

Mineralia slov.
16 (1984), 4, 329—351

Petrografia vulkanitov staršieho paleozoika gemerika v pruhu Mníšek n. Hnilcom — Štós

SHAH WALI FARYAD, PAVOL GRECULA

Geologický prieskum, Garbanova 1, 040 11 Košice

(17 obr. a 1 tab. v texte)

Doručené 9. 1. 1984

**Петрография вулканических горных пород старшего палеозоя гемерид
в поясе Мнишек над Гнилцом — Штос.**

На исследованной территории было обнаружено, что базальты и их пирокластика и в большинстве их сопровождающие левкократные горные породы, изветные во всех покровах, являются частью нижнего и верхнего пёстрого вулканического комплекса. Предполагается рифтогенное развитие бассейна в палеозое. Горные породы отвечают бимодальной ассоциации базальтриолитовой формации Порфирические горные породы, которые образуют верхние слои, являются риолитами с высоким количеством калия, риолитами и даже дацитами. Предполагается, что магма из которой возникали имеет происхождение в земной коре.

**Petrography of the Lower Paleozoic volcanites of the Gemericum in the
Mníšek n. Hnilcom — Štós trip**

It has been found that basalts, their pyroclastics and with them often associated leucocratic rocks are present in all nappes in the investigated area and they are part of the lower and upper motley volcanic complexes. A riftogenous development of the Paleozoic basin is assumed. These rocks correspond to the bimodal association of the basalt-rhyolite formation. K-high rhyolites rhyolites to dacites occur from porphyric rocks which form the upper complex. The crustal origin of their magma is the most probable.

Systematický výskum staršieho paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria, ktorý v ostatnom čase prebiehal v súvislosti

s projektom Spišsko-gemerské rudohorie-geofyzika, priniesol veľa nových poznatkov. Získal údaje o geologickej

stavbe, stratigrafii, vulkanizme, metamorfóze a zrudnení (Grecula, 1982), ktoré umožňujú lepšie aplikovať praktické a teoretické poznatky v rozličných odvetviach geológie v tejto oblasti. Týmto príspevkom chceme poukázať na niektoré petrografické druhy vulkanitov staršieho paleozoika a ich možnú genetickú interpretáciu v skúmanej oblasti. Pretože sa chemizmom vulkanitov bližšie nezaobráame, vychádzame z už publikovaných údajov (Grecula, 1982).

Geologická charakteristika územia

Sledované územie tvorí 8 km široký pás medzi Prakovcami a Mníškom n/Hnilcom tiahnuci sa naprieč geologickými štruktúrami od Prakoviec po Medzev a Štós (obr. 1). Geologická stavba územia je prešmykovo-príkrovová (Grecula, 1970, 1982) a na tvorbe skúmaného územia sa od S na J zúčastňujú tieto príkrovy: mníšanský, prakovský, humelský, jedľovecký a medzevský. Prešmykovo-príkrovové plochy majú južný úklon. Vulkanity (l. c.) sa vyskytujú v troch stratigrafických horizontoch (obr. 2). Najspodnejší je spodný pestrý vulkanický komplex a tvorí bázu smolníckeho súvrstvia, ležiaceho nad betliarskym súvrstvom. Vrchný pestrý vulkanický komplex leží nad smolníckym súvrstvom a je bázou hnileckého súvrstvia (tretí stratigrafický horizont vulkanitov, ktoré je prevažne z kyslých vulkanitov). V tejto práci sme neštudovali vulkanity kojšovského a rakoveckého príkrovu (s oceanickým typom kôry).

Petrografia vulkanitov

Bázické horniny

O bázických horninách v staršom paleozoiku gemerika sa píše často, lebo sú dôležité nie iba pri posudzovaní geotektonického vývoja oblasti, ale aj pri štúdiu metalogenézy. Spornými sa ukázali najmä v „gelnickej sérii“, kde sa pokladali za zavrásnené zvyšky nadložnej „rakoveckej série“ alebo za prírodné kanály. Tento problém sme pomocou technických prác a detailného výskumu vzťahu bázických hornín k okoliu vyriešili v oblasti Jedľovca a Mníška nad Hnilcom a dokázali sme, že bázické vulkanické členy tvoria súčasť horninových komplexov patriacich do „gelnickej série“ (Grecula, 1964).

Bázické horniny staršieho paleozoika sa vyskytujú vo všetkých príkrovových jednotkách gemerika. Okrem bazaltových tufov sú zriedkavé lávové prúdy diabázov na báze a v strede s doleritovou faciou (v našom území v okolí Smolníka podobný vývoj bázických hornín opísal aj Ilavský — Bajanič, 1981).

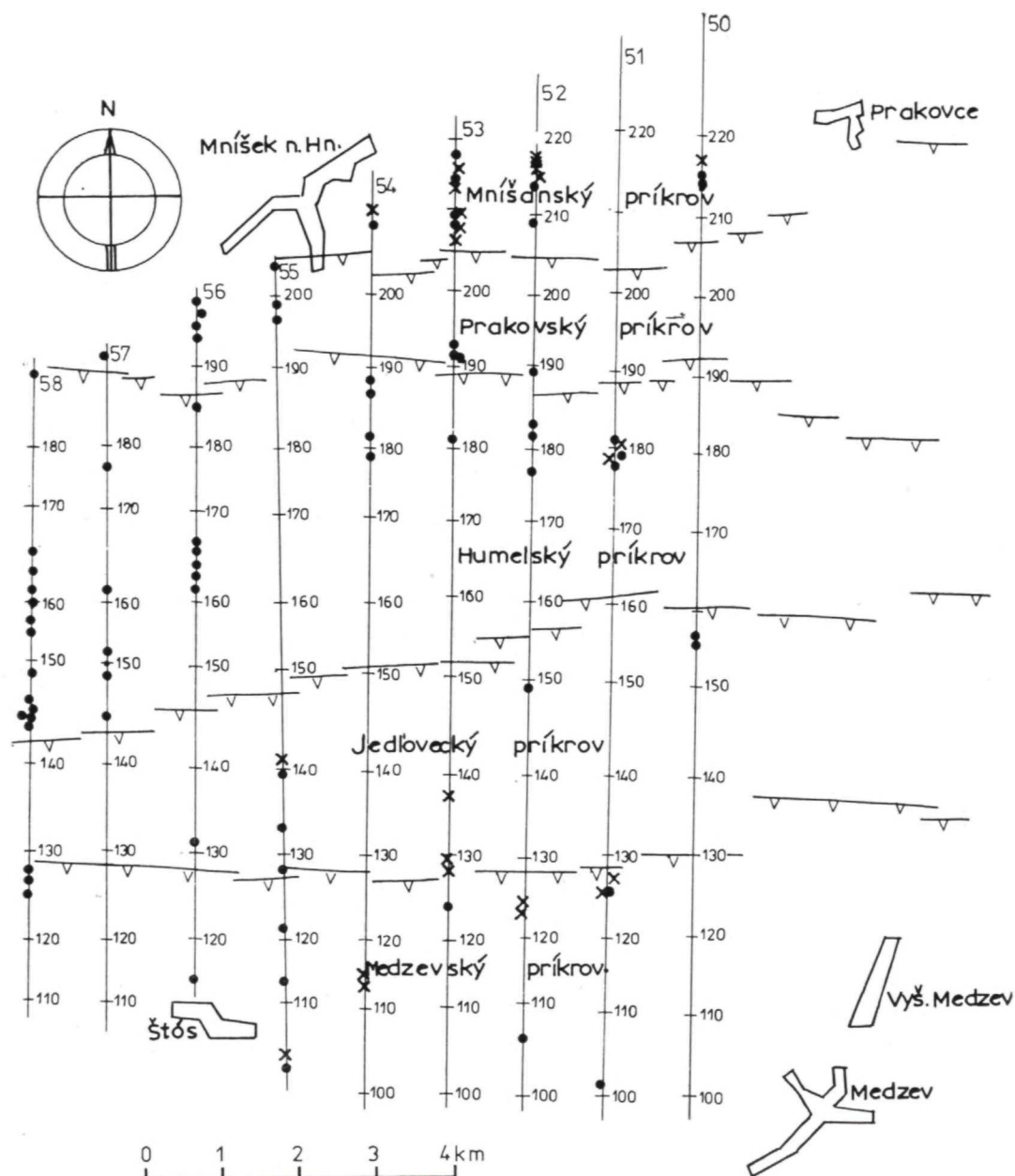
Medzi bazaltmi v študovanom území možno rozlíšiť strednozrnné a jemnozrnné bazalty (dolerit, diabáz) a zelené bridlice (pôvodne bazaltické pyroklastiká). Pre prvý typ je charakteristická pseudogabrová textúra, spôsobená aktinolitizáciou bazaltov, pri ktorej vznikol všesmerne orientovaný makroskopický sýtozelený až tmavozelený aktinolit (dĺžka do 0,9 cm) vo svetlozelenej základnej hmote. Horniny prvého typu sú najviac zastúpené v mníšanskom a jedľoveckom príkrove a tvoria

Obr. 1. Situácia odobraných vzoriek na študovanom území. 1 — porfyroidy, ryolity a keratofýry, 2 — bázické a intermediárne horniny, 3 — príkrovové plochy, 4 — číslo profilu, 5 — číslo metráže profilu

Fig. 1. Samples location of the studied area. 1 — porphyroids, rhyolites and keratophyre, — 2 — basites and intermediary rocks, 3 — nappe borders, 4 — cross-section numbers, 5 — cross-section footage numbers

niekoľko m až desiatky m hrubé polohy
(lávové prúdy) sprevádzané jemnozrnej-

šími varietmi. Označenie hrubozrnný do-
lerit (Grecula, 1982), niekedy aj porfyrický



● 1 × 2 ▽ 3 170 4 51 5

diabáz (Bajaník, 1976), vzniklo podľa všesmerne orientovaného porfyroblastu amfibolu, ktorý sa pokladal za primárny a dával hornine hrubozrnnejší charakter. V skutočnosti sa aktinotizácia uplatnila nie iba v strednozrnných, ale aj jemnozrnných bazaltoch. V našom prípade označenie strednozrnný a jemnozrnný bazalt je motivované veľkosťou zŕn albitu, ktoré reprezentujú albitizovaný magmatický plagioklas.

Na zložení strednozrnných metabazaltov sa zúčastňuje albit (5—50 %), epidot,

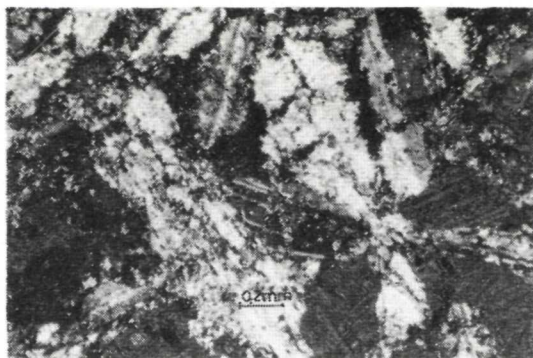


Foto 1. Reliktno-ofitická štruktúra z lístkovitých zŕniok plagioklasu. Krypty medzi nimi vyplňa zmes epidotu a chloritu. Prítomné sú aj blasty titanitu. Strednozrnný bazalt mnišského príkrovu; XN; vz. 53/212,1

Photo 1. Relict-ophitic texture fixed by plagioclase laths. Interspaces are filled by epidote and chlorite. Blastic sphene is also present. Metabasalte of the Mníšek napp. X N. Sample No 53/212,1

Hnilecké súvrstvie Hnilec Formation	Porfyroidový a ryolitový komplex.	XX X X
	Porfyroid and rhyolitic complex	X X
	Vrchný pestrý vulk. komplex Upper variegated volc. compl.	XX XX
Smolnícke súvrstvie Smolník Formation	Zelenkavé fylity Greenish phyllites	X X
	Spodný pestrý vulk. komplex Lower variegated volc. complex	XX X X
Betliarske súvrstvie Betliar Formation	Čierne metapelite Black metapelites	

Obr. 2. Zjednodušená schéma stratigrafickej kolónky. Križiky označujú hustotu vzoriek v danom horizonte

Fig. 2. Stratigraphic column simplified scheme. Daggers marks the sample density in the competent horizon

α -zoisit (8—20 %), chlorit (5—30 %), titanit (2—8 %) a akcesorický kalcit, magneit, biotit, ortit, kremeň, limonit, hematit a apatit. Štruktúra týchto horín je reliktno-ofitická, metasomatická a miestami kataklastická. Reliktno-ofitická štruktúra je zachovaná tam, kde neboli tabuľkovité zrná albitu (pseudomorfóza po plagioklase) silne zatlačené aktinolitom (foto 1). V miestach s intenzívnou aktinolitizáciou horniny vznikla metasomatická štruktúra. Kataklastická štruktúra je iba v zónach s intenzívnym tektonickým posútnutím horniny.

Najcharakteristickejšou premenou všetkých druhov hornín je pseudomorfóza stĺpcovitého, pôvodne hypidiomorfného lístkovitého plagioklasu (veľkosť zŕn do 2,5 mm) albitom. V relatívne slabo metamorfovaných miestach sú zrná plagioklasu diabázovo rozmiestnené a vytvárajú krypty vyplnené chloritom s prímiesou rudných minerálov $\pm$ epidot a titanit. Hlav-

ným horninotvorným minerálom stredno-zrnných metabazaltov v relatívne slabometamorfovaných miestach je albit. Tabuľkovité zrnká albitu obsahujú inklúzie epidotu, chloritu, v niektorých prípadoch aj kalcitu.

Dalším typickým znakom hornín je aktinolitizácia, ktorá nasledovala po albitizácii pôvodnej horniny. Aktinolitický amfibol ($\gamma/c = 17-19^\circ$, podľa x — svetlozelený, y — svetlozelenomodrý až bezfarebný), vytvára všesmerne orientované porfyrblasty uzatvárajúce reliktné zrná albitu, rudných minerálov a titanitu. Vznik aktinolitov zastiera pôvodnú zachovanú ofitickú štruktúru, je všesmerne orientovaný a metlovite zatláča tabuľkovité zrná albitu (foto 2). Neskôr v mierne stlačených horninách nastala chloritizácia aktinolitu, takže sa vytvorila kostrovitá štruktúra.

Akcesorický biotit sa zistil v niektorých vzorkách stredno-zrnných bazaltov, najmä v okolí Mníška n/Hnilcom. Je hnedého až zelenohnedého pleochroizmu. Tvorí samostatné hypidioblasty (veľkosť do 0,1 mm) alebo jemné kumuloblasty (veľkosť do 0,15 mm) sledujúce smer štiepných trhlín aktinolitu. Posledný typ na prvý pohľad budí dojem, že ide o relikty obyčajného amfibolu, ale v skutočnosti sú to kumuloblasty biotitu, v ktorých kryštály, podobne ako aj samostatné šupinky traverzálnie pretína a zatláča aktinolit, čo svedčí o tom, že vznikli neskôr ako aktinolit.

Minerály epidotovo-zoisitovej skupiny sa vyskytujú v podobe jemných do 0,1 mm nepravidelných zŕn epidotu, relatívne väčších (do 1 mm) hypidiomorfných až nepravidelných kryštálov α -zoisitu a akcesorického zonárneho, niekedy aj dvojčatného červenohnedého ortitu. Titanit vytvára samostatné zrnká — mikroporfyrblasty (veľkosť až 1 mm) alebo lemuje zrná, príp. zhluky magnetitu. Titanit a



Foto 2. Pôvodná gabroofitická štruktúra, metlovité zatlačanie plagioklasu velonoblastmi aktinolitického amfibolu. Stredno-zrnný bazalt jedloveckého príkrovu; XN (vz. 55/140,5)

Photo 2. Original gabbro-ophitic texture. Broom-like replacing of plagioclases by subhedral actinolitic hornblende. Metabasalt of the Jedlovec nappe. X N. Sample No 55/140,5

magnetit mohli vzniknúť po pôvodnom ilmenite (titano-magnetite).

Relatívne odlišný druh metabazitov od spomenutých sa vyskytuje v najužnejšom (medzevskom) príkrove. Štruktúra týchto hornín je reliktno-ofitická, reliktno-gabrovo-ofitická a tvorí ju plagioklas > chlorit > kalcit a akcesorický titanit, magnetit, ilmenit, kremeň, rutil, epidot a sericit. Pri tektonickom postihnutí je kataklastická štruktúra. Plagioklas vytvára 1—3 mm dlhé tabuľkovité, miestami rozpukané až granulované zrná. Podľa štruktúrneho vývoja a veľkosti fenokrystov plagioklasu by bolo možno predpokladať, že ide o subvulkanické, resp. menšie intruzívne teleso bázičných hornín, ale geologická situácia (Grecula, 1982) podporuje ich výlevnú formu. V druhom prípade ide o mocný výlev bazaltov, ktorých podmienky tuhnutia lávy v spodnej časti prúdu zodpovedali podmienkam tuhnutia subvulkanického telesa.

Pyroklastiká bazaltov sú sýtozelenej až

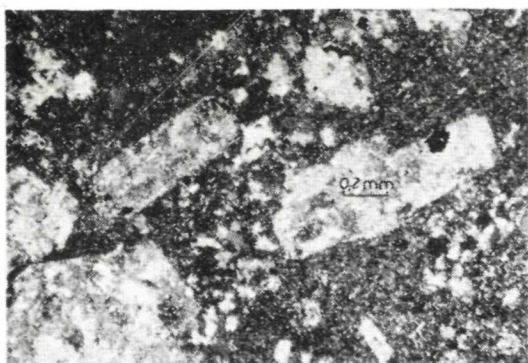


Foto 3. Porfyrická štruktúra nízkokremeniťého andezitu humelského príkrovu. Idiomorfne výrastlice plagioklasu sa vyskytujú vo felzitickej základnej hmote (vz. 56/156,4; XN)

Photo 3. Porphyritic texture of low silica andesite of the Hummel nappe. Euhedral phenocrysts of plagioclases are surrounded by a felsitic groundmass. (Sample No 56/156,4. X N

tmavozelenej farby a majú často výraznú s_2 bridličnatosť. Najčastejšie sú zastúpené kalciticko-albiticko-chloritické bridlice, príp. epidoticko-albiticko-chloritické bridlice. V tufitických horninách možno niekedy pozorovať striedanie sa pásikov (vrstvičiek) rozličných odtieňov. V bazaltových tufoch na rozdiel od metabazaltov nie sú zachované znaky pôvodných štruktúr a odlišujú sa od nich aj minerálnym zastúpením. Hlavné horninotvorné minerály zelených bridlíc sú: albit (20–35 %), chlorit (35–40 %), vedľajší až akcesorický je kalcit (2–10 %), epidot (1–10 %), aktinolit (0–8 %), titanit a sericit. Štruktúra hornín je granolepidoblastická, lokálne kataklastická. Aktinolit je často všesmerne orientovaný, ale v niektorých typoch hornín je tvarovo usmernený v plochách metamorfnej bridličnatosti.

Andezity a ich pyroklastiká

Intermediárne členy bázických hornín

sa zriedka vyskytujú v obidvoch pestrých vulkanických komplexoch. Ojedinelý výskyt andezitov a ich pyroklastík sme zaznamenali v medzevskom a jedloveckom príkrove. Makroskopicky majú tieto horniny svetlozelenú až sivozelenú farbu a lokálne sú zbridličnatené. Ich štruktúra je porfyrická, miestami kataklastická a tvorí ju plagioklas > chlorit > sericit > > karbonát a zriedka aj kremeň. Zrnká plagioklasu sú tlakom rozpukané a často ich zatláča kalcit, príp. epidot. Podiel epidotov s rastom podielu kalcitu v hornine klesá. Základná hmota je granoblastická, lepidogranoblastická a tvorí ju chlorit, sericit, kremeň a albit. Z akcesorických minerálov je prítomný zirkón, rutil, limonit a titanit.

Leukokratná asociácia bázických hornín

Táto asociácia hornín sa vyskytuje vo všetkých príkrovoch a vytvára x až xx m polohy, a to iba v asociácii s bázickými horninami. Makroskopicky sú to jemnozrnné až afanitické horniny bielej až sivobielej farby s rozličným odtieňom. Majú masívnu, často usmernenú textúru. Podľa podobného makroskopického vzhľadu sa v teréne označujú spoločným názvom keratofýry, resp. kremenité keratofýry. Ich minerálne a chemické zloženie je variabilné. Hlavný rozdiel medzi nimi je v obsahu albitu a K-živca.

1. *Kremenité keratofýry s vyšším obsahom Na_2O (Na-keratofýry)* — sú relatívne rozšírenejšie v medzevskom a humelskom príkrove. Sú to veľmi jemnozrnné horniny a tvorí ich kremeň a albit, akcesórie sericitu, rudných minerálov (hematit, limonit), ojedinele aj zirkónu. Zriedka sú v nich výrastlice, resp. úlomky albitu a kremeňa. Tie sú často granulované a metamorfne usmernené, ale ojedinele sa zachovali vyrastlice albitu a kremene s idiomorfným obmedzením (foto 4). Pre

albit sú často charakteristické albitické zrasty. Štruktúra základnej hmoty je metamorfná (mikrogranoblastická, granolepidoblastická). V relatívne viac premenených horninách možno pozorovať symplektitické prerastanie albitu kremeňom a sericitizáciu albitu. Niektoré drobné výrastlice a jemné zrnká albitu majú prerušované albitické laminovanie. Podobný charakter albitu opísal D. Hovorka (1977) z keratofýrov triasu pri Jaklovciach a pokladá ho za výsledok Na-metasomatózy pôvodných K, resp. K-Na-živcov. V našom prípade tento charakter je výraznejší v relatívne viac metamorfovaných horninách, v ktorých je zároveň vyšší obsah K_2O (1,75 %) ako v slabo metamorfovaných typoch (K_2O — 0,5 %).

2. *Draselno-kremenité keratofýry (K-keratofýry)*. Sú rozšírené v mnišanskom, zriedkavo humelskom a jedľoveckom príkrove. Tento termín používame v súlade s klasifikáciou vulkanických hornín (IUGS, Streckeisen, 1973), kde sa medzi keratofýry, resp. kremenité keratofýry zaraďujú jemnozrnné svetlé horniny, ktoré prevažne tvorí K-živce.

Štruktúra hornín je felzitická až mikro-lepidoblastická a tvoria ju práškovité zrnká kremeňa a živcov so šupinkami sericitu. Ojedinele sa vyskytujú drobné pertitické výrastlice K-živca — ortoklasu, ktoré sú spravidla sericitizované. Vo väčšine prípadov celkový štruktúrny vývoj horniny pripomína pôvodný vulkanický popol až prach, ktorý bol slabo rekryštalizovaný a vznikli v ňom jemné šupinky sericitu.

3. Miestami sa vyskytujú svetlé horniny s podobným textúrnym vývojom ako keratofýry. Pravdepodobne predstavujú silicifikované tufy, resp. vulkano-silicity (výlevy Si-hydroteriem na dno bazénu). Pri silicifikácii úplná rekryštalizácia horniny nenastáva a často ju sprevádza zakalenie rudným pigmentom, čo môže svedčiť o nízkoplotnej povahe hydroteriem. Vul-

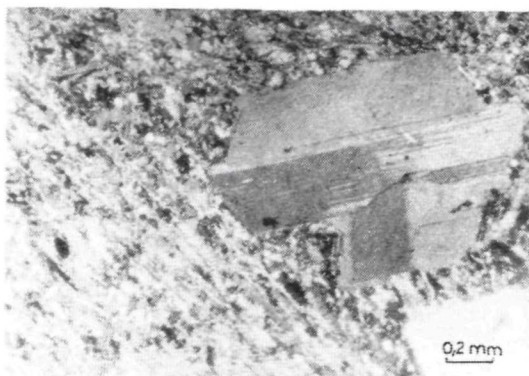


Foto 4. Idioblast albitu a kremeňa (na okraji) v usmernenej lepidoblastickej hmote. XN; Na-kremenitý keratofýr humelského príkrovu (vz. 51/182 c)

Photo 4. Albite and quartz idoblasts (at the margin) situated in a lepidoblastic groundmass. Quartz keratophyre of the Humel nappe. X N. (Sample No 51/182 c)

kanosilicity sú typickým členom rudonosného horizontu s polymetalickým zrudnením.

Poznámky k terminológii a geotektonickému pozadiu vulkanitov

Chceme sa dotknúť otázky keratofýrov, ktoré sa predtým nevyčleňovali, resp. sa označovali ako rýchlo stuhnuté afanitické bielosivé kremité porfýry, resp. bielosivé jemnozrnné pyroklastiká s ostrohranným rozpadom (Grecula, 1964). Neskôr boli opísané ako keratofýry, albitofýry, albitity (Bajaník, 1976; Hovorka, 1976; Dianiška, 1977) a názvom keratofýr, kremenitý keratofýr sme ich označovali aj my (Grecula, 1982), majúce na zreteli, že názov pomenúva Na aj K-typy leukokratických jemnozrnných až afanitických bielosivých vulkanitov s ostrohranným rozpadom a s hrdzavožltou patinou na povrchu.

V našom prípade nepoužívame termín keratofýr v prísne genetickom význame, ale ponechávame ho na označenie svetlých afanitických hornín v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria (Bajaník, 1977; Dianiška, 1977; Bajaník et al., 1981; Grecula, 1982). Za predpokladu riftogénneho vývoja v rakoveckom bazéne zahŕňame svetlé výlevné diferenciáty a ich pyroklastiká do bimodálnej bazaltovo-ryolitovej asociácie. Ale prítomnosť keratofýrov, ako ich chápe R. G. Coleman (1977), v ob-

lasti Spišsko-gemerského rudohoria nevylučujeme. Podľa geologickej situácie sú keratofýry aj v rakoveckom príkrove, ktorý zodpovedá stredooceánskému riftu (Grecula, 1982), ale týmto územím sa tu nezaobráme.

Je vhodné pripomenúť, že termín keratofýr sa v staršej literatúre (Kuznecov, 1964; Hovorka, 1977, atď.) všeobecne používal na označenie svetlých jemnozrnných hornín z plagioklasu a kremeňa, a to bez ohľadu na ich genetické či geotektonické postavenie. Podľa G. C. Amstutza (1974) môže byť keratofýr aj metasomatického pôvodu. V klasifikácii vulkanických hornín (IUGS, 1973) sa medzi keratofýry dosť výnimočne zaraďujú aj horniny, ktoré okrem kremeňa tvoria aj K-živcov, takže názov keratofýr v takom prípade pomenúva svetlé jemnozrnné horniny, pri ktorých definícii sa neberie do úvahy ani zastúpenie K, resp. Na-živcov.

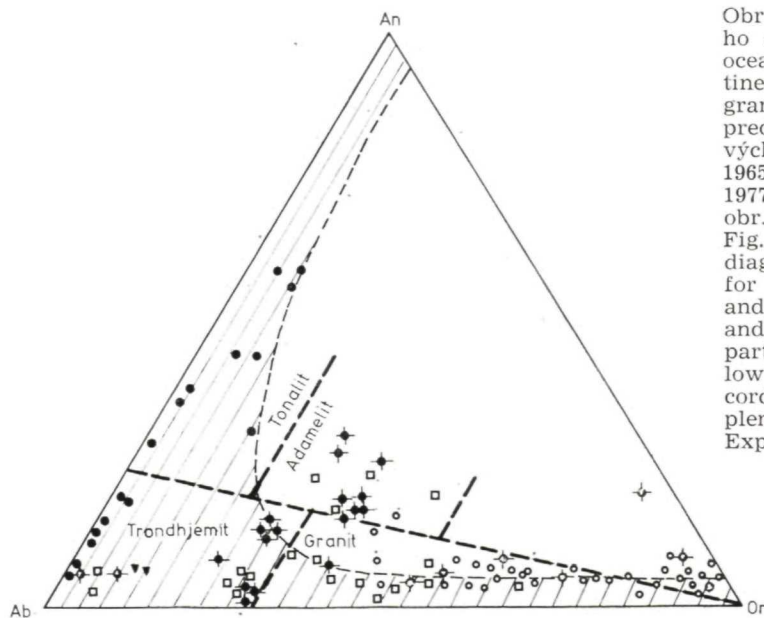
Za keratofýry ako možný výlevný ekvivalent oceánskeho plagiogranitu pokladá väčšina autorov (Coleman — Peterman, 1975; Coleman, 1977; Coleman — Donato, 1979) jemnozrnné horniny z kremeňa a plagioklasu so zriedkavými (do 10 %) tmavými minerálmi (amfibol, pyroxén a akcesórie magnetitu a limonitu). Iba ojedinele obsahuje fenokrysty kremeňa a živcov. Tieto horniny (l. c.) bývajú často metamorfované, ale ich reliktná štruktúra svedčí o ich magmatickom, nie metasomatickom pôvode. Plagiogranit, resp. jeho výlevná forma keratofýr, podľa uvedených autorov reprezentuje diferenciačný

produkt bázeickej magmy, ktorý minerálne a chemicky zodpovedá albitickému granitu, resp. trondhjemitu, tonalitu až dioritu (alebo ich vulkanickým ekvivalentom). Množstvo leukokratných hornín v rámci celého magmatického (ofiolitového) komplexu nepresahuje 2 % objemu ostatných bázeických a intermediárnych hornín. V niektorých ofiolitoch kyslé lávy a dajky keratofýrového zloženia vo vrchnej časti ofiolitovej suity môžu prevládať nad bázeickými horninami (Bailey — Blake, 1974; Ewart, 1978). Také množstvo hornín nemožno pokladať za jednoduchý diferenciačný produkt a takéto keratofýry ťažko možno vzťahovať na ofiolitový model stredooceánskeho chrbta (Coleman — Donato, 1979). V takom prípade treba hľadať dôkazy o inom geotektonickom pozadí.

Bimodálna asociácia bazalt — rýolit (o ktorých bude zmienka pri pôvode porýrických vulkanitov) je typická pre transkrustálne zlomy a ich minerálne a chemické zloženie je variabilné (Ewart, 1979).

Leukokratným diferenciačným kontinentálnoriftovým alkalickým bazaltom je granofýr (ako ekvivalent plagiogranitu v asociácii s oceánskeho bazaltom; Coleman, 1977; Ewart, 1979), ktorý sa vyznačuje vysokým obsahom K_2O . Výlevným ekvivalentom granofýru by potom mal byť K-keratofýr.

Chemizmus keratofýrových hornín (l. c.) je príznačný relatívne vysokým obsahom SiO_2 . Obsah normatívneho ortoklasu v oceánskeho plagiogranitoch, resp. keratofýroch, je zvy-



Obr. 3. Diagram normatívneho obsahu Ab, An a Or pre oceánske plagiogranity, kontinentálne trondhjemity a granofýry. Srafovaná časť predstavuje pole nízkotlakových živcov (podľa Connora, 1965, doplnené Colemanom, 1977). Vysvetlivky ako pri obr. 7

Fig. 3. Normative content diagram of Ab, An and Or for oceanic plagiogranites and continental trondhjemites and granophyres. Hatched part represents the field of low pressure feldspars. According to Connor (1965), supplemented by Coleman (1977). Explanations as Fig. 7

čajne menší ako 4 mol %, normatívny obsah An v plagioklase sa spravidla pohybuje od

An₂₁ do An₆₁. Pomer $\frac{K_2O \times 100}{Na_2O + K_2O}$ v horninách je spravidla menší ako 5 %. V diagrame normatívneho obsahu Or, An, Ab ležia projekčné body týchto hornín spravidla v poli nízkotlakového plagioklasu (obr. 3). Aj v AQP diagrame (obr. 4) ležia projekčné body hornín podľa R. G. Colemana (1977) na spojnici AQ.

Z opisu vidieť, že minerálne a chemické zloženie študovaných jemnozrnných leukokratných hornín je pestré. Označovať ich spoločným názvom keratofýr a pritom neuvádzať ich možnú genetickú interpretáciu by mohlo viesť k omylu. Preto otázku týkajúcu sa genézy týchto hornín nepovažujeme za dostatočne jasnú a predpokladáme, že naše ďalšie detailnejšie práce pomôžu pri riešení tohto problému.

V spodnom pestrom vulkanickom komplexe skúmaného územia majú bazalty mierne (ale nie vždy) alkalickú povahu. Tá sa zachováva aj vo vrchnom pestrom vulkanickom komplexe (okrem rakoveckého bazénu), čo značí, že aj ich sprievodným leukokratným členom by mali byť aj vulkanity so zvýšeným obsahom draslíka. Chemické analýzy a petrografický rozbor potvrdzujú, že väčšina svetlých hornín v asociácii s bazaltmi zodpovedá K-keratofýru (iba 2 vzorky z oblasti humelského príkrovu sú blízke Na-kerato-

fýru). Naproti tomu treba očakávať, že leukokratné horniny v rakoveckom príkrove vyskytujúce sa v hnileckom (vulkanickom) súvrství by mali mať prevažne povahu Na-keratofýru, čo by zodpovedalo subalkalickej povahe bazaltu.

Prítomnosť K-keratofýru v asociácii s bazaltom najmä v spodnom pestrom vulkanickom komplexe, ktorý zodpovedá iniciálnemu štádiu rapidného riftingu, dopĺňa naše úvahy o riftogénnom vývoji staropaleozoického bazénu, a to od kontinentálneho štádia riftu až po oceanické štádium s vývojom stredoocenického chrbta v centrálnej časti riftu. Zodpovedá tomu aj zmena petrochemickej povahy bazaltu a sprievodných leukokratných diferenciátov. Poznamenávame, že termín plagiogranit (s výlevným ekvivalentom keratofýr) a granofýr, tak ako ich vyčlenil R. G. Coleman (1975) a i., má okrem petrochemickej povahy aj silné geotektonické zdôvodnenie a stále miesto v istých asociáciách hornín (napr. plagiogranity a keratofýry v ofiolitových, resp. oceanických komplexoch magmatitov, granofýry v alkalických súboroch bazaltov viažuce sa napr. na výlevy bazaltov do bazénov s kontinentálnym, resp. prechodným typom kôry) a takto chápeme uvedené termíny aj my. Je logické uvažovať, že keď sa používa termín granofýr, treba predpokladať aj jemu zodpovedajúci výlevný ekvivalent so zvýšeným obsahom K₂O.

Obr. 4. Modálna analýza plagiogranitov Cyprusu a Ománu (podľa Colemana — Petermana, 1975). Klasifikácia hornín podľa A. L. Streckeisen (1973). Porovnávanie jemnozrnných leukokratných hornín vo vzťahu k porfýroidom v oblasti SGR. Vysvetlivky ako pri obr. 7

Fig. 4. Modal analyses of Cyprus and Oman plagiogranites according to Coleman and Peterman (1975). Rock classification after Streckeisen (1973). Comparison of fine-grained leucocratic rocks and porphyroids in the Spiš-Gemer Ore Mts. Explanation as in Fig. 7

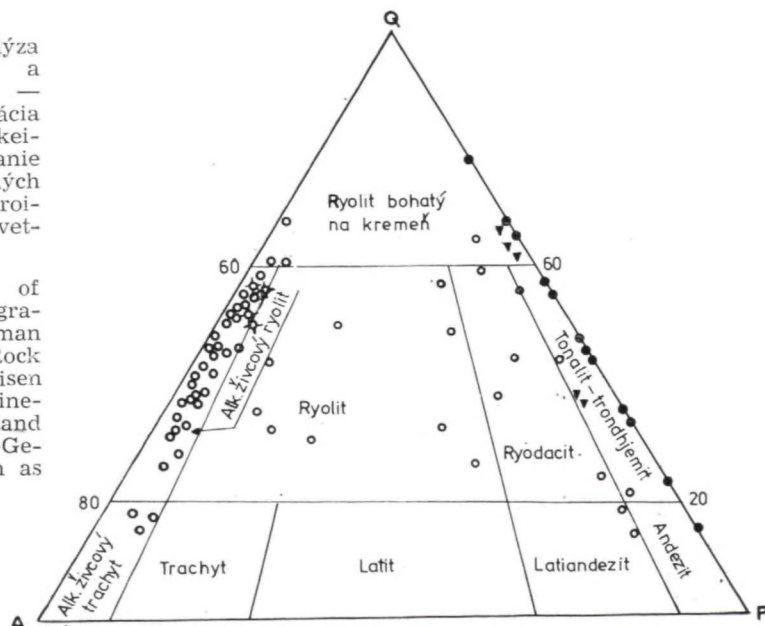




Foto 5. Idiomorfný K-živce je slabo pertitický a je rezorbovaný sericitom a kremeňom. Štruktúra základnej hmoty symplektitická až mikrogranoblastická; XN. Vysoko K-ryolit mníšanskeho príkrovu (vz. 51/208,1)

Photo 5. Slightly perthitic and by quartz and sericite resorbed nearly euhedral K-feldspar. Symplectic to mikrogranoblastic groundmass texture. Highly K-rhyolite of the Mníšek nappe. X. N. (Sample No 51/208,1)

Kyslé a intermediárne vulkanické horniny

Porfyroidy v chápaní B. Hejtmána (1962), t. j. ako metamorfované kyslé až intermediárne efúzívne horniny a ich tuфы s reliktnou porfyrickou (blastoporfyrickou) stavbou, sú najrozšírenejšími horninami v tejto oblasti. Podľa stratigrafickej pozície budujú vrchné, vulkanické súvrstvie (Grecula, 1982). Väčšina z nich má pyroklastickú povahu s pyroklastmi K-živca, kremeňa a plagioklasu. Podľa genetickej klasifikácie (IUGS; Streckeisen, 1973) patria do lapilových, redšie aj do popolových tufov. Celkove možno porfyrické horniny podľa veľkostnej klasifikácie kryštalickej fázy (Löffler, 1983) väčšinou zaradiť do drobnokryštalických (veľkosť úlomkov do 5 mm), strednokryštalických (5–8 mm) a zriedka hrubokryštalických hornín (viac ako 8 mm). Makroskopicky majú podobný vzhľad, sú svetlej až svetlosivej farby s rozličnými odtieňmi. Silná metamorfóza, zbridičnenie a konečné

zaoblenie a dezintegrácia úlomkov často sťažujú rozlišovanie pôvodnej výlevnej formy od extrúzívnej, ale väčšina zistených hornín má extrúzívny (pyroklastický) charakter

Podľa minerálneho a chemického zloženia možno rozlíšiť niekoľko druhov porfyrických hornín. Zastúpenie pyroklastov — kryštálov sa v nich mení nielen regionálne, ale aj v rámci jedného príkrovu.

Vysokodraselné ryolity (K-kremenité trachyty)

Tieto horniny sú najhojnejšie v mníšanskom, zriedka aj v humelskom príkrove. Majú svetlosivú až tmavosivú farbu s drobnokryštalickým vývojom. Podľa geologickej situácie, textúrnych a štruktúrnych znakov väčšinou tvoria výlevné formy, resp. prírodné komíny.

Štruktúra hornín je porfyrická s výrastlicami ortoklasov, veľmi zriedka aj kremeňa (foto 5). Základná hmota je felzitická, so stupňom metamorfózy sa mení do symplektitickej a v humelskom príkrove do mikrogranolepidoblastickej až granolepidoblastickej štruktúry. Hlavným kryštalickým minerálom horniny je ortoklas. Tvorí hypidiomorfné až idiomorfné, ale prevažne nepravidelné kryštály (veľkosť 0,5–2 mm), po ktorých okrajoch možno často pozorovať účinky magmatickej korózie. Charakteristickým znakom ortoklasov je ich pertitický vývoj, ktorý možno podľa stupňa vývoja rozdeliť do troch kategórií: slabovyvinutý pertit (škvrnitý pertit), stredne vyvinutý pertit (s prechodom do šachovnicového albitu), dobre vyvinutý pertit (pravidelne šachovnicový albit; foto 6). Tieto druhy pertitu sa často vyskytujú v rámci jedného výbrusu a zároveň sa ich vývoj s rastom stupňa metamorfózy, príp. kryštalizáciou základnej hmoty, nemení. Preto možno vznik pertitu pokladať za jav spätý s kryštalizáciou

ortoklasu. Ďalším javom je sericitizácia K-živcov. Je intenzívna v kryštáloch, ktoré nie sú alebo sú len slabopertitické.

So zvyšujúcou sa metamorfózou vznikali symplektitické zrástky ortoklasu s kremeňom a zriedka bol ortoklas zatlačený biotitom. Z ostatných živcov sa akcesoricky vyskytuje mriežkovaný mikroklin a novotvary albitu.

Ďalším výrastlicovým minerálom v hornine je kremeň, ktorý tvorí nepravidelné zrnká, často pod vplyvom tlaku rozpukané a v relatívne viac metamorfovaných horninách rekryštalizované. Akcesoricky sa vyskytujú Fe-oxidy, stĺpcokovité až idiomorfne zrnká zirkónu a šupinky biotitu.

K-ryolity a ich pyroklastiká

Medzi tieto horniny zaraďujeme ryolity a ich pyroklastiká, v ktorých je obsah K_2O vyšší ako 5 %. Spolu s nimi opisujeme ryolitové pyroklastiká s vyšším obsahom K_2O ako Na_2O , pretože okrem slabého poklesu K-živca a rastu albitu vo vývoji hornín nie sú výrazné rozdiely.

Tieto horniny sú prechodným členom medzi K-kremenitými trachytmi a ryolitmi s vyšším obsahom plagioklasových výrastlíc, ako K-živca. Najhojnejšie sú zastúpené v mnišanskom, humelskom a veľmi zriedka v prakovskom príkrove. Väčšinu z nich tvoria pôvodné extrúziívne formy (pyroklastiká). Od K-kremenitých trachytov sa odlišujú relatívne menším podielom kryštalickej fázy ortoklasu, ktorá sa postupne s rastom obsahu SiO_2 vyrovnáva s podielom kryštalickej fázy kremeňa v hornine (obr. 5). Výrastlice plagioklasu sú zriedkavé. Ďalšími zriedkavými až akcesorickými minetrálmi horniny sú: sericit (muskovit), chlorit, biotit, rudné minerály, zirkón, epidot a turmalín. Pretože tieto horniny sú kvantitatívne najviac zastúpené v uvedených dvoch príkrovoch a majú regionálne rozšírenie, ich stupeň

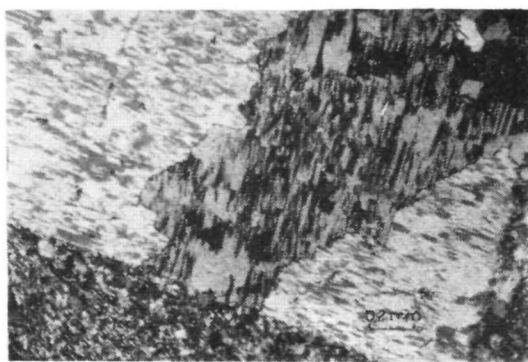


Foto 6. Dobré až stredne vyvinutý pertit — šachovnicový albit v nepravidelne zrastených zrnách K-živca. XN; ryolitové pyroklastikum, lokalita humelský príkrov (vz. 58/157,2)

Photo 6. Well to medium developed perthite and chess-like albite in irregularly grown K-feldspar grains. Rhyolite volcanoclastics of the Humel nappe. X N. (Sample No 58/157,2)

metamorfózy a rekryštalizácie základnej hmoty (od symplektitickej cez mikrogranolepido, príp. mikrolepidogranoklastickú až lepidogranoblastickú štruktúru) sa z miesta na miesto mení. Podľa stupňa metamorfózy a rekryštalizácie kremeňa možno rozlíšiť nasledujúce minerálne asociácie:

Kremeň I + K-živce + sericit + plagioklas (albit) ± chlorit ± biotit I

Kremeň I, II + K-živce + muskovit + albit ± biotit I

Kremeň II, III + K-živce + muskovit ± biotit ± epidot ± biotit II

Kremeň I je primárny, tvorí výrastlice, kremeň II vzniká rekryštalizáciou predtým rozdrvených výrastlíc a kremeň III často tvorí žilníkovú formu. Ojedinelé šupinky biotitu I (x — svetlohnedý, y — tmavohnedý) vznikajú zatlačením ortoklasu. Biotit I je prítomný vo veľmi slabopertitických alebo metamorfovaných horninách. Jeho pôvod možno dať do súvislosti s kryštalizáciou magmy, resp. pneumatolytickou fázou vulkanizmu týchto ryolitov. Biotit II vzniká progresívnou premenou chloritu a

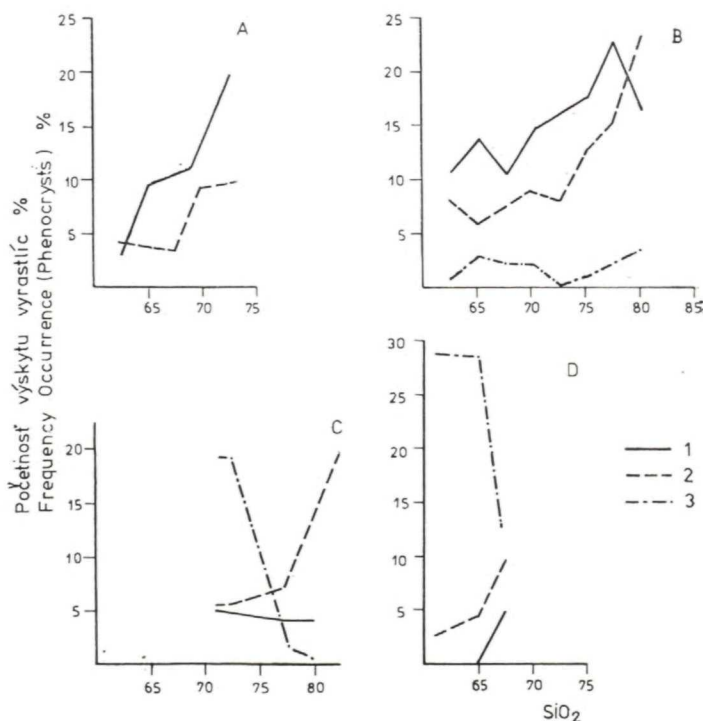
má hnedozelený až hnedý pleochroizmus. Do biotitu II možno zaradiť aj hnedé až svetlohnedé kryštály zatlačajúce ortoklas relatívne viac metamorfovaných hornín (foto 7). Na rozdiel od biotitu I tvorí veľké kryštály. Prítomnosť kremeňa v hornine podporuje vznik a rast kryštálov muskovitu, chloritu a biotitu pri kryštalizácii hornín.

Porfyroidy dacitovo-ryodacitového zloženia

Tento typ porfyroidov sa vyskytuje v prakovskom, mnišanskom, humelskom a zriedka aj v jedľoveckom príkrove. Je charakteristický prevahou plagioklasových výrastlíc nad kremeňom a K-živcom (obr. 5). Vysoký obsah chloritu sa prejavuje svetlozelenou farbou horniny. Pre silnú premenu a zbridlčnenie sa ich pôvodný výlevný, príp. extruzívny charakter často

nedá presne identifikovať, ale zistené horniny majú prevažne povahu pyroklastických hornín.

Porfyrické výrastlice albitu, majú tabuľkovité nepravidelné tvary. Častá je ich sericitizácia, zriedka aj karbonatizácia, príp. epidotizácia. Vznik kalcitu a epidotu na úkor anortitovej zložky plagioklasu svedčí o pôvodnom bázičejšom charaktere plagioklasu. Rozšírené je aj symplektické prerastanie plagioklasu kremeňom. V relatívne kyslejších typoch tvorí kremeň zriedka výrastlicovú fázu, neskôr účinkom tlaku rozpukanú a rekryštalizovanú. V bázičejších typoch hornín, napr. v mnišanskom príkrove, sa zistili ojedinele relikty tmavohnedého obyčajného amfibolu (γ) c = 30–32°. Zriedkavé zhluky chlorit + rudné minerály + epidot s tabuľkovitým obrysom v horninách môžu predstavovať pôvodné amfiboly pseudo-



Obr. 5. Distribúcia a početnosť obsahu výrastlíc v závislosti od obsahu SiO₂ (v %). 1 — ortoklas, 2 — kremeň, 3 — plagioklas, A — vysoko K-kremenitý trachyt, B — K-ryolit, C — ryolit, D — dacit a ryodacit

Fig. 5. Distribution and frequency of phenocrysts content in relation to SiO₂ volume (in %): 1 — orthoclase, 2 — quartz, 3 — plagioclase, A — high K-quartz trachytes, B — K-rhyolites, C — rhyolites, D — dacites and rhyodacites

morfované týmito minerálmi. Celkove sa v týchto horninách zistili nasledujúce minerálne asociácie:

- plagioklas + kremeň + chlorit + sericit (muskovit) + rudné minerály + zirkón
- plagioklas + kremeň + chlorit + sericit (muskovit) + amfibol + karbonát + rudné minerály
- plagioklas + kremeň + biotit ± ortoklas + chlorit + sericit (muskovit) + ortit + karbonát ± apatit + titanit + rudné minerály.

Posledná asociácia minerálov je charakteristická pre porfyrické horniny prakovského príkrovu.

Štruktúra základnej hmoty závisí od stupňa metamorfózy a mení sa od symplektitickej po mikrolepidoblastickú až granolepidoblastickú. Hlavný podiel na zložení základnej hmoty má chlorit, sericit (muskovit) a kremeň. Zriedkavo až akcesoricky sa vyskytuje kalcit, ortoklas, rudné minerály, zirkón, niekedy aj titanit, ortit, epidot, apatit a biotit.

Porfyroidy ryolitového zloženia

Tento typ hornín je najrozšírenejší v medzevskom a jedľoveckom príkrove. Od ostatných porfyroidov (vysoko K-ryolitového zloženia) sa makroskopicky odlišujú relatívne tmavosivou, svetlozelenou až svetlosivou farbou hruboúlomkovitým charakterom a prevahou kremenitých pyroklastov, príp. kryštálov (obr. 5). Podľa veľkostnej klasifikácie patrí väčšina hornín medzi hrubokryštalické (viac ako 8 mm) až strednokryštalické (5–8 mm). Celková asociácia minerálov je takáto: kremeň ± plagioklas ± ortoklas + sericit (muskovit) + chlorit + hematit ± rutil ± magnetit ± turmalín ± zirkón.

Metamorfný vývoj týchto hornín sa od severnejšieho (hlavne mnišanského a prakovského) príkrovu výrazne odlišuje.

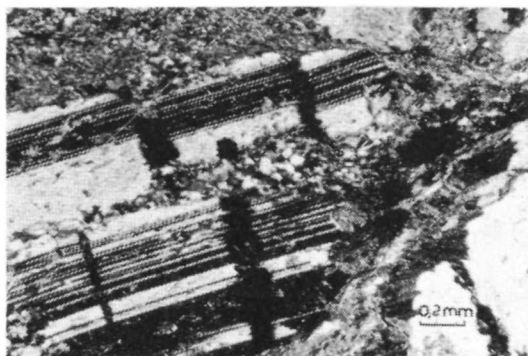


Foto 7. Kontaktnú zónu medzi výrastlicami albitu a K-živca tvoria novotvary biotitu a zatláčajú obidva minerály. Štruktúra základnej hmoty je mikrogranoblastická. XN; porfyroid ryodacitového zloženia, lokalita prakovský príkrov (vz. 58/89,1)
Photo 7. Newly formed biotite growing between albite and K-feldspar phenocrysts replaces both mentioned minerals. Mikrogranoblastic groundmass texture. Porphyroide of the rhyodacite composition of the Prakovce nappe. X N. (Sample No 58/89,1)

Hlavný rozdiel je v stupni rekryštalizácie kremeňa, niekedy aj ostatných minerálov. Intenzita rekryštalizácie hornín odráža preteplenie hornín počas procesu metamorfózy.

Pôvod a postavenie porfyrických kyslých a intermediárnych vulkanitov

Na genetickú a geotektonickú interpretáciu kyslých vulkanitov z oblasti SGR z hľadiska niektorých petrografických údajov považujeme za vhodné porovnať ich so známymi horninami iných oblastí opísanými vo svetovej literatúre. Napr. E. Ewart (1979) na základe petrografického štúdia a chemizmu zaraďuje dacitické, ryolitické a príbuzné vulkanické horniny do niekoľkých skupín s rozdielnymi geotektonickými postaveniami:

- Za najrozšírenejšie autor pokladá kyslé eruptívne horniny orogénnych zón (ostrovne

oblúky a kontinentálne okraje). Pre ne je charakteristické veľké percentuálne zastúpenie výrastlíc (0–50 %), ktoré je podmienené nízkou teplotnou rovnováhou (640–780 °C) vo vysoko draselných ryolitoch a strednou teplotnou rovnováhou (725–900 °C) vo vápenato-alkalických horninách. Pre nízke draselné dacity a ryolity je často charakteristická prítomnosť výrastlíc plagioklasu (bytownit – labradorit), hyperstén ± augit ± Fe – Ti oxidy. Vo vápenato-alkalických dacitoch a ryolitoch sú časté výrastlice plagioklasu (oligoklas – andezín), kremeňa, amfibolu ± biotitu ± augitu. Vysoko draselné ryolity sú charakteristické prítomnosťou výrastlíc sanidínu, biotitu, ± titanitu a zriedkavo plagioklasu oligoklasového zloženia.

— Ďalšou skupinou hornín sú podľa A. Ewarta (1979) ryolity bimodálnej asociácie. Príznačný pre ne je extrémne nízky obsah výrastlíc, podmienený vysokoteplotnou rovnováhou (800–850 °C). Typické sú pre ne výrastlice oligoklasu, ojedinele sanidínu, ortopyroxénu, klinopyroxénu a olivínu. Chemizmus hornín svedčí o tom, že sú produktom frakčnej kryštalizácie, a preto sú v nich pozorovateľné prechody zmien hlavných prvkov od bazaltov po ryolity.

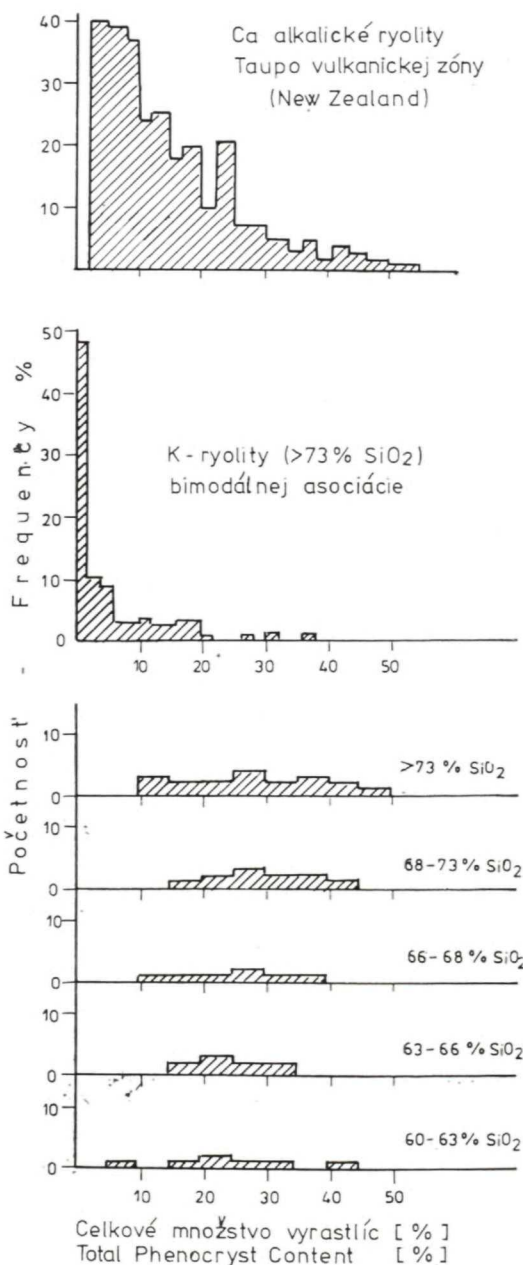
— Trefou skupinou sú dacity a ryolity oceánskych ostrovov. Nevytvárajú veľké masy a percentuálne zastúpenie výrastlíc je v nich nízke. Z výrastlíc sa v nich vyskytuje plagioklas (často andezín), bronzit, amfibol a biotit. Osobitnou a veľmi zriedkavou rozšírenou podskupinou sú trachyty, v ktorých sú zriedkavo zastúpené výrastlice plagioklasu, sanidínu, amfibolu, augitu. Pre horniny je charakteristická vysoká teplotná rovnováha výrastlíc (925–1010 °C).

Prevažne terciérne a recentné kyslé lávy a ich pyroklastiká sú na ostrovných oblúkoch a orogénnych kontinentálnych okrajových zónach. V obidvoch prípadoch hrá kľúčovú úlohu subdukcia (Ewart, 1979). Na rozdiel od ryolitov bimodálnej asociácie a oceánskych vulkanitov majú tieto horniny vysoký obsah výrastlíc.

Obr. 6. Histogram celkového obsahu výrastlíc v porfyrikových vulkanitoch oblasti SGR. (Dva vrchné histogramy reprezentujú ryolity bimodálnej asociácie a ca-alk. ryolity Taupo vulkanickej zóny New Zealand — podľa Ewarta, 1979)

Fig. 6. Histogram of the total phenocrysts content in porphyritic volcanites. The two top histograms illustrate a distribution in rhyolites of bimodal associations and the predominantly calc-alkali rhyolites of the Taupo volcanic zone New Zealand (after Ewart 1979)

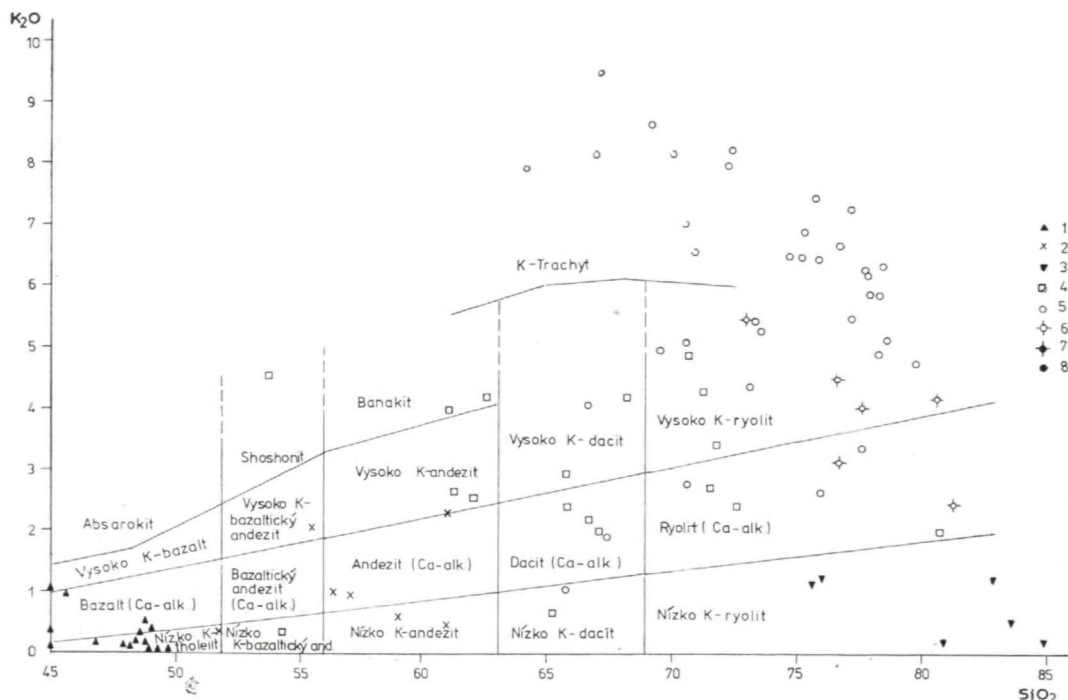
Pri porovnaní uvedených hornín a kyslými vulkanitmi v oblasti SGR sa potvrdzuje širokým percentuálnym zastúpením výrastlíc (5–50 %) ortoklasu, plagioklasu



(albit — oligoklas) a kremeňa ich nízko-teplotná rovnováha. Od kyslých vulkanitov oceánskych ostrovov a trachytov sa odlišujú masovým rozšírením, nízkou teplotnou rovnováhou, ako aj druhom porfyrických výrastlíc. Na rozdiel od ryolitov bimodálnej asociácie netvoria kyslé vulkanity hnileckého súvrstvia plynulý prechod od bazických hornín. Taktiež druh a percentuálne zastúpenie výrastlíc (nízka teplotná rovnováha výrastlíc) vyvoláva silné pochybnosti o ich bimodálnej asociácii.

Podľa A. Ewarta (1979) s rastom obsahu SiO_2 zvyčajne klesá množstvo výrast-

líc v hornine (obr. 6) a vo väčšine typov hornín možno registrovať kladnú korelačnú závislosť medzi obsahom SiO_2 a K_2O . Tento jav má v porfyrických horninách sledovanej oblasti opačnú tendenciu. S rastom obsahu SiO_2 obsah K_2O klesá. Môže to dokazovať, že materská magma bola bohatá na draslík a relatívne vysoký obsah plagioklasu v niektorých ryolitoch, resp. ryodacitoch, by mohol byť výsledkom asimilácie magmy s okolitými horninami. Množstvo výrastlíc s rastom obsahu SiO_2 neklesá, ale naopak sa mierne zvyšuje.



Obr. 7. Diagram $\text{K}_2\text{O} : \text{SiO}_2$ vulkanitov staršieho paleozoika gemerika (polia vulkanitov podľa Ewarta, 1979). 1 — bazalt, 2 — andezit, 3 — Na-keratofýr, 4 — dacit-ryodacit, 5 — vysoko K-ryolit — vysokodraselný kremenitý trachyt, 6 — K-keratofýr, 7 — kontinentálne granofýry, 8 — oceánické plagiogranity (body 7 a 8 sú podľa Colemana, 1977)

Fig. 3. A plot of K_2O versus SiO_2 (Wt %) of Lower Palozoic Gemic volcanic (field of volcanites after Ewart, 1979). 1 — basalt, 2 — andesite, 3 — Na-keratophyre, 4 — dacite-rhyodacite, 5 — high K-rhyolite and high K-quartz trachyte, 6 — K-keratophyre, 7 — continental granophyres, 8 — oceanic plagiogranites (Points 7—8 sensu H. G. Coleman (1977))

Pôvod vysoko K-alkalických hornín nie je jednoznačný. Vo väčšine prípadov ukazujú na úzku spojitosť s kontinentálnym riftom (Bailey, 1974). Podľa Th. C. Sahama (1974) väčšina vysoko K-alkalických hornín (wolgit, orendit, lamparit atď.) mohla vzniknúť frakčnou kryštalizáciou a chemickou diferenciáciou pláštovej magmy v magmatickom komíne, resp. kozube. K-alkalické horniny ako produkt frakčnej kryštalizácie (MacDonald, 1974) tvoria prevažne rad: trachybazalt — trachyandezit — tristanit — trachyt. Štúdium prevažne alkalických hornín potvrdzuje, že ich magma mohla vzniknúť parciálnym tavením hlbšej časti kôry (Bailey, 1974), pričom pri tavení bol rozhodujúci tlak nadložia a prítok prchavých a mobilných prvkov z plášťa. Prchavé a mobilné prvky redukujú rozsah tavenia hornín v hlbšej časti kôry a magme dávajú alkalickéjší charakter. V hlbšej časti kôry (l. c.) má magma pravdepodobne fonolitickejší charakter. Čím bližšie k vrchnej časti kôry tavenie prebieha, tým má magma kyslejší, trachytickejší charakter.

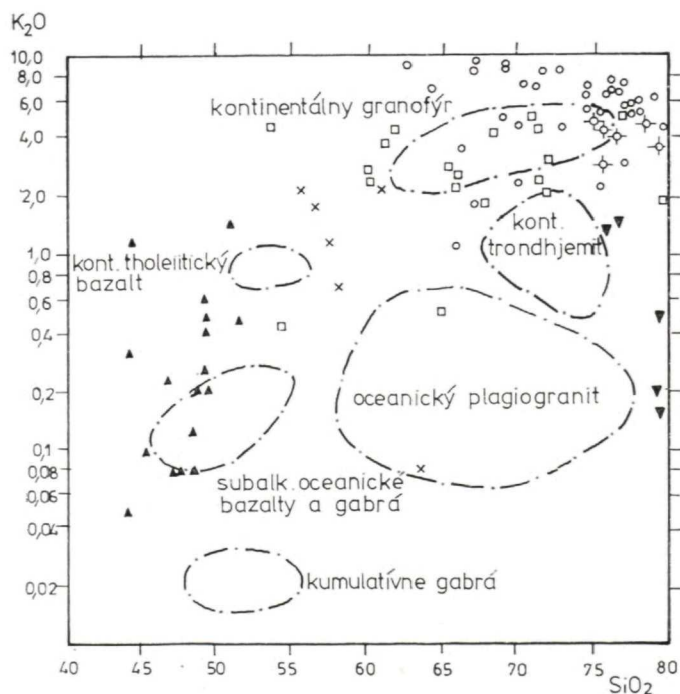
Predpokladá sa, že alkalické horniny vznikli ako výsledok asimilácie napr. vápenca a bazických hornín s granitovou magmou (Wyllie, 1974) alebo prínosom prchavých a mobilných prvkov z okolitých hornín do bazickej magmy (Kogarka, 1974), resp. diferenciáciou magmy vo forme odmiešania iónov v komplexe molekulovej štruktúry a ich di-

fúziou (Lath, 1974) a napokon aj metasomaticky (Borodin — Parlenko, 1974).

Treba uviesť, že prevažne K-alkalické horniny, ktorým sa pripisuje pôvod anatexiou vrchnej časti plášťa, resp. spodnej časti kôry, na rozdiel od našich hornín tvoria prevažne zástupcovia živcov, flogopit, diopsid, olivín atď. Zároveň pri ich výlevnej forme je charakteristický veľmi nízky obsah výrastlíc. Z toho vyplýva, že pôvod ryolitových a ryodacitových komplexov staršieho paleozoika je najpravdepodobnejšie kôrový.

Chemické zloženie vulkanitov

O chemizme vulkanitov staršieho paleozoika a ich možnej genetickej a geotektonickej interpretácii sa už písalo (Grecula, 1982). Tu poukazujeme na niektoré petrografické aspekty vo vzťahu k chemizmu hlavných prvkov. V $K_2O:SiO_2$ diagrame (obr. 7) vidieť, že značná časť bazických hornín má nízkodraselnú tho-



Obr. 8. Semilogaritmická stupnica obsahu K_2O vo vzťahu k SiO_2 na vyjadrenie rozdielov obsahu K_2O v oceanických plagiogranitoch a ich ekvivalentných horninách (Coleman, 1977). Vysvetlivky ako pri obr. 7

Fig. 8. Semilogarithmic scale of K_2O content in relations to SiO_2 . The scale expresses differences in K_2O content among oceanic plagiogranites and related rocks (Coleman, 1977). Explanation as in Fig. 7

leititickú povahu. Prevažná časť hornín s nízkym obsahom K_2O zodpovedá stredným a jemnozrnným bazaltom s reliktno-magmatickou štruktúrou. Podobná je situácia projekčných bodov bazických hornín v diagrame (obr. 8), kde sa rozprestierajú od poľa subalkalických oceanických bazaltov až po kontinentálne tholeitické bazalty. Body s relatívne vysokým obsahom K_2O zodpovedajú prevažne bazickým popolovým tufom tvoreným jemnošupinkovitým sericitom, bezfarebným až slabosvetlozeleným aktinolitom, chloritom a jemnými zrnkami epidotu. Vysoký obsah K_2O sa pravdepodobne viaže na sericit. Pretože tieto horniny vytvárajú okrajové partie strednozrnných až jemnozrnných bazaltov a sú relatívne viac metamorfované, ich vysoký obsah K_2O možno pokladať za mladší jav.

Horniny, ktoré chemizmom zodpovedajú andezitom, majú obsah FeO_t , MgO , TiO a vo väčšine vzoriek aj K_2O , blízky bazickým horninám. V troch vzorkách (dve z medzevského a jedna z jedľoveckého príkrovu) je vysoký obsah K_2O pravdepodobne podmienený prímiesou sedimentárnych hornín, pretože tieto vzorky majú zároveň aj vysoký obsah Al_2O_3 (až

18,55 %), kým v ostatných je obsah Al_2O_3 12,75–16,22 %.

Hlavný rozdiel v chemizme leukokratných hornín v asociácii s bazickými horninami sa prejavuje v obsahu K_2O a Na_2O . Z diagramu $SiO_2 - K_2O$; Ab-An-Or a AQP (obr. 3, 4, 8) vidieť, že horniny bohaté na Na_2O padajú blízko alebo uprostred poľa trondhemitu, resp. blízko plagiogranitu, ale horniny s vysokým obsahom K_2O zaberajú pole od kontinentálnych granofýrov až po alkalicko-živcové ryolity. V petrografickom opise sme uviedli, že vo väčšine prípadov je v týchto horninách zachovaná primárna magmatická štruktúra a minerálne zloženie, preto rozdiel v obsahu obidvoch prvkov (Na_2O a K_2O) pokladáme za primárny.

Osobitný chemizmus majú porfyrické kyslé horniny. Celkove je pre ne charakteristický nízky obsah MgO , CaO , TiO_2 a FeO . Najviac analyzovaných vzoriek tvoria K-kremenité trachyty, K-ryolity a dacity, zriedka aj obyčajné ryolity. Ako vidieť z obsahu prvkov dacitov (tab. 1), prevažná časť dacitov má vysoký obsah Na_2O a nízky obsah K_2O . Dôvod, prečo tieto horniny nezaraďujeme medzi stredné členy radu bazalt — andezit, sú okrem geolo-

Priemerné zloženie vulkanitov študovanej oblasti
The Average chemical composition of volcanites from studied area

Tab. 1

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	47,53	58,67	81,32	77,88	66,32	75,41	72,67	64,23	63,9	74,31
TiO_2	1,69	0,86	0,22	0,22	0,50	0,33	0,41	0,78	0,71	0,50
Al_2O_3	14,85	15,48	9,85	11,51	15,76	12,36	13,40	15,46	15,40	12,58
Fe_2O_3	12,33	9,43	1,54	1,70	3,33	1,77	3,02	4,85	7,16	3,29
MgO	8,04	4,32	0,25	0,5	0,55	0,42	0,89	2,13	2,63	1,08
MnO	0,18	0,11	0,02	0,04	0,03	0,01	0,08	0,05	0,06	0,07
CaO	6,58	1,74	0,53	0,42	0,78	0,57	0,82	1,13	1,01	0,56
Na_2O	3,45	3,53	4,80	1,79	0,70	1,23	2,20	2,25	3,78	2,87
K_2O	0,36	1,20	0,50	3,92	9,27	6,39	3,97	4,30	1,78	2,49
P_2O_5	0,26	0,13	0,50	1,02	0,10	0,90	0,14	0,18	0,17	0,09
n	14	6	4	7	6	19	10	4	11	5

1 — bazické horniny, 2 — andezity a ich pyroklastiká, 3 — Na-keratofýry, 4 — K-keratofýr, 5 — K-kremenitý trachyt, 6 — K-ryolit, 7 — K > Naryolit, 8 — K-dacit, 9 — dacit, 10 — ryolit, n — počet vzoriek

gickej pozície (výskyt vo vrchnom vulkanickom súvrství) aj v objemovom množstve výrastlicovej fázy, ktorá sa priemerne pohybuje v intervale 15–35 ‰, a v nízkom obsahu MgO. Na ilustráciu ich prechodné členy k horninám relatívne bohatým na draslík označujeme ako K-dacity. V nich je obsah výrastlíc ortoklasu vyšší ako obsah plagioklasu.

Metamorfóza vulkanitov

Cieľom našej práce nebolo sledovať metamorfózu, pretože skúmané vulkanické horniny nepochádzajú z miesta postihnutého vysokým stupňom metamorfózy. Z minerálnej asociácie jednotlivých typov hornín uvedenej v petrografickom opise vidieť, že všetky vulkanické horniny sú metamorfované vo fáci zelených bridlíc. Aj o bazaltoch so všesmerne orientovaným amfibolom — aktinolitom, ktoré sa predtým pokladali za primárne, sa zistilo, že v skutočnosti ide najprv o albitizované a neskôr aktinolitizované strednozrnné a jemnozrnné bazalty. Príznaky relatívne najslabšej metamorfózy sa prejavujú v niektorých horninách vulkanitov mníšanskeho príkrovja. V báziických horninách, ktoré nie sú aktinolitizované, vzniká albit — chlorit, veľmi jemné zrnká epidotu (pumpellyit?). V K-ryolitoch a

K-trachytoch, v ktorých sa zachovali pôvodne idiomorfne a hypidiomorfne výrastlice, má základná hmota felzitickú štruktúru. Tento stupeň metamorfózy môže zodpovedať začiatku fácie zelených bridlíc (obr. 9, 10). Vulkanity s relatívne vysokým stupňom metamorfózy — vrchná fácia zelených bridlíc s prechodom do fácie epidotických amfibolitov — sa vyskytujú v humelskom príkrove. Tento stupeň metamorfózy sa najlepšie odráža v porfyroidoch kyslého až intermediárneho zloženia. Ich štruktúra je granolepidoblastická, pôvodné minerály sa v nich nezachovali a vznikla asociácia minerálov: albit — muskovit — ortit, resp. albit — epidot — aktinolit — titanit. Typicky vyvinutú fáciu epidotických amfibolitov sme v týchto horninách nezaznamenali.

Záver

Na základe petrografického štúdia vulkanitov staršieho paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria možno konštatovať prítomnosť dvoch kontrastných vulkanických formácií. Prvú predstavuje spilitivo-bazaltovo-keratofýrová formácia rozšírená v spodnom a vrchnom vulkanickom komplexe (Bajaník, 1977; Grecula, 1982). Prítomnosť keratofýrov konštatujeme na základe našich, resp. už publikovaných

fácie minerály	zelených bridlíc — greenschist f.			f. epidot. amfibolitov
	I.	II.	III.	
pumpellyit?	—			
chlorit	—			
albit	—			
kremeň		—		
sericit		—		
epidot		—		
ortit		—		
aktinolit			—	
titanit			—	
kalcit			—	
biotit			—	
magnetit			—	

Obr. 9. Progresívna minerálna zmena báziických hornín
Fig. 9. Progressive mineral conversion of basic rocks

Obr. 10. Progresívna minerálna zmena v porfyroidoch a ryolitoch
Fig. 10. Progressive mineral conversion in porphyroids and rhyolites.

fácie minerály	zelených bridlíc – greenschist f			f. epidot. amfibolitov
	I.	II.	III.	
ortoklas				
plagioklas				
kremeň				
sericit				
muskovit				
chlorit				
biotit				
epidot				
ortit				
hematit				
titanit				
apatit				

prác. Vysokodraselnú ryolitovo-ryodacitovú formáciu tvoria vysokodraselné ryolitové, kremenitovo-keratofýrové a ryolitové až ryolitovo-dacitové vulkanity vrchného vulkanického súvrstvia.

Bázické horniny najviac zastupuje bazaltový tuf a zriedka lávové prúdy, niekedy s doleritovým vývojom. Po intenzívnej aktinolitizácii tieto horniny miestami dostávajú pseudogabrovú textúru. Chemizmus hlavných prvkov ukazuje prevažne na ich nízkodraselnú tholeiitickú povahu.

V asociácii s bazaltmi sa vyskytujú jemnozrnné až afanitické kyslé horniny. Podľa obsahu Na_2O a K_2O možno rozlíšiť horniny bohaté na K_2O a horniny bohaté na Na_2O . Označujeme ich Na-keratofýry a K-keratofýry.

Horniny spodného a vrchného pestrého vulkanického komplexu (metabazity, ojedinele metaandezity a ich pyroklastiká a leukokratná asociácia bazických hornín) v južnejších priekroch vznikli pozdĺž transkontinentálnych zlomov a pripisujeme im plášťový pôvod s možnou kontamináciou kôrového materiálu (hlavne pre ich kyslé diferenciáty).

Z kyslých vulkanitov vrchného vulkanického súvrstvia sú v tejto oblasti najrozšírenejšie vysokodraselné ryolitové, ryolitové až ryodacitové lapilové tufy, zried-

ka aj ryolity. Majú porfyrickú štruktúru s výrastlicami ortoklasu, plagioklasu a kremeňa. Podľa druhu a percentuálneho zastúpenia výrastlíc zodpovedajú ryolitovým horninám orogénnych zón. Ich alkalická až vysokodraselná povaha zodpovedá aj chemizmu hlavných prvkov týchto hornín. Intermediárne horniny predstavujú veľmi zriedkavé výskyty kremeňových andezitov až dacitov.

Recenzoval J. Kamenický

LITERATÚRA

- Amstutz, G. C. 1974: Spilites and spilitic rocks. New York — Heidelberg — Berlin, Springer, pp. 482.
- Bajaník, Š. 1976: To petrogenesis of Devonian volcanic rocks of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (West Carpathian Mts.) *Záp. Karpaty, ser. min., petr. geoch., ložiská*, 2, pp. 75—94.
- Bajaník, Š. 1981: Ku genéze staropaleozoických bazických vulkanitov gemerid. In: *Paleovulkanizmus Západných Karpát, Bratislava, GUDŠ*, s. 59—66.
- Bajaník, Š. Hovorka, D. — Miko, O. — Vozár, J. 1982: Predterciárny vulkanizmus Západných Karpát. In: *Paleovulkanizmus Západných Karpát, Bratislava, GUDŠ*, s. 27—39.
- Bailey, D. K. 1974: Continental rifting and alkaline magmatism. In: *Sorensen, H*

- (ed.): *The Alkaline rocks*. London, Elsevier, pp. 148—159.
- Bailey, E. H. — Blake, M. C. 1974: Major chemical characteristics of Mesozoic crust in California Coast ranges. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 700-C, pp. 70—81.
- Borodin, L. S. — Pavlenko, A. S. 1974: The role of metasomatic processes in the formation of alkaline rocks. In: *Sorensen (ed.): The Alkaline rocks*, London, Elsevier, pp. 515—534.
- Coleman, R. G. 1977: Ophiolites and ancient continental margins. *New York, Springer Verlag*, 229 p.
- Coleman, R. G. — Peterman, Z. E. 1975: Oceanic Plagiogranite. In: *Geophys. Res.*, 80, pp.199—1108.
- Coleman, R. G. Donato, M. M. 1979: Oceanic plagiogranite revisited. In: *Barker (ed.): Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Amsterdam, Oxford — New York, pp. 149—165.
- Condie, K. S. — Hayslip, D. L. 1975: Yong bimodal volcanism at Medicine Lake volcanic centre, northern California. *Geochim cosmochim. Acta(London)*, 39, pp. 1165—1178.
- Dianiška, I. 1977: Vyhodnotenie vrtu SG 2. Záverečná správa. In: *SGR-východ (Grecula et al.)*, pp. 138. *Archív — GP Sp. N. Ves.*
- Ewart, A. 1968: The petrography of the central North Island rhyolitic lavas. Part 2. New Zealand, *Geol. Geophys.*, 11, pp. 478—545.
- Ewart, A. — Russell, C. 1978: The Geology and petrology of the Del Puerto ophiolite, Diablo Range, central California Coast Ranges. *Oregon Dept. of Geol. and Min. Ind. Bull.*, 95, pp. 121—140.
- Ewart, A. 1979: A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary — recent dacitic, latitic rhyolite, and related salic rocks. In: *Barker (ed.): Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Amsterdam — Oxford — New York, pp. 19—112.
- Grecula, P. 1982: Gemerikum, segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Mineralia slov., ser. Monografia*, 2, 263 s.
- Hejtman, B. 1962: Petrografie metamorfovaných hornín. *Praha*, 533 s.
- Hovorka, D., 1977: Keratofýry triasu pri Jaklovciach. *Acta geol. geogr. univ. Comen. Bratislava*, pp. 57—79.
- Ilavský, J. — Bajanič, Š. 1981: Petrogenéza základných vulkanických hornín gelnicekej skupiny v okolí Smolníka (Spišsko-gemerské rudohorie). *Záp. Karpaty, ser. s.* 83—111.
- Kogarko, L. N., 1974: Rôle of volatiles. In: *Sorensen (ed.): The alkaline rock*. London, Elsevier, pp. 474—488.
- Kuznecov, J. A. 1964: Glavnyje typy magmatičeskich formacii. *Moskva, Nedra*, 388 s.
- Löffler, H. K. — Saydewitz, H. J., 1983: Petrographie und Petrochemie der sauren Vulkanite und Subvulkanite im östlichen Teil des Halleschen Paläovulkanit-Komplexes. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, 5, S. 579—602.
- Lath, W. C., 1974: Resorption of silicate minerals. In: *Sorensen (ed.): The alkaline rock*. London, Elsevier, pp. 500—515.
- MacDonald, R. 1974: The rôle of fractional crystallization in the formation of the alkaline rocks. In: *Sorensen (ed.): The Alkaline rocks*. London, Elsevier, pp. 442—459.
- Sahama, T. G. 1974: Potassium-rich alkaline rocks. In: *Sorensen H. (ed.): The Alkaline Rocks*. London, Elsevier, pp. 96—109.
- Streckeisen, A. L. 1973: Classification and nomenclature of plutonic rocks. IUGS subcommission on systematic of igneous rocks. *Goetmes (Washington)*, 18 (10), pp. 26—30.
- Velde, D. 1967: Sur un Lamprophyre hyperalcalin potassique. La minette de Sisco Lile de Corse. *Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr.*, 90, pp. 214—223.
- Wade, A. — Prider, R. T. 1940: The leucite-bearing rocks of the West Kimberley area Western Australia. *Q. J. Geol. Soc. London*, 96, s. 39—98.
- Wilson, R. A. M. 1959: The geology of the Xeros — Troodos area. Cyprus, *Geol. survey Dep., Mem.* 1, s. 1840.
- Wyllie, P. J. 1974: Limiston Assimilation. In: *Sorensen (ed.): The Alkaline rocks*. London, Elsevier, pp. 459—474.

Petrography of Lower Paleozoic volcanites within Štós and Prakovce villages territory

SHAH WALI FARYAD — PAVOL GRECULA

In 1982 within the scope of Spiš-Gemer ore Mts. geophysical project a representative sample collection from Lower Paleozoic sequence of Spiš-Gemer Ore Mts. (East Slovakia) has been taken in order to systematic research of lithological varieties and their mutual relations in the volcanic rock sequence. Location of the sample is demonstrated in the Fig. 1. Geological interpretation of obtained petrological results is based on the last ideas of geological evolution and structure of the region in the sense of P. Grecula (1982).

According to Grecula's (l. c.) lithostratigraphical scheme paleovolcanites of this region are developed in all the three lithostratigraphical formation of the Lower Paleozoic rock sequence. The lowermost -i. e. the Lower variegated volcanic complex forms the base of the Smolník formation which overlies the Betliar formation. The Upper variegated volcanic complex overlies the Smolník formation and forms the base of Hnilec formation which is mainly formed by acid volcanites.

I. Volcanites of the Lower and the Upper variegated volcanic complexes

Lower Paleozoic metabasites stratigraphically belonging to Smolník and Hnilec (i. e. volcanic) formation are present in all nappe units of the Gemericum. They are mainly formed by primary basaltic tuffs and rather rarely basaltic lava flows which at the base and in the centre of the flow usually contain dolerite facies. Similar development of basic rocks in the Smolník territory was also shown by Ilavský and Bajanič (1981).

Among basic rocks of the region medium-grained and fine-grained metabasalts (i. e. metadolerites and metadiabases) and green schists (i. e. primary basaltic volcanoclastics) has been distinguished. The pseudogabbrous structure typical for the first variety has originated by a haphazard blastesis of macroscopically deep to dark green actinolite which is situated in light green groundmass

and has the length up to 0.9 cm. These rocks occur mainly in Mníšek and Jedlovce nappes where they form some meters to 10 m thick layers (i. e. lava flows) accompanied by fine-grained varieties.

Medium-coarse metabasalts consist of albite (5–40 %), actinolite (10–40 %), epidote-zoizite minerals (8–20 %), chlorite (5–30 %), sphene (2–8 %) and accessory amounts of calcite, magnetite, biotite, allanite, quartz and apatite. They display a relict ophinitic, metasomatic and partly cataclastic texture. The most pronounced replacing of all rock varieties is albitization of primary plagioclases. The original length of their laths do not exceed 2.5 mm.

Further typical feature of these rocks is aktinolitization which follows the albitization of the rocks. Actinolitic hornblende which is the product of this process (γ/c 17–19, x — light yellow — green, y — light blue — green to colorless) forms randomly oriented porphyroblasts filled by relict albite grains, ore minerals and sphene.

Green schists usually represents metamorphosed basic volcanoclastics locally also fine grained basalts. They possess deep green to dark green colour and pronounced schistosity. Calcite-albite-chlorite schists and epidote-albite-chlorite schists belong to the most frequent varieties.

Andezites and their volcanoclastic equivalents

Intermediate members of basic rocks occur rather seldomly within both variegated volcanic complexes. An isolated occurrence of andesites and their volcanoclastics was found in Medzev and Jedlovce nappes. These lithological varieties display porphyroclastic textures and they consist of plagioclases, chlorite, sericite, carbonates and rarely of quartz.

Leucocratic association of basic rocks

These rocks are present within all nappes of the area. They associate with basic va-

rieties and form layers of several meters in thickness. Macroscopically they possess fine-grained to felsitic usually preferably oriented structure and white to greyish-white colour. According to macroscopic features they are in field usually joined into one relatively wider group termed keratophyres and/or quartz keratophyres. Their mineral and chemical composition is considerably different. Main differences are expressed in a volume content of albite and K-feldspars.

As seems from the comparison of our keratophyres with a description of keratophyres in literature the prevailing part of these rocks namely varieties rich in K and lack of Na do not keratophyres neither to simple differentiates of basic rocks although they prevailingly associate with the last ones. Similar rock association for rhyolites of bimodal association has been also reported by Ewart (1979) from tertiary and recent volcanites.

II. Upper volcanic formation volcanites

In the stratigraphical scheme (Grecula 1982) these rocks form the Upper volcanic formation. Most of them are of pyroclastic nature with phenocrysts of K-feldspar, quartz and plagioclases. In the sense of IUGS (Streckeisen 1973) classification they belong to lapilli exceptionally also to ash tuffs. All varieties are macroscopically very similar possessing various colour shades generally between light to light-greyish shades.

Strong metamorphism accompanied by a schistosity development goes to final rounding and to dezintegration of phenocrysts and makes common problems at distinguishing of originally effusive and/or extrusive varieties although prevailing part of studied metavolcanites is undoubtedly of extrusive (i. e. volcanoclastic) origin. According to mineral and chemical composition it is possible to distinguish several types of porphyritic rocks. Each of specific variety is typical by various modal amount of pyroclasts (i. e. phenocrysts) not only in regional scale but also within a single nappe.

1. Potassium-rich rhyolites (K-quartz trachytes)

These rocks are most widespread in Mnišek nappe and they are also present in the Humel nappe. They possess light-grey to

dark-grey colour with fine — crystalline textures. According to geological position and petrological features they mostly form effusive types or volcanic plugs. They have porphyritic textures with K-feldspar phenocrysts occasionally also with quartz phenocrysts (Photo 5). Generally felsitic groundmass is gradually with a higher metamorphic degree converted into symplectic textures or (namely in the Humel nappe) into microgranolepidoblastic and/or granolepidoblastic texture. The main crystalline mineral of the rock is orthoclase. Fe-oxides, columnar to euhedral zircon and biotite flakes are present in accessory amounts.

2. Potassic rhyolites and their volcanoclastics

Into this group we include such rhyolites and their volcanoclastics which contain more than 5% of K_2O . Rhyolite, volcanoclastics with a higher content of K_2O than Na_2O were also placed into this group because they differ from the former only by moderately lower K-feldspar content and by the same in the case of albite volume.

These rocks form a transitional member between the potassic — quartz trachytes and rhyolites with relatively higher content of plagioclase phenocrysts than K-feldspar. They are most widespread in the Mnišek and the Humel nappes and very seldom in the Prakovec nappe. Most of these rocks represent original extrusive products (volcanoclastics). They differ from potassic-quartz trachytes by a relatively lower content of orthoclase phenocryst phase which decreases continuously with a higher SiO_2 content into a balance with a quartz crystalline content in the rock (Fig. 5). Plagioclase phenocrysts are rather seldomly developed. Sericite (muscovite), biotite, ore minerals, zircon, epidote and tourmaline are present in accessory amounts.

3. Porphyroids of dacite to rhyodacite composition

This lithological variety occurs within the Prakovec, the Mnišek and the Humel nappes rarely also in the Jedlovec nappe. Its typical feature is a preponderance of plagioclase phenocrysts over quartz and K-feldspar ones. (Fig. 5). More basic varieties usually contain rather rare relicts of common hornblende ($c = 30/32$). Original hornblendes are probab-

ly also represented by flake pseudomorphoses filled by chlorites, ore minerals and epidote.

4. Porphyroids of rhyolitic composition

These lithological types occur mainly in the Medzev and the Jedľovec nappes, from the previous rock varieties they principally differ by a high content of quartz pyroclasts and phenocrysts. (Fig. 5). Mineral assemblages of these rocks consist of quartz $\pm$ plagioclase $\pm$ orthoclase $\pm$ rutile + sericite (muscovite) + chlorite $\pm$ haematite $\pm$ magnetite $\pm$ zircon. In the sense of size classification most varieties of this rock type belong to coarse-grained (more than 8,0 mm) volcanites and moderate — grained (5—8 mm) ones.

Discussion and conclusions

Petrology research results on Lower Paleozoic volcanites of the Spiš — Gemer Ore Mts. led to conclusion about presence of two different volcanic formations in this region. The first one is represented by a spilite — diabase — keratophyre formation widespread within the Lower and the Upper volcanic complexes (Bajaník, 1976; Grecula, 1982). The rock association of both mentioned volcanic complexes (i. e. metabasites, sporadic andesites and their volcanoclastics and leucocratic association of basic rocks) has penetrated along transcontinental faults. In the sense of our results primary magma of the volcanites originated in the Upper Mantle and was (in the case of differentiates) partially contaminated by crust material.

A comparison of volcanic rocks from other regions (Ewart, 1979) with acid volcanites of potassium-rich rhyolite-rhyodacite formation (second formation) from Spiš-Gemer Ore Mts. confirms a wide volume of phenocrysts namely of K-feldspar (5—50 %) plagioclase (albite to oligoclase) and quartz.

Studied rocks differ from acid volcanites of ocean isles and trachytes either in regional occurrence, low thermal balance and in the type of phenocrysts. In spite of bimodal rhyolite association acid volcanites of Spiš-Gemer Ore Mts. do not form a continuous transition into basic rocks of the region. Also mentioned type of phenocrysts and their mode content (i. e. their low thermal balance) implies strong doubts about their bimodal type.

In the sense of A. Ewart (1979) an increasing SiO_2 content is usually accompanied by a decrease of phenocrysts volume (Fig. 6) and also indicate a positive correlation between SiO_2 and K_2O in the rock. This feature is within studied volcanites in an opposite relation. Increasing of SiO_2 is continuously accompanied by K_2O decrease. This correlation can indicate a relatively high K content in the primary magma.

On the other hand relatively high plagioclase content within some rhyolites and/or rhyodacites could be the result of a crust assimilation phenomena. This assumption is also supported by the fact that within our volcanites exists a clear opposite tendency between SiO_2 content and phenocrysts mode in the rock. In this connection is also necessary to mention that alkali rocks which are supposed to originate by a mantle and/or a crust anatexis consists in spite of our volcanites mainly of feldspatoids, phlogopite, diopside, olivine, etc. Their effusive varieties are also typical by a low phenocrysts content.

The most widespread varieties of the Upper volcanic formation of this region are formed by the high potassic rhyolite tuffs and rhyolite to rhyodacite ones. Typical rhyolites are rather exceptional. They possess porphyritic texture with orthoclase, plagioclase and quartz phenocrysts.

Preložil S. Jacko