanic products in Early Paleozoic time are clear proof for the existence of crustal blocks with continental, or subcontinental, type of crustal profile already in

Pre-Variscan time. The single block units with such Pre-Variscan crust may be compared with the configuration of drift ice between two ice sheets of gigantic size, that of Eurasian plate on the north and the African shield in the south. Between single blocks of ice, there existed "water channels" filling up the space with oceanic type of crust. The entire zone of tectogene changed its configuration with time during the Early Paleozoic what became expression in unevenly distributed volcanic products on the one hand or in variable lithologies of sedimentary sequences on the other.

Acidic volcanites represent one of three fundamental constituents of protoliths from which rocks assigned in West Carpathian geological literature as orthogneiss, granitogneiss, leptite, or leptite gneiss originated. The grade of Variscan metamorphic recrystallization in these rock assemblages (Muráň Orthogneiss, Lubietová Orthogneiss, leptite and leptite gneiss in the Čierny Balog Group a. o.) as well as in other similar lithological sequences (e. g. metarhyolite and metadacite in the Janov Grúň Formation and others) is variable. In some units the maximum degree achieves low-temperature area of amphibolite facies whereas in other units the degree is generally in greenschist facies conditions.

Depending on mutual quantitative proportions of the three fundamental constituents of those orthogneiss or metarhyolite assemblages (i. e. depending on the share of acidic and basic metavolcanites and clastic-argillaceous metasediments), different types of meta-

morphics originated. In several parts, the original textural and structural pattern of protoliths preserved in spite of metamorphic recrystallization. Such cases have been found in the Muráň Orthogneiss, where recrystallized pseudomorphs after original amygdaloid fillings prove the effusive nature of protolith, or elsewhere.

The indicated paleogeographic concept, as background for volcanic activity, is in full accordance with the character of original sediments of the volcano-sedimentary sequence in question for which the name Hron — Rimava Group is proposed. Partial lithostratigraphic units which recently occur in mutually isolated occurrences within the central zone of West Carpathians compose several formations, e. g. the Muráň Orthogneiss, Lubietová Orthogneiss, Čierny Balog Group, Janov Grúň Formation and others.

Proofs for the presence of acidic volcanic products also in central zones of the West Carpathians removed one of arguments for totally different Early Paleozoic evolution pattern in this central zone if compared with the internal one. Certain differences, from which namely the unpronouncedly higher degree of Variscan metamorphic recrystallization of protoliths in the central zone may be mentioned, together with different configuration of rock assemblages already during the Variscan, but also the Alpine, orogenic event, led even to variable intensities of metamorphic recrystallization of fundamental metavolcanite varieties in the single tectonic zones of first order.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

I. Varga et al.: **Prognózy nerudných surovín na východnom Slovensku** (Košice 22. 10. 1985)

Vybrané nerudné suroviny východného Slovenska sa majú v 8. päťročnici oceniť formou vyčíslenia prognózných zdrojov. Doteraz sa prognózne zdroje nerúd oceňovali len pri niekoľkých surovinách, alebo sa na zhodnotenie prognóz použili rozmanité niekedy geologické, inokedy technologické alebo ekonomické kritériá. Obyčajne sa vychádzalo

zo skúseností získaných pri prognózovaní rúd, čo však nezohľadňovalo osobitosti nerúd.

Na ocenenie prognózných zdrojov nerúd sa odporúča používať geologické a technologické, ale aj ekologické kritériá a zároveň brať do úvahy možnosti aplikácie bezstratových technológií a využitie odpadov z iných odvetví spracovania nerastných surovín. Najdôležitejšie podklady pre prognózovanie však poskytuje poznanie geologickej stavby a zákonitostí vývoja facií. Neogénna výplň západnej časti Košickej kotliny a severozápadnej časti