

AUGUSTÍN GOREK

PREHLAD GEOLOGICKÝCH A PETROGRAFICKÝCH POMEROV KRYŠTALINIKA VYSOKÝCH TATIER

(Obr. 1—10 v texte, tab. I—VII, ruské a nemecké resumé)

Úvod

Predkladaná práca nie je konečným výsledkom komplexného doriešenia, ani nepodáva závery o geológii, petrografii a chemizme hornín budujúcich kryštalické jadro masívu Vysokých Tatier, ale je len prehľadom doterajšieho stavu výskumu v tejto oblasti. Detailnejšiemu výskumu bola podrobená len tá časť masívu, ktorá patrí Západným Tatrám. V oblasti vlastných Vysokých Tatier sa urobil geologický výskum do tej miery, aby objasnil najzákladnejší petrografický charakter hornín granitoidného masívu, prípadne ich vzťah ku kryštalickým bridliciam a migmatitom vystupujúcim ako zvyšky plášťa. Okrem toho sa orientačne študovala i tektonika granitoidného masívu, najmä priebeh mylonitových pásiem, puklín a zrudnenie.

V práci sú podané najmä geologické pomery, vzťah kryštalických bridlic ku granitoidnému masívu, petrografia hornín kryštalinika a chemizmus granitoidných hornín a amfibolitov.

Geologický výskum kryštalinika jadrových pohorí Centrálnych Západných Karpát v posledných rokoch (1954—1958) značne pokročil. Jedným z hlavných problémov, ktorý sa riešil, je problém granitoidných hornín, najmä ich genéza a vzťah tak vzájomný voči sebe, ako aj voči okolným superkrustálnym sériám. Sú to práce I v a n o v a a L. K a m e n i c k é h o (1956), kde autori poukázali okrem iného na relatívne mladšie granity magurského typu v granitoidnom telese Malej Fatry. Pôvodný vzťah súčasne objasňujú K u b í n y—Z o u b e k (1956) medzi Ľumbierskym granodioritom až kremitým dioritom a prašivskou žulou (relatívne mladšou). Všetky charakteristické znaky hovoriace o tomto vzťahu pri relatívne mladších granitoidných horninách sa vo vysokotatranskom masíve nezistili.

V priebehu písania tejto práce vyšla práca o stavbe a veku kryštalickej série v Centrálnych Západných Karpatoch (Z o u b e k 1958). Táto nová koncepcia prináša zaujímavé názory, ktoré pri nedostatočnom množstve faktického materiálu možno použiť ako pracovnú hypotézu, nie však ako aplikáciu na študované územie. Preto sa v práci pridrižujeme do istej miery starších názorov o veku kryštalických sérií a ich štruktúrnych elementov, ako aj veku granitoidných hornín.

STRUČNÝ PREHLAD PRÁC O VYSOKOTATRANSKOM KRYŠTALINIKU

Vysokotatranské kryštalínikum bolo oddávna predmetom bádania popredných geológov: Z e j s z n e r (1842—1848), S t a s z i c (1815), B e u d a n t (1822), B o u é (1830), M o r o z e w i c z (1891—1899), G o r a z d o w s k i (1899), U h l i g (1899), W e y b e r g (1901). Tým vlastne bola ukončená prvá etapa v geologicko-petrografickom výskume kryštalínika Vys. Tatier. Druhú etapu znamenajú petrografické a petrochemické práce M o r o z e w i c z o v e (1909—1914), P a w l i c o v e (1911—1918), K r e u t z o v e (1917 až 1930), J a s k o ť s k é h o (1924), T o k a r s k é h o (1923—1926), N e c h a y o v e (1929), L e n g y e l o v e (1928, 1932). Prehľad a zhodnotenie prác do roku 1929 je v N e c h a y o v e j práci (1929). Treťou etapou sú už práce vykonané po druhej svetovej vojne. Je to predovšetkým práca T u r n a u - M o r a w s k e j (1948), ktorá podáva chemizmus granitoidných hornín, stanovený na základe planimetrických analýz z rôznych častí Vys. Tatier. Granitoidné horniny podľa toho svojím chemizmom odpovedajú leukotonality. V posledných rokoch riešil vzťah granitoidných hornín a kryštalickej bridlice M i c h a l i k (1951—1952), ktorý uviedol, že základný typ granitoidov — oligoklas-biotitová žula (granodiorit) prejavmi autometamorfózy smerom do vyšších častí masívu a ich prepracovaním vytvára okrajovú zónu pegmatiticko-aplitickú (strzeža brzežna). Rieši aj otázku vzťahu puklín, ich výplní a vek. Pneumatolytickú a hydrotermálnu fázu, ktorá viedla k výplni puklín, považuje za varísku.

Z československých geológov na probléme kryštalínika Vys. Tatier pracoval K o u t e k (1934), ktorý podal v prehľade petrografický charakter hornín budujúcich skupinu Baranca. V posledných rokoch geologický výskum kryštalínika Vysokých Tatier robil autor s kolektívom (G o r e k, K l i n e c, Z e l m a n, L e h o t s k ý, K o v á č i k).

VYMEDZENIE ROZŠÍRENIA KRYŠTALICKÝCH BRIDLÍC A MIGMATITOV

Kryštalínikum Vysokých Tatier tvoria kryštalické bridlice, migmatity a granitoidné horniny. Kryštalické bridlice, obdobne ako aj v ostatných jadrových pohoriach tatroveporád, sú v prevažnej miere zastúpené sedimentárnymi sériami. Vek týchto sérií nie je bližšie stanovený. Z analógie s inými jadrovými pohoriami je vek kryštalických bridlíc predkarbónsky, a to staropaleozoický až proterozoický.

Kryštalické bridlice a migmatity vo vysokotatranskom kryštalíniku sú v porovnaní s granitoidnými horninami zastúpené len vo veľmi malej miere. Sú tu rozšírené najmä v JZ časti Západných Tatier, kde vytvárajú osobitný geologický i geomorfologický komplex budujúci územie na východ hranice mezozoikum—kryštalínikum v Jaloveckej doline po dolinu Ráčkovú (skupina Ráztoky, Baranca a Ostredku). Okrem toho na území Západných Tatier vystupujú ako zvyšky metamorfovaného plášťa na severných svahoch v Bobroveckej doline, na hrebeni Volovec—Končistá a najmä v skupine Ježovej, Bystrej, Kamenistej, Tomanovej a Veľkej Kopy. Vo vlastnom masíve Vysokých Tatier sú výskyty kryštalických bridlíc a migmatitov známe z Velickej a Štôlskej doliny, v sedle pod Drúkom, pod Tupou, na Stalinovom štíte, Pyšnom a v jadre vrásky Širokej.

Granitoidné horniny pri západnom ukončení Vysokých Tatier budujú časť hlavného hrebeňa a sú čo do rozsahu menej zastúpené ako kryštalické bridlice a migmatity. V strednej časti začínajú nadobúdať prevahu a vo východnej časti sú už granitoidné horniny dominantnými horninami.

Z celkovej plošnej rozlohy Vysokých Tatier ca 750 km² pripadá na kryštalické jadro masívu 520 km², z toho ca 75 km² pripadá na kryštalické bridlice a migmatity. Z územia budovaného kryštalínikom približne jedna pätina leží na území PLR.

PREHLAD METAMORFÓZY V KRYŠTALINIKU VYSOKÝCH TATIER

Najstarším členom kryštalínika Vysokých Tatier sú kryštalické bridlice, ktoré vo svojom predmetamorfovanom vývine predstavujú ako všade inde v jadrových pohoriach tatroveporád staré predkarbónske vekom bližšie neurčiteľné monotónne série klastických sedimentov piesčito-ílovitej fácie s nedostatkom karbonatických členov a s polohami báziických ofiolitov. Sú produktmi viacerých metamorfných fáz patriacich rôznym orogénom (najmä varískemu a alpínskemu) a rôznym druhom premeny. Polymetamorfné účinky skoro úplne zotrelí ich pôvodné predmetamorfné znaky, avšak na základe mikroskopického štúdia bolo predsa možné vyčleniť v tomto komplexe tieto predmetamorfné typy hornín:

250 520
- 75
445 > 430 km²

a) Sedimenty piesčito-ílovité s úlomkami kremeňa a živcov a nepatrným podielom bituminóznej substancie. Pôvodná sedimentácia odpovedá podmienkam geosynklinálnej flyšoidnej sedimentácie a nedosiahla nikdy stav, za ktorého by došlo k usadeniu chemicko-organogénnych sedimentov. Pretože sedimentácia sa odohrala za podmienok pomerne dobre vetraného mora, nedošlo tu k vývinu charakteristických sedimentov euxínskej fácie, aspoň nie v značnejšom rozsahu. Veľkosť jednotlivých minerálnych súčiastok a ich vzájomný pomer v zastúpení boli rôzne, čo hralo dôležitú úlohu pri ich premene.

b) Bázické horniny povahy amfibolitov sú produktom iniciálneho vulkanizmu geosynklinálneho štádia. Sú sčasti hypoabysálne, ale vo väčšej miere čiste efuzívneho a tufogénneho charakteru. Svojím chemizmom odpovedajú magme gabroidnej a dioritckej.

c) Kyslé aplitické intruzívne horniny zmenené progresívnou metamorfózou na pravé ortoruly a horniny žulorulového charakteru, vzniknuté metasomatickým prínosom aplitickej zložky do pôvodných sedimentov. Pri týchto je postupne zvýraznené zotieranie pôvodnej sedimentárnej textúry. Pozvoľna prechádzajú do migmatitov okatých a arteritických.

Podľa charakteru a intenzity metamorfózy môžeme vo vysokotatranskom kryštaliniku vyčleniť tieto hlavné typy metamorfózy:

a) mezozonálna až katazonálna regionálna dynamometamorfóza predgranitoidná, viazaná na hlavnú fázu variskeho vrásnenia (azda predmoskovsko-sudetskú),

b) hlbinne kontaktná premena,

c) injekčná metamorfóza spôsobená intrúziou neskorotektonických až poetektonických vysokotatranských granitoidov,

d) dislokačná premena spôsobená pohybmi najmä alpsko-karpatského vrásnenia, pričom nemožno vylúčiť ani diafторické účinky staršej tektoniky.

Najmarkantnejšie zo všetkých druhov premeny sa tu prejavili účinky regionálnej — predgranitoidnej dynamometamorfózy, ktorá sa prejavila premenou pôvodne ílovito-piesčitých facií s istým, veľmi nepatrným podielom bituminózne zložky na svorové ruly, dvojsľudové ruly, kvarcity, kvarcitické ruly, grafitické fylitické bridlice a biotitické ruly. Za podmienok vedúcich k tomuto stupňu premeny došlo k prenikaniu synorogénnych granitoidných roztokov do svorových rúl, najmä pri južnom okraji pohoria, kde spôsobili ich migmatitizáciu až granitizáciu.

Účinky hlbinného kontaktného metamorfizmu, ku ktorému došlo pri intrúzii mladších granitoidov, prejavili sa na severnom svahu pohoria v skupine Bystrej, Kamenistej a v masíve Veľkej Kopy. K hlbinatej kontaktnej metamorfóze došlo v miestach, kde intrúzia mladších žúl sa diala do kryštalických bridlic v určitej konkordancii, čiže priebeh intrúzie sa dial zhodne so smerom bridličnatosti rulového komplexu. Tento typ kontaktného metamorfizmu označil M i c h a -

lik (1952) ako metamorfizmus konkordantný. Tento druh metamorfózy sa prejavuje najmä termickým účinkom magmy za zvýšenia stupňa kryštalinity a len slabým prínosom aplitickej šľavy do parasérií. Jeho produktmi sú najviac arteritické migmatity. Uvedený charakter metamorfózy nebol podmienený len vzájomným postavením hornín plášťa voči intrúzií, ale aj litologicko-petrografickou povahou hornín plášťa.

Úplne odlišný typ v metamorfizme sa prejavuje pri JZ svahu pohoria. Pretože neskorotektonické až potektonické granitoidy intrudovali do regionálne dynamometamorfovaných sérií vo forme plochého jazykovitého telesa, ktoré intrudujúc nachodilo sa na určitých miestach v diskordantnom postavení voči bridličnatosti kryštalických bridlíc, došlo tu za zvýšenej teploty a najmä tlaku k intenzívnej migmatitizácii a k vzniku takých hornín, ako sú imbibičné migmatity a arterity. Len zvýšením tlaku vyvolaného vnikaním žulovej magmy do okolitých hornín regionálne dynamometamorfovaných a ich intenzívnym preteplením a nesúhlasným postavením si možno vysvetliť ich značnú migmatitizáciu až granitizáciu. Imbibícia živcov a nastrieknutie aplitického materiálu prebiehalo pravdepodobne rýchlo, a to v čase, keď tieto regionálne metamorfované horniny prehnecoval postupný tlak spôsobený vnikajúcou granitoidnou intrúziou a aj mladšími nepomerne slabšími fázami variskeho (?) vrásnenia. O tom svedčia zjavy u arteritických migmatitov, kde možno pozorovať intenzívne zvrásnenie a vznik vrás o veľmi malom polomere.

Rozdiel v metamorfóze a najmä v charaktere migmatitizácie možno vidieť u kryštalických bridlíc na severnom svahu Západných Tatier, ako aj v komplexoch a zvyškoch kryštalických bridlíc, nachádzajúcich sa v nadloží granitoidného telesa. Tu sa zásadne neuplatňuje tento typ metamorfizmu a najmä sa neuplatňuje migmatitizácia, ako to pozorujeme na južnom svahu Západných Tatier. Skôr môžeme pozorovať, že vo väčšine prípadov ide o prejavy hlbinného kontaktného metamorfizmu bez prínosu alebo len s nepatrným prínosom granitického materiálu do kryštalického plášťa.

Podľa stupňa a charakteru metamorfózy možno na celom území rozlišovať tieto typy hornín:

1. Horniny vzniknuté za predgranitoidnej regionálnej metamorfózy, odpovedajúce metamorfnej zóne spodných svorov, vrchných až spodných rúl (Jung-Roques 1936). Sú to najmä kvarcitické ruly, kvarcity, svory, svorové ruly, dvojsľudové ruly, amfibolity, migmatity, žulorudy a ortoruly.

2. Horniny, pri ktorých prevládajú znaky hlbinne kontaktnej metamorfózy, spôsobenej intrúziou mladších granitoidov: biotitické ruly, biotit-muskovitické ruly so silimanitom a granátmi, muskovitické ruly a amfibolity.

3. Horniny, pri ktorých prevláda injekčný metamorfizmus spôsobený granitoidnou intrúziou mladšej intruzívnej periódy: hybridné žuly a granodiority, migmatity s imbibičnými živcami, arterity a amfibolity.

4. Horniny, ktoré sú produktom dislokačno-diaforitickej premeny predchádzajúcich všetkých typov hornín. Tieto horniny vznikli pri alpských, prípadne i starších tektonických pohyboch, a to ako u kryštalických bridlíc a migmatitov, tak aj u granitoidov mladšej intruzívnej periódy.

Ad 1. Regionálna metamorfóza vysokotatranského kryštalinika na rozdiel od kryštalinika nízkotatranského diala sa za iných termodynamických podmienok. Charakter katametamorfózy spojennej so vznikom kyslých aplitických žúl vo forme menších ložných telies s metasomatickým prínosom granitového komponentu do suprakrustálnych sérií sa tu uplatňuje v podstate tak isto ako v nízkotatranskom kryštaliniku, avšak v oveľa menšom meradle.

Berúc do úvahy menšiu hĺbku, znížené termodynamické pomery a nižší tlak, možno povedať, že regionálna dynamometamorfóza viedla tu ku vzniku hornín, ktoré v zmysle Grubenmann a Niggliho možno označiť ako mezo-bridlice až katabridlice a v zmysle Junga-Roquesa ako ektinity odpovedajúce zóne spodných svorov, vrchných až spodných rúl. Pri väčších hĺbkach došlo i k prínosu granitického materiálu do sedimentárnych sérií, výsledkom čoho bol vznik migmatitov.

Pokiaľ ide o vznik väčšiny vlastných ortorúl, nebolo by správne ich považovať za pravé ortoruly, ktoré vznikajú prehnetením a rekryštalizáciou pôvodne všesmerne zrnitých žúl. V podstate tu ide o sedimentárne série obohatené o granitickú zložku v dôsledku metasomatického účinku. Táto metasomatická migrácia aplitického komponentu bola podmienená zvýšeným tlakom a zatlačovala pôvodný sedimentárny komponent. Vcelku sa tu opakujú tie isté procesy zožulovania pôvodných sedimentárnych sérií ako v Nízkych Tatrách, opisované Zoubkom (1950), t. j. že pri regionálnej metamorfóze suprakrustálnych sérií došlo najmä k metasomatickej migmatitizácii až granitizácii, pričom sa zachovala ich pôvodná kresba vrstevnatosti. No ani tu nie je možné celkom vylúčiť prítomnosť pravých ortorúl vzniknutých rekryštalizáciou a prehnetením pôvodne zrnitých aplitických žúl intrudujúcich vo forme ložných žíl, vystupujúcich v migmatitovom komplexe vysoko orogénnych žulorúl a aj v migmatitoch neskorotektonických granitoidných hornín. Uvedené prípady sú v súlade so Zoubkovými (1950) názormi, že žuloruly a ich migmatity, ako aj žuly mladšej intruzívnej periódy (Zoubek 1936) patria jednému plutonickému cyklu, odohrávajúcemu sa v dvoch intruzívnych periódach: v staršej, za ktorej došlo ku vzniku aplitických žúl, a v mladšej, kedy došlo k intrúzii neskoroorogénnych granitoidných hornín.

Na základe rôznej intenzity a množstva prínosu granitického komponentu môžeme rozlíšiť niekoľko petrografických charakteristických facií:

a) migmatitizáciou úplne nedotknutý komplex svorových dvojsľudových a biotitických rúl s prípadným malým podielom granitického komponentu,

b) migmatity, v ktorých pôvodný parakomponent prevláda nad ortokomponentom, typ arteritický,

c) migmatity, v ktorých pôvodná parazložka a ortozložka sú zastúpené v rovnakom pomere, pričom sú v hornine zreteľne priestorove diferencované,

d) migmatity, v ktorých zreteľne prevláda ortokomponent nad parakomponentom. Pri týchto sludové vrstvičky prestávajú byť súvislé a hornina má len náznaky pôvodnej pahorniny,

e) ortoruly okaté a aplitické, pri ktorých nastáva paralelné usporiadanie jednotlivých horninových komponentov.

Medzi uvedenými základnými typmi jestvuje polymiktný rad prechodných foriem, čo pravda nemožno vyjadriť kartograficky, pretože vystupujú na pomerne malom priestore.

Ad 2. Kontaktná hlbinná metamorfóza, ku ktorej došlo pri intrúzii serorogénnych granitoidov, svojím stupňom odpovedá zóne spodných rúl (Jung—Roques). K tomuto typu metamorfizmu došlo najmä u kryštalických bridlíc severnej strany pohoria, v skupine Bystrej, Kamenistej a Veľkej Kopy, kde sa lokálne nachádzala žulová intrúzia v konkordantnom postavení voči bridličnatosti kryštalických bridlíc. Znížené tlakové a termické pomery, ako aj vzájomné postavenie intrudujúcej magmy a kryštalických bridlíc neumožnilo difúziu a intenzívnejšiu migráciu žulových komponentov do kryštalických bridlíc. Interpretáciu hlbinne kontaktného metamorfizmu podal Michalik (1952) z územia Beskydu a Kasprového vrchu.

Ad 3. K najintenzívnejším prejavom metamorfózy došlo na styku serorogénnych granitoidných hornín, a to tam, kde granitizačná schopnosť intrudujúcej magmy bola značná, kde vzájomné postavenie granitoidných hornín i bridličnatosti kryštalických bridlíc bolo v diskordancii a kde metamorfované horniny plášťa boli značne preteplené. Tento stupeň metasomatickej metamorfózy odpovedá v pojatí Jungovej—Roquesovej klasifikácie zóne imbibičných migmatitov—embrešitov.

Zóna hybridných granitoidov mladšej intruzívnej periódy je vyvinutá v podobe šmuhovitých granodioritov so značným množstvom xenolitov, pôvodne už regionálne metamorfovaných hornín, a to biotitických rúl a amfibolitov. Je vyvinutá v študovanej oblasti po celom južnom okraji styku granitoidov a kryštalických bridlíc. Migmatitová zóna vystupuje v značne širokom pásme v skupine Baranca a je prestúpená apofýzami leukokratného granitu, pegmatitmi, amfibolitmi a aplitmi, ďalej amfibolitmi, u ktorých sa striedajú polohy amfibolické s aplitickými, pričom hornina pôsobí dojemom arteritického migmatitu. Posledný typ označoval Kreutz (1930) ako aplitické diority.

Migmatity vzniknuté účinkom serorogénnych granitoidných hornín sa značne líšia od migmatitov staršej intruzívnej periódy, a to jednak väčším zrnom, vyšším stupňom idiomorfizmu plagioklasov, nedostatkom ortoklasu a nepravidielnym

rozdelením parakomponentu, ktorý obtáča izometricky vyvinuté plagioklasy. Granitická zložka prenikla do okolných preteplených a intenzívne zvrásnených hornín za prestupného tlaku vo forme difundujúcich roztokov. Prenikanie tejto zložky sa dialo rýchlejšie a za iných termodynamických podmienok, ktoré neboli zhodné so vznikom synorogénnych žulorúl a ich migmatitov. Pri posledných však sa tento pochod odohrával za vyššej teploty a vyššieho tlaku, za hlavnej fázy varískeho vrásnenia. Granitický materiál metasomaticky pozvoľna zatlačoval pôvodnú sedimentárnu zložku a takto došlo ku vzniku charakteristických žulorúl. Porovnávajúc mladší metamorfizmus južnej strany pohoria s metamorfizmom jeho severnej strany vidíme, že i tu boli podmienky rozdielnejšie. Preto možno povedať, že podmienky, do ktorých sa dostali kryštalické bridlice v južnej časti pohoria pri intrúzii serorogénnych granitoidných hornín, boli v podstate iné ako u kryštalických bridlíc nachádzajúcich sa v ich nadloží. Predovšetkým to bola zvýšená teplota a tlak, ktoré umožnili imbibíciu živcov, oligoklasu ($\text{Ab}_{76}\text{An}_{24}$) v bezprostrednej blízkosti a vo väčšej vzdialenosti albit-oligoklasu, ako i prínosu aplitickej zložky do rúl po plochách bridličnatosti. Hlavne týmito termodynamickými podmienkami, ktoré sa ešte zvýšili predieraním sa granitoidnej intrúzie v nesúhlasnom postavení voči kryštalickým bridliciam na južnej strane, možno si vysvetliť rozdiely v metamorfizme severnej časti územia Západných Tatier, ako aj časti strednej, t. j. skupiny Bystrej a Kamenistej. Granitoidné horniny mladšej intruzívnej periódy intrudovali už do varískych orogénom zvrásnených a regionálne dynamometamorfovaných sérií, a to zväčša do dvojsľudových pararúl, prípadne i svorových rúl, ktoré progresívne metamorfovali do vyššieho stupňa premeny.

V zmysle Jungovej—Roquesovej klasifikácie tento typ migmatitov možno označiť za anatexity, embrešity, azda i diadizity. Za anatexity by bolo možné označiť tie horniny, ktoré majú nezreteľnú bridličnatosť a ktorých základná kremeň-živec-biotitová hmota je akoby zvířená. Možno v nej pozorovať drobné agregáty granátov v podobe uzlíkov a z ostatných makroskopicky odlišiteľných minerálov kremeň, sludy a ortoklas. V tomto type možno pozorovať neresorbované zvyšky biotitických rúl a amfibolitov. Za embrešity by sa mohli označiť tie horniny, u ktorých vidno kryštalizačnú vrstevnú textúru, hoci živce majú vlastnú idiomorfiu a sú izometrické. Rozdelenie preintruzívnej zložky s granitickou je často lit-par-lit. Ešte ďalej od kontaktu granitoidné horniny—kryštalické bridlice prechádzajú tieto do hornín, u ktorých sa vôbec nejaví prínos granitického materiálu. Sú to poväčšine muskovitické ruly, kvarcitické až svorové ruly. Zaujímavý je sled hybridné žuly, imbibičné migmatity a arterity. Tento sled je úplne v súhlase so zákonmi, ktorými sa podľa Koržinského (1953) riadi metasomatická zonárnosť. Podľa nej metasomatické roztoky za vyšších teplôt (azda i tlaku) môžu ľahko prenikať intergranulárnymi a dochádza ku vzniku porfyroblastov, za nižších teplôt prenikajú len po plochách bridlič-

natosti (inhomogenity) a vznikajú žilky. Podobný zjav opisujú K o d y m ml. a S u k (1958) u migmatitovej zóny červenského granodioritu západne od Písku.

V samej granitoidnej intrúzii okrem diferenciácie došlo najmä k premene vyšších partií, t. j. ich autometamorfóze. Proces autometamorfózy tu spočíva v premene prv vykryštalizovaných častí a komponentov granitoidného masívu pod vplyvom roztokov, plynov a pár, pochádzajúcich z hlbšej časti intrúzie. To značí, že v určitom štádiu tuhnutia granitoidného telesa sa najľahšie mineralizátory zoskupovali v najvyšších partiách intrúzie a menili tu vykryštalizované horniny. Podľa M i c h a l i k a (1951) najtypickejšími procesmi vedúcimi k týmto premenám sú pegmatitizácia a albitizácia (správnejšie kálievá metamorfóza a albitizácia). Pegmatitizácia spočíva v obohatení horniny o K_2O , čo vedie ku vzniku alotriomorfne vyvinutého ortoklasu, sericitizácii plagioklasu ap. Pri albitizácii dochádza k prínosu Na_2O , ktorého ľahšie pohyblivý ión Na^+ sa dostáva hodne vysoko a zúčastňuje sa na tvorbe albitu v perititickej a mikroklín-perititickej podobe.

Ad 4. Najmladším druhom metamorfózy v tunajšom kryštaliniku je dislokačná metamorfóza alpsko-karpatská, prejavujúca sa v deštrukcii kryštallických bridlíc, migmatitov a hornín intruzívneho charakteru. Oblasť Západných Tatier pri alpínskom vrásnení predstavovala už do určitej miery eleváciu, ktorá bola vystavená tlaku pôsobiacemu pri presunovaní subatranských jednotiek. V dôsledku toho nachádzame dnes v oblasti Vysokých Tatier mohutné mylonitové pásma tektonického prehnetenia. Dislokačná metamorfóza hornín tunajšieho kryštalinika išla už do takého stupňa, že často len zvyšky pôvodných hornín umožňujú stanoviť, o akú pôvodnú horninu ide. Prvým stupňom tektonickej deštrukcie hornín sú prejavy undulózneho zhášania, ďalej kataklastický rozpad kremeňa, sprehybanie až ruptúra slúd a chloritizácia biotitu. Znakom najsilnejšej dislokačnej premeny je, že biotit nebýva už chloritizovaný, ale vybielený v bauerit, živce sú často rekryštalizované a uzavierajú hojné poikiloblasty kremeňa a odmiešaný $CaCO_3$. Týmto spôsobom dochádza ku vzniku albitu a kremeňa druhej generácie. V mohutnejších poruchových pásmach v granitoidných horninách možno podľa stupňa tlakovej premeny rozlíšiť drvené granodiority a žuly, kakirity, epigranity, epigranodiority, bridličnaté mylonity až celistvé ultramylonity. U kryštallických bridlíc pozorujeme ich premenu — diaforézu až vo fylonity.

GEOLOGICKO-PETROGRAFICKÉ POMERY

Postrehnúť normálny metamorfný sled regionálne metamorfovaných hornín v komplexe kryštallických bridlíc Západných Tatier je dosť ťažké pre progresívnu metamorfózu spôsobenú intrúziou granitoidných hornín mladšej periódy,

ako aj retrográdnú dislokačnú metamorfózu alpsko-karpatiskú. Na základe mikroskopických analýz hornín a chemizmu sa dá predpokladať, že hĺbky regionálnej metamorfózy pribúda smerom k južnému okraju pohoria. To sa prejavuje zastúpením väčšieho množstva biotitu v hornine pribúdaním bázicity živcov a najmä prínosom K_2O . V horninách regionálne dynamometamorfovaných bez prínosu granitických komponentov je K_2O viazané najmä na hydratizované silikáty muskovit a biotit. K pribúdaníu K_2O dochádza najmä smerom k južnému okraju strednej časti kryštallických bridlic komplexu, kde K_2O je viazaný už na ortoklas a mikroklin v migmatitoch synorogénnych žulorúl. Podobne i bázicita plagioklasov stúpa s pribúdaním hĺbky, a to ako k južnému okraju pohoria, tak i ku granitoidnej intrúzii mladšej intruzívnej periódy. U svorových rúl stretávame plagioklasov poväčšine s bázicitou $Ab_{90}An_{10}$, kým u dvojsľudových rúl sa bázicita plagioklasov pohybuje okolo $Ab_{82}An_{18}$ a u biotitických rúl až okolo $Ab_{78}An_{22}$. Tak isto je to i s pribúdaním biotitu smerom do hĺbky. U sérií hornín, v ktorých v predmetamorfnom vývoji bola zvlášť zastúpená ílovitá zložka v dôsledku regionálnej katametamorfózy a hlbínnej kontaktnej metamorfózy od granodioritov, najmä na kontakte u kryštallických bridlic sa objavuje hojnosť silimanitu (biotitické, biotit-muskovitické ruly so silimanitom a granátmi).

Horniny nedotknuté migmatizáciou

Svory a svorové ruly

Svory a svorové ruly predstavujú najslabšie metamorfózou dotknutý člen tunajšieho kryštallinika. Hĺbkou metamorfózy odpovedajú zóne spodných svorov až vrchných rúl (Jung—Roques 1936). Tvoria nepravidelné polohy na západnom hrebeni skupiny Baranca v n. v. 1860 m a v skupine Ráztoky na hrebeni vybiehajúcim smerom na juh od vrcholovej kóty Ráztoky. Ostatné horniny majúce charakter svorov a svorových rúl predstavujú retrográdne zmenené dvojsľudové ruly a staršie žuloruly, vystupujúce na južnom svahu Západných Tatier.

Sú to horniny šedivozelenej farby, bridličnaté, mierne zvrásnené, zložené najmä z kremeňa, muskovitu, biotitu a plagioklasov, tvoriacich často agregáty pretiahnuté v smere bridličnatosti. Štruktúra horniny je lepidogranoblastická (Polovnickina atď. III), textúra bridličnatá. Základná hmota je rohovcovitá (granoblastická), tvorená granoblastami kremeňa a plagioklasov a je v protiklade k usporiadaniu sľudových šupiniek orientovaných podľa bázy rovnobežne s bridličnatosťou (s), ktorá je kryštalloblastického pôvodu.

Kremeň vytvára viac-menej izometrické granoblasty, ktorých veľkosť sa pohybuje od 0,2—6 mm, v pretiahnutých zrnkách až 0,5—1 mm. Je silne kata-

klázovaný až rozpadnutý na mozaiku zubovite do seba zapadajúcich zŕn obláčikovite zhášajúcich. Spolu so živcovými agregátmi tvorí základnú rohovcovitú hmotu. Okrem toho tvorí hojné poikiloblasty v sludách.

Plagioklasy (veľkosť 1–3 mm) sú lamelované i nelamelované. Ich priebeh k smeru bridličnatosti (s) je poväčšine diagonálny — pod uhlom 23° . Sú veľmi kyslé, lamely husté a štíhle a odpovedajú oligoklas—albitu. Na reze kolmcm k P zistené $\beta : M = 12^\circ$, $n_\alpha < n_{KB} < n_\gamma$, $n_{KB} < n_{e'}$ kremeňa, čo odpovedá bázcite $Ab_{90}An_{10}$. Sú intenzívne sericitizované po puklinách a na okrajoch. Zistila sa u nich inverzná zonárnosť. Muskovit je zväčša primárny. Uzaviera poikiloblasty kremeňa a granátov veľkosti 0,1–0,3 mm.

Biotiti má slabú absorpciu pre γ — svetlohnedú, pre β , α — slamovožltú. Šťasti je chloritizovaný (slabý zelenkastý pleochroizmus v smere $//$ s γ). Hojne uzaviera zirkón, granáty a rudné minerály.

Granát je pleťovej farby, ložne vytiahnutý buď v sludách, alebo na styku s nimi. V puklinách sa nachádzajú odmiešané minerály epidot-zoizitovej skupiny. Zatláčovanie granátovej zložky chloritom (pennín, klinochlór). Veľkosť jednotlivých granátových zŕn sa pohybuje od 0,2–0,8 mm.

Z akcesórií najhojnejší je zirkón s pleochroickými dvorčekmi v biotite a aj v kmeni (veľkosť 0,1 mm). Hojný je tabuľkovitý apatit a kostrovite vytiahnutý ilmenit.

Sekundárne minerály: sericit, chlorit a limonit v podobe ihličiek, ľahko môže byť zamenený za sagenit.

Ďalší typ svorových rúl vystupujúci na južnom okraji skupiny Ráztoky a Baranca sa makroskopicky úplne podobá predošlému. V skutočnosti ide o diafortity dvojsludových rúl a migmatitov starších synorogénnych žulorúl.

Makroskopicky sú to horniny svetlých farieb s nápadným množstvom veľkolupenitého muskovitu s chloritickými miazdrami. Bridličnatosť horniny je veľmi výrazná, hojne sú vyvinuté mikrovrásky s vergenciou vrásových osí na SV, úklon b osí na JV.

Zloženie horniny: kremeň, muskovit, granát, plagioklasy. Väčšia časť slúd je navzájom a aj k plochám bridličnatosti rovnobežne orientovaná. Granoblasty kremeňa a plagioklasov tvoria základnú rohovcovitú hmotu. Sú izometricky vyvinuté, o priemernej veľkosti 0,5 mm. V lamelovaných plagioklasoch sú hojné uzavreniny kvapôčkovitého kremeňa, svedčiace o metasomatickom prínose SiO_2 . Okrem nich sa tu nachádzajú ďalšie uzavreniny najmä ilmenitu a muskovitu, vzniknutého dynamickým postihnutím živcov (Deformationsverglimmerung). Poikiloblasty uzavierané plagioklasmi dávajú často hornine charakter poikilogranoblastickej štruktúry (rokla západne od Žiarskeho kameňolomu).

Kremeň je z väčšej časti kataklázovaný, vretenovite pretiahnutý v smere bridličnatosti horniny. Hojnejší ako v základnej hmote (pri vzorke západne od Žiarskej doliny) vytvára poikiloblasty v plagioklasoch, kde tiež prejavuje undu-

lózne zhášanie, čo je najlepšie pozorovateľné na väčších ostrohranných zrnách. Zdá sa, že i tu ide o prekryštalizačnú deformáciu. Veľkosť jednotlivých poikiloblastov sa mení od 0,04–0,3 mm.

Plagioklasy sú lamelované i nelamelované, niekedy vytvárajú porfyroblasty dosahujúce veľkosť 2,5 mm (hrebeň nad Horou). Prvé bývajú zdvojčatené podľa albitového, zriedka podľa periklinového zákona, uzavierajú hojné poikiloblasty kremeňa a muskovitu. Lamely sú úzke, intenzívne poprehýbané s ruptúrami vyhojenými kremeňom. Bázicita zisťovaná na reze kolmom na α merané $\gamma : P = 6^\circ$ odpovedá oligoklasu $Ab_{87}An_{13}$. Okrem normálneho rozkladu plagioklasu procesom sericitizácie nastáva zakalenie plagioklasu chloritizáciou v ňom uzavretého biotitu. Lupienky chloritu sú orientované kolmo na lamely, menej často s nimi paralelne zrastajú. Najskôr tu pôjde o diaklázy vyplnené chloritom, čo svedčí o migrácii látok pri premene.

Sludy: primárny i sekundárny muskovit. Slabý pleochroizmus u niektorých lupienkov rovnobežne zrastajúcich s biotitom pre smer γ slabo zelenkastý svedčí o bauerite. Biotit je dokonale chloritizovaný a baueritizovaný.

Pri vzorke z hrebeňa západne od Žiarskeho kameňolomu bol zistený „dierkovitý“ turmalín. Výskyt turmalínu na zónach postihnutých alpskou dislokačnou metamorfózou je charakteristickým znakom tunajšieho kryštalinika. Ide o turmalín vzniknutý mobilizáciou bóru nachádzajúceho sa v disperznom stave v pôvodných sedimentárnych horninách pri tektonometamorfných procesoch. Je možné pritom pripustiť, že istý podiel bóru mohol premigrovať z veľkých hĺbok a je juvenílneho charakteru (Z o u b e k 1936). Veľkosť jednotlivých turmalínových jedincov sa pohybuje od 0,2–5 mm. Pleochroizmus pre ω žltý, pre ε bezfarebný.

Z akcesórií je ďalej prítomný rutil v podobe sagenitu, titanit v podobe „hmyzích vajíčok“, minerály z epidotozoizitovej skupiny s priamym zhášaním, zjavnou štiepatelnosťou a políčkovitým rozložením interferenčných farieb klinozoitu. Zirkón s pleochroickými dvorčekmi je prítomný v chloritizovanom biotite a kremeň.

V Jaloveckej doline pri sútoku Jaloveckého a Hlubkovho potoka vystupujú intenzívne zvrásnené horniny až fylitického vzhľadu s lesklými sericitickými plôškami so snopčkami jemného biotitu, silimanitu a kremeňa. V mikroskope javí hornina lepidoblastickú až nematoblastickú štruktúru. Plagioklasy ustupujú do pozadia a keď sú prítomné, sú úplne sericitizované. Ako akcesorický minerál pristupuje tu staurolit (?), muskovitom „opancierovaný“ granát pretiahnutý v smere bridličnatosti.

Dvojsľudové pararuly

Dvojsľudové pararuly v komplexe kryštalických bridlíc vysokotatranského kryštalinika majú úplnú prevahu. Smerom do hĺbky pribúdaním metamorfózy zvyšuje

sa obsah biotitu a zatlačuje úplne do pozadia muskovit, stúpa bázicita plagioklasov až na $\text{Ab}_{76}\text{An}_{24}$ a v blízkosti neskoroorogénnych granitoidov pristupuje ako akcesorický minerál silimanit. Charakteristickým znakom pre dvojsludové pararuly je prítomnosť i keď len mikroskopicky viditeľného granátu, hojnosť apatitu, zirkónu a u diaforitov „dierovitého“ turmalínu. V pararulovom komplexe pozorujeme striedanie sa vložiek sericitických kvarcitov, kvarcitických pararúl i grafitických rúl, čo poukazuje na diastrofizmus a flyšovú sedimentáciu hornín staršieho paleozoika. Dislokačná metamorfóza alpsko-karpatského vrásnenia spôsobila ich retrográdnú premenu až vo svory a svorové ruly opísaného charakteru. Na najviac tektonicky postihnutých miestach viedla až ku vzniku fylonitov, u ktorých je už ťažko usúdiť pri mikroskopickom štúdiu, o akú základnú horninu ide. Budujú v prevažnej miere horskú skupinu Baranca, Ráztoky, Jamnickú dolinu, východné a západné svahy Jaloveckej doliny. Ich makroskopický vzhľad a mineralogické zloženie sa v celom komplexe zásadne nemenia a až pribúdaním kremeňa nadobúdajú charakter kvarcitických rúl a kvarcitov. Makroskopicky ide o bridličnaté horniny s hojnými šupinkami muskovitu a biotitu // s plochami bridličnatosti. Farba hornín prevažne bleдозelená až šedivozelená od chloritizovaného biotitu.

Štruktúra horniny je lepidogranoblastická, textúra bridličnatá. Zloženie: kremeň, plagioklasy, biotit, muskovit. Priemerná zrornosť 2 mm. Veľkosť plagioklasov 3 mm, tvoriacich až porfyroblasty s množstvom poikiloblastov kremeňa, dáva často hornine charakter poikilolepidogranoblastickej štruktúry. Horniny tohto typu javia vcelku pokryštalické tektonické porušenie, čo sa prejavuje najmä v obláčikovitom zhášaní, vretenovitom pretiahnutí až venčekovitom rozpade kremeňa, v intenzívnom zohýbaní až v ruptúre slúd, v porušení lamiel plagioklasov a pod.

Kremeň dosahuje priemernú veľkosť 1,5 mm, v poikiloblastoch 0,2 až 0,4 mm. Prejavy undulózneho zhášania, vretenovité vytiahnutie a venčekovitý rozpad sú najčastejšími zjavmi pokryštalínneho porušenia.

Plagioklasy veľkosti až 5 mm uzavierajú zaokrúhlené zrnká kremeňa, slúd a granátov vo forme poikiloblastov. Sú značne sericitizované, najmä lamelované jedince. Bázicita zisťovaná u zachovalých nelamelovaných jedincov porovnaním s n kremeňa dáva: $n\alpha_1 < e_1$, $n\gamma_1 = n^\circ$; ide o oligoklas $\text{Ab}_{81}\text{An}_{19}$. Hodnota uhla zhášania v symetrickej zóne ($+10^\circ$) odpovedá približne tej istej bázicite.

Muskovit je prevažne primárny. Biotit sčasti chloritizovaný, sčasti baueritizovaný. Pleochroizmus biotitu v smere // γ tabakovohnedý, v smere // β , α slamovožltý. Chloritizácia postupuje od okraja a po štiepných puklinách.

Akcesórie: granát tvorí poikiloblasty v biotite, po puklinách je zatlačovaný minerálmi zoizit-epidotovej skupiny. Ďalej je prítomný hematit, magnetit a apatit. Zo sekundárnych minerálov je zastúpený chlorit, sericit a epidot-zoizit.

Kvarcitické ruly a kvarcity vystupujúce v komplexe dvojsľudových pararúl tvoria polohy, ktoré v podrobnejších mierkach bude možné kartograficky presne zachytiť.

Sú to horniny s nepatrným podielom biotitu, majúce svetlošedivú farbu. Sú jemnozrnné s rovnomernou zrnitosťou. Bridličnatosť u kvarcitov nie je výrazná, u kvarcitických rúl je výraznejšia. Javia pomerne pozvoľný prechod do dvojsľudových pararúl. Väčšinou vytvárajú morfológicky výrazné hrebene a sú najhojnejšie zastúpené na ľavom brehu Jaloveckej a Jamnickej doliny.

Štruktúra horniny je granoblastická až lepidogranoblastická. V minerálnom zložení prevláda kremeň undulózne zhášajúci až kataklasticky porušený. Plagioklasy s albitickým lamelovaním odpovedajú bázicitou oligoklasu až oligoklas-albitu. Sľudy sú zastúpené muskovitom, biotit je sporadický s nedostatočnou rekryštalizáciou.

Z akcesorických minerálov sú prítomné magnetit, titanit, turmalín. Zo sekundárnych minerálov chlorit, bauerit a klinozoizit. V blízkosti granitoidných hornín v migmatitovom pruhu migmatizáciou nie sú dotknuté, alebo len celkom nepatrne.

Biotitické a dvojsľudové ruly so silimanitom a granátmi

Biotit-muskovitické ruly so silimanitom a granátmi sa nachádzajú v blízkosti migmatitov (tab. I, obr. 1, 2) a najmä pri zvyšku metamorfovaného plášťa na SZ strane pohoria v skupine Bystrej, Kamenistej a Veľkej Kopy.

Sú to väčšinou šedivozelené bridličnaté a jemnozrnné horniny s priemernou zrnitosťou 2 mm. Sľudy vytvárajúce šupinky a šupinkovité agregáty majú tendenciu usporiadania v smere rovnobežnom s plochami bridličnatosti, no niekedy prejavujú i diagonálne uloženie. Štruktúra horniny je lepidogranoblastická až lepidoblastická. Kremeň a plagioklasy tvoria ekvigranulárnu základnú hmotu, sľudy tvoria lepidoblasty a granáty porfiroblasty. Väčšina sľúd je orientovaná paralelne s plochami, má krystalizačnú bridličnatosť (s plochy). Časté je prerastanie plagioklasov poikiloblastami kremeňa a muskovitu.

Kremeň vytvára zrná o veľkosti do 2 mm. V prvých štádiách mechanickej deformácie prejavuje undulózne zhášanie, v ďalších štádiách tlakového postihnutia býva kataklázovaný, a to v počiatočnom štádiu kataktázy vznikajú pukliny uprostred zŕn a pri jeho terminálnom ukončení sa tvoria kužeľovité agregátne zhľuky. V ďalšom štádiu dochádza ku vzniku venčekovitých štruktúr (Koronenstruktur). Spolu s jemne ihličkovitým silimanitom vytvára šošovky fibrolitu. Veľmi často uzaviera šupinky muskovitu.

Plagioklasy v dôsledku väčšej kryštaloblastickej sily, než akú má kremeň, vytvárajú idioblasty. Sú lamelované podľa albitového zákona, častejšie sú nelamelované, s hojnými poikiloblastmi kremeňa a muskovitu. Ich idiomorfizmus je zdanlivo zväčšený albitickým lamelovaním. Bázicita plagioklasov je stanovená prirovnaním k relatívnemu n kremeňa, pričom index lomu plagioklasov $n_{\alpha_1} > n_{e_1}$, $n_{\gamma_1} = n_o$; tieto hodnoty odpovedajú oligoklasu An_{16-20} . Väčšina plagioklasov podľahla intenzívnej sericitizácii.

Z draselných živcov je zriedkavý ortoklas, ktorého prítomnosť bola zistená iba pri vzorke horniny z Ostredku, kde ako sa zdá už došlo k prínosu granitickej zložky do pôvodných ektinitov pri granitoidnej intrúzii. Vytvára tu porfyroblasty do 3 mm veľké.

Sľudy sú zastúpené muskovitom a biotitom. Prvý je idiomorfne obmedzený a tvorí často planparalelné zrasty s biotitom. Okrem toho sa nachádza v diallastickej forme v plagioklasoch a v kremeň. Bauerit vzniknutý odmiešaním Fe podielu bez odnosu alkálií a za vylúčenia leukoxénu z biotitu uzaviera zvyšky chloritizovaného biotitu s ihličkovitým rutilom vo forme sagenitu.

Biotit, ak je zachovalý, je nápadne čerstvý, hnedej farby, s tzv. karpatským výrazným pleochroizmom v smere // s γ je tabakovohnedý, v smere β , α svetlohnedý až slamovožltý. Ojedinele tvorí planparalelne zrasty s muskovitom, čo sa prejavuje striedaním úzkych lamiel čerstvého biotitu s lamelami bezfarebného muskovitu. Miestami je slabو zmenený v chlorit. Okrem počiatočnej chloritizácie bola u biotitu pozorovaná pomerne výrazná baueritizácia. Na štiepných trhlkách vidieť ihličkovitý rutil.

Granáty vytvárajú pretiahnuté porfyroblasty v smere s plôch. Ich veľkosť sa pohybuje od 0,5–2 mm. Býva zatlačovaný muskovitom a na puklinách je chloritizovaný a epidotizovaný.

Z akcesorických minerálov je najhojnejší silimanit, vytvárajúci ihličky 2 mm dlhé, 0,02 mm široké. Rovnobežne zrástá s muskovitom a biotitom. Najhojnejšie tvorí drobné spltené ihličky spolu s kremeňom, prípadne je v ňom vrastený v podobe nepravidelne rozmiestnených ihličiek. Ďalšími akcesóriami sú magnetit, hematit, zirkón, najmä v biotite, rutil v sagenitovej forme tamtiež a titanit. Zo sekundárnych minerálov je prítomný najmä sericit, chlorit, pennín, epidot a limonit.

Hlavným znakom ako u všetkých hornín tunajšieho kryštalinika je prítomnosť ložných žiliek sekrecionálneho kremeňa, niekoľko mm mocných a pomerne rýchlo sa vykliňujúcich. Horniny sú prestúpené nespočetnými sklznými plôškami, potiahnutými limonitom vzniknutým pri rozpade biotitu. Preto i tu už pri makroskopickom štúdiu možno konštatovať silnú kataklázu a stopy pokryštalinného porušenia.

Práve opisovaný typ pararulových hornín smerom ku granitoidnej intrúzii

prechádza v dôsledku pribúdania biotitu do biotitických rúl so silimanitom. Biotit nadobúda úplnú prevahu nad muskovitom, ktorý je nakoniec najmä v enklávach granitoidných hornín úplne zatlačený. Šupinky, ktoré sa makroskopicky zdajú muskovitom, sú baueritom so slabým zelenkastým pleochroizmom v smere rovnobežnom s γ . Granáty nadobúdajú veľkosť až 2 mm. Patria almandínu, ktorý je opancierovaný jemnými šupinkami slúd.

Na severnej strane našich Tatier predstavujú biotitické pararuly len nepatrné zvyšky metamorfovaného plášťa. Makroskopicky sú to jemnozrnné bridličnaté horniny šedivočiernej farby s nápadným množstvom čerstvého biotitu a splstnených ihličiek silimanitu s kremeňom, vytvárajúce drobné šošovky. Plagioklasy sú zastúpené v menšom množstve ako pri predošlom type, sú bázeickejšie, odpovedajú andezínu. V enklávach žuly na severnej strane i v skupine Bystrej a Kamenistej sú biotitické ruly so silimanitom a granátmi chudobnejšie na plagioklasy, ktoré bázeitou odpovedajú oligoklas-albitu až albitu.

Prítomnosť silimanitu v opísaných horninách sa dá odôvodniť jednak väčšou hĺbkou metamorfózy, jednak väčším množstvom zastúpenia ílovitejšej zložky. V blízkosti granitoidnej intrúzie v rulovom komplexe sa nenachádzajú značnejšie polohy kvarcitov a kvarcitických rúl. Predmetamorfná séria predstavuje tu hlbší faciálny vývoj ako v strede pararulového komplexu. Horniny so silimanitom podobného zloženia opísal už dávnejšie z oblasti Vysokých Tatier najmä Kreutz (1913, 1930), Pawlica (1929) a Michalik (1952). Michalik vysvetľuje vznik týchto hornín progresívnou metamorfózou pôvodných alkalicko-vápenatých žúl. Naproti tomu Kreutz ich pokladá za prvotne regionálne dynamometamorfované a neskôr pri intrúzii vysokotatranskej žuly resorbované ílovité sedimenty. I keď chemické analýzy vcelku odpovedajú zloženiu alkalicko-vápenatých žúl (Jaskoľski 1924), nie je možné s istotou tvrdiť, že by išlo o spôsob vzniku tým spôsobom, ako to uvádza Michalik (1952). Prijateľnejším sa zdá Kreutzovo vysvetlenie, že biotitické ruly so silimanitom a granátom a biotit-muskovitické ruly sú pôvodné ílovité sedimenty zmenené regionálnou dynamometamorfózou a katazonálnou metamorfózou pri intrúzii granitoidných serogénnych hornín. Michalik však vznik týchto hornín v ich konečnom štádiu pripisuje kontaktnej metamorfóze.

Silimanit nemožno pokladať za výlučne kontaktný minerál, ako to bolo vidieť pri opisoch dvojsľudových rúl so silimanitom a granátmi. Je obvyčajne akcesorickým minerálom a jeho nápadné pribúdanie v kryštallických bridliciach a migmatitoch smerom ku kontaktu je všeobecným javom v kryštallických bridliciach na južnej i na severnej strane Západných Tatier.

V kryštaliniku Vysokých Tatier sa javí nedostatok vysokoorigénnych (hoch-orogen) intrúzií (tab. II, obr. 1, 2). Kým v nízkotatranskom kryštaliniku predstavujúcom najhlbšie časti jadrového kryštalinika tatroveporid sú zastúpené vysokoorigénne žuloruly a kyslé intruzíva v značnej miere, nemôžeme toto tvrdiť o kryštaliniku Vysokých Tatier. O existencii väčších telies typických ortorúl vzniknutých prehnetením a rekryštalizáciou všesmerných granitoidných hornín tu nemáme nijaké dôkazy. V podstate ide o granitizáciu premenených suprakrustálnych sérií, u ktorých zostala zachovaná ich paralelná textúra ako „palimpsestová krébsa“ bridličnatosti. Vzájomný pomer parakomponentu a ortokomponentu kolíše z miesta na miesto. Za prípad, kedy by v skutočnosti mohlo ísť o intruzívny charakter vysokoorigénnych žúl, možno považovať drobné výskyty aplitických ortorúl na južnom okraji skupiny Baranca, kde dosahujú mocnosť niekoľko desiatok metrov. Vystupujú tu jednak v migmatitoch vysokoorigénnych žulorúl, jednak v migmatitoch serorigénnych granitoidov.

O starších i mladších migmatitoch možno povedať, že zo živcov obsahujú najviac plagioklas a len smerom do hĺbky, a to ako k intrúzii starších, tak i mladších granitoidov, pribúdajú draselné živce. Je to dôkaz, že v hlbších častiach pribúda migmatizáciou K_2O , pretože K^+ ión, majúci väčší polomer pri metasomatickej granitizácii, nedostáva sa tak vysoko ako Na^+ , ktorého iónový rádius je nepomerne menší. Preto pri mladších granitoidných horninách pri „feldšpatizácii“ okolných metamorfovaných hornín došlo k väčšiemu odnosu Na_2O , kým K_2O bolo koncentrované na okraji ako komponent draselných živcov v pegmatitických a aplitických žulách a v migmatitoch v bezprostrednej blízkosti intrúzie.

V študovanom teréne vystupujú horniny žulorulového charakteru vo forme pretiahnutých telies na dvoch miestach, a to na južnom úpätí Baranca, na hrebeni idúcom západne od Trnoveckej doliny a pri vyústení Žiarskej doliny. Petrograficky sú obidve telesá zhodné. Prvý výskyt opísal K o u t e k (1935), ktorý podľa textúry rozdelil tieto horniny na plástovité, okatozrnité a podľa mineralogického zloženia na dvojsludové značne kyslé, bohaté na K živce a s menším obsahom živcov. Okrem týchto typov vystupujú ešte staršie kyslé intruzíva v podobe pretiahnutých telies, resp. žíl v migmatitoch starších i mladších na JV svahu Baranca a v skupine Ostredku.

Ortoruly vystupujúce na južnom svahu Baranca západne od Trnoveckej doliny sú slabo bridličnaté, so strednozrnnou základnou hmotou bohatou na muskovit, v ktorej vystupujú až 1,5 cm veľké očka draselného živca pretiahnuté v smere bridličnatenia.

Petrograficky sa povaha týchto hornín mení od stredy k okrajom a s okolnými migmatitmi postupne splýva. Toto postupné splývanie s okolitými migma-

titmi nasvedčuje, že ide o horniny žulorulového charakteru, vzniknuté metasomatickou granitizáciou svorových až dvojsludových rúl.

Zloženie horniny: kremeň 33 %, plagioklas 20 %, mikroklín a ortoklas 35 %, muskovit 9 %, akcesórie 3 %. Štruktúra horniny je blastogranitická, textúra neúplne bridličnatá.

Kremeň je značne kataklázovaný, je často sfarbený do ružova a obsahuje veľa plynných inklúzií. Pri silnejšej katakláze dochádza až k mozaikovému rozpadu a čiastočne rekrytalizácii. Okrem normálnej základnej výplne medzi živcami tvorí hojné poikiloblasty v ortoklase vo veľkosti 0,2 mm. Priemerná veľkosť zŕn je 0,4 mm.

Draselné živce sú zastúpené pertitickým idiomorfne vyvinutým ortoklasom. Priemerná veľkosť 2 mm, pertititové vretienka dosahujú veľkosť 0,2–0,6 mm. Na okrajoch býva korodovaný a uzaviera nepravidelné zrná lamelovaných plagioklasov. Býva často porušený a popraskaný, pričom pukliny sú vyhojené kremeňom, ktorý neprejavuje kataklázu. Okrem čerstvých jedincov sa zistili i jedince kaolinizované. Uzavierajú hojné poikiloblasty korodovaného kremeňa a ostrohranné albitizované plagioklasy.

Mikroklín je zastúpený mikroklín-pertitom a mikroklín-mikropertitom. Tvorí jedince o veľkosti 0,6–2 mm a v hornine je zastúpený až 20 %. Tlakom postihnuté jedince majú na okraji venčekovitú obrubu kremeňa a na puklinách väčších zŕn sú pozorovateľné výplne kremeňa a albitu, ktoré sú značne deformované. Ide o ďalšie porušenie horniny po jej rekrytalizácii. Pri niektorých vzorkách ortorúl sa zistil pozoruhodný zjav. Jadro kryštálu tvorí ortoklas a okraj je zreteľne mriežkovaný mikroklín. Je otázka, či ide o prejav tlakovej mikroklinizácie alebo o zmenu pri kryštalizácii ortoklasu v mikroklín. Pravdepodobne ide o druhý prípad. Zdá sa, že v určitom štádiu metasomatického prínosu granitizačného materiálu mohlo nastať buď zvýšenie tlaku, alebo zníženie teploty a okraj už kryštalizoval za iných termodynamických podmienok, takže mikroklínová obruba kryštalizovala za nižšej teploty, než akú má ortoklasové jadro. Je známe, že monoklinická modifikácia *K* živcov je stálejšia pri vyšších teplotách ako triklinická. U ortoklasu na styku s plagioklasom dochádza ku vzniku myrmekitu.

Plagioklasy sú lamelované i nelamelované a čiastočne podľahli sericitizácii. Postup sericitizácie ide od stredu k okrajom zloženým z mliečnobieleho albitu. U zachovalých lamelovaných jedincov odpovedá albit oligoklasu.

Biotit vystupujúci v šupinkovitých agregátoch 1–2 mm veľkých je chloritizovaný, pričom si chlorit zachováva pôvodnú podobu a štruktúru biotitu.

Muskovit je primárny i deuterogénny, kostrovite vyvinutý, vzniknutý najmä hydrolyzou *K* živcov.

Kremeň vylúčený s muskovitom tvorí daktylické symplektity. Veľkosť jednotlivých lupienkov kolíše od 0,2–8 mm. Prejavuje slabú undulozitu.

Z akcesórií sú prítomné ilmenit, rutil v sagenitovej podobe v chlorite, zirkón s pleochroickými dvorčekmi, apatit, titanit, sporadicky turmalín a hematit. V niektorých vzorkách sa zistil v kremeň silimanit.

Sekundárne minerály sú zastúpené chloritom (pennín), sericitom a limonitom.

Pozvoľným prechodom do migmatitov ubúda draselných živcov a pribúda plagioklasov. Horniny nadobúdajú čím ďalej tým viac granoblastickú štruktúru a bridličnatú textúru. Jednotlivé živcové zrná vytvárajú viac-menej izolované očka a hornina nadobúda vzhľad „perlovej“ ruly. Veľké očka majú miestami až 1 cm v predĺžení a sú to poväčšine ružové mikroklíny, zriedkavejšie pertitické ortoklasy. Sú od seba oddelené nesúvislými vrstvičkami biotitu a muskovitu.

Plagioklasy postupne nadobúdajú dokonalejšiu izometriu, ale vždy sú ešte pretiahnuté v smere s plôch. V dôsledku silnej dynamometamorfózy došlo miestami k ich rozpadu v zmes vejárovite usporiadaného sericitu a kremeňa. Pri južnom okraji pohoria sú diafторizované v svorové ruly s veľkými šupinkami muskovitu (1 cm) a len reliktu pôvodných hornín svedčia o pôvodnej hornine. Treba ešte poznamenať, že kým teleso vystupujúce v Žiarkej doline má charakter migmatitov s hojnými aplitickými, niekoľko metrov mocnými polohami, u telesa vystupujúceho na južnom svahu Baranca tieto polohy pozorujeme len veľmi zriedka. Okrem uvedených dvoch pozdĺžnych telies vysokoerogénnych žulorúl vystupujú v Trnoveckej doline a východne od nej aplitické ortoruly vo forme ložných žíl niekoľko desiatok metrov mocných. Tieto kyslé horniny majú už intruzívny charakter, sú ostro oddelené od okolných hornín, najmä migmatitov mladších serorogénnych granitoidov, prípadne dvojsľudových rúl so silimanitom a granátmi. Obyčajne sa vyskytujú v tesnej blízkosti šošovkovitých polôh jemnozrnných a granatických amfibolitov.

Makroskopicky sú to jemnozrnné horniny svetlej ružovkastej farby, skoro bez tmavých minerálov. Sľudy (väčšinou muskovit) sú orientované paralelne s s plochami a na plochách kolmých na ne vytvárajú súvislé pružky pod 0,5 mm mocné.

Štruktúra horniny je blastogranitická, jemnozrnná, niekedy s ružovkastými vyrastlicami mikroklínu. Zloženie: ortoklas, mikroklín, kremeň, plagioklasy, muskovit a chlorit. Priemerná zrnitosť 0,8 mm.

Kremeň je alotriomorfne vyvinutý (veľkosť 0,4 mm), jednotlivé zrná zapadajú do seba zubovite a zálivovite. Je menej tlakove deformovaný ako u hornín žulorulového charakteru. Zo vzorky z doliny Brišno sa zistili v kremeň ihličkovité uzavreniny silimanitu (vráskové mikrolity).

Plagioklasy sú poväčšine sericitizované a u zachovalých sa zistila bázcita $\text{Ab}_{87}\text{An}_{13}$, čo odpovedá albit-oligoklasu.

Z draselných živcov je v prevažnej miere zastúpený mikroklín vytvárajúci porfýroblasty až 1,6 mm veľké, vyvinuté vo fácií mikropertitu. Ojedinele býva mikroklín zatlačovaný myrmekitom.

Sľudy sú zastúpené v nepatrnom množstve najmä muskovitom, ktorý deuterne dorastá a tvorí symplektity s kremeňom. Biotit nie je zachovalý v čerstvom stave, ale je intenzívne chloritizovaný, pričom si zachováva pôvodný tvar. Z akcesorických minerálov vzácné vystupujú zaoblené zrníčka apatitu v kremeň, drobné ihličky rutilu v sagenitovej forme, odmiešaný leukoxén na okraji chloritizovaného biotitu a drobné ihličky turmalínu. Zo sekundárnych minerálov je zastúpený sericit, chlorit a limonit.

Žuloruly a aplitické ortoruly staršej intruzívnej periódy majú na rozdiel od serorogénnych granitoidov pravidelný pretiahnutý tvar smeru SV—JZ. Svedčia o syntektonike s okolným komplexom. Sú nepomerne kyslejšie (SiO_2 až 73,48), so značným obsahom alkálií, čo vyplýva ako z mikroskopickej, tak aj z ďalej uvedenej chemickej analýzy: SiO_2 73,48 %, TiO_2 0,25 %, Al_2O_3 13,68 %, Fe_2O_3 1,18 %, FeO 1,68 %, MgO 0,88 %, CaO 1,06 %, K_2O 3,75 %, Na_2O 2,48 %, MnO 0,04 %, P_2O_5 0,18 %, $-\text{H}_2\text{O}$ 0,11 %, $+\text{H}_2\text{O}$ 0,93 %, spolu 99,66 %.

Migmatitová zóna spomínaných žulorúl a aplitických ortorúl na miestach, ktoré neboli značnejšie postihnuté dislokačnou metamorfozou, je výrazná a pomerne dobre kartograficky vymedziteľná. Na území východne od Trnoveckej doliny sa pomery značne komplikujú tým, že v mladších migmatitoch vystupujú žilné diferenciáty — pegmatity, aplity a spolu s nimi v migmatitovom komplexe sa nachádzajú aplitické ortoruly a menšie žulorulové telesá.

Amfibolity

Kryštalinikum Vysokých Tatier predstavuje externú zónu prakarpatskej geosynklinály na rozdiel od katazonálneho kryštalinika nízkotatranského a epizonálneho až mezozonálneho kryštalinika Malých Karpát; okrem iného sa líši podradnejším vystupovaním bázičných intrúzií a efúzív regionálne zmenených v amfibolity. Už K o u t e k (1936) poukazuje na to, že v niekoľko km^2 veľkom komplexe rúl v skupine Baranca vystupujú len nepatrné, najviac 10 m mocné polohy bázičných ofiolitov, odpovedajúce svojím zložením dioritickej magme.

Amfibolity v kryštaliniku Vysokých Tatier sa nachádzajú v pôvodných sedimentárnych sériách, kde tvoria menšie telesá, prebiehajúce konkordantne s bridličnatosťou okolitých hornín. Táto konkordancia s bridličnatosťou parabridlic a migmatitov nasvedčuje, že ide o produkty iniciálneho bázičného vulkanizmu varískej vývinovej etapy. Charakter medzivrstvových intrúzií, prípadne ložných žíl je jasný pre výskyty amfibolitov, no nemožno vylúčiť ani existenciu podmorských výlevov, aj keď typické pyroklastiká preukazujúce výlevné formy neboli zistené. Okrem kryštalických bridlic a migmatitov vyskytujú sa aj v granitoidných horninách, kde tvoria šošovky spolu s pararulovými horninami, čo dosvedčuje, že ide o reliktu pretaveného granitoidného plášťa. Mocnosť jed-

notlivých polôh je veľmi variabilná a pohybuje sa od 1 cm do desiatok metrov. Najväčší amfibolitový pruh bol zistený na východných svahoch Baranca o mocnosti 100 m a dĺžke 1,5 km.

Medzi amfibolitmi možno vcelku odlišovať tieto typy:

- a) jemnozrnné amfibolity vystupujúce obyčajne pri kontakte granitoidné horniny — kryštallické bridlice,
- b) strednozrnné masívne amfibolity vystupujúce v arteritických migmatitoch,
- c) hrubozrnné gabroidné amfibolity viazané na imbibičné migmatity,
- d) „paraamfibolity“ impregnované pyritom, vystupujúce v starších migmatitoch — chloritické bridlice (K o u t e k 1936),
- e) granatické amfibolity vystupujúce uprostred migmatitov (tab. III, obr. 1),
- f) amfibolity — „migmatity“ (tab. III, obr. 2), u ktorých dochádza k striedaniu amfibolitovej zložky s aplitikou — aplitické diority (K r e u t z 1930).

Jemnozrnné amfibolity s granoblastickou štruktúrou

Makroskopicky sú to tmavozelené masívne horniny, miestami usmernené. Štruktúra horniny granoblastická, textúra masívna. Horninu tvorí amfibol, kremeň a plagioklasy. Jednotlivé zrná amfibolu sú viac-menej idiomorfne vyvinuté, ich zrnitosť kolíše od 0,1–0,5 mm. Časť zŕn amfibolu má jedince pretiahnuté v smere *c*. Toto niekedy charakterizuje štruktúru horniny ako granoblasticko-heteroblastickú.

Amfibol, veľkosť 0,1–0,5, pleochroizmus pre α svetložltý, pre β špinavožltý, pre γ žltozelený. Uhly maximálneho zhášania v rezoch kolmých na $\beta : c : \gamma$ je $14^{\circ}20'$, $15^{\circ}20'$ a $14^{\circ}20'$, uhol optických osí 80° . Ide o obyčajný amfibol. Upravreniny: kremeň v podobe poikiloblastov, titanit, titanomagnetit a pyrit. Σ premien bola pozorovaná veľmi slabá biotitizácia amfibolu, ktorá bola vyvolaná účinkom granitickej magmy.

Plagioklasy sú sericitizované, u zachovalých jedincov zisťovaná bázicita k *P* v reze kolmom na $\gamma = 20^{\circ}$, čo odpovedá andezínu $\text{Ab}_{56}\text{An}_{44}$.

Akcesórie: magnetit, titanit, titanomagnetit, pyrit, ilmenit — leukoxén. Sekundárne minerály: chlorit na okraji amfibolov a minerály epidot-zoizitovej skupiny.

Strednozrnné masívne amfibolity s granoblasticko-heteroblastickou štruktúrou

Hornina je strednozrnná, masívna, šedivozelenej až čierozelenej farby. Ide o najhojnejší typ amfibolitov nachádzajúcich sa v prevažnej miere v mladších migmatitoch. Štruktúra horniny je granoblasticko-heteroblastická. Heteroblastičnosť je spôsobená značnými rozdielmi vo veľkosti zŕn, najmä u tmavých mi-

nerálov, ktorých veľkosť varíruje od 0,1–2,5 mm. Minerálne zloženie: amfiboly 65 %, plagioklas 25 %, akcesórie 5,5 %, sekundárne minerály 2 %.

Amfiboly majú vo väčšine prípadov mierne pretiahnutý tvar s celistvým ukončením. Väčšie jedince sú hypidiomorfne obmedzené, menšie majú určitú idiomorfiu a sú xenoblasticky členené. Z premien je sporadická chloritizácia za vzniku pennínu, postupujúca od okrajov zrn.

Živce tvoria xenomorfnú výplň medzi zrnami amfibolu vo forme lalokov a zálivov zasahujúcich do väčších amfibolových individuí. Sú postihnuté silnou sericitizáciou. Zhášanie v symetrickej zóne γ/c ($11-13^\circ$), čo odpovedá báziickému oligoklasu. Z akcesorických minerálov je prítomný magnetit, ďalej apatit, kalcit vystupujúci najmä po puklinách. Zo sekundárnych je prítomný chlorit a sericit.

G a b r o i d n é a m f i b o l i t y

Sú to hrubozrnné horniny tvorené z amfibolov a plagioklasu, dosahujúcich veľkosť 0,5–2 cm. Makroskopicky sú pozorovateľné biele vyvetrávajúce plagioklasy. Dokonalá štiepatelnosť amfibolov je viditeľná už voľným okom.

Štruktúra horniny je gabrová. Amfiboly sú idiomorfne obmedzené a sú slabo postihnuté chloritizáciou. Pleochroizmus pre α slabozelený, pre β žltozelený, pre γ špinavozelený. Uhly zhášania v kolmých rezoch (010) dosahujú maximálnu úchylku 23° , ide o obyčajný amfibol. Uzavreniny v amfibole sú magnetit, titanit a minerály epidot-zoizitovej skupiny.

Premena v biotit na okrajoch a štiepných trhlkách.

Plagioklasy sú úplne saussuritizované a zatlačené minerálmi epidot-zoizitovej skupiny, ktoré sú vyvinuté v podobe xenomorfných agregátov za súčasného vylúčenia albitu a drobných zrníček kremeňa.

Akcesórie: titanit v podobe malých zrnitých šošoviek, vzniknutých odmiešaním pri biotitizácii amfibolu, apatit vo forme zaoblených zrníček v amfibole.

Sekundárne minerály: zoizit vytvára xenomorfné agregáty s anomálne modrými interferenčnými farbami, epidot v podobe jemných šupiniek a zrníček, prípadne jemných granoblastov. Hojnosť sericitu ako hlavného produktu rozpadu plagioklasov, leukoxén a limonit.

G r a n a t i c k ý a m f i b o l i t

Tento druh amfibolitov je veľmi častý v komplexe kryštalickej bridlic a migmatitov Západných Tatier. Najväčší výskyt sa nachádza v doline Brišno, kde dosahuje mocnosť 50 m a dĺžku 500 m. Granatické amfibolity z jednotlivých výskytov sa navzájom už makroskopicky líšia, najmä čo do veľkosti jednotlivých komponentov, obsahu granátov a rudných minerálov.

Makroskopicky sú to horniny tmavozelených farieb s ružovo vyvetrávajú-

cimi granátmi, tvoriacimi izometricky vyvinuté jedince od 0,2 až do 10 mm v priemere. Textúra horniny je bez akýchkoľvek stôp usmernenia. Štruktúra granoblastická, miestami až granoblasticko-heteroblastická. Zloženie horniny: amfibol 65 %, granát 15 %, kremeň 5 % a saussuritizované plagioklasy 20 %.

Amfibol tvorí granoblasty od 0,04–1,2 mm, je najčastejšie izometricky vyvinutý. Pleochroizmus v smere α špinavozelený, v smere β žltozelený, v smere γ bledožltý. Uhol zhášania v reze kolmom $010 = 23^\circ$. Charakter zóny +, charakter minerálu –. Ide o obyčajný amfibol. Premena amfibolu je veľmi slabá, ku biotitizácii až chloritizácii dochádza u amfibolov nachádzajúcich sa ako uzavreniny v granátoch, prípadne u jedincov, ktoré sa nachádzajú ako obruba okolo granátov. Uzavreniny v amfibole: epidot-zoizit, kremeň, magnetit, titanit s pyritovým obalom.

Kremeň sa nachádza v podobe poikiloblastov a aj v základnej hmote vo veľkosti zŕn od 0,02 do 8 mm. V amfibole tvorí zaoblené poikiloblasty, v úplne rozložených plagioklasoch drobné mozaikové agregáty. V porfyroblastoch granátu tvorí drobné zaoblené zrníčka. Všetky jedince kremeňa javia len veľmi slabú kataklázu, ba v amfibole z Baranca nebol pozorovaný ani najmenší prejav tektonickej deformácie. Kremeň uzavieraný granátmi má poväčšine zrná s rozpadnutými okrajmi. Kryštaloblasty vyplňujúce medzery medzi kryštálmi amfibolov a granátmi uzavierajú niekedy útržkovitý amfibol a magnetit.

Granát tvoriaci kryštaloblasty veľkosti 0,6–3 mm je na priereze bledoržový. Premena v chlorit najmä na okrajoch a puklinách hojne uzaviera kremeň, minerály z epidot-zoizitovej skupiny a magnetit. Granáty sa identifikovali jednak na základe zmerania ich mriežkovej konštanty z difrakčných snímok, ale aj na základe spektrálnej analýzy. Ich mriežková konštanta je $11,6067 \pm 0,009$ kX. Spektrálna analýza dokázala, že vedľa Si, Al, Fe vystupuje aj Ca ako hlavná komponenta. Na základe uvedeného sa usúdilo, že ide o almandín sprevádzaný väčšou zložkou grosuláru.

Plagioklasy úplne podľahli saussuritizácii a javia sa ako zakalené zvyšky tvoriace lem okolo granátov.

Z akcesórií je prítomný magnetit, titanit, titanomagnetit, zirkón, rutil a málo apatitu.

Sekundárne minerály: chlorit, epidot-zoizit a málo biotitu.

Blízkosť granitoidného materiálu, najmä migmatitov spôsobuje i tu biotitizáciu amfibolov. Granát je najmladším minerálom, pretože uzatvára ostatné minerály.

Amfibolity zrudnené pyritom

Tento typ označil Koutek (1936) ako paraamfibolity alebo chloritické bridlice. Vystupujú v Žiarskej doline 200 m od jej vyústenia a sú viazané na

aplitické ortoruly a ich migmatity. V nich je založená štôlna, avšak okrem partií slabo impregnovaných pyritom tu nejde o väčšie zrudnenie.

Makroskopicky sa hornina líši od predchádzajúcich typov svetlejším odtieňom farby a je značne tlakove postihnutá, javí početné sklzné plôšky a sekcionálne šošovky kremeňa okolo 5 mm hrubé a niekoľko dm dlhé. Hnedé povlaky svedčia o zvetrávajúcom pyrite, ktorý je na čerstvých plochách nepravidelne roztrúsený vo forme drobných zrníčok.

Mikroskopicky na rozdiel od predchádzajúcich typov líši sa hornina nápadným množstvom sekundárneho kremeňa s úplne chloritizovanými amfibolmi. Štruktúra horniny je granoblastická až lepidogranoblastická, textúra masívna a u tlakove postihnutých partií bridličnatá.

Amfiboly tvoria len zvyšky v zelenej chloritickej základnej hmote. Ich pleochroizmus v smere α špinavozelený, v smere β špinavožltý. Biotitizácia a chloritizácia amfibolov postupuje od okrajov ku stredu a po puklinách. Čerstvo zachovaný biotit má pleochroizmus v smere γ tabakovohnedý, β , γ žltohnedý až slamovožltý. Uhol zhášania amfibolu na rezoch kolmých 010 je 19° , čo odpovedá obyčajnému amfibolu.

Plagioklasy patria poväčšine andezínu, sú čisté, veľmi málo sericitizované. Často ide o rekryštalizované jedince oligoklas-andezínu, uzavierajúce šupinky chloritu a akcesórií, na rozdiel od sericitizovaných jedincov, ktoré sa nachádzajú ako poikiloblasty v amfibole.

Kremeň vystupuje v podradnom množstve a okrem základnej hmoty vyplňuje žilôčky, v ktorých nie sú pozorovateľné znaky drvenia.

Akcesórie: ako najhojnejší je pyrit dvoch generácií. Starší má zaoblené zrníčka opancierované kremeňom nachádzajúcim sa v chloritizovanom amfibole a je porušený. Mladší tvorí izometrické kryštály a agregáty, je pomerne dobre zachovalý. Vznik mladšieho pyritu bol spôsobený retrográdnou termickou metamorfózou. Ďalej ako akcesórie sú prítomné titanit, titanomagnetit, hematit, ihličky rutilu a lukoxénu.

Sekundárne minerály sú zastúpené chloritom, minerálmi epidot-zoizitovej skupiny a na puklinách často vylúčeným limonitom.

Celkove javí hornina tektonické porušenie, v dôsledku čoho došlo k premene amfibolov v chlorit. Kým u ortorúl pozorujeme len tlakové deformácie jednotlivých zložiek, u amfibolitov došlo až k rekryštalizácii zložiek tvoriacich horninu. Preto sa tu dobre uplatňuje starý poznatok, že kyslé eruptíva sú za tých istých termodynamických podmienok len mylonitizované, kým bazické rekryštalizujú.

A m f i b o l i t y — „m i g m a t i t y“

Tento typ amfibolitov označil K r e u t z (1930) ako dioritické aplity. Vystupujú v závere Žiarskej doliny na obidvoch svahoch Jamnickej doliny. Svojím

makroskopickým zjavom pripomínajú migmatity, kde dochádza k striedaniu sa úzkych prúžkov aplitického a amfibolitického materiálu. Mocnosť jednotlivých aplitických i amfibolitických polôh sa pohybuje od niekoľko mm do 40 cm. Ide tu vlastne o nastrieknutie amfibolitu aplitickým materiálom. Dôkazom toho sú útržky amfibolitov v aplitickom materiáli, vytvárajúce šošovky a očka, dosahujúce veľkosť 2–10 cm. Nápadné je značné množstvo granátov ako v jednej, tak aj v druhej polohe.

Zaujímavé je postavenie týchto hornín voči okolným horninám. Vystupujú buď v blízkosti kontaktu granitoidné horniny — kryštalické bridlice, alebo v migmatitovej zóne mladších granitoidov. Okrem toho sa nachádzajú aj v žulách pegmatitovo-aplitovej zóny v skupine Bystrej a Kamenistej. Obmedzenie voči okolnej hornine je vždy ostré, čo nasvedčuje o ich ložnom charaktere. Ide teda o diferenciát dioritickej magmy nastrieknutý aplitickým materiálom.

Amfibolitová zložka sa vyznačuje značnou veľkosťou stĺpčekovitého amfibolu do 2 mm a vyvetrávajúcimi šedivými plagioklasmi, ako aj prítomnosťou makroskopicky viditeľných granátov — almandínov a malého množstva hnedočierneho biotitu.

Makroskopicky sa štruktúra horniny javí ako porfyroblastická, textúra je usmernená a miestami sa nachádzajú i zvyšky pôvodnej granoblastickej štruktúry. Zloženie: amfibol 60–65 %, plagioklas 5–25 %, granáty 10–15 %. Biotit pristupuje už ako akcesória.

Amfiboly tvoria granoblasty predĺžené v smere osí c , pleochroizmus v smere γ sýtozelený, β hnedozelený, α špinavožltý. Absorpcia $\gamma > \beta > \alpha$. Symetrické zhášanie na kolmých rezoch $M : P = 18–22^\circ$, čo odpovedá obyčajnému amfibolu. Amfibol sa mení v biotit až chlorit.

Plagioklasy odpovedajú bázicitou andezínu, sú poväčšine saussuritizované, v dôsledku čoho sa objavuje značné množstvo minerálov epidot-zoizitovej skupiny, čistého albitu a drobných zrníček kremeňa.

Kremeň v základnej hmote tvorí mozaikové agregáty s jednotlivými zrnami zubovite do seba zapadajúcimi bez zjavov kataklázy. Ide o rekryštalizačný kremeň.

Granáty — almandíny sú bledoružovej farby a sú často akoby opancierované agregátmi kremeňa s útržkami amfibolu a minerálov epidot-zoizitovej skupiny. Veľkosť granátov od 0,5–3 mm. Tvorí teda porfyroblasty v základnej granoblastickej hmote tvorenej amfibolmi a saussiritizovanými plagioklasmi. Uzaviera často útržky amfibolu, kremeňa, albitu a minerálov epidot-zoizitovej skupiny. Pozorujeme jeho premenu v chlorit po okrajoch a na puklinách.

Z akcesórií je hojný titanit, menej magnetit, leukoxén a ilmenit. Sekundárne minerály epidot-zoizit, biotit, chlorit a limonit.

Aplitická zložka je pomerne ostro oddelená od zložky amfibolickej. V úzkej reakčnej styčnej zóne je sústredené väčšie množstvo granátov a útržkov amfibolu

v kremeň-živcovej hmote. Zo živcov majú prevahu plagioklasy, a to oligoklas. Sú takmer úplne saussuritizované a sericitizované. Nápadná je prítomnosť vejárovite zoskupeného sericitu. Produkty saussuritizácie, t. j. minerály zoizit-epidotovej skupiny — albit a kremeň — sú menej hojné.

Kremeň vystupuje jednak v základnej hmote, jednak býva odmiešaný vo forme drobných žiliek a šošoviek prestupujúcich horninu.

Hornina je bohatá na magnetit, titanomagnetit, ku ktorým pristupuje útržkovitý amfibol z väčšej časti chloritizovaný. Chloritizácii amfibolitu predchádzala biotitizácia.

Svojím zložením a fyziografickou povahou svedčia tieto horniny o tom, že tu ide o pôvodnú horninu dioritického až kremito-dioritického zloženia, nastrieknutú dodatočne aplitickým materiálom a znovu rekryštalizovanú, o čom svedčí postupnosť kryštalizácie jednotlivých komponentov: titanit, magnetit, amfibol, plagioklasy a granát ako najmladší produkt rekryštalizácie. Reakčná zóna s granátmi sa objavuje tak v endokontakte, ako aj v exokontakte. Pretože rekryštalizácia pokročila ako v aplitickej, tak i amfibolickej zložke, nemožno jednoznačne usúdiť, či k nastrieknutiu ortomateriálu došlo pri regionálnej metamorfóze, alebo pri metamorfóze spôsobenej intrúziou mladších granitoidov. Avšak podľa postavenia amfibolitov voči hornine, v ktorej sa nachádzajú, sa zdá, že k tomu došlo skôr pri regionálnej dynamometamorfóze. Dôkazom toho by bol výskyt v Jamnickej doline, kde poloha amfibolitov „migmatitov“ je viazaná na hranicu dvojsľudových rúl a migmatitov.

Amfibolity zóny pegmatitovo-aplitovej vystupujú približne spolu s horninami zvyškov pôvodného plášťa v skupine Bystrej a Kamenistej. Výskyt týchto hornín a ich charakteristiku opísal J a s k o ť s k i (1924).

Makroskopicky sú to horniny tmavozelené, jemnozrnné, miestami značne tlakove postihnuté. Mikroskopicky javia granoblastickú — hypidiomorfnú štruktúru, bridličnatú textúru. Amfiboly o priemernej veľkosti 1,4 krát 0,6 mm s uhlom zhášania v reze kolmom 010—16°, čo odpovedá obyčajnému amfibolu. Pleochroizmus v smere α slamovožltý, β hnedozelený, γ zelenohnedý.

Plagioklasy sú úplne rozložené, zachovalé lamelované jedince podľa uhla zhášania v symetrickej zóne odpovedajú bázicitou andezínu. Akcesórie: zirkón, apatit, magnetit, ilmenit. Titanit a granát, ktoré boli hojné u amfibolitov viazaných na kryštalické bridlice a migmatity, vyskytujú sa len sporadicky. Zo sekundárnych minerálov je najčastejší sericit, chlorit a limonit.

Chemizmus amfibolitov Vysokých Tatier

Pre doplnenie petrochemickej charakteristiky sa urobilo 9 kompletných silikátových analýz. Analýzu 1—2 urobil inž. L e š t á k z GÚDŠ, analýzy 4—9 inž. M a r t í n y z Geologického laboratória SAV. Výsledky sú zostavené do

Tabuľka 1
Váňové percentá chemických analýz amfibolitov (Vysoké Tatry)

Č.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	52,46	48,99	48,51	48,72	50,71	45,50	46,83	45,74	47,13
TiO ₂	1,4	1,05	1,13	0,75	1,14	1,05	0,81	0,56	2,10
Al ₂ O ₃	10,48	14,85	15,29	15,19	14,53	16,79	16,02	17,06	15,98
Fe ₂ O ₃	1,86	1,80	7,96	2,53	2,37	0,62	2,06	2,78	2,61
FeO	6,29	10,63	4,31	6,88	6,75	8,99	7,49	16,14	11,42
MnO	0,18	0,11	0,44	0,28	0,20	0,21	0,23	0,19	0,23
MgO	11,15	6,63	6,16	7,91	7,32	7,24	8,04	11,63	8,03
CaO	11,58	10,90	8,47	13,91	9,77	13,80	12,80	9,80	10,03
Na ₂ O	2,65	2,95	3,47	0,36	3,50	1,66	2,40	1,60	0,72
K ₂ O	0,60	0,50	1,50	0,44	1,85	1,96	1,16	2,00	0,34
P ₂ O ₅	0,19	0,19	0,31	0,48	0,21	0,18	0,18	0,21	0,35
+H ₂ O	0,69	0,69	0,94	2,75	1,48	2,36	1,92	2,01	0,67
-H ₂ O	0,11	0,11	0,90	0,04	0,11	0,08	0,12	0,08	0,07
Spolu	99,78	99,40	99,39	99,96	99,94	99,94	99,97	99,80	99,95

Tabuľka 2
Niggliho hodnoty analýz amfibolitických hornín (Vysoké Tatry)

Č.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>al</i>	14,5	19,9	21,6	19,00	20,0	21,2	20,4	20,8	21,0
<i>fm</i>	52,2	46,2	46,1	62,0	44,0	40,8	43,3	51,5	52,9
<i>c</i>	27,5	26,6	21,8	18,0	25,0	31,8	29,7	21,81	24,0
<i>alk</i>	6,4	7,2	10,4	1,0	11,0	6,2	6,6	5,9	2,1
<i>si</i>	116,5	111,8	116,75	105,0	121,0	97,8	101,3	94,94	105,28
<i>k</i>	0,13	0,11	0,22	0,40	0,25	0,44	0,24	0,45	0,23
<i>mg</i>	0,71	0,48	0,47	0,72	0,59	0,57	0,60	0,70	0,50
<i>c/fm</i>	0,53	0,55	0,45	0,29	0,56	0,78	0,68	0,42	0,45
<i>gz</i>	3,9	6,6	—	1,0	-23,0	-61,0	-12,0	-29,50	-31,0
<i>ti</i>	—	—	—	1,2	2,6	-1,3	1,0	0,98	2,6
<i>p</i>	—	—	—	0,2	0,1	-1,0	0,2	0,24	-0,4
<i>al-alk</i>	8,3	—	—	18,0	9,0	—	17,0	+15,37	19,0
<i>al-fm</i>	—	—	—	-43,0	-24,0	-19,6	-23,0	-30,0	-31,0
<i>Q</i>	34,2	36,6	32,6	22,90	96,84	30,2	31,0	29,0	33,40
<i>L</i>	53,5	18,8	19,0	36,90	28,50	23,8	22,0	24,0	26,3
<i>M</i>	12,4	49,5	48,3	40,20	89,10	45,9	47,0	47,04	40,30
	0,38	0,46	0,35	0,73	0,30	0,54	0,51	0,55	0,81
	0,27	0,16	0,18	0,29	0,25	0,04	0,26	0,16	0,87
	0,74	0,43	0,12	0,97	0,23	0,29	0,15	0,18	0,89
		0,76	0,81	1,72	0,43	0,72	0,43	0,60	0,45

Tabuľka 3

Váhové percentá porovnávacích chemických analýz amfibolitev
(Triebeč a Malé Karpaty)

Č.	1'	2'	3'	4'	5'	6'	7'	8'	9'	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	50,41	55,11	48,31	47,48	47,42	50,97	54,31	43,64	48,05	46,44	45,74	45,57	45,93	45,68	46,51
TiO ₂	2,90	1,32	1,86	3,20	1,96	1,41	1,20	2,12	0,65	0,99	2,04	1,71	1,56	0,61	1,03
Al ₂ O ₃	14,90	17,30	15,31	15,91	15,62	14,42	16,19	19,99	20,32	21,07	17,72	16,06	21,29	22,50	22,49
Fe ₂ O ₃	4,57	1,41	2,51	2,83	5,95	3,86	2,32	3,43	2,89	1,95	2,16	2,50	0,86	0,00	0,03
FeO	10,91	5,60	7,51	7,45	6,97	7,12	5,45	7,12	5,69	7,32	8,12	8,94	8,59	6,71	7,21
MnO	0,23	0,12	0,18	0,19	0,19	0,19	0,12	0,28	0,19	0,16	0,16	0,18	0,12	0,06	0,08
MgO	4,15	7,22	7,88	6,12	5,14	6,66	6,07	4,84	2,71	5,72	7,79	9,19	5,21	6,99	5,85
CaO	8,92	8,37	9,52	6,91	7,83	8,50	8,86	10,59	8,55	9,35	11,18	11,42	10,89	12,59	12,14
Na ₂ O	0,69	0,76	4,26	6,04	5,46	4,91	4,26	4,32	5,78	4,28	4,20	3,31	4,85	3,91	3,17
K ₂ O	1,11	1,38	0,99	0,73	0,63	0,46	0,61	0,31	0,52	0,70	0,54	0,61	0,40	0,79	0,43
P ₂ O ₅	—	—	—	0,41	0,39	—	—	0,37	0,47	0,14	0,17	0,19	0,08	0,10	0,12
+H ₂ O	1,22	1,29	1,82	0,04	2,26	1,17	0,80	5,82	3,89	2,13	0,56	0,57	0,44	0,49	1,08
—H ₂ O	0,12	0,11	0,09	2,44	0,06	0,08	0,10	0,15	0,10	0,12	0,07	0,10	0,08	0,01	0,11
Spolu	100,13	99,99	100,24	99,95	99,88	100,15	100,29	99,99	99,81	100,37	100,45	100,35	100,30	100,44	100,31

Tabuľka 4

Niggilho hodnoty porovnávacie analýz amfibolitických hornín
(Tribeč a Malé Karpaty)

Č.	1'	2'	3'	4'	5'	6'	7'	8'	9'	25'	26	27	28	29	30
<i>al</i>	22,8	27,2	24,5	20,5	24,2	31,51	23,3	22,0	20,2	23,64	22,17	20,00	27,91	28,03	29,75
<i>fm</i>	48,9	44,5	39,6	45,5	37,7	28,88	43,5	44,0	45,0	36,00	42,99	43,00	35,13	34,19	33,54
<i>c</i>	24,8	23,9	24,4	23,2	27,4	22,10	18,2	20,8	22,6	23,15	25,47	25,20	26,02	28,62	29,23
<i>alk</i>	3,4	4,4	11,8	10,0	10,5	15,51	14,9	13,5	12,1	10,59	9,37	7,50	11,03	9,12	7,52
<i>si</i>	131,0	148,0	140,0	110,0	104,5	127,0	116,5	115,0	108,0	105,8	97,3	93,9	102,4	96,9	104,6
<i>k</i>	0,50	0,55	0,08	0,13	0,04	0,05	0,07	0,06	0,05	0,10	0,08	0,01	0,05	0,12	0,08
<i>mg</i>	0,33	0,65	0,59	0,58	0,45	0,37	0,52	0,42	0,53	0,51	0,58	0,65	0,50	0,84	0,59
<i>c/fm</i>	0,53	0,54	0,62	0,51	0,71	0,83	0,42	0,46	0,51	0,65	0,59	0,58	0,74	0,83	0,87
<i>qz</i>	17,4	30,00	8,0	-34,0	-36,5	-35,0	-43,0	-39,0	-40,0	-36,5	-40,1	-23,6	-41,7	-39,5	-25,5
<i>ti</i>	5,72	2,58	2,32	3,14	3,77	1,26	5,9	3,4	2,44	1,70	3,25	2,65	2,60	0,96	1,75
<i>p</i>	—	—	—	—	0,29	0,47	0,44	0,4	—	0,10	0,16	0,16	—	0,10	0,11
<i>al-alk</i>	19,4	22,8	12,6	9,9	13,7	16,0	8,4	8,5	8,1	18,09	12,80	12,50	16,88	18,96	22,21
<i>al-fm</i>	-26,1	-17,3	-15,2	-25,5	-13,4	2,63	-20,2	-22,0	-24,8	-7,4	-20,8	-23,0	-7,2	-6,1	-3,8
<i>Q</i>	31,85	36,88	43,80	40,04	30,20	35,30	36,38	35,42	42,48	34,80	29,40	27,80	33,20	31,60	35,10
<i>L</i>	28,20	31,60	18,56	19,88	24,40	10,15	14,54	15,10	16,43	29,80	22,20	20,70	29,00	31,80	33,90
<i>M</i>	39,96	31,52	37,44	40,08	45,40	54,55	49,08	49,50	41,09	35,20	48,40	51,40	37,80	36,60	30,90
<i>π</i>	0,74	0,72	0,35	0,32	0,36	0,34	0,21	0,24	0,24	0,59	0,46	0,45	0,43	0,51	0,59
<i>γ</i>	0,09	0,03	0,23	0,21	0,28	0,24	0,22	0,20	0,24	0,09	0,23	0,29	0,20	0,22	0,17
<i>α</i>	3,2	2,08	0,72	-0,06	-0,42	-0,88	-0,73	-0,39	-0,33	-0,7	-0,5	-0,16	-0,88	-0,80	-0,20
<i>μ</i>	0,89	0,97	0,45	0,75	0,86	0,38	0,97	0,32	0,75	4,30	4,50	4,65	4,00	6,50	4,87

Tabuľka 5
Prehľad magmatických typov amfibolitických
hornín Západných Tatier

Č.	Mag. rad	Magmatická skupina	Typ magmy	Poznámka
1	Ca-Na	gabroidná	normál. gabroidná	<i>al</i> nižšie o 3
2			<i>c</i> -gabroidná	hodnota <i>al</i> nižšie o 6
3			normál. gabroidná	celkom vyhovuje
4		hornblenditová	Al-hornblenditová	<i>si</i> nižšie o 15, <i>c</i> vyššie o 3, <i>k</i> o 0,4
5		gabrodioritová	normál. gabrodior.	celkom vyhovuje
6		gabroidná	normál. gabroidná	zvýšené <i>alk</i> o 1 a <i>c</i> o 3
7			pyroxén-gabroidná	celkom vyhovuje
8			normál. gabrodior.	<i>si</i> nižšie o 11
9			normál. gabrodior.	<i>c</i> vyššie o 3, <i>alk</i> vyššie o 4

prehľadných tabuliek 1–5. Pre analýzy sa vybrali horniny najcharakteristickejších typov a rôzneho stupňa metamorfózy. Ide predovšetkým o poznanie chemizmu a genézy vysokotatranských amfibolitov, ako aj o porovnanie s chemizmom amfibolitických hornín z Tribča a Malých Karpát. Posledné analýzy sme prevzali z diplomovej práce P. Činčuru (1958).

Petrografický opis analyzovaných vzoriek

Vzorky analýz 1–3 sú opísané u typu gabroidného, granatického a amfibolitu (anal. 3) analyzovaného Jaskoľským (1924) z Volovca. Vzorka analýzy 4: JV svah Kamenistej. Jemnozrnný amfibolit s granoblastickou až heteroblastickou štruktúrou. Zloženie: amfibol slabo chloritizovaný, sporadicky sa vyskytuje granát. Živce sú postihnuté sericitizáciou, bázicitou odpovedajú oligoklasu až andezínu. Akcesórie: magnetit, apatit, zirkón. Sekundárne minerály: chlorit a sericit.

Vzorka pre analýzu 5: hrebeň do Pyšného sedla z Kamenistej, n. v. 2010. Amfibolit s granoblasticko-heteroblastickou štruktúrou. Amfiboly tvoria ca

60 %, sú bez sekundárnych premien. Živce — andezíny sú úplne sericitizované. Akcesórie: zirkón, rutil, hematit, titanit a pyrit. Sekundárne minerály: sericit a epidot.

Vzorka pre analýzu 6: západný svah hrebeňa Bystrej, n. v. 1930. Hrubozrnný amfibolit s granoblastickou až gabroidnou štruktúrou. V zastúpení prevláda amfibol nad svetlými súčiastkami (ca 60 %); je biotitizovaný. Plagioklasy tvoria približne 32 % a sú postihnuté silnou sericitizáciou. Akcesorické minerály sú zirkón, kremeň, magnetit. Sekundárne minerály chlorit a sericit.

Vzorka pre analýzu 7: nad Ježovou, n. v. 2040. Jemnozrnný amfibolit s granoblastickou štruktúrou, amfibol 65 % je sčasti chloritizovaný. Plagioklasy (20 %) sú kataklasticky drvené a úplne sericitizované. Akcesórie: kremeň, titanit, magnetit, rutil, pyrit, apatit. Sekundárne minerály: chlorit, sericit, kalcit na puklinách.

Vzorka pre analýzu 8: Baranec 250 m JZ od vrcholu. Granatický amfibolit s porfyrogranoblastickou štruktúrou. Amfibol 65 %, granát 10 %, živce 22 %, akcesórie 3 %. Chloritizácia u amfibolu uzavretého v granáte, živce sú sericitizované. Akcesórie: magnetit, titanomagnetit, rutil a apatit. Sekundárne minerály: epidot-zoizit, sericit, chlorit, kalcit.

Vzorka pre analýzu 9: Smrečinský vrch, n. v. 2020 m. Strednozrnný, zbridličnatý amfibolit. Amfiboly 60 % sú chloritizované. Chloritizácii predchádzala biotitizácia. Živce úplne sericitizované. Akcesorické minerály: magnetit, pyrit, granát, apatit, titanomagnetit. Sekundárne minerály: chlorit, sericit.

Analýzy 1'—9' sú z Tribča, analýzy 25—30 z Malých Karpát.

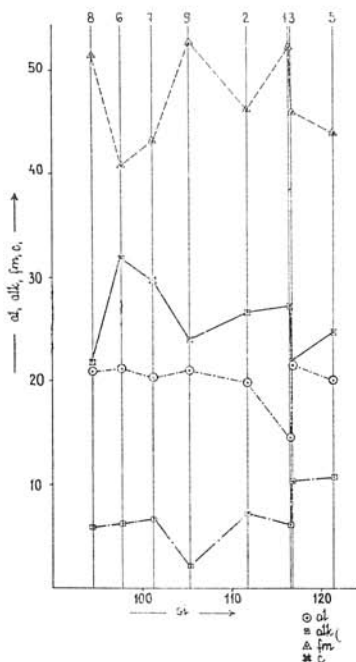
Z h o d n o t e n i e c h e m i c k ý c h a n a l ý z

Z prehľadu kompletných silikátových analýz je vidieť rozdielne hodnoty zastúpených kyslíčnikov, čo vyplýva z petrografického charakteru jednotlivých hornín. Chemizmus amfibolitov Vysokých Tatier, resp. Západných Tatier je dosť jednotný. Osciluje v medziach, ktoré znázorňuje Niggliho variačný diagram (obr. 1), kde sa prejavuje kolísaním podstatných kyslíčnikov, a to v závislosti od obsahu SiO_2 . Medze kolísania si sú 94—121, *fm* 34—62, *al* 14—21, *alk* 1—10, čo je spôsobené jednak diferenciáciou pôvodnej magmy, jednak pneumatolyticko-hydrotermálnymi účinkami viazanými na materskú aj granitoidnú magmu.

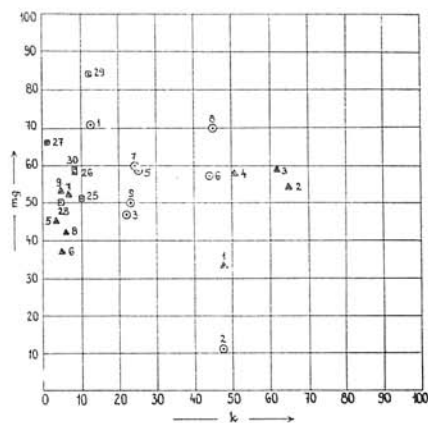
Pri porovnaní vysokotatranských amfibolitov s amfibolitmi Malých Karpát a Tribča vidieť značné kolísanie hodnoty *fm* (34—62). V diagrame *k—mg* (obr. 2) projekčné body amfibolitických hornín (anal. 5—9) sa zoskupujú približne do jedného projekčného poľa spolu s amfibolitmi malokarpatskými a tribečskými. Osobitné projekčné pole vytvárajú prvé štyri analýzy.

Projekčné body v diagrame *Q—L—M* (obr. 3), poukazujúce na minerálne — chemické vzťahy, ležia sčasti v trojuholníku *PFM* a sú blízko pod líniou nasý-

tenia PF (6–8–1), kým ostatné body sa nachádzajú nad touto líniou a ležia v trojuholníku PFQ . Porovnávajúc projekčné body amfibolitov Vysokých Tatier, Tribča a Malých Karpát vidíme tiež nápadnú zhodu.



Obr. 1.

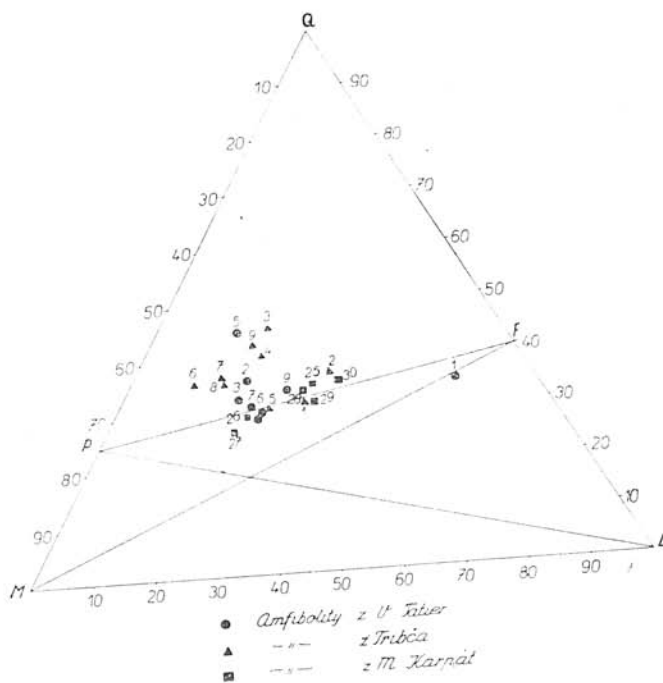


Obr. 2.

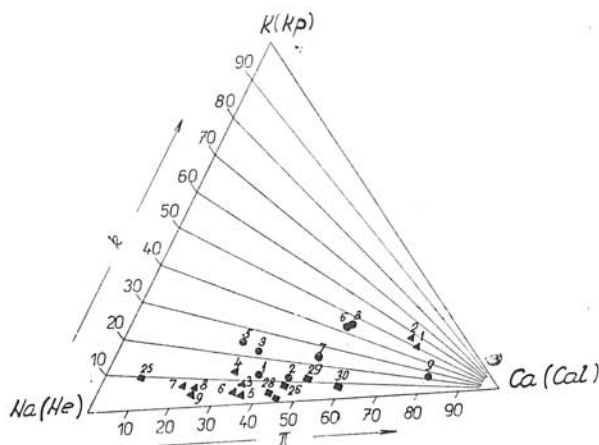
Ďalej môžeme pozorovať vzťah chemizmu amfibolitov z uvedených pohorí v diagrame $K-Na-Ca$ (obr. 4), vyjadrujúcom pomer k (pomer K_2O k ostatným alkáliám) ku π (pomer normatívne viazaného Ca na Al k sume na Al viazaných $Ca + Na + K$); vidíme znovu určitú zhodu, pravda, s tou výnimkou, že niektoré amfibolity z Tribča a Vysokých Tatier sú viac posunuté k pólu Ca , jeden z malokarpatských k Na . Projekčné body vysokotatranských amfibolitov sú rozložené v poli o hodnote π 0,30–0,80 a k 0,10–0,45. U tribečských π 0,20–0,75, k 0,04–0,55, pri malokarpatských π 0,45–0,59, k 0,01–0,12. Pozorujeme preto určitú zhodu medzi vysokotatranskými a tribečskými amfibolitickými horninami. U malokarpatských je pozoruhodná nízka hodnota k .

V diagrame $Mg-Fe-Ca$ (obr. 5) je vyjadrený pomer mg (pomer molekúl MgO k molekulárnemu $FeO + MnO + MgO$) ku k (pomer mol. Ca neviazaného na Al ku molekulárnemu súčtu $Ca + Fe + Mg$ tiež neviazaného na Al). Znovu vidíme, že veľmi veľká variabilita tu nie je. Najväčšia koncentrácia projekčných bodov je približne v strede diagramu, a to bližšie k spojnici $Fe-Mg$. Hodnota

mg u vysokotatranských je 0,40–0,80, u malokarpatských 0,50–0,80, u tribečských 0,35–0,65. Hodnota k u vysokotatranských má značné rozpätie 0,15–0,86, podobne i u malokarpatských 0,02–0,30.

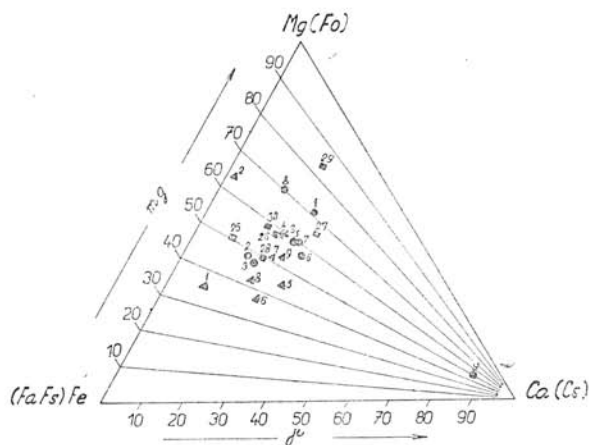


Obr. 3.



Obr. 4.

Vysokotatranské amfibolity sú celkove svojím chemizmom blízke uvedeným amfibolitickým horninám. Hoci badať určitú variabilitu v minerálnom zložení, predsa možno povedať, že sú to horniny ofiolitového iniciálneho vulkanizmu, patriace jednému orogénnemu cyklu, najskôr variskému.



Obr. 5.

Migmatity vzniknuté pri intrúzii granitoidov mladšej intruzívnej periódy

Pásmo migmatitov je v tatranskej geologickej literatúre známe z niekoľkých geologicko-petrografických štúdií (K re u t z 1930, K o u t e k 1935), avšak ich detailnejší petrografický opis a geologická pozícia sa dosiaľ v nijakej práci neinterpretovali.

Podľa petrografického charakteru migmatitov tohto pásma možno v ňom rozlišovať dva základné typy, a to i m b i b i č n é m i g m a t i t y (tab. IV, obr. 1) s izometricky idiomorfne vyvinutými živcami, ktorých veľkosť sa pohybuje od 0,5 do 30 mm, a a r t e r i t y (tab. IV, obr. 2), u ktorých je veľmi dobre makroskopicky pozorovateľné striedanie sa pôvodného parakomponentu s ortomateriálom, t. j. kremeň-živcovou hmotou. Na rozdiel od migmatitov starších vysoko-tektonických žulorúl a ortorúl majú opisované migmatity dokonalejšiu idiomorfiu živcov, nerovnomernejšie rozdelenú parazložku v blízkosti granitoidných hornín. Jediné živcov u imbibičných migmatitov sú usporiadané nepravidelne, príp. dochádza aj k orientovanému usporiadaniu v smere rovnobežnom s pôvodnými plochami. Predovšetkým sa však od starších migmatitov líšia mineralogickým zložením. Živce u mladších migmatitov sú výhradne plagioklasmi zväčša nelamelovanými, ktorých obláčikovite škvrnitá interferenčná farba nasvedčuje o nerovnomernom zastúpení zložky Ab s An. Draselné živce sú úplne zatlačo-

vané do pozadia a len v blízkosti kyslých diferenciátov, t. j. pegmatitov a aplitov sa v migmatitoch nachádza mikroklin a ortoklas. O určitom koncentrovaní pegmatitov a aplitov môžeme hovoriť v bezprostrednom styku granitoidné horniny — kryštalické bridlice.

V migmatitovej zóne, ktorú môžeme sledovať len v Západných Tatrách na styku granitoidné horniny — kryštalické bridlice, môžeme vcelku rozlíšiť, no nie vždy kartograficky zachytiť tieto typy hornín:

- a) šmuhovité hybridné žuly,
- b) imbibičné migmatity,
- c) arterity.

V zóne hybridných granitoidov sa nachádzajú uzavreniny a resorbované zvyšky pôvodných hornín plášťa. Sú to biotitické ruly, biotitické kvarcity a amfibolity.

Ak postupujeme od granitoidnej intrúzie do podložia, pozorujeme nápadné pribúdanie biotitických šmúh a enkláv v granodioritoch a súčasne v týchto pararulových enklávach sa objavujú v základnej biotit-kremennej hmote živce vo forme izometricky vyvinutých jedincov vo veľkosti 1—25 mm. Smerom od kontaktu ubúda na ich veľkosti, pozvoľna sú usmerňované do smeru bridličnatosti a tak postupne prechádzajú imbibičné magmatity do arteritov. Táto zóna migmatitov — arteritov je pomerne slabo vyvinutá, no možno ju kartograficky zobraziť.

Migmatity s imbibičnými živcami dosahujú najvýznamnejšie rozšírenie na južných svahoch Salatína, na hrebeni vybiehajúcom južne od kóty 1832, ďalej v skupine Baranca, na JV svahoch Ostredku a v skupine Ráztoky. Rozšírenie migmatitov tohto typu nie je vždy rovnaké po celej hranici granitoidného styku s kryštalickými bridlicami.

Keď sledujeme a porovnávame migmatitizáciu pôvodných pararulových hornín spôsobenú intrúziou serogénnych granitoidov, vidíme, že na jej styku s kryštalickými bridlicami pozdĺž hlavného hrebeňa pribúda granitickej zložky pravidelne, čo sa prejavuje pozvoľným pribúdaním a veľkosťou imbibičných živcov. Takúto pravidelnosť v narastaní a pribúdaní živcov nemôžeme konštatovať u migmatitového pásma na JV svahoch Baranca. Tu vidíme, že podiel granitickej zložky z miesta na miesto kolíše, čo je zapríčinené značným množstvom ložných žíl a šošoviek pegmatitov a aplitov mikroklinového a biotitického granitu. Smerom na východ od Ráčkovej doliny postupne tieto migmatity prechádzajú s pribúdaním granitického materiálu do granitov petrograficky zhodných s horninami hlavného hrebeňa.

Migmatity s imbibičnými živcami sú dobre zachovalé bez tlakového porušenia, najmä v migmatitovej zóne pozdĺž hlavného hrebeňa, a to na západnom i východnom svahu Jaloveckej doliny, na JV svahoch Salatína a sčasti i v Jamnickej doline. U migmatitov najmä na JV svahoch Baranca, Ráztoky i Ostredku pozorujeme značné prejavy dislokačnej metamorfózy. Tá sa v najväčšom me-

radle uplatnila na južnom okraji pohoria, kde sú tieto horniny zmenené až vo fylonity.

Imbibičné migmatity

Imbibičné magmatity sú horniny tmavošedivej, často zelenkastej farby od chloritizovaného biotitu, s nápadnými idiomorfne vyvinutými živcovými očkami, ktorých veľkosť sa pohybuje od 1 do 25 mm. Miestami tvoria agregáty veľkosti 5–10 cm. Živce sú spravidla nepravidelne rozmiestené v kremeň-biotitovej základnej hmote, pričom si hornina ponecháva prvotné znaky usmernenia. Štruktúra horniny je porfyrogranoblastická až porfyroblastická, textúra nevýrazne bridličnatá.

Zloženie: plagioklas, kremeň, biotit, sporadicky ortoklas.

V lepidogranoblastickej základnej hmote tvorenej v podstate kremeňom a chloritizovaným biotitom sa nachádzajú veľké porfyroblasty plagioklasov a kremeňa a v blízkosti žilných diferenciátov pristupujú porfyroblasty draselného živca. Priemerná veľkosť živcových porfyroblastov je 3 mm. Sú akoby prúdovite obtekané základnou kremeň-biotitovou hmotou.

Kremeň je kataklázovaný, miestami rozpadnutý, hlavné jedince vytvárajúce porfyroblasty tvoria často mozaikovú drvinu, ktorej jednotlivé zrná sú navzájom zubovite pospájané. Zrná základnej hmoty sú najčastejšie pretiahnuté v jednom smere a spolu s biotitom obalujú veľké porfyroblasty živcov i drvené agregáty kremeňa.

Plagioklasy sú najčastejšie nelamelované a idiomorfne (tab. V, obr. 1, 2). U čerstvých sa javí obláčikovito škvrnitá interferenčná farba. Podľa uhla zhášania v symetrickej zóne (6°) ide o oligoklas $\text{Ab}_{76}\text{An}_{24}$. Aj bázicita stanovená imerznou metódou ukazuje na obdobné zloženie ($\alpha' = 1,5403$, $\alpha'_1 = 1,5403$), čo odpovedá predošlej hodnote. Najčastejšie bývajú zakalené sericitom s muskovitom, lamelované jedince podliehajú rýchlejšie sericitizácii ako nelamelované. Veľké šupinky muskovitu vzniknuté najmä hydrolýzou plagioklasov vystupujú pri okraji jednotlivých porfyroblastov. Sericitizácia postupuje od okraja a po štiepných trhlkách, čo poukazuje na inverznú zonárnosť, ktorá bola pozorovaná pri vzorkách z Ostredku. Niekedy plagioklasy tvoria poikiloblasty v ortoklasových porfyroblastoch (Ráčková dolina). Tieto poikiloblasty majú normálnu zonárnosť. Plagioklasy sú najčastejšie bez uzavrenín, len niekedy v nich býva čerstvý, útržkovitý biotit, ktorý je i makroskopicky pozorovateľný.

Ortoklas je veľmi zriedkavý, pristupuje najmä v migmatitoch vyskytujúcich sa v blízkosti pegmatitových a aplitových žíl na južných svahoch Baranca. Vytvára porfyroblasty a patrí väčšinou pertitickému až mikropertitickému ortoklasu.

Biotit je zväčša chloritizovaný; u zachovalých zvyškov, najmä u reliktovej nachádzajúcich sa ako útržkovité uzavreniny v plagioklasoch má pleochroizmus

v smere rovnobežnom s γ tabakovohnedý, v smere rovnobežnom s β a α slamovožltý. Chloritizácia prebehla za značného odmiešania rutilu vo forme sagenitu. Hojné je odmiešanie jeho Fe podielu vo forme limonitu, ktorý sfarbuje do hnedočervena okolné živce. K odmiešaniu Fe za určitého odnosu alkálií došlo najmä pri baueritizácii.

Akcesórie: rutil v sagenitovej podobe, miestami granáty a silimanit. Zirkón sa nachádza vo forme zaoblených zrníček vo veľkosti 0,02–0,1 mm s pleochroickými dvorčkami v biotite a v chloritizovaných granátoch. Okrem toho bol zistený aj v kremeni, kde je „obalený“ pleochroickými dvorčkami.

Sekundárne minerály: limonit, sericit, muskovit, chlorit (pennín), calcit. Posledný vznikol odmiešaním Ca z An zložky plagioklasov a koncentráciou CO_2 z pôvodných sedimentov.

Kompletná chemická analýza z migmatitov zo vzorky odobratej z vrtu v Ráčkovej doline, urobená v laboratóriu GÚDŠ s. J a r k o v s k ý m, ukazuje toto zloženie: SiO_2 63,27 %, TiO_2 0,78 %, Al_2O_3 15,83 %, Fe_2O_3 2,15 %, FeO 4,56 %, CaO 4,65 %, MgO 1,74 %, K_2O 1,35 %, Na_2O 3,90 %, MnO 0,07 %, PO_2O_5 0,28 %, $-\text{H}_2\text{O}$ 0,07 %, $+\text{H}_2\text{O}$ 1,22 %; t. j. 99,17 %.

Z uvedenej chemickej analýzy vyplýva, že horniny označované ako imbibičné migmatity sú bohaté na SiO_2 . Z alkálií, ako vidno z chemickej analýzy, je zastúpené najmä Na, ktorého obsah v tomto type hornín prevyšuje obsah Na vo všetkých ostatných analýzách, a to ako z granitoidných hornín, tak i zo žulorúl a kryštalických bridlíc Západných Tatier. Tento fakt by mohol byť dôkazom ochudobnenia granitoidných hornín v centrálnej časti Západných Tatier o alkálie. Na prešlo do okolitých hornín plášťa, resp. svojho podložia a K postúpilo len na okraj granitoidného telesa, kde sa koncentruje v draselných živcoch a muskovite, ktoré sú súčasťou pegmatitov a aplitov.

Migmatity — arterity

Migmatity, u ktorých je zreteľne oddelený parakomponent od ortokomponentu, líšia sa od predošlých určitým pravidelným rozdelením obidvoch zložiek striedajúcich sa vo vrstvičkách o mocnosti od 2 do 10 mm. Často bývajú intenzívne detailne zvrásnené, pričom dochádza k nadureníu granitickej zložky, ktorá sa zas niekedy vyklíňuje, najmä u spodného vrásového ramena. V týchto miestach dosahuje hrúbku 1–5 cm. Parazložka je v podstate zložená z biotitu, kremeňa a plagioklasov, ku ktorým pristupuje často silimanit. Mikroskopicky javí hornina granoblastickú až lepidoblastickú štruktúru a bridličnatú textúru. Značnejšia prítomnosť silimanitu dáva preintruzívnej zložke znaky štruktúry lepidoblastickej až fibroblastickej. Biotit tvorí šupinky do 1 mm veľké, usmerené v smere s plôch. Pri styku s granitickým materiálom je k nim poväčšine diagonálny. Je tmavohnedý až čierny, pleochroizmus má v smere // s γ červe-

nohnedý (karpatský), s β , α žltohnedý. Často je chloritizovaný za hojného odmiešania rutilu v sagenitovej forme.

Kremeň je zväčša kataklastický a vytvára výrazne zubovite do seba zapadajúce pretiahnuté jedince.

Plagioklasy sú prevažne nelamelované. Bázicita zistená v porovnaní indexu kremeňa voči plagioklasu ukázala, že ide o albit-oligoklas ($n_{\alpha} < n_{\varepsilon}$, $n_{\gamma} < n_{\omega}$ v skríženej polohe — $\text{Ab}_{89}\text{An}_{11}$).

Silimanit vytvára ihličky v dĺžke až 3 mm a buď paralelne zrástá s biotitom, alebo je uzavieraný v kremeň.

Z akcesorických minerálov je prítomný často granát na okrajoch chloritizovaných, rutil a hematit. Sekundárne minerály sú sericit a chlorit.

Aplitická zložka je v podstate zložená z kremeňa, plagioklasu, biotitu a muskovitu.

Kremeň ako u predošlého komponentu je značne postihnutý kataklázou, avšak na miestach, kde sa tlakové prejavy mocnejšie neuplatnili, je pozorovateľné len undulózne zhášanie, prípadne mozaikový rozpad pri terminálnom ukončení väčších pretiahnutých zŕn. Veľkosť jednotlivých zŕn sa pohybuje od 0,3–2 mm.

Plagioklas je zväčša idiomorfný, vo veľkosti od 0,4–3 mm. Bázicitou odpovedá $\text{Ab}_{84}\text{An}_{16}$ (stanovené imerzne). Z draselných živcov je v nepatrnej miere zastúpený ortoklas tvoriaci výrazné porfyroblasty vo veľkosti 1,8 mm.

Biotit je z väčšej časti chloritizovaný, s hojným rutilom. Usmernenie jednotlivých šupiniek i agregátov nie je natoľko zreteľné ako pri parazložke.

Akcesórie sú zastúpené apatitom, zirkónom a silimanitom. Sekundárne minerály: chlorit, sericit a minerály skupiny epidot-zoizitovej.

Opísaný typ migmatitových hornín dosahuje najväčšie rozšírenie na JZ hrebeni Baranca a na južných svahoch Lysca. Okrem toho sa nachádzajú aj v nadloží granitoidných hornín, resp. ostávajú ako relikty pôvodného plášťa na žulách pegmatito-aplitovej zóny. V podstate sa od predchádzajúceho typu líšia nepravidelným rozmiestnením preintruzívnej zložky a značnejším obsahom granátov a silimanitu. Ako sme už uviedli, vyskytujú sa najmä v skupine Bystrej a Kamenistej, odkiaľ ich opísal K r e u t z (1913 a 1930), P a w l i c a (1918), J a s k o ť s k i (1904).

Prechod z imbibičných migmatitov do arteritov je pozvoľný smerom do podložia v skupine Baranca, Ráztoky a na južnom svahu Ostredku. Ostrý prechod od hybridných granitoidov do migmatitizáciou len slabo dotknutých hornín možno pozorovať južne od Plačlivého, na hrebeni Plačlivô—Smrek, ďalej na západných svahoch skupiny Ostredku a v Jaloveckej doline pod vysokotatranským mezozoikom. Práve na týchto miestach pozorujeme prejavy hlbinne kon-
táktnej metamorfózy.

O petrografii, mineralógii a chemizme granitoidných hornín Vysokých Tatier existuje rozsiahla literatúra (Streng 1853, Morozewicz 1899—1914, Szadecki 1882, Gorazdowski 1899, Weyberg 1901, Uhlig 1897—1904, Lengyel 1928, Tokarski 1923—1926, Pawlica 1916, Kreutz 1917—1930, Nechay 1929, Turnau-Morawska 1948, Michalik 1957 a mnohí iní), v ktorej už bola ich celková charakteristika.

Granitoidné horniny Vysokých Tatier predstavujú neskorotektonickú až po-tektonickú intrúziu jazykovitého typu, ktorá sa zreteľne svojím tvarom prejavuje v Západných Tatrách. Prenikanie magmy sa dialo v smere od severu k juhu a podľa všetkých predpokladov intrúzia v oblasti Západných Tatier nedosahovala veľkú mocnosť. Dôkazy pre tento typ intrúzie sú: sklony s plôch kryštalic-kých bridlíc v prevažnej miere pod granitoidné teleso, zjavná subhorizontálna pozícia granitoidných hornín a ich migmatitov na vrcholoch Baranca, Ráztoky a na hrebeni Ostredku, rozdielnosť v metamorfných účinkoch na plášť na se-vernem svahu strednej a východnej časti územia (chýbanie imbibičných migma-titov) oproti JZ svahu. Ďalej rozdielny petrografický charakter granitoidných hornín pri kontakte s nadložným a podložným komplexom kryštalic-kých bridlíc.

Smerom k východu v Ráčkovej a Jamnickej doline ponára sa komplex kryš- talických bridlíc a migmatitov pod granitoidné horniny a vo východnej časti vysokotatranského kryštalinika spod granitoidných hornín už nevystupuje. Pro-blematickým ostáva vystupovanie kryštalic-kých bridlíc vo Velickej doline, kde tieto vystupujú tiež z podložia granitoidného telesa, avšak pre veľkú mocnosť pokryvných útvarov na južnom svahu Vysokých Tatier nemožno ich pokračo- vanie sledovať ani smerom na východ ani na západ. Porovnávajúc tvar vysoko- tatranského granitoidného masívu s jeho západným pokračovaním, t. j. Malou Fatrou, je jeho postavenie voči kryštalic-kým bridliciám podobné a zdá sa, že určitá analógia je i s masívom Ďumbiera v Nízkych Tatrách.

Pri porovnaní granitoidných hornín s granitoidnými horninami iných jadro- vých pohorí, napr. Malej Fatry, Nízkych Tatier, Ľubochňanskeho masívu, tieto sa petrografickou povahou do určitej miery zhodujú. Dosiaľ nebolo dostatočné množstvo faktov pre interpretáciu postavenia autometamorfných granitoidov ku biotit-oligoklasovým granodioritom v tom zmysle, ako sme preukázali v uvede- ných jadrových pohoriach (Kamenický—Ivanov 1956, Kubíny—Zoubek 1956). V granitoidnom masíve Malej Fatry a Nízkych Tatier rela- tívne mladšie žuly magurského a prašivského typu prenikajú cez oligoklas- biotitový granodiorit až kremitý diorit. Vytvárajú výrazné pneumatolytické pásma 50—100 m mocné, vysielajú ružové pegmatity a aplity do starších gra- nodioritov a samy sú prerážané kyslými odštiepeninami. U vysokotatranských granitoidných hornín sme sa s podobnými javmi nestreli.

Granitoidný masív Vysokých Tatier sa nám teda javí ako časove jednotná intrúzia s diferenciáciou a autometamorfózou smerom do jej najvyšších častí. Časove ju treba zadeliť k intrúzii granodioritového až kremito-dioritového telesa dumbierskeho typu v Nízkych Tatrách. Jej absolútny vek stanovil Kantor (1959).

Na základe mineralogického zloženia, chemizmu a prejavov autometamorfózy (káliová metasomatóza a albitizácia) v granitoidnom telese Vysokých Tatier sa rozlíšili tri základné typy, v ktorých možno vyčleniť niekoľko ďalších podtypov, a to:

- a) kremité diority a biotitické granodiority,
- b) granodiority až žuly s prejavmi autometamorfózy,
- c) granitoidné horniny okrajového pegmatit-aplitového pásma.

Petrografia granitoidných hornín Vysokých Tatier

Pre klasifikáciu granitoidných hornín Vysokých Tatier sa použila Michalíkova (1951) klasifikácia, na základe ktorej bolo možné približne rozlíšiť a kartograficky vymedziť tri základné typy:

Granodiority až kremité diority

Granodiority až kremité diority tvoria najväčšiu časť masívu. Horniny, ktoré nie sú postihnuté, dynamicky sa vyznačujú svetlošedivou, prípadne zelenastou farbou. Textúra horniny je prevažne strednozrnná, ale od miesta k miestu možno pozorovať jemnozrnné variety. Štruktúra horniny je hypidiomorfne zrnitá, len na niektorých miestach bola zistená i porfyrická. Priemerná veľkosť jednotlivých zŕn je 0,5 mm. V granodioritoch s porfyrickou štruktúrou dosahuje veľkosť porfyrických vyrastlíc až 1 cm.

Podľa planimetrických analýz v počte 68 (Gorek 1958) je minerálne zloženie vysokotatranských granodioritov až kremitých dioritov takéto: plagioklas 39–68 %, kremeň 19–39 %, biotit 2–12 %, draselné živce 1–15 %, muskovit 0–4 %, akcesórie 0,2–2 %. Ako vidieť z priemeru planimetrických analýz, na zložení granodioritov až kremitých dioritov sa v podstatnej miere podieľajú plagioklasy, a to oligoklas ($An_{22-30}\%$). Jednotlivé kryštály oligoklasu majú idiomorfne izometrické obmedzenie, ale u dynamicky postihnutých variet vidno smerovú orientáciu. Zrasty sú najčastejšie podľa zákona albitového, zriedkavejšie periklinového a sporadicky sa vyskytujú i zrasty karlovarské. Jednotlivé zrná ukazujú veľmi často zonárnosť, ktorá je veľmi výrazná, najmä u granodioritov Západných Tatier. Podliehajú sericitizácii, ktorá postupuje od stredu k okraju a po puklinách.

Kremeň tvorí xenomorfne obmedzené jedince. Veľkosť sa pohybuje od 0,2 do 0,8 mm. Priemerná veľkosť 0,4 mm. V medziach jednej vzorky môže kolísať od 0,02—0,4 mm. U menej dynamicky postihnutých partií je tvar kremenných zŕn približne izometrický. V častiach viac postihnutých tlakom sú pretiahnuté v jednom smere. Vo všetkých vzorkách podrobených mikroskopickej analýze pozorovať u kremeňa tlakové deformácie, čo sa prejavuje undulóznym zhášaním až kataklázou. Jednotlivé zrná uzavierajú často plynné inklúzie, vrastlice zirkónu a ihličky rutilu.

Draselné živce sú zastúpené ortoklas-pertitom, mikroklínom a mikroklín-mikropertitom. U typických granodioritov je ortoklas v pomere k mikroklínu podstatne v menšom zastúpení. Je obmedzený alotriomorfne a má priemernú veľkosť 0,3—2,5 mm. Vytvára amébovité útvary obtekajúce okolo plagioklasov a kremeňa. Mikroklín u hornín tektonicky deformovaných vykazuje porušenie štruktúrnej mriežky. Časté sú zjavy prechodu ortoklasu v mikroklín, a to za tlakových podmienok.

Zo slúd je v prevažnej miere zastúpený biotit s pleochroizmom pre β , α slamovožltým, pre γ zelenohnedým. Jednotlivé šupinky nikdy nevykazujú výrazný idiomorfizmus. Je veľmi často zmenený v chlorit-pennín, klinochlór. Obsahuje malé šošovky epidotu spolu s chloritom a tiež sú v ňom časté vrastlice idiomorfného magnetitu, apatitu a zirkónu.

Muskovit percentuálnym zastúpením neprevyšuje nikdy hodnotu 3 %. V prevažnej miere vytvára zrasty s biotitom a je s ním geneticky viazaný. Vyššie šupinky muskovitu (Kriváň — Vyšná Priehyba a Rysy) sú produktmi pneumatolytických procesov.

Z akcesorických minerálov sú všeobecne zastúpené magnetit a ilmenit. Idiomorfne obmedzené jedince magnetitu sú veľmi hojné (najvyšší stupeň Kačej doliny), naproti tomu romboédre ilmenitu sú zriedkavé (Sedielko, Žltá stena a i.). Titanit je vzácny, apatit je veľmi častým minerálom a býva prítomný vo forme zaoblených zrníčok, prípadne krátkych stĺpcikov idiomorfných tvarov. Rutil a zirkón sa vyskytujú ako mikrolitické vrastlice v kremeni, živcoch a sludách.

Ako produkt sekundárnych premien sa hojne vyskytuje sericit u plagioklasov, najmä u plagioklasov zonárnych. Chlorit nachádzame už vo veľmi málo zvetraných vzorkách. Interferenčná farba poukazuje na pennín, ktorý má malý D a je skoro izotropný. Pri vysokom dvojlome ide o klinochlór. Veľmi častým sekundárnym minerálom najmä v blízkosti dynamicky postihnutých hornín je epidot, ktorý vystupuje buď vo forme vrastlíc v plagioklase a biotite, alebo tvorí samostatné agregáty. Jednotlivé zrná majú nepravidelnú formu, len zriedkakedy vytvárajú nepravidelné stĺpčeky. Medzi sekundárnymi minerálmi sa treba zmieniť o kalcite vzniknutom najmä u dislokačne postihnutých hornín. Vyskytuje sa jednak vo forme malých žiliek a v tom prípade ho možno považovať

za infiltrát z okolia. Ďalej sa v tomto type zistili zeolity (sedlo Rohatky, Morozewicz 1914, Velická dolina, Turnau-Morawska 1947).

Granodiority s prejavmi autometamorfózy

a) Biotitické až dvojsľudové granodiority s mikroklinom a myrmekitom. Makroskopicky ide o svetlošedivú, miestami zelenkastú strednozrnnú horninu so všesmernou zrnitou štruktúrou. Makroskopicky je ťažko odlišiteľná od predchádzajúceho typu. Na zložení horniny sa zúčastňujú (priemer 26 planimetrických analýz): plagioklas 46,9–57 %, K živce 6,5–19 %, kremeň 23,5–27,4 %, biotit 5,7–7,8 %, muskovit 2,7 až 4,5 %, akcesórie 0,4–1,5 %.

Najviac je zastúpený plagioklas hypidiomorfných tvarov, albiticky, zriedkavejšie periklinovo lamelovaný. Ide o oligoklas, kde je An zložka zastúpená 22–26 %; vo vyšších častiach, najmä tam, kde sa začínajú objavovať živce sfarbené do ružova, má kyslejší albitový lem. Keď sú uzavierané v mikrokline, sú veľmi často idiomorfne obmedzené. V tom prípade úplne podľahli sericitizácii.

Z draselných živcov je v prevažnej miere zastúpený mikroklin, u ktorého však možno výrazné mriežkovanie na celej ploche pozorovať len zriedkakedy. Možno teda uvažovať, že ide o mikroklin vzniknutý tlakovými účinkami z ortoklasu. No u jedincov v tých vzorkách hornín, kde tlakový fenomén nie je výrazný a mriežkovanie je na celej ploche, možno hovoriť o primárnom vzniku mikroklinu v kryštalizačnom slede hneď po ortoklase. Keďže nie tlak, ale teplota je hlavným faktorom oboch modifikácií draselného živca, treba považovať mikroklin za ukazovateľa zníženej kryštalizačnej teploty. Vcelku to možno predpokladať, pretože uvedený typ vytvára vyššie zóny granitoidného masívu (napr. Západné Tatry). Ďalším znakom draselných živcov je pertitizácia. V širších pertitových vretienkach sú zreteľne pozorovateľné albitové lamely kolmé na ich priebeh. Miestami došlo až k vytvoreniu šachovnicového albitu, čo už vlastne súvisí s prínosom Na_2O , ktorý metasomaticky zatláča ortoklas a mikroklin vo forme albitu.

Kremeň vytvára alotriomorfne obmedzené zrná 0,02–2,6 mm veľké, často s mozaikovou štruktúrou.

Biotit je vyvinutý xenomorfne s pleochroizmom pre β , α slamovožltým, pre γ tabakovohnedým. Obsahuje vrostlice apatitu a zrníčka epidotu. Veľmi zriedkavo je zachovaný v čistej forme, vo väčšine prípadov je chloritizovaný. Pri chloritizácii došlo k odmiešaniu Ti vo forme rutilu, tvoriaceho ihličkovité agregáty, ktorý prechádza do leukoxénu. Časté sú zjavy baueritizácie a muskovitizácie.

Muskovit je zastúpený v pomerne malom množstve, a to vo väčšine prípadov vo forme pretiahnutých šupiniek tvoriacich zrasty s biotitom v plagioklasoch.

Z akcesórií je zastúpený zirkón, apatit a magnetit. Ako sekundárne minerály sú veľmi hojné sericit a chlorit. Sukcesia: akcesórie, biotit, plagioklasy, myrme-kit, ortoklas-mikroklín, kremeň, ortoklas druhej generácie a kyslý plagioklas vzniknutý pri albitizácii.

b) Dvojsludové granodiority až žuly s výraznými prejavmi autometasomatózy. Makroskopicky ide o granitoidné horniny s porfýrovitou štruktúrou (severný okraj Západných Tatier, Križné, Liptovské Múry, Svišťovka, masív Širokej a i.). Hornina je v podstate svetlošedivá so základnou svetlošedivou hmotou, v ktorej sa nachádzajú nepravidelne rozmiestnené porfýrické vyrastlice ružových draselných živcov, dosahujúce rozmery i niekoľko cm. Zelenasté živce sú plagioklasy.

Planimetrická analýza z 15 vzoriek ukazuje toto zloženie: plagioklasy 35,5 až 46 %, K živce 14,2–36 %, kremeň 22,0–27,5 %, biotit 6,5–8,8 %, muskovit 2,0–7,3 %, akcesórie 0,8–1,5 %.

Zo živcov u väčšiny študovaných vzoriek prevláda draselný živec, a to jednak ortoklas dvoch generácií, jednak mikroklín-pertit kryštalizujúci po plagioklasoch; ortoklas druhej generácie s korodovanými plagioklasmi a kremeňom vo forme poikilitov v kryštalizačnej schéme je na poslednom mieste. Zákonité je prerastanie ortoklasu vretenovitým albitom vo forme pertitu (tab. VI, obr. 1, 2). Vretienka sú o veľkosti mikroskopických lamiel až po veľmi široko viditeľné albitové lamely kolmé na priebeh vretienok, ktoré postupným rozširovaním vedú k úplnému zatlačovaniu ortoklasu albitom. Tento proces už vlastne súvisí s albitizačnými pochodmi (Na — metasomatóza). Okrem ortoklas-pertitu sa tu nachádzajú menšie jedince ortoklasu, ktoré sú miestami od krajov mikroklinizované.

Kremeň vytvára pomerne dosť xenomorfné obmedzené jedince, často sa rozpadajúce na menšie do seba zubovite zapadajúce zrná. Boli v ňom zistené uzavreniny magnetitu, rutilu a plynné inklúzie.

Biotit je v prevažnej miere silne chloritizovaný a epidotizovaný. Často dochádza k odmiešaniu drobných zrníček epidotu, rutilu a leukoxénu. Limonitové povlaky a záteky do puklín, ktoré nie sú také časté u hornín nepostihnutých epidotizáciou, sú u biotitu veľmi hojné. Pri epidotizácii sa totiž Fe uvoľnilo a migrovalo do okolia. Veľmi často biotit uzaviera zirkón, apatit a magnetit.

Muskovit tvorí xenomorfné lupienky s výraznými štiepnymi puklinami, prevažne zrastá s biotitom a je najmä u dynamometamorfózou postihnutých partií poprehýbaný, prípadne polámaný.

Z akcesorických minerálov je prítomný apatit a magnetit, zo sekundárnych sericit a chlorit.

Granitoidné horniny patriace okrajovému pásmu, t. j. zóne pegmatit-aplitovej. Pri geologickom mapovaní a mikroskopickej analýze podrobne vyzbieraného materiálu podarilo sa nám rozlíšiť niekoľko typov leukokratných facií granitoidných hornín:

- a) ružovkastá pegmatitová žula ortoklas-mikroklínová s biotitom,
- b) svetloružová žula pegmatit-ortoklas-mikroklínová s muskovitom,
- c) ružový pegmatit ortoklas-mikroklínový s muskovitom,
- d) biela aplitická žula, príp. granodiorit s muskovitom.

a) Ružovkastá pegmatitová žula, ortoklas-mikroklínová žula s biotitom je najrozšírenejším typom tohto pásma, avšak čo do rozšírenia na našej strane Vysokých Tatier ju nemožno klásť na prvé miesto. Makroskopicky sa vyznačuje sýtoružovými draselnými živcami, ktoré majú lesklé plochy s dobre už makroskopicky viditeľnými písmenkovými zrastmi. Živce tvoria porfyrické vyrastlice uprostred jemnozrnej ružovkastej základnej hmoty, tvorenej živcami sodnovápenatými aj draselnými. Kremeň je nepravidelne rozmiestnený po celej hornine a tvorí alotriomorfne obmedzené jedince. Biotit dosahuje veľkosť 1 cm, je všesmerne orientovaný a miestami vytvára šmuhy, čo pôsobí dojemom pretaveného materiálu metamorfovaného plášťa (skupina Rákoňa, Liptovských Múrov a Križného).

Pri mikroskopickej analýze sa hornina javí bohatou na ortoklas a mikroklín s hojnými mikropertitickými a pertitickými prerastlicami. Ortoklas a mikroklín vytvárajú xenomorfné kryštály uzavierajúce hojné poikiloblasty plagioklasov so zonárnou štruktúrou. Patria oligoklasu a sú staršie ako plagioklas základnej hmoty. Plagioklas v základnej hmote odpovedajú bázicitou albit-oligoklasu. Nie sú sericitizované ani kaolinizované. Zachovávajú si jasne sklovitý lesk a sú lameľované. Prvý raz v tatranskej geologickej literatúre sa o dvoch generáciách plagioklasov zmieňuje Michalik (1951) z podobného typu žuly zo skupiny Kosistej.

Kremeň v dôsledku značného tektonického porušenia horniny býva veľmi silne kataklázovaný — rozpadnutý na drobnú mozaiku zŕn, obláčikovite zhášajúci; tvorí veľmi často zvírenú mozaiku okolo zachovalých draselných živcov.

Zo slúd je zastúpený biotit veľkosti až 8 cm, ktorého pleochroizmus v smere γ je bronzovožltý, v smere β , α slamovožltý. Podlieha veľmi často chloritizácii a uzaviera značné množstvo hematitu a magnetitu. Muskovit je dvoch generácií; jednak primárny a jednak metasomaticky vzniknutý hydrolýzou živcov. Je mladší než biotit, vkladá sa medzi jeho šupinky diagonálne a sú preň charakteristické daktylické symplektity s kremeňom.

Ako akcesórie sú tu zastúpené okrem magnetitu a hematitu zirkón a apatit. Prvý v biotite a ortoklase bez charakteristických pleochroických dvorčekov, druhý v základnej hmote.

b) Jasnoružová pegmatitová žula, ortoklas-mikroklínová s muskovitom. Tento typ by sa mohol veľmi ľahko zamieňať za svetlú aplitickú žulu, od ktorej sa však líši hrubším zrnom a porfyrickými vyrastlicami ortoklasu. Je to typ žuly vystupujúci lokálne v nadloží predchádzajúceho typu a nachádza sa na južných svahoch hrebeňa Osobitej, Končistej, na SZ svahu Šindľovca, ako aj v skupine Kamenistej a Križného. Ide tu v podstate o jasnoružovú žulu stredného zrna s nepravidelnými hniezdami rôznych pegmatitových variet splývajúcich s jemnozrnnnejšou horninou.

Ružové ortoklasy už makroskopicky prezrádzajú pertitové prerastanie v podobe vretienkovitých prúžkov, čo je veľmi dobre viditeľné pri vzorkách z hrebeňa Šindľovca v Západných Tatrách. Vznik pertitu pri mikroskopickom štúdiu sa javí skôr ako odmiešanie albitickej zložky z ortoklasu, nejde o nijaký nový prínos Na zložky. Lokálne sa však zistili i pertity vzniknuté infiltráciou roztokov, prenikajúcich vo forme jemných nitkovitých útvarov od jedného kraja ku druhému. Premena draselného živca — ortoklasu je menej častá ako u plagioklasov, ktoré sú najčastejšie sericitizované.

Bázicita plagioklasov odpovedá albit-oligoklasu, ktorého lamely sú značne deformované až polámané. Hojné sú myrmekity na styku plagioklasu s ortoklasom, pričom ortoklas ostáva čerstvý a plagioklas je poprášený jemne šupinkovitým sericitom. Myrmekit nemožno považovať za zjav odmiešania kremeňa z plagioklasu, ale za zjav metasomatický.

Kremeň ako minerál silne reagujúci na tlakové deformácie i tu obláčikovite zháša a mozaikove sa rozpadá na zubovite do seba zapadajúce jedince. Obsahuje uzavreniny ihličkovitého rutilu a plynové inklúzie.

Muskovit vystupuje v dvoch generáciách ako u predchádzajúceho typu.

Z akcesorických minerálov je hojný hematit, magnetit, zo sekundárnych najmä sericit.

c) Ružový pegmatit ortoklas-mikroklínový. Postavenie pegmatitov tohto typu ako samostatných doskovitých telies žilného charakteru nemožno presne stanoviť. Väčšinou vytvárajú nepravidelné telesá, hniezda a šošovky v okolných aplitoidných horninách, v ktorých sa nachádzajú už zvyšky metamorfovaného plášťa. Najcharakteristickejšie vystupovanie týchto hornín je na SZ svahu Dlhého Úplazu v Západných Tatrách, na južnom svahu Osobitej, na Volovci a najmä v skupine Veľkej Kopy a Križného. Generálny smer týchto ložných telies a šošoviek je približne 45° SZ, s úklonom 30° na SV. Na základe štúdia pegmatitov v zmysle Beusovej klasifikácie sa u nich konštatovali určité zóny od okraja ku stredu (G o r e k, V a l a c h 1954). Pri mikroskopickej analýze vzoriek z rôznych častí Západných Tatier sa zistilo, že na ich zložení sa zúčastňujú plagioklasy, draselné živce, biotit, muskovit, kremeň.

Plagioklasy patria výlučne albit-oligoklasu, pričom bázicita primárnych plagioklasov sa pohybuje v medziach An 10—16. V aplitoidnej zóne sú miesta,

kde sú plagioklasy bázičkejšie s maximálnym obsahom An 22 %, a to obyčajne v pegmatitoch v blízkosti rulovitých hornín. Plagioklasy metasomatické a sčasti pôvodne vzniknuté odmiešaním eutektika sú spravidla albity s obsahom An 8 %. Prvé obyčajne tvoria nitkovité infiltráty od okraja nelamelované, kým druhé zas jemne lamelované s priebehom lamiel kolmo na obmedzenie voči ortoklasu. Myrmekitové prerastanie, ktoré bolo veľmi hojné u predchádzajúcich variet a ktoré je hojné v aplitických žulách, je tu zriedkavé. Draselné živce sú zastúpené jednak ortoklasom, jednak mikroklinom a mikroklin-pertitom. Biotit v pôvodnom stave je zriedkavý, premenený je v bauerit, pričom procesom baueritizácie predchádzala chloritizácia. Zvyšky chloritu ostávajú medzi jednotlivými šupinkami baueritu.

Muskovit v opisovanom type horniny je dvoch generácií, a to jednak primárny, dosahujúci veľkosť 2 cm, jednak výrazne metasomatický, vzniknutý spolu s kremeňom hydrolyzou živcov. Tieto generácie muskovitu sa odlišujú od baueritu veľkosťou $2V = 37^\circ$ (na štiepných lupienkoch $N = 1,59$), kým u metasomatického muskovitu priemerná hodnota $2V$ je 44° . Toto nám hovorí, že bauerit obsahuje značné percento ferimuskovitej molekuly, kým metasomatický muskovit je tvorený takmer čistou muskovitovou molekulou.

Kremeň je spravidla intenzívne kataklázovaný a javí úplne mozaikový rozpad, najmä zo vzorky z hrebeňa Rákoň—Volovec. Jednotlivé zrná sú pretiahnuté, navzájom do seba zubovite zapadajúce. Najsilnejšie tlakove postihnuté variety horniny javia až prúdovité zvrátenie kremennej mozaiky. Kremeň vzniknutý metasomaticky v kremeň-živcovej zóne obsahuje plynové uzavreniny.

U zistených granátov sa priemerná hodnota indexu lomu meraná imerznou pohybuje okolo 1,80, špecifická váha identifikovaná na jednom zrníčku 4,07. Tieto údaje, ako i celý mikroskopický vzhľad nasvedčujú, že ide o granáty zo skupiny pyralspitov, pričom prevláda spesartínový komponent, čo konštatoval P a w l i c a (1913), keď udáva pre niektoré granáty vysokotatranských pegmatitov obsah spesartínového komponentu 52 %.

Z ostatných minerálov bol zistený stĺpčekovitý apatit, zirkón, zriedkavo s pleochroickými dvorčekmi, a monazit (v aplitoidnej zóne pegmatitu východne od Šindľovca).

Ďalej sa zistili zeolity. U jednej vzorky sa zisťoval dvojdomý zeolit Berekovým kompenzátorom ($D = 0,06$, charakter zóny —, zhášanie priame, opticky dvojsový), podľa čoho ide najskôr o thomsonit, pričom ako možno konštatovať z optických vlastností, obsah Si a Na je značný (charakter zóny—). Ďalej sa zistil silimanit, najmä v blízkosti metamorfovaných zvyškov plášťa (Volovec — Rákoň, Bystrá, Kamenistá, Ježová i Široká). Z rudných minerálov sa konštatoval hematit-spekularit, vzniknutý pravdepodobne odmiešaním Fe z biotitu, a magnetit. Zo sekundárnych minerálov sú prítomné chlorit, epidot a najmä produkty premeny živcov v sericit.

d) Biele muskovitické aplitové žuly. Tento typ leukokratnej žuly predstavuje už najokrajovejšiu časť granitoidného masívu. Čo do rozšírenia je najhojnejší v Západných Tatrách. Tu buduje okrajové časti pohoria na severe a vrcholové časti niektorých hrebeňov, najmä skupiny Bystrej, Kamenistej, Tomanovej a skupinu Veľkej Kopy. Vo východnej časti Vysokých Tatier sa tento typ granitoidných hornín vo väčšej miere nezistil. Štruktúra horniny je typicky aplitová, textúra masívna. Zrnitosť horniny je veľmi variabilná. Najčastejšie ide o strednozrnný typ.

U čerstvo zachovalých vzoriek sa mikroskopicky na prvý pohľad prejavuje nadbytok draselného živca, najmä ortoklasu s hojnými pertitovými prerastlicami. Veľmi častý je zjav tlakovej mikroklinizácie na okrajoch ortoklasu. Plagioklasy sú kyslejšie ako u žúl normálnych a autometamorfovaných. Anortitová zložka je zastúpená 10—12 %. Bývajú dvoch generácií; staršie, oniečo bázičkejšie tvoria uzavreniny s čerstvým albitickým obvodom a so sericitizovaným anortitovým jadrom. Mladšie, novovykryštalizované jedince sú albiticky výrazne lamelované. Drobné agregáty vyplňujúce medzery medzi ortoklasmi tvoria často myrmekitové prerastanie. Obsah kremeňa až 75 % robí horninu veľmi kyslou.

Zo slúd je zastúpený muskovit v primárnej i sekundárnej forme. Prvý tvorí veľké tabuľky s výraznými štiepnymi plôškami, druhý vyplňuje v šupinkovitej forme pukliny v plagioklasoch. Biotit vystupuje len vo veľmi malom množstve a jeho pleochroizmus je jasnozelený. Najčastejšie býva zmenený v chlorit (klinochlór-pennín). Ako akcesorický minerál je hojný hematit v tabuľkovitej forme i rozptýlený v živcovej hmote. Okrem toho sa na puklinách nachádza šupinkovitý hematit — spekularit. Pôvod tohto spekularitu zatiaľ ostáva otvorenou otázkou. Buď ide o odmiešanie trojmocného železa z biotitu, vylúčeného na stenách puklín v aplitoch, alebo o hydrotermálny spekularit, čo je menej pravdepodobné, pretože hematit sa nachádza i v živcoch, najmä druhej generácie.

Chemizmus granitoidných hornín

Problémom chemizmu granitoidných hornín Vysokých Tatier sa zaoberali viacerí petrografi a najmä na základe chemických a planimetrických analýz snažili sa stanoviť magmatický typ týchto hornín. Tokarski (1927) navrhuje označovať granitoidné horniny budujúce prevažnú časť Vysokých Tatier ako „tatryt“, Shand (1943) klasifikuje karpatské žuly a medzi nimi i tatranské ako „tonality“, Turnau-Morawska (1948) označuje granitoidné horniny Vysokých Tatier ako leukotonality bohaté na kremeň.

Jednoznačné riešenie problému chemizmu vysokotatranských granitoidných hornín je veľmi zložitá a bude si vyžadovať osobitné štúdium na základe veľkého počtu silikátových, spektrálnych a planimetrických analýz. Doteraz nazhro-

maždený materiál a chemické analýzy ešte nedostačujú na jednoznačné riešenie tejto problematiky.

Pre doplnenie obrazu granitoidných hornín Vysokých Tatier urobili inž. V n u k o v á a J i r k ů 16 kompletných silikátových analýz v chemickom laboratóriu Vedecko-výskumného ústavu FGGV. Pre porovnanie chemizmu s minerálnym zložením sa urobili i planimetrické analýzy z tých istých vzoriek hornín, ktoré sa dali na silikátovú analýzu. Pri vyberaní vzoriek pre analýzy sme sa snažili vybrať rovnoznorné variety všetkých typov, vyskytujúce sa v hlavnom masíve, t. j. v skupine na východ od Kriváňa po východné ukončenie Tatier.

Z planimetrických analýz sme urobili prepočet kvantitatívneho minerálneho zastúpenia na kyslíčniky. Pri prepočtoch objemových percent jednotlivých minerálov na váhové percentá kyslíčnikov sa pre hlavné komponenty — plagioklas, kremeň a *K* živce — použili zjednodušené Tschirwinského (T r ö g e r 1935) hodnoty. Pre ortoklas-pertit a mikroklin-pertit sa vzalo 90 % molekuly $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6 SiO_2$ a 10 % pre $Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6 SiO_2$.

Porovnávajúc takto získané hodnoty a výsledky s váhovými percentami kyslíčnikov príslušných chemických analýz zisťujeme, že medzi nimi niet podstatných rozdielov. U niektorých síce vidíme, napr. u planimetrickej a chemickej analýzy (tab. 6, 7, 8, anal. 14) obsah kremeňa vyšší o 2,96 %, no tak isto po-

Tabuľka 6
Planimetrické analýzy vzoriek 1—16

Č.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Plagioklas	57,5	51,5	59,5	54,6	44,5	54,9	52,7	64,5	46,6	56,7	44,7	57,8	57,1	40,8	50,7	51,2
Kremeň	23,4	32,0	26,3	29,2	33,1	31,3	25,3	25,1	26,3	28,3	32,4	26,9	32,0	32,9	32,3	26,6
<i>K</i> živce	8,4	8,0	3,3	3,7	14,7	5,8	12,4	2,2	18,5	5,2	15,2	3,0	4,2	17,6	8,2	13,2
Biotit	7,5	5,5	8,8	8,3	5,4	4,9	7,1	5,5	5,6	5,7	3,9	9,9	4,5	6,5	4,5	5,4
Muskovit	1,4	2,1	1,3	3,3	1,5	2,4	1,8	1,3	2,1	3,1	2,4	0,9	1,5	1,4	2,4	1,0
Akcesórie	0,18	0,8	0,8	0,9	0,8	0,9	0,7	1,4	0,9	1,0	1,2	1,5	0,7	0,8	0,9	2,6
Spolu %	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

zorujeme v silikátovej analýze, že Na_2O je vyššie o 0,80 % a K_2O nižšie o 0,60 %. Tieto rozdiely treba vysvetlovať nedokonalosťou planimetrickej analýzy ako i častými synantektickými štruktúrami minerálov, intenzívnou sericitizáciou plagioklasu, chloritizáciou biotitu a pod.

Pre chemické vyhodnotenie študovaných granitoidných hornín a pre stanovenie magmatickej príslušnosti sme prepočítali váhové percentá silikátových analýz na Niggliho hodnoty (tab. 9), z ktorých sme zostrojili variačný diagram (obr. 6). Z diagramu vidno, že chemizmus granitoidných hornín vo Vysokých

Tabuľka 7

Váhové percentá chemických analýz granitoidov Vysokých Tatier

Č.	SiO ₂	P ₂ O ₅	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	-H ₂ O	+H ₂ O	Spolu
1	65,88	0,62	0,69	15,72	1,77	1,51	0,07	3,03	2,14	3,72	1,93	1,26	2,32	100,66
2	68,88	0,45	0,46	15,78	0,66	0,97	0,04	2,48	2,97	3,48	1,79	0,59	0,79	99,34
3	68,55	0,37	0,71	16,37	1,29	1,00	0,05	3,58	1,37	4,61	1,92	0,74	0,05	100,64
4	68,69	0,36	0,41	15,07	1,58	1,01	0,05	2,80	1,58	4,90	2,63	0,73	0,10	99,91
5	69,61	0,33	0,40	15,77	1,25	1,00	0,06	2,76	1,79	4,75	2,05	0,68	0,10	100,55
6	68,75	0,38	0,43	15,67	1,36	1,10	0,07	2,95	1,20	5,07	2,18	0,82	0,09	100,07
7	67,84	0,39	0,39	17,01	1,50	1,10	0,06	2,65	1,50	4,76	1,95	0,81	0,14	100,09
8	70,33	0,27	0,44	15,43	1,38	0,57	0,08	2,48	1,81	4,96	1,82	0,83	0,11	100,51
9	70,04	0,35	0,29	14,81	1,20	1,00	0,04	3,08	1,40	4,67	2,61	0,82	0,12	100,46
10	70,32	0,19	0,46	15,07	1,11	1,00	0,03	2,62	1,68	5,08	1,64	0,79	0,14	100,13
11	70,65	0,10	0,52	15,03	1,25	0,87	0,06	2,78	0,80	4,57	2,47	0,98	0,13	100,21
12	69,15	0,12	0,40	16,52	1,36	1,08	0,06	2,70	1,28	4,99	1,73	0,72	0,09	100,20
13	70,00	0,09	0,39	15,66	1,50	1,15	0,06	2,85	1,55	4,95	1,44	0,50	0,08	100,22
14	69,55	0,05	0,42	15,94	1,10	0,75	0,09	2,68	1,12	4,59	2,91	1,07	0,17	100,44
15	71,15	0,19	0,39	14,81	1,15	0,95	0,05	2,80	1,45	4,81	1,88	0,61	0,09	100,33
16	70,30	0,10	0,32	14,84	1,56	1,30	0,07	2,75	1,58	4,88	2,10	0,52	0,08	100,60

Tabuľka 8

Porovnávacia tabuľka váhových percent chemických analýz získaných prepočtom z chemických analýz granitoidov Vysokých Tatier

Č.	SiO ₂	P ₂ O ₅	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	-H ₂ O	+H ₂ O
1 A	65,88	0,62	0,69	15,72	1,71	1,51	0,07	3,03	2,14	3,72	1,93	1,26	2,32
B	66,51	0,09	0,28	16,71	1,71	2,02	0,03	3,12	1,80	5,23	1,88	0,53	—
2 A	68,88	0,45	0,46	15,78	0,66	0,97	0,04	2,48	2,97	3,48	1,79	0,59	0,79
B	70,47	0,09	0,18	15,89	0,90	1,18	0,02	2,68	1,50	4,53	1,90	0,42	—
3 A	68,55	0,37	0,71	16,37	1,29	1,00	0,05	3,58	1,37	4,64	1,92	0,74	0,05
B	68,55	0,18	0,26	16,78	1,23	1,70	0,03	3,28	0,81	5,33	1,42	0,53	—
4 A	68,69	0,36	0,41	15,07	1,58	1,01	0,05	2,80	1,58	4,90	2,63	0,73	0,10
B	69,07	0,24	0,25	16,53	1,08	1,61	0,03	3,27	1,79	4,78	1,73	0,61	—
5 A	62,61	0,33	0,40	15,77	1,25	1,00	0,06	2,76	1,79	4,75	2,05	0,68	0,10
B	72,40	0,14	0,16	15,91	0,64	0,97	0,02	2,47	0,50	4,01	3,18	0,39	—
6 A	68,75	0,38	0,43	15,67	1,36	1,10	0,07	2,95	1,20	5,07	2,18	0,82	0,09
B	71,66	0,09	0,16	15,91	0,72	1,05	0,02	2,91	0,50	4,92	1,66	0,40	—
7 A	67,84	0,39	0,39	17,01	1,50	1,10	0,06	2,65	1,50	4,76	1,95	0,81	0,14
B	69,30	0,05	0,28	16,56	1,14	1,35	0,05	2,75	0,07	4,72	2,75	0,46	—
8 A	70,33	0,27	0,44	15,43	1,38	0,57	0,08	2,48	1,81	4,96	1,82	0,83	0,11
B	68,77	0,09	0,25	17,25	1,11	1,38	0,02	3,46	0,62	4,86	1,87	0,85	—
9 A	70,04	0,35	0,29	14,81	1,20	1,00	0,04	3,08	1,40	4,67	2,64	0,82	0,12
B	70,21	0,09	0,19	16,16	0,57	1,26	0,02	2,41	0,60	4,20	3,64	0,60	—
10 A	70,32	0,19	0,46	15,07	1,11	1,00	0,03	2,62	1,68	5,08	1,64	0,79	0,14
B	69,85	0,05	0,19	16,69	1,07	1,33	0,02	3,00	0,80	5,15	1,58	0,49	—
11 A	70,65	0,10	0,52	15,03	1,25	0,87	0,06	2,78	0,80	4,57	2,47	0,98	0,13
B	72,40	0,14	0,16	15,16	0,64	0,97	0,03	2,47	0,47	4,01	3,18	0,39	—
12 A	69,15	0,12	0,40	16,52	1,36	1,08	0,06	2,70	1,28	4,99	1,73	0,72	0,09
B	73,03	0,23	0,26	16,35	1,50	2,06	0,04	3,25	0,97	5,19	1,48	0,61	—
13 A	70,00	0,09	0,39	15,66	1,50	1,15	0,06	2,85	1,55	4,95	1,44	0,50	0,08
B	72,46	0,09	0,15	15,59	1,09	0,96	0,02	3,10	0,48	5,04	1,25	0,34	—
14 A	69,55	0,05	0,42	15,94	1,10	0,75	0,09	2,68	1,12	4,59	2,91	1,07	0,17
B	72,51	0,05	0,18	14,57	1,06	1,26	0,02	2,14	0,55	3,75	3,52	0,38	—
15 A	71,15	0,19	0,39	14,81	1,15	0,95	0,05	2,80	1,45	4,81	1,88	0,61	0,09
B	69,99	0,18	0,28	13,42	1,44	1,83	0,03	3,42	0,72	5,39	1,42	0,60	—
16 A	70,30	0,10	0,32	14,84	1,56	1,30	0,07	2,75	1,58	4,88	2,10	0,52	0,08
B	69,62	0,09	0,25	16,26	0,86	1,47	0,03	2,83	0,76	4,73	2,08	0,58	—

A = kyslíčny získané prepočtom planimetrickej analýzy.

B = váhové percentá kyslíčnikov silikátorových analýz.

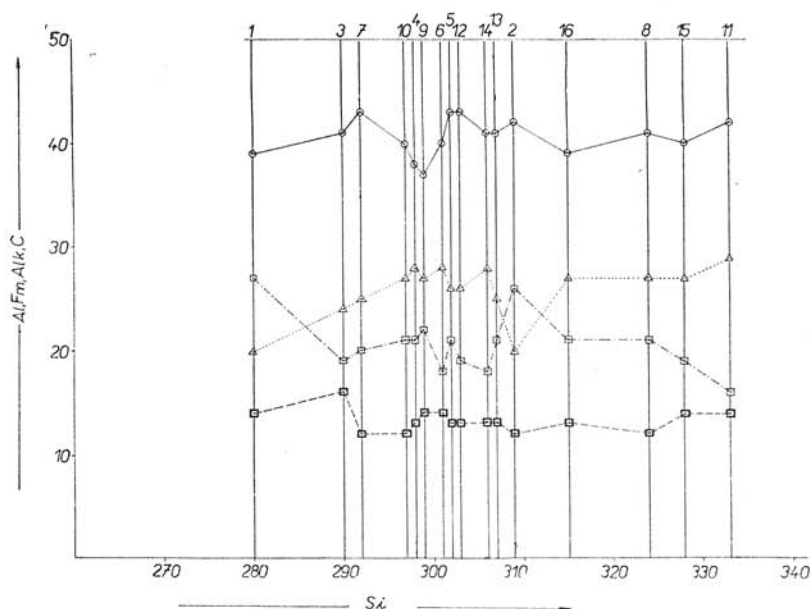
Tabuľka 9

Niggliho hodnoty analyzovaných granitoidov Vysokých Tatier

Č.	<i>si</i>	<i>qz</i>	<i>al</i>	<i>alk</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>p</i>	<i>ti</i>	<i>c/fm</i>	<i>al-fm</i>
1	279,99	98,71	39,12	20,32	26,91	13,70	0,10	2,28	0,51	12,21
2	309,17	125,69	41,78	20,21	25,87	12,12	1,07	1,61	0,46	15,91
3	290,35	95,95	40,86	23,60	19,03	16,29	0,76	2,28	0,85	21,83
4	297,80	85,84	38,48	27,79	20,79	12,98	0,78	1,29	0,62	27,09
5	302,00	98,88	42,70	25,78	21,08	12,76	0,52	1,30	0,60	21,62
6	300,82	90,44	40,48	27,59	18,20	13,92	0,78	1,32	0,76	22,28
7	292,00	91,08	43,05	25,23	19,58	12,42	0,77	1,28	0,63	23,47
8	324,18	117,74	40,60	26,61	20,68	12,10	0,65	1,34	0,58	19,92
9	299,40	92,92	37,08	26,62	22,22	14,05	0,76	1,02	0,63	14,86
10	297,20	89,96	40,10	26,81	20,58	12,45	0,33	1,62	0,60	19,52
11	333,00	118,60	41,65	28,60	15,59	14,16	0,28	1,70	0,91	26,06
12	303,00	98,80	42,64	26,05	18,68	12,63	0,26	1,31	0,677	23,96
13	307,85	107,73	40,65	25,03	20,81	13,46	0,35	1,32	0,64	19,84
14	306,80	95,6	41,28	27,80	18,26	12,70	0,33	1,32	0,69	23,02
15	328,60	121,32	40,15	26,82	19,10	13,85	0,38	1,38	0,72	21,05
16	315,00	106,68	38,87	27,08	20,82	13,12	0,26	1,07	0,48	18,05

Pokračovanie

<i>al-alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>c</i>	<i>Q</i>	<i>L</i>	<i>M</i>	π	α	γ	<i>n</i>
18,80	0,25	0,50	0,20	228,47	163,02	47,94	0,247	0	7,49	0,50
21,54	0,25	0,77	0,08	261,64	157,62	53,01	0,18	0	2,93	0,77
17,26	0,21	0,46	0,21	234,01	190,47	27,42	0,25	0	11,49	0,46
10,69	0,26	0,50	0,25	230,70	32,07	34,56	0,162	0,05	8,45	0,90
16,92	0,19	0,55	0,19	243,14	192,96	34,38	1,19	0	0,70	0,55
12,89	0,22	0,43	0,26	236,10	38,67	28,56	0,189	0	10,38	0,41
17,82	0,21	0,48	0,20	234,59	188,64	37,05	0,198	0	8,80	0,48
13,99	0,19	0,58	0,23	261,56	195,96	33,87	0,18	0	11,59	0,58
10,46	0,26	0,40	0,16	233,24	34,08	38,76	0,20	0,138	8,17	0,35
13,29	0,17	0,55	0,18	233,78	198,21	32,22	0,188	0	6,04	0,55
13,05	0,26	0,36	0,14	267,45	39,15	25,05	0,185	0	15,20	0,67
16,59	0,184	0,45	0,25	243,54	194,19	33,96	0,19	0	1,27	0,45
15,62	0,15	0,49	0,22	248,44	190,26	34,53	0,22	0	9,55	0,49
13,48	0,29	0,405	0,20	241,68	204,90	28,50	0,18	0	15,95	0,405
13,33	0,20	0,52	0,20	265,11	39,99	20,55	0,199	0,026	13,70	0,50
11,79	0,21	0,50	0,25	249,71	120,60	29,40	0,18	0	3,80	0,50



Obr. 6.

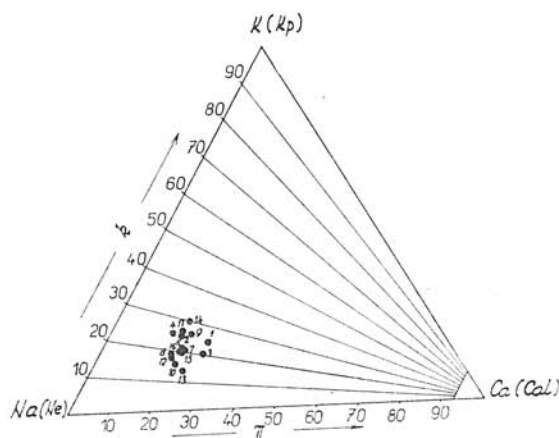
Tatrách sa ani v priečnom ani v pozdĺžnom profile podstatne nemení. Hodnota *si* je v medziach 280–335, *al* 39–43, *alk* 20–28, *c* 12–15, *fm* 19–27. Horninové ako i magmatické typy sú uvedené v tab. 10.

Tabuľka 10
Klasifikácia analyzovaných granodioritov podľa Niggliho

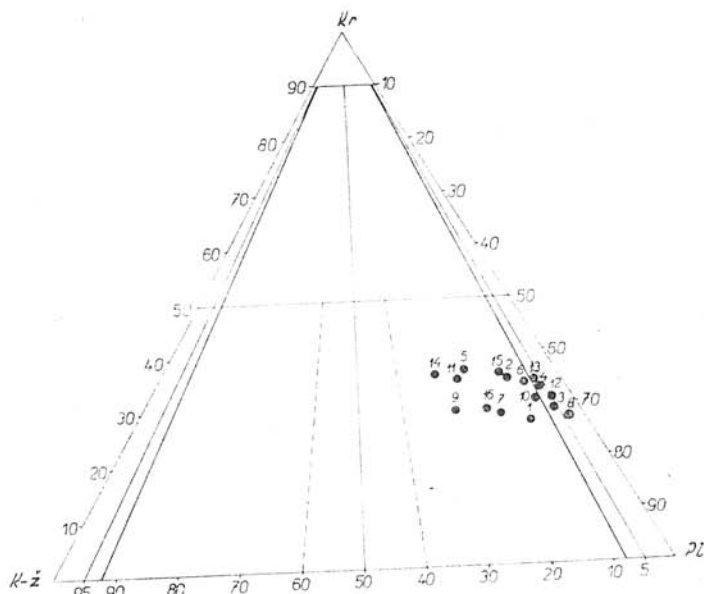
Č.	Rad magmy	Skupina magmy	Typ magmy	Horninový typ	Lokality horninového typu
1, 2, 3	Alk Ca	granodiorit	normálny granodiorit	granodiorit	Hecla Schacht, Gross Walley Kalif.
5, 9	Alk Ca	granodiorit	farsundit	granodiorit	Farsund, Egersundgebiet, Norsko
4, 6, 7, 8 10–16	Alk Ca	trondhjemit	leukokvarediorit	trondhjemit	Dragaasen Guldalen Trondhj., Norsko

Zatriedenie spracovaných vzoriek do Niggliho klasifikácie. V zadeľovaní sa postupovalo podľa Niggliho kľúča (1936) až ku stanoveniu typu magmy. V ďalšom odseku sa vysokotatranské granitoidné horniny zadeľovali s prihliadnutím na petrografické vlastnosti a povahy diferenciácie podľa vlastností analogických hornín zo svetovej literatúry. V tabuľke sú uvedené chemicky obdobné horniny s lokalitami horninového typu.

V diagrame $K-Na-Ca$ (obr. 7) vyjadrujúcom pomer k (pomer K_2O ku všetkým alkáliám) ku π (pomer normatívne na Al viazaného Ca k súčtu $Ca+Na+K$ viazaného na Al) pozorujeme, že vysokotatranské granitoidné hor-

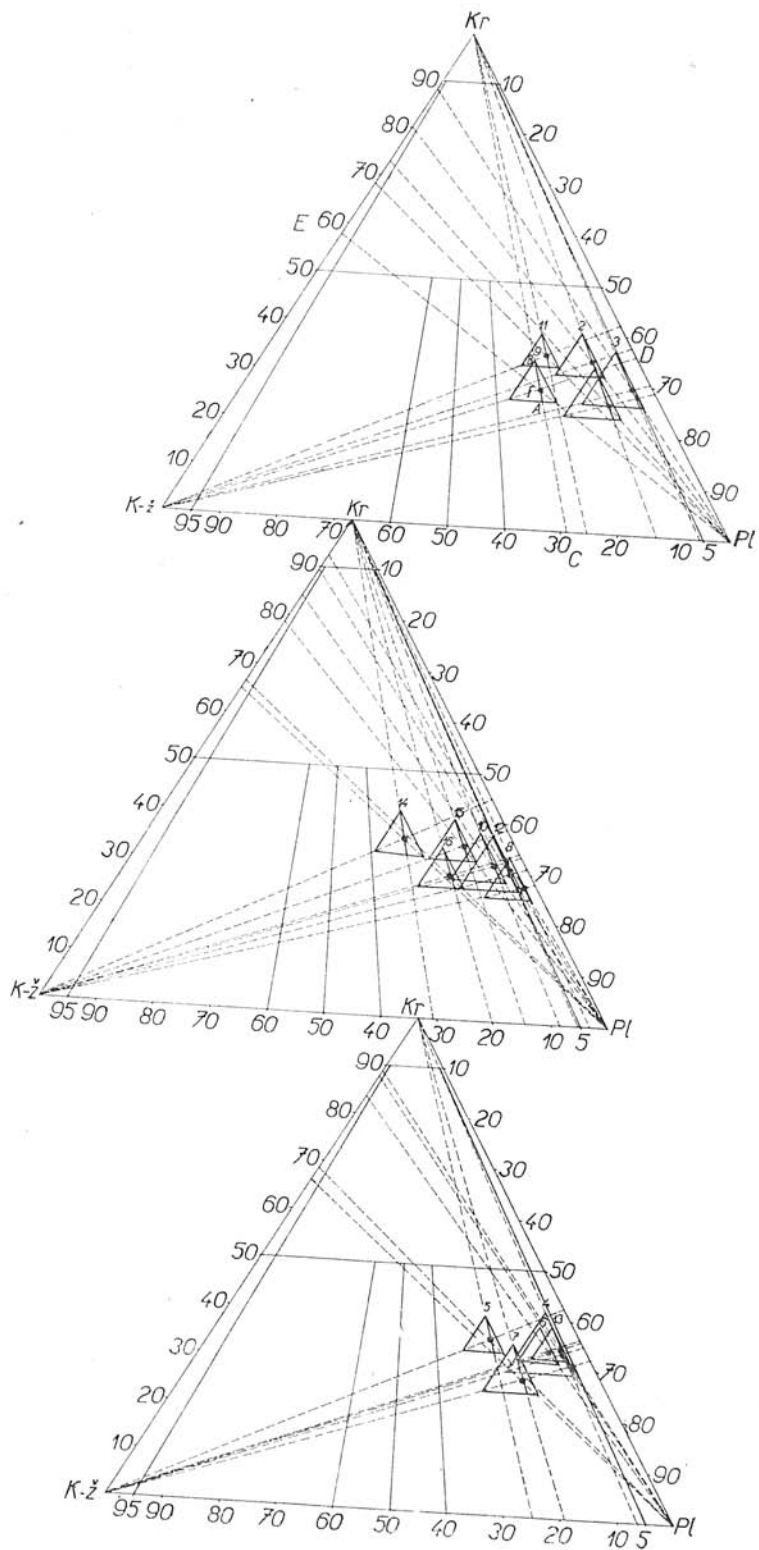


Obr. 7.



Obr. 8.

niny sú posunuté k pólu Na, čo konečne aj vidieť z váhových percent kyslíčnikov u chemických analýz, kde Na_2O skoro vždy prevláda nad K_2O . Projekčné body sa nachádzajú v poli o hodnote π 0,17–0,28, k 0,14–0,29.



Obr. 9.

Pri grafickom znázornení (obr. 8) kvantitatívne mineralogické zloženia granitoidných hornín pre zaradenie do Johansenovej klasifikácie granitoidných hornín Vysokých Tatier vidieť, že väčšina priemerných bodov horniny spadá do poľa 7 rodu (10 analýz), kým ostatné (6 analýz) spadajú do poľa 8 rodu, t. j. do poľa tonalitov. Na obr. 9 je ako príklad pre zostrojenie uvedené znázornenie vzájomného pomeru jednotlivých súčiastok. F je priemerný bod danej horniny, úsečka AB znázorňuje podiel tmavých súčiastok, FD podiel K živcov, FE plagioklasu, FC kremeňa.

Záverom k chemizmu granitoidných hornín Vysokých Tatier možno povedať, že ich prevažná väčšina je charakteru granodioritov až kremitých dioritov. Pri podrobnom štúdiu sa zriedkavo nachádzali v najokrajovejšej časti masívu granitoidné horniny charakteru žúl, s výnimkou Širokej, kde však sú v tektonickej pozícii.

Lokality odobratých vzoriek granitoidných hornín pre chemické a planimetrické analýzy

1. Kačia dolina, chodník do Železnej brány, n. v. 1800 m. 2. Vrchol Lomnického štítu, vrcholová kóta. 3. Javorový štít, vrcholová kóta. 4. Jahňací štít, vrcholová kóta. 5. Hrebeň medzi Malým Kežmarským a Svišťovkou, n. v. 2100 m. 6. Mlynská dolina, severná stena Diabloviny, n. v. 1860 m. 7. Zlomisková dolina, n. v. 2235 m. 8. Skupina Patria—Predná Bašta, n. v. 2230 m. 9. Hrebeň Jahneniec, n. v. 1905 m. 10. Vrchol Štítu Oľgy, vrcholová kóta. 11. Vrchol Lomnického štítu, výkop pre meteorologickú stanicu (—6 m). 12. Skupina Granátov, Dvojité veža, n. v. 2313 m. 13. Hrubô, Trinásta veža. 14. Svišťovka, severne od vrcholu 150 m. 15. Kóta 2131, južne od Sedielka. 16. Obrovský vodopád.

POZNÁMKY K ZRUDNENIU VO VYSOKOTATRANSKOM GRANITOIDNOM MASÍVE

Pri geologickom mapovaní sa urobil i orientačný výskum zrudnenia v granitoidnom masíve, a to najmä v skupine Kriváňa a v strednej časti. Najvýchodnejšia časť masívu bola predmetom štúdia Kováčíka (1954).

Množstvo rudných výskytov v granitoidnom masíve Vysokých Tatier je značné. Ich celkový charakter je prevažne jednotný a zrudnenie jednotvárne. K zrudneniu došlo v niekoľkých etapách, pričom nie je tu široká gradácia rudných paragenéz. Podľa doterajších výskumov vo Vysokých Tatrách sa uplatnili hydrotermálne pochody v dvoch metalogénnych etapách, v staršej s charakterom epitermálnym, spadajúcej do obdobia medzi utuhnutím granitoidného masívu a hlavnou fázou alpského vrásnenia, a mladšej od obdobia ukončenia hlavnej fázy alpského vrásnenia. Tretím genetickým typom žilných výskytov v grani-

toidnom masíve Vysokých Tatier sú žily vytvorené miešaním sa vystupujúcich a zostupujúcich roztokov, ktorých minerálny obsah sa premiestil vylúhovaním z okolitých hornín.

Žilné rudné výskyty v granitoidnom masíve Vysokých Tatier môžeme rozdeliť na:

a) staršie,

I. hypogénne

b) mladšie;

II. hypogénno-supergénne.

Hydrotermálne zrudnenie staršej etapy možno charakterizovať ako typický žilný, malej mocnosti, rozptýlený v úzkych pruhoch, tvoriace viac alebo menej zrudnené zóny a impregnácie. Vyskytuje sa len v skupine Kriváňa, kde sa nachádzajú kremenné žily obsahujúce antimonit, pyrit, v menšom množstve chalkopyrit s prímiesou PbS a ZnS. Na týchto žilách sú viditeľné prejavy dynamometamorfozy, ktorá je, pochopiteľne, mladšia ako tieto žily. K ich vytvoreniu došlo po utuhnutí granitoidného masívu na puklinách z unikajúcich epitermálnych roztokov, alebo rejuvenačnými pochodmi v dôsledku sekundárno-hydrotermálnej premigrácie v prvých fázach alpského vrásnenia (starokimerskej). Najpravdepodobnejšie je to zrudnenie predmezozoické. Kremenné žily, na ktoré je toto zrudnenie viazané, majú poväčšine smer V—Z so sklonom 30—60° k juhu.

Ďalší typ zrudnenia je veľmi typický pre oblasť Vysokých Tatier. Ide o rudné výskyty nízkotermálnych žíl so sideritom, pyritom, ankeritom, chalkopyritom, kalcitom a kremeňom, nachádzajúce sa na mylonitových zónach. Nikde nie sú postihnuté dynamometamorfózou. Sú preto mladšie ako hlavná fáza alpského vrásnenia, za ktorej došlo ku vzniku nových alebo k obnoveniu starých poruchových pásiem. Mylonitové pásma v granitoidnom masíve Vysokých Tatier sledujú dva výrazné smery, a to SV—JZ a SZ—JV, z ktorých prvé sa javia ako staršie.

Tretím typom rudných výskytov sú žily, ktorých mineralizáciu označil W a t o r s k i (1950) ako supergénnu. No možno uvažovať o tom, že toto zrudnenie je zmiešaného charakteru, pričom hrali úlohu tak roztoky descendentné vylúhovaním z okolitých hornín, ako aj roztoky veľmi nízko termálne vystupujúce z hlbok granitoidného telesa. Pri terénnom výskume sa zistilo, že toto zrudnenie paragenézy siderit-ankerit-kalcit je bez sírníkov a mineralizácia smerom do hĺbky mylonitových zón vyznieva.

Ako celok majú rudné výskyty žilný charakter, vznikli na poruchových zónach rôzneho veku, ktoré majú regionálny charakter s pomerne konštantným priebehom dvoch približne na seba kolmých systémov.

Kryštalické jadro masívu Vysokých Tatier vcelku predstavuje popaleogénnu megaantiklinálu, resp. antiklinórium so značne komplikovanou stavbou. Na jej vytvorení sa podieľali tektonické pohyby varíske, prípadne i kaledónske a pohyby alpsko-karpatské. Pohľad na staršie geologické mapy a tektonickú interpretáciu hovorí o pomerne jednoduchšej stavbe vysokotatranského kryštalinika. Podľa Uhlíga (1899) má ono voči mezozoickým sériám osobitnú stavbu a len na tektonickom styku s nimi má určité štruktúrne usporiadanie. Staré tektonické elementy boli známe už Kreutzovi (1913) a Pawlicovi (1918), a to najmä zo smerov bridličnatosti kryštalických bridlíc strednej a severnej časti Západných Tatier a z krýh nachádzajúcich sa v hlavnom masíve Vysokých Tatier (tab. VII, obr. 1, 2). Z týchto smerov, ako aj zo smeru rudných žíl usudzoval Kreutz, že prevládajúcim smerom kryštalických bridlíc je smer SZ—JV s úklonom k SV. V Západných Tatrách, najmä na poľskom území majú podľa Swiderského podobný smer s úklonom k SV, SSV až S. Podľa Rabowského (1938) smer kryštalických bridlíc na južnom svahu Západných Tatier je podobný ako na severnom a vo východnej časti, avšak úklon je k JZ.

Štruktúrne elementy kryštalického jadra Vysokých Tatier nie sú také jednoduché, ako sa nám na prvý pohľad javia. Ide o kombináciu starších a mladších štruktúr, ktoré najmä v monotónnych sériách, napr. v granitoidoch je veľmi ťažké od seba odlíšiť, pretože mladšie buď zotierajú, alebo zvýrazňujú staršie.

Staršie štruktúry sa prejavujú najmä plochami kryštalizačnej bridličnatosti (s), vrásami, lineáciami na s plochách a pod. V hlavnom komplexe kryštalických bridlíc a migmatitov v JZ časti Západných Tatier pozorujeme, že nejde o monoklinálne uložené série, ale o série detailne zvrásnené, vytvárajúce kopulovitú stavbu s maximálnym vyklenutím v skupine Baranca a Ráztoky, odkiaľ približne na všetky strany dochádza k upadaniu s plôch. Prevládajúcim smerom b osí je JV—SZ.

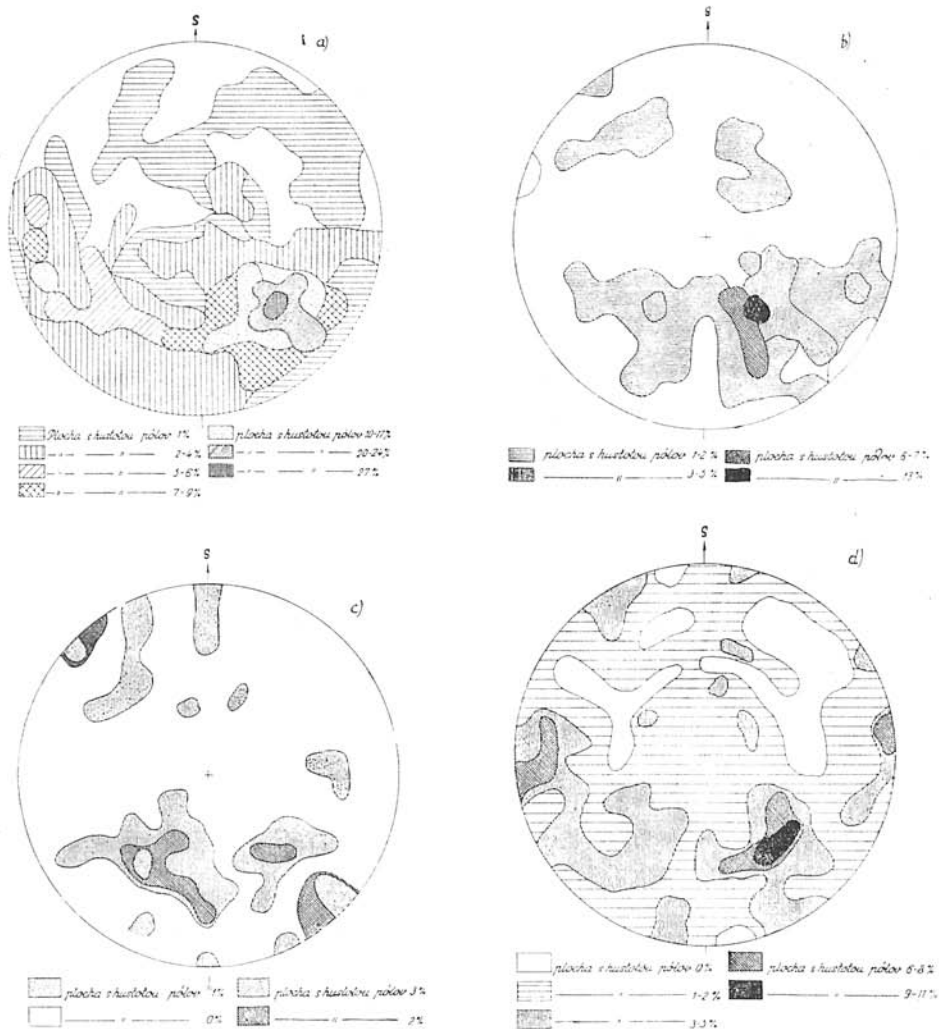
Veľmi správne časť týchto starších štruktúrnych elementov vyznačil Koutek (1934). Ak sledujeme s plochy kryštalických bridlíc na južnom svahu od Jaloveckej doliny po Ráčkovú, vidíme, že ich smer je prevažne SSV—JJZ až SV—JZ, pričom si tento smer zachovávajú až po južné svahy Klínovateho, kde postupne dochádza k stáčaniu do smeru V—Z až SZ—JV. Prevládajúci úklon je k JZ a J. Ak postupujeme Ráčkovou dolinou, pozorujeme nápadné stáčanie sa smeru plôch bridličnatosti zo smeru SV—JZ do smeru SZ—JV s úklonom 20—26° k SV (západné svahy Ostredku). Na línii Jamnická dolina (sútok s Ráčkovou)—Baranec—Ráztoka—Jalovecká dolina pozorujeme, že v Jamnickej doline prevládajúcimi smermi sú SSZ—JJV a SZ—JV so sklonom k SSV a SV. Severne od vrcholu Baranca

je smer približne V—Z s úklonom k S a J a tento smer ostáva až po Ráztoku, kde dochádza k stáčaniu do smeru SV—JZ s úklonom k SZ a JV. V Jaloveckej (Bobroveckej doline) dochádza takto k určitému oblúkovitému vyklenutiu kryštalických bridlíc do smeru SZ s úklonom pod granitoidné teleso.

U kryštalických bridlíc a migmatitov nachádzajúcich sa v nadloží granitoidného telesa plochy kryštalizačnej bridličnatosti majú smer na severnej strane prevažne SZ—JV s úklonom k SV. Na Ježovej, Bystrej a Kamenistej majú smer SV—JZ s úklonom k JV. V skupine Veľkej Kopy dochádza znovu k ich stočeniu do smeru SZ—JV s úklonom k JZ. Vergencia vrás (milimetrových až metrových) je prevažne k juhu. Zvyšky kryštalických bridlíc a migmatitov vystupujúcich v granitoidnom masíve vlastných Vysokých Tatier majú plochy bridličnatosti poväčšine s úklonom k SV a predstavujú kryhy pomerne hlboko zaklesnuté do granitoidných hornín.

R a b o w s k é h o (1938) predpoklad o tom, že staré prvky hercýnskej stavby kryštalických bridlíc vytvárali kopulovité a antiklinálne vyklenutia so synklinálnym pásmom ponárajúcim sa k východu sa ukazuje správnym a opodstatneným do tej miery, že skutočne v Západných Tatrách na južnej strane toto antiklinálne vyklenutie existuje, avšak os tohto vyklenutia sa ponára k JV—V. Kryštalické bridlice vystupujúce v nadloží granitoidných hornín nemožno spájať s týmto komplexom, pretože mocnosť granitoidných hornín medzi podložným komplexom a kryštalickými bridlicami tvoriacimi zvyšky plášťa v nadloží je ca 700 m. Preto možno predpokladať, že intrúzia využila na jednej strane pôvodnú synklinálu, na druhej antiklinálnu stavbu vytvorenú za hlavnej fázy variských tektonických pohybov (predmoskovsko-sudetskej) a intrudovala od severu k juhu ako jazykovité teleso (harpolit). Celkove možno považovať varisku stavbu superkrustálnych sérií pred intrúziou za antiklinórium, do ktorého vnikla granitoidná intrúzia, majúca tak charakter neskorotektonickej až potektonickej intrúzie. Je pochopiteľné, že intrudujúca magma ovplyvnila do značnej miery pôvodné štruktúry a mala aspoň vo svojom najbližšom okolí okrem opísaných typov metamorfózy i účinky deformačné.

Za varíske štruktúrne prvky možno bezpečne považovať aj pegmatit-aplitové a epidot-chlorit-kremenné žilky vyplňujúce pukliny v granitoidnom telese a kryštalických bridliciach. V Západných Tatrách v granitoidnom telese sú veľmi zriedkavé, podobne i v hlavnom masíve v jeho strednej a južnej časti. Najhojnejšie sa vyskytujú na severnom svahu granitoidného masívu, ako aj v skupine Lomnického, Pyšného štítu, Baraních rohov a v doline Piatich Spišských plies. Na presné vyhodnotenie tektonickej pozície týchto žiliek urobili sme podobne ako aj pre ďalšie varíske až alpínske štruktúrne prvky projekcie zanesením až niekoľko stíc meraní bodov smeru sklonu do polárnej stereografickej siete Boldyreva a zistenie maxima bodov projekcie planisferickým vyhodnotením metódou planisféry Planina. Maximá bodov projekcie sa sústreďujú v diagrame od



Obr. 10. Projekcie bodov (smerov a uhlov sklonu) v polárnej sieťke Boldyreva, vyhodnotených planisferickou sieťkou Planinovou. a — Pegmatitové žilky a epidot-chlorit-kremenné žilky v oblasti Vysokých Tatier. b — Mylonitové pásma v skupine Ganku a Veľkej Vysokej. c — Mylonitové pásma vo východnej časti masívu. d — Pukliny v oblasti od Mengušovskej doliny na východ.

120—150°, čo poukazuje, že prevládajúci smer týchto žiliek je SV—JZ s úklonom k JV. Tento smer pôvodne starších puklín neskôr vyplnených minerálnou výplňou hrá vážnu úlohu pri riešení otázky tektoniky granitoidného telesa. Ďalším význačným smerom je SZ—JV s úklonom k JZ. Podrobný prehľad rozmiestenia týchto žiliek nám dáva projekcia uvedená v obr. 10a. Vzájomný vzťah uvedených puklín vyplnených pegmatit-aplitom a epidot-chloritom je tento:

staršie pegmatit-aplitové žilky sú prerázané mladšími epidot-chlorit-kremennými. Celkom podradné a veľmi zriedkavé sú systémy puklín smeru S—J a V—Z. Systém puklín s minerálnou výplňou smeru SV—JZ je kolmý na všetky lineárne prvky, t. j. na biotitické šmuhy, osi vrás a pod., čím odpovedá puklinám S, druhý systém SZ—JV odpovedá puklinám Q. Význam L puklín nebol doteraz riadne vyhodnotený, pretože sa nikde nezistili pukliny tohto typu s minerálnou výplňou. No možno považovať za ne tie pukliny, ktorých plochy sú rovnobežné s úklonom kryštálických bridlíc. Za štruktúrne prvky variskeho veku možno považovať aj kremeň-antimonitové žily, vystupujúce v skupine Kriváňa, ktoré by mohli odpovedať výplni diagonálnych puklín. Majú prevažne smer V—Z so sklonom k juhu.

Štruktúry vytvorené alpskými tektonickými pohybmi sú vo vysokotatranskom masíve veľmi výrazné. Pri ich štúdiu sme venovali pozornosť najmä mylonitovým zónam prestupujúcim tak granitoidné teleso, ako aj kryštálické bridlice a migmatity. Okrem toho sme tiež urobili orientačné štúdium puklín vo vlastnom granitoidnom masíve Vysokých Tatier. Riešenie týchto otázok si vyžiada ešte veľa meraní a štatistického vyhodnotenia, aby bolo možné jednoznačne riešiť, do akej miery bolo kryštalínikum deformované alpsko-karpatskými tektonickými pohybmi.

Mylonitové zóny, ktoré sú najvýraznejším štruktúrnym prvkom v kryštalíniku Vysokých Tatier, boli vytvorené v niekoľkých po sebe sa opakujúcich pohyboch za alpského vrásnenia. Ich predispozícia bola už daná variskou tektonikou, najmä mladšími fázami v granitoidnom telese. Za alpských vrásňovacích pochodov sa tieto poruchy zvýraznili, a to jednak pri hlavnej fáze, t. j. pri presunutí subtatranských sérií, jednak i pri popaleogénnom vrásnení, kedy vlastne došlo k vykľutiu vysokotatranského masívu. Poruchové pásma charakteru mylonitových zón možno rozdeliť do dvoch skupín, a to na okrajové — plošné s pomerne malým uhlom sklónu a pásma strmouhlé. Jednou z najvýraznejších mylonitových zón je zóna lemujúca južný okraj masívu, smerom približne zhodná s okrajovou zlomovou dislokáciou podtatranskou s úklonom k JZ k J a JV. Mylonity najmä granitoidných hornín považovali starší autori za kryštálické bridlice. Preto na prehľadných mapách často vidíme zakreslený pruh kryštálických bridlíc až po Štrbské pleso, resp. až po dolinu Mlynice. V skutočnosti kryštálické bridlice a migmatity končia pri Suchom Hrádku a ďalej na východ nikde na južnom úpätí nevystupujú. Pri porovnaní so staršími štruktúrami vidíme, že sú vo väčšine prípadov staršie štruktúry na tejto poruchovej zóne zotierané. Predpokladáme, že pri hlavnej fáze alpského vrásnenia masív Vysokých Tatier bol už vykľutý, pravda, oveľa menej ako dnes, a pritom kládol určitý odpor presunujúcim sa subtatranským sériám. Je isté, že pritom došlo k odtrhnutiu vysokotatranskej série od podložia. Ďalej predpokladáme, že masív Vysokých Tatier pred presunutím subtatranských sérií v pozdĺžnom profile bol

rozdelený na časti elevačné a depresné, k čomu mohlo dôjsť po presunutí vysokotatranskej série a pred presunutím subtatranských sérií. Tieto depresné a elevačné časti boli ďalej zvýraznené priečnymi zlomovými poruchami, ktoré však nemožno vždy s istotou zistiť. Maximálnou sa javí depresia v skupine Velkej Kopy, ktorá je od masívu Kriváňa oddelená ešte priečnou zlomovou poruchou popaleogénneho veku.

Mylonitové zóny strmouhlé a pomerne úzke od 0,5 do 50 m, na ktorých je veľmi ťažko určiť výsledný smer pohybu. V Západných Tatrách sú to mylonitové zóny prevažne smeru SV—JZ s úklonom k JV a SZ—JV s úklonom k JZ. Častejšie ako vo východnej časti sa tu nachádzajú mylonitové zóny smeru S—J. Veľmi zaujímavé je Klincovo (1954) konštatovanie, že v skupine Velkej Kopy predstavujúcej spomínanú osovú depresiu sú mylonitové zóny zastúpené len celkom podradne. To by však nasvedčovalo, že táto depresia existovala už pred presunutím subtatrika a že po ňom nedošlo v tejto časti k intenzívnejším pohybom.

Vo východnej časti Vysokých Tatier je veľké množstvo mylonitových strmouhlých pásiem, preto sa urobilo i štatistické zhodnotenie a zobrazenie do polárnej stereografickej siete Boldyreva (obr. 10b, c). Prevládajúcimi smermi mylonitových pásiem sú tie smery, ktoré sa vyskytovali u žiliek vyplnených permatit-aplitom a chlorit-epidot-kremeňom. To svedčí o tom, že mylonitové zóny sledovali v prevažnej miere staršie štruktúrne prvky. Ostatné pukliny sú vyznačené na obr. 10d.

Záverom treba konštatovať, že aj exogénni činitelia, najmä zaľadnenie a zvetrávanie majú nielen vplyv na morfológiu, ale aj na vnútorné štruktúry pomerne hlboko v masíve.

S U H R N

Štúdium geologicko-petrografických pomerov kryštalinika Vysokých Tatier preukázalo, že:

a) Najstarším stavebným prvkom sú kryštalické bridlice a migmatity, ktorých predmetamorfný vývoj odpovedá svojím charakterom sedimentom geosynklinálneho vývoja mladšej terigénnej formácie — flyšoidnej bez karbonátických a len so sporadickým výskytom bituminóznych hornín. Týmto znakmi pripomína študované kryštalinikum kryštalinikum iných jadrových pohorí Centrálnych Západných Karpát, menovite však nízkotatranské. Vek kryštalických bridlíc nebol doteraz stanovený, ale podľa analógie s kryštalickými bridlicami iných jadrových pohorí tatroveporíd je predkarbónsky, a to kambrosilúrsky až proterozoický.

b) Prejavy iniciálneho báziického vulkanizmu povahy gabroidnej magmy v porovnaní s gemeridami, Malými Karpatami, Tribčom a Nízkymi Tatrami

sú oveľa slabšie, čo nasvedčuje, že v sedimentačnom priestore nedochádzalo k disjunktívnym formám diastrofizmu.

c) Charakter metamorfizmu kryštalinika je polymetamorfný, a to tak jeho superkrustálnych, ako aj starších intruzívnych sérií. Najmohutnejšie sa uplatnila predgranitoidná regionálna metamorfóza, viazaná pravdepodobne na hlavnú fázu variskeho vrásnenia. Stupeň metamorfózy je charakterizovaný horninami typickými pre mezozónu až katazónu. Výsledkom regionálnej metamorfózy je premena superkrustálnych sérií na svory, svorové ruly, grafitické bridlice, kvarcitické ruly, kvarcity a dvojsludové až biotitické ruly. Horniny báziického ofiolitového vulkanizmu boli zmenené na amfibolity. Právě ortoruly vzniknuté v dôsledku regionálnej metamorfózy prehnetením a rekryštalizáciou pôvodných masívnych granitoidných hornín sú zriedkavé a vystupujú len vo forme malých ložných žíl ako aplitické ortoruly. Z väčšej časti sa tu nachádzajú horniny žulorulového charakteru s migmatitmi, ktoré vznikli za regionálnej dynamometamorfózy metasomatickou granitizáciou premenených superkrustálnych sérií so zachovaním ich pôvodnej bridličnatosti.

d) Granitoidné horniny Vysokých Tatier predstavujú serorogénnu intrúziu jazykovitého typu (harpolit). V dôsledku diferenciačných pochodov a autometamorfózy došlo ku vzniku týchto typov:

1. granodiority až kremité diority,
2. granodiority až žuly s prejavmi autometamorfózy,
3. žuly okrajovej zóny pegmatiticko-aplitickej.

e) V dôsledku intrúzie granitoidných hornín došlo ku progresívnej metamorfóze kryštalických bridlic, ktorá v najbližšom okolí intrúzie na jednej strane viedla k hlbínne kontaktnej metamorfóze bez zjavného prínosu granitického materiálu (biotitické ruly a granatiticko-silimanitické ruly), na druhej strane k injekčnej metamorfóze, t. j. k migmatitizácii až granitizácii pôvodne dynamometamorfovaných hornín (imbibičné migmatity a arterity).

f) Okrem regionálnej a granitoidnou intrúziou spôsobenej metamorfózy sa do značnej miery uplatnila dislokačná metamorfóza vyvolaná staršími (varískymi), ale najmä alpskými tektonickými pochodmi. Uplatnila sa tak u kryštalických bridlic, ako aj u migmatitov a granitoidných hornín kataklázou, mylonitizáciou a diaforézou.

g) Tektonický štýl vysokotatranského kryštalinika bol vytvorený varískym (snáď i kaledónskym) a alpsko-karpatským orogénom. V hrubých črtách vytvára megaantiklinálu, resp. antiklinórium v detailoch so značne komplikovanou stavbou. Kryštalické bridlice predstavovali pred granitoidnou intrúziou antiklinórium, resp. dve antiklinály; synklinála s osou ponárajúcou sa k východu, ktorá ich oddeľuje, umožnila vystúpenie granitoidnej intrúzie v serorogénnom štádiu. Hlavné smery varískych štruktúrnych elementov (b osí) majú smer SZ—JV a boli do značnej miery ovplyvnené granitoidnou intrúziou. Pri de-

tailnom mapovaní v poslednom roku (1958) boli nájdené o niečo odchyľnejšie štruktúrne prvky, no doterajšie fakty nestačia pre dôkaz starších tektonických pohybov. Pri celkovom riešení vzťahu a postavenia kryštallických bridlíc ku granitoidným horninám vo Vysokých Tatrách sme dospeli k názoru, že intruzívne teleso je jazykovitého tvaru a intrudovalo do zvrásnených kryštallických bridlíc v smere od severu k juhu. Okrem starých štruktúr varískych a azda i kaledónskych nachádzame tu štruktúry vytvorené alpsko-karpatskými pohybmi. Za ich výsledok môžeme považovať presunutie vysokotatranskej série s podložným kryštalinikom, vytvorenie dvoch na seba kolmých poruchových pásiem smeru SZ—JV (predispozícia daná Q puklinami) a SV—JZ (S puklinami), z ktorých druhý systém je starší. Okrem toho došlo k výzdvihnutiu kryštallického masívu pozdĺž podtatranskej tektonickej línie, ako aj k vytvoreniu priečných elevácií a depresí v osi pohoria.

h) Zrudnenie. K zrudneniu vo Vysokých Tatrách došlo v niekoľkých etapách, pričom nie je možné pozorovať širokú gradáciu rudných paragenéz. Uplatnili sa tu hydrotermálne pochody v dvoch metalogénnych etapách; v staršej, majúcej epitermálny charakter a spadajúcej do obdobia medzi utuhnutím granitoidného masívu a hlavnou fázou alpského vrásnenia, a v mladšej od obdobia ukončenia hlavnej fázy alpského vrásnenia. Tretím genetickým typom rudných žilných výskytov v granitoidnom masíve Vysokých Tatier sú žily vytvorené miešaním sa vystupujúcich a zostupujúcich roztokov, ktorých minerálny obsah sa premiestil vylúhovaním z okolitých hornín.

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — SCHRIFTTUM

- Andrusov D., Matějka A., 1931, Guide des excursions dans les Carpathes occidentales. Knih. St. geol. ústavu 13, A, Praha. — Beus A. A., 1951, O zónálnosti granitných pegmatitov. Izvest. AN SSSR, ser. geol., Moskva. — Belousov V., 1948, Osnovnyje voprosy geotektoniky. Moskva. — Beudant F. S., 1822, Voyage mineralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818. Paris. — Boué A., 1830, Résumé des observations de A. Boué sur l'âge relatif des dépôts secondaires dans les Alpes et les Carpates. Jour. de geol. I, Paris. — Buchholtz J., 1899, Das weit und breit erschollene Zipser Schneegebirge. Levoča. — Činčura P., 1958, Bázické horniny severnej strany Tribča. Rukopis, Katedra mineralógie a petrografie FGGV UK, Bratislava. — Gawel A., 1952, Problemy petrograficzne w Tatrach Zachodnich. Geol. Biul. Inform. 2, Warszawa. — Gorazdowski L., 1899, O skladzie chemicznym tatrańskich mineralow skalotworczych. Pam. Fiziogr. XI, Krakow. — Gorek A., 1954, Geologicko-petrografické pomery Západných Tatier. Arch. Katedry geológie a paleontológie FGGV UK, Bratislava. — Gorek A., 1956, Geologická stavba Západných Tatier. Geol. sborník VII, Bratislava. — Grubenmann-Niggli, 1924, Die Gesteinsmetamorphose. Berlin. — Haquet B., 1790—1796, Neueste physikalisch-politische Reisen in den Jahren 1787—1795 durch die dacischen und sarmatischen oder nördlichen Karpathen. Nürnberg. — Jaskoľski S., 1927, Über einige Chloritschiefer aus der West-Tatra. Bull. Ac. Sc. Cracovie. — Jaskoľski S., 1924, Les Amphibolites des Monts Tatra et leur origine. Bull. Ac. Sc. Cracovie. — Johansen A., 1949, A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks. — Jung J.—Roques M.,

1936, Les zones d'isometamorphisme dans les terrains cristallophylliens du Massif Central français. *Revue Scien. naturelles Auvergne* I, 4, Auvergne. — Jung J.—Roques M., 1938, Les schistes cristallins du Massif Central. *Bull. Serv. Carte géol. France* XXXIX. — Jung J.—Roques M., 1952, Introduction à l'étude zéonéographique des formations crystallophylliennes. *Serv. Carte géol. France* L, 235, Paris—Liège. — Ivanov M.—Kamenický L., 1956, Poznámky ku geologii a petrografii krystalinika Malej Fatry. *Práce GÚDŠ, Bratislava* — Kliniec A., 1954, Geológia západnej časti Vysokých Tatier medzi dolinou Kôprovou a Tichou. *Rukopis, Archiv Kat. geol. a pal. FGGV UK, Bratislava*. — Kodym ml.—Suk M., 1958, Přehled geologických a petrografických poměrů Blatenska a Strakonicka. *Geol. práce. zoš. 50, Bratislava*. — Koutek J., 1931, Geologické studie na severozápadě Nízkých Tater. *Sborník St. geol. ústavu, Praha*. — Koutek J., 1935, O krystalických břidlicích skupiny Barance (2181 m) v Liptovských holích. *Věstník St. geol. ústavu, Praha*. — Koržinskij D. D., 1953, Очерк метасоматических процессов. *Sbornik Osnovnyje problemy v učeniji o magmatogennych rudnych mestorozhdenijach, Izd. AN SSSR, Moskva*. — Kreutz St., 1931, Lupek granatowo-syllimanitowo-biotitowy w Tatrach. *Rozpr. Akad. Umiej., Krakow*. — Kreutz St., 1927, Der Granit der Präkarpaten Südwestpolens und seine Beziehung zu den benachbarten Granitmassiven. *Bull. Ac. Pol. Sc. Cracovie*. — Kreutz St., 1930, O tatrzańskim trzone krystalicznym. *Wierchy VIII, Lwow*. — Lengyel E., 1928, Der genetische Zusammenhang zwischen den Graniten und Gneisen der Hohen Tatra. *Acta Litt. Ac. Sc. Szeged*. — Lengyel E., 1932, Beiträge zur petrochemischen Kenntnis der Granite der Hohen Tatra. *Földtani Közlemény* LXII, 1—12. — Lučickij B. J., 1947, Petrografija I. Moskva—Leningrad. — Michalik A., 1952, Sprawozdanie z badań w Tatrach Wysokich w okolicy doliny Pięciu Stawów Polskich. *Geol. Biul. Inform. 2, Warszawa*. — Morozewicz J., 1891, Rozmieszczenie granitów, gnejsów i łupków krystalicznych w Tatrach. *Pam. fizij. XI, Warszawa*. — Morozewicz J., 1909, Z mineralogii i petrografii Tatr. *Fragmenty, Kosmos, Lwow*. — Morozewicz J., 1911, O granicie karpackim. *Księga Pam. XI, zjazdu lek. i przyr. pol., Krakow 1911*. — Morozewicz J., 1899, Opis mikroskopowo-petrograficzny granitów tatrzańskich. *Pam. fizij. XX, Warszawa*. — Morozewicz J., 1914, Über die Tatrageranite. *N. Jahrb. f. Miner., Stuttgart*. — Nechay W., 1929, Z petrografii trzonu krystalicznego Tatr. *Kosmos LIV, ser. A. Mem., Lwow*. — Pawlica W., 1911, Pegmatity polnocnej wyspy, krystalicznej w Tatrach. *Księga Pam. XI, zjazdu lek. i przyr. pol., Krakow*. — Pawlica W., 1913, Pegmatity Tatr i ich stosunki magmatyczne. *Rozpr. Akad. Umiej., Krakow*. — Pawlica W., 1914, O gedrycie w Tatrach. *Ibidem*. — Pawlica W., 1915, Polnocna wyspa krystaliczna w Tatrach. *Ibidem*. — Pawlica W., 1916, O złożach mineralnych granitu tatrzańskiego. *Ibidem*. — Pawlica W., 1918, Garluchowskie skały wapienno-krzemianowe. *Rozpr. Akad. Umiej., ser. A, 58, Krakow*. — Radziszewski P., 1924, O granitach Karpackich. *Prace Pol. Inst. Geol. 1, Warszawa*. — Quensel P., 1916, Zur Kenntnis der Mylonitbildung. *Bull. Univ. Upsala*. — Rabowski F., 1938, Uwagi dotyczące sie tektoniki trzonu krystalicznego Tatr. *Pań. Służba Geol. PIG, 4, Warszawa*. — Szadeczky Gy., 1874, Der Granit der Hohen Tatra. *Földtani Közlemény IV, Budapest*. — Szadeczky J., 1892, Der Granit der Hohen Tatra. *Tscherm. Miner. u. Petrogr. Mittheil. XIII, Wien*. — Staszic S., (1815) 1955, O zemirodustwie Karpatów i innych gór i równin Polski. *Warszawa*. — Swiderski B., 1921, Korzenie leżącego fałdu Czerwonych Wierchów oraz nowe elementy budowy trzonu Tatr. *Rozpr. Akad. Umiej., Krakow*. — Tokarski J., 1916, Rozbiory chemiczne krystalicznych skal tatrzańskich i volyńskich w projekcji Beckego. *Lwow*. — Tokarski J., 1927, Izofemy w granicie tatrzańskim. II. zjazd geogr. i etnogr. słowińskich w Polsce. — Tröger W. E., 1935, Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. *Berlin*. — Turnau-Morawska M., 1948, Z mikrogeologii trzonu krystalicznego tatrzańskiego. *Kosmos, ser. K, A, 54, Wrocław*. — Uhlig V., 1897—1898, Die Geologie des Tatragebirges. *Denkschrift. d. k. k. Akad. d. Wissenschaft. LXIV a LXVIII, Wien*. — Wegmann E., 1935, Zur Deutung der Migmatite. *Geol.*

Rundschau 26, 5, Stuttgart. — Weyberg Z., 1903, Przyczynki do petrografii trzonu krystalicznego tatrzańskiego. Pam. Tow. Tat. XXIII. — Zejszner L., 1842, Rzut oka na budowę geologiczną Tatr i wzniesień do nich równoległych. Bibl. warszawska, Warszawa. — Zejszner L., 1851, Opis skal plutonowych Tatr. Roczn. Tow. Nauk., Kraków. — Zoubek V., 1936, Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. Sborník St. geol. ústavu XII, Praha. — Zoubek V., 1951, Zpráva o geologickém výzkumu jižního svahu Nízkých Tater mezi Bystrou a Jesenskou dolinou. Věst. ÚÚG XXVI, Praha. — Zoubek V.—Kubiny D., 1956, Predbežná zpráva o prehľadnom výskume západnej časti nízkotatranského jadra. Práce Geol. ústavu D. Štúra, Zprávy 9, Bratislava.

Recenzoval J. Kamenický

*Katedra geológie a paleontológie
Fakulty geologicko-geografických vied
Univerzity Komenského, Bratislava*

АВГУСТИН ГОРЕК

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ЯДРА ВЫСОКИХ ТАТР

(Рис. 1—10 в тексте, табл. I—VII)

Высокотатранскому кристаллическому массиву в прошлом было уделено много внимания. Сначала это были работы только всеобщего естественнонаучного характера, позднее работы связанные с нуждами практики (горнозаводские). Имена: Бухгольц, Чирбес, Форнет, Гакет, Бейдан, Тавнсон связаны с первым зарождением естественноисторического исследования кристаллического массива Высоких Татр. Более систематические геологические изыскания Высоких Татр начали производить Сташич, Цейшнер, с 1889-ого года Гораздовский, Морозевич, Садецки, позже Крейц, Вейберг, Павлица, Улиг, Токарский и др. В последнее время детальным изучением кристаллического ядра Высоких Татр, особенно в польской части занимались Гавель, Михалик, Турнау-Моравска и др. На словацкой стороне Высоких Татр исследования производил Горек и его коллектив.

Горные породы

Самым старым элементом кристаллического массива Высоких Татр являются кристаллические сланцы, дометаморфическое развитие которых соответствует своим характером осадкам геосинклинального характера, верхней терригенной формации — флишевидной, без карбонатных и только со спорадическим наличием битуминозных пород. Своим дометаморфическим развитием кристаллические сланцы напоминают те же элементы других ядровых гор Центральных западных Карпат всего больше кристаллические сланцы Низких Татр.

Возраст кристаллических сланцев не был до сих пор установлен, но по аналогии с кристаллическими сланцами других ядровых гор татровепорид он докарбонский.

Проявления инициального основного офиолитового вулканизма габброидного и диори-

тового характера в сравнении с гемеридами, Малыми Карпатами и Низкими Татрами слабые, что свидетельствует о том, что пространство седиментации флишевидных осадков не соответствовало более глубокой части первоначальной пракарпатской геосинклинали, а скорее ее внешней геантиклинальной части, причем во время седиментации не происходили сильные движения в зоне седиментации. Здесь не происходили дизъюнктивные формы диастрофизма.

Характер метаморфизма кристаллических пород полиметаморфический. Это касается суперкрупных и старших интрузивных членов и мигматитов. Наиболее сильно проявился догранитоидный метаморфизм в связи с главной фазой варисийской складчатости. Степень метаморфизма соответствует мезо- и катазоне Грубенманна и Нигли, а в концепции Юнг — Рока она характеризуется эктинитами зоны нижних слюдяных сланцев и верхних гнейсов. Результатом регионального метаморфизма является переход суперкрупных серий в слюдяные сланцевые гнейсы, графитовые сланцы, кварцитовые гнейсы и кварциты, двухслюдяные и биотитовые гнейсы. Породы основного офиолитового вулканизма перешли в амфиболиты.

Возникшие в результате регионального метаморфизма мятые и перекристаллизацией первоначальных гранитоидных пород настоящие ортогнейсы очень редкие и встречаются только в форме мелких пластовых жил и соответствуют аплитовым ортогнейсам (южные склоны Баранца в Западных Татрах); однако возможно, что они являются анатектитами.

Большой частью здесь встречаются породы гранитогнейсового характера, которые возникли во время регионального метаморфизма метасоматической гранитизацией метаморфических суперкрупных серий (гл. о. парагнейсов) с сохранением их первоначальной стратификации, или же сланцеватости.

По степени и интенсивности мигматизации и гранитизации мы различаем:

а) комплекс слюдяных — сланцевых, двухслюдяных и биотитовых парагнейсов без включений гранитных элементов,

б) мигматиты, параэлементы и ортоэлементы, которые представлены в одинаковой мере,

в) мигматиты, параэлементы, которых ясно преобладают над ортоэлементами,

г) мигматиты, ортоэлементы, которых ясно преобладают над параэлементами,

д) «ортогнейсы» с глазками и гранитные гнейсы,

е) настоящие аплитовые ортогнейсы.

Гранитоидные породы Высоких Татр представляют позднеорогеническую интрузию языкообразного типа (среднекарбонского возраста). В результате процессов дифференциации и автометаморфизма возникли следующие типы пород:

а) гранодиориты и кремнистые диориты,

б) гранодиориты и граниты с проявлением автометаморфизма,

в) граниты краевой пегматит — аплитовой зоны,

г) кислые дифференциаты гранитоидных пород в кристаллических сланцах.

В результате интрузии гранитоидных пород произошел прогрессивный метаморфизм кристаллических сланцев, который ближе всего интрузии привел с одной стороны к проявлению глубинного контактного метаморфизма без ясного приноса гранитного материала, с другой стороны к инъекционному метаморфизму, т. е. к мигматизации и гранитизации исходных метаморфических пород.

Продуктом первого типа метаморфизма являются биотитовые и двухслюдяные гнейсы с силлиманитом и гранатами второго типа, имбибиционные мигматиты и артериты. Кроме того преимущественно на южной стороне гор (контакт гранитообразных пород с кристаллическими сланцами) произошло поглощение и ресорпция значительного количества блоков парагнейсов и амфиболитов гранитоидными породами.

Мигматиты возникшие при интрузии серорожденных гранитоидных пород значительно

отличаются от старших мигматитов а именно ясной изометрией полевых шпатов с неправильным размещением А и А-элементов, как и недостатком калиевых ортоклазов и слюды. Дальнейшим характеристическим знаком является неправильное распределение пара- и ортоэлементов что проявляется количеством биотитовых оторочек. Это свидетельствует о том, что мигматитизация и гранитизация произошли в других условиях, а именно быстрее.

Действие глубинного контактного метаморфизма проявилось преимущественно в части кристаллических сланцев на северной стороне Западных Татр перекрывающих гранитное тело и в средней и восточной частях изучаемой области. Метаморфизм этого типа осуществил там, где граница гранитной интрузии в отношении к сланцеватости гнейсов была приблизительно конкордантна (Михалик, 1954 — конкордантный метаморфизм). С другой стороны возникновение преимущественно имбибиционных мигматитов произошло там, где гранитоидная интрузия была в дискордантном положении по отношению к сланцеватости регионально метаморфических пород.

Кроме регионального метаморфизма и метаморфизма вызванного гранитоидной интрузией в значительной степени проявился динамометаморфизм, который был результатом варисцийской и главным образом главной фазы альпийской складчатости. Динамометаморфизм проявился как в кристаллических сланцах как и в мигматитах и гранитоидных породах катаклазом, милонитизацией и диафторезом. В полной мере она проявилась на южном склоне гор и на дефектовых зонах имеющих место в кристаллических сланцах и в гранитоидных породах.

Кристаллические сланцы и мигматиты имеют наибольшее распространение на юго-западном склоне Западных Татр. В средней части, т. е. в восточной части Западных Татр они встречаются в группе Каменистой, Быстрой и Большой Копы. В восточной части массива они представляют только остатки первоначальной оболочки и находятся в форме глыб включенных в гранитоидных породах. Остатки гнейсовых пород встречаются кроме того в элементах, которые были надвинуты во время альпийской складчатости. В надвинутых массах встречаются преимущественно биотитовые гнейсы, двухслюдяные гнейсы с силлиманитом и гранатами, кварцитовые гнейсы, амфиболиты, гибридные гранодиориты и артериты.

Тектоника

Тектонический стиль высокотатранского массива в общем был создан варисцийской и альпийско-карпатской складчатостью. В общем он представляет мегаантиклиналь, или же антиклинорий, в деталях с довольно сложным строением. Все предыдущие интерпретации тектоники высокотатранского массива были значительно упрощенными. В общем считали они его антиклинорием образованным с обеих сторон кристаллическими сланцами а в центре с гранитоидным ядром, представляющим нормальный классический батолит. Геологическим картированием и ориентированным структурным анализом тектонических элементов высокотатранского массива, главным образом его западной части пришлось к взгляду, что в Западных Татрах невозможно гранитоидную интрузию считать батолитом расширяющимся в глубину на обе стороны, а междуслойной интрузией.

При изучении отношения ориентации кристаллических сланцев и гранитообразных пород в Высоких Татрах мы пришли к заключению, что интрузивный гранитоидный массив имеет языкоидную форму и проникает в комплекс кристаллических сланцев по направлению от севера к югу.

Это заключение, главным образом в Западных Татрах доказывают следующие факты:

а) Очевидная суперпозиция гранитообразных пород на кристаллических сланцах, в ко-

торых преобладают простирации северо-восток—юго-восток в Ямницкой долине, т. е. у восточного конца гнейсового комплекса с падением $30-40^\circ$ к северо-востоку и с наклоном Б-осей $20-25^\circ$ к юго-востоку. В западном направлении от Ямницкой долины происходит изменение направления сланцеватости в направлении восток-запад, а в группах Разток и Яловецкой долины в направлении северо-восток. У контакта с гранитоидными породами кристаллические сланцы постоянно падают под гранитоидное тело. Об этом свидетельствуют и условия залегания петрографически несколько отличных прослоек а именно кварцитов гнейсов и амфиболитов, что свидетельствует тоже о том, что сланцеватость идет по плоскостям первоначальной стратификации. В перекрывающих остатках метаморфической оболочки мы наблюдаем постоянное простираание сланцеватости в направлении северо-запад—юго-восток за исключением местонахождений на Быстрой и Каменитой (северо-восток—юго-запад).

Всего яснее эта суперпозиция видна у западного конца комплекса кристаллических сланцев, т. е. на восточных склонах Острой и Сивого врха, где в основании мезозойских отложений находятся тектонически сильно растертые гранодиориты, которые находятся в нормальном интрузивном контакте с парagneйсами. Подобная обстановка является также и у кристаллических сланцев и мигматитов, которые погружаются под гранитообразные породы групп Остредка, Баранца и Разтоки, где гранодиориты залегают на кристаллических сланцах и образуют вершины вышеприведенных гор.

б) Постепенный переход между гранитами с включениями пород метаморфической оболочки и имбибиционными мигматитами от артеритов вплоть до парagneйсов нетронутых мигматитизацией.

в) Разница между метаморфизмом кристаллических сланцев в кровле гранитообразных пород, у которых явления инъекционного метаморфизма являются более второстепенными и преобладают явления глубинного контактного метаморфизма и метаморфизмом кристаллических сланцев под гранитоидами. В первом случае не произошло возникновения имбибиционных мигматитов, только мигматит — артеритов.

г) Определенная своеобразность петрографического характера собственных гранитообразных пород у северного и южного контактов с кристаллическими сланцами. Во время как комплекс кристаллических сланцев в кровле находится в контакте с преимущественно гранитообразными породами пегматит-аплитовой зоны (за исключением наличия в восточной части Татр), на южной стороне они находятся в контакте с гранитообразными породами имеющими характер биотитовых гранодиоритов и кремнистых диоритов.

В составе собственного массива Высоких Татр мы наблюдаем гранодиориты с отчетливо зональными плагиоклазами, свидетельствующими о постепенной кристаллизации протекающей в глубоких зонах интрузии, у плагиоклазов гранитообразных пород в Западных Татрах мы наблюдаем хорошо выраженную зональность, которая свидетельствует о быстром понижении температуры в течение застывания. Это свидетельствует о том, что мощность интрузии в Западных Татрах была меньше чем мощность в восточной части Высоких Татр.

В высокотатранской мегаантиклинали с осью приблизительно восточно-западного направления мы различаем части элевационные и депрессийные. Максимальную депрессию можно наблюдать в группе горы Велька Копа.

Нисходящая тенденция по старшим авторам (Рабовский 1938) была бы должна продолжаться и дальше в западном направлении; однако, как это следует из простираания кристаллических сланцев мы можем предполагать, что именно в западной части кристаллический массив Высоких Татр показывает максимальную элевацию. Кристаллические сланцы создают куполообразное, к юго-западу выгнутое образование, детали строения которого были пока лишь ориентировочно объяснены.

Кроме описанных структур, которые были созданы преимущественно варисцийской складчатостью мы наблюдаем также структуры созданные альпийско-карпатской складчатостью. Последние выражены передвижением высокотатранской серии и образованием лежащих складок Червены Врхов и Гиевонта как и двумя преобладающими системами деформативных милонитовых зон, одной северо-запад—юго-восточного и другой северо-восток—юго-западного направления; последняя старше первой.

Кроме того мы должны учесть и поднятие кристаллического массива Высоких Татр вдоль подтатранской тектонической линии. Однако не все милонитовые зоны в кристаллическом массиве Высоких Татр альпийского возраста. Некоторые из них, главным образом те, с которыми связано оруденение антимонит-золото доальпийского возраста.

При геологическом исследовании кристаллического массива Татр мы произвели ориентировочное геологическое исследование оруденения в гранитоидном массиве. Количество местонахождений руд большое. Их общий характер однообразен. Оруденение образовалось в нескольких фазах, причем не проявились большие изменения рудных парагенезисов.

Гидротермальные процессы проявились в двух фазах: в старшей с характером эпитеpmальным, которая относится к периоду между кристаллизацией гранитоидных пород и главной фазой альпийской складчатости. Третьим генетическим типом рудных жил в массиве Высоких Татр являются жилы созданные процессом смешивания восходящих и нисходящих растворов, минеральное содержание которых обогатилось выщелачиванием из окружающих пород.

Жильные руды в массиве Высоких Татр мы разделяем на:

- I. гипогенные а) старшие,
б) младшие,

II. гипогенно-супергенные.

В целом руды жильного характера возникли в связи с милонитовыми зонами разного возраста с региональным характером и сравнительно постоянным направлением двух приблизительно взаимно перпендикулярных систем.

Перевод со словацкого В. Шейбнер

*Кафедра геологии и палеонтологии
Факультета геолого-географических наук,
Университета им. Коменского,
Братислава*

Объяснение рис. 10 в тексте и табл. I—VII

Рис. 10. Проекция точек (направлений и углов наклона) в полярной сетке Болдырева и вычисления с помощью планисферической сетки Планина, а — Пегматитовых жил и эпидот-хлорит-кремневых жил в области Высоких Татр, б — Милонитовых зон в группах Ганека и Большой Высокой, с — Милонитовых зон в восточной части массива, d — Трепчин в области, которая находится в восточном направлении от Менгушовой долины.

Табл. I

Фиг. 1. Гранатово-силлиманитовый гнейс. Велицкая долина. $\times 25$. Нескрещенные николи. — Фиг. 2. Двухслюдяный гнейс с силлиманитом (влево внизу). Ямницкая долина. Скрещенные николи. Микрофото Освальд.

Табл. II

Фиг. 1. Аплитовый ортогнейс — бластогранитовая структура. Серцитизированные плагиоклазы, хорошо сохранившиеся калиевые фельшпаты. Вираво вверх мирмекит. $\times 23$. Скрещенные николи. — Фиг. 2. Порфиروبласт микроклина в ортоэлементе из гранито-гнейса. Скрещенные николи. $\times 23$. Микрофото О с в а л ь д.

Табл. III

Фиг. 1. Гранатовый амфиболит. Порфиробласты граната с альмандином. $\frac{1}{3}$ настоящих размеров. Фото О с в а л ь д. — Фиг. 2. Амфиболиты-мigmatиты. Выход на левом склоне Ямницкой долины напротив слияния с Рачковой долиной, в. 1200 м. Фото Горек.

Табл. IV

Фиг. 1. Имбибиционный мигматит. Рачковая долина, правый склон над плотиной. $\frac{1}{4}$ настоящих размеров. Фото О с в а л ь д. — Фиг. 2. Складчатый артерит. Ямницкая долина, в. 1240 м. Фото О с в а л ь д.

Табл. V

Фиг. 1. Имбибиционный мигматит, посреди порфиробласт основного олигоклаза с неправильно размещенными Ab и Ao элементами. Основная масса из кварца и биотита. Скрещенные николи. $\times 18$. — Фиг. 2. Порфиробласт олигоклаза из имбибиционного шпата. Слево явно пластинчатый порфиробласт олигоклаза с изогнутыми пластинками. $\times 18$. Микрофото О с в а л ь д.

Табл. VI

Фиг. 1. Пертиты в ортоклазе из пегматита краевой зоны. Широкая повреждена жилка с пластинками перпендикулярными к ограничению. $\times 18$. Скрещенные николи. — Фиг. 2. Инфильтрационные пертиты в порфировом выделении калиевого фельшпата из автометаморфического гранита. $\times 23$. Скрещенные николи. Микрофото О с в а л ь д.

Табл. VII

Фиг. 1—2. Глыба кристаллических сланцев в гранодиоритах. Велицкая долина — «Вечный даждь». Фото Горек.

AUGUSTIN GOREK

ÜBERSICHT DER GEOLOGISCHEN UND PETROGRAPHISCHEN
VERHÄLTNISSE DES KRISTALLINS DER HOHEN TATRA

(Abb. 1—10 im Texte, Taf. I—VII)

Das Problem des hochtatrischen Kristallins war schon in früherer Zeit Gegenstand wissenschaftlicher Forschung. Zuerst waren es nur Arbeiten allgemeinen wissenschaftlichen Charakters, später dienten sie praktischen Zwecken (Bergbau). Die in der geologischen Literatur über die Tatra

sich wiederholenden Namen, wie: Buchholtz, Czirbes, Fornet, Hacquet, Beudant, Townson, sind gerade mit den ersten Anfängen naturwissenschaftlicher Forschung in der Hohen Tatra verknüpft. Systematischere geologische Studien über das Kristallin der Hohen Tatra finden wir bei Staszic, Zejzner, seit d. J. 1889 war es Gorazdowski, Morozewicz, Szadecki, später Kreutz, Weyberg, Pawlica, Uhlig, Tokarski, Nechay, Radziszewski u. a. In den letzten Jahren widmeten sich dem detaillierten Studium des Kristallins der Hohen Tatra, besonders des polnischen Teiles Gawel, Michalik, Turnau-Morawska u. a. Auf unserer Seite war dieser Teil des Gebirges Gegenstand geologischer Studien des Verfassers und des Kollektivs seiner Mitarbeiter.

Stratigraphie

Das älteste Bauelement des Kristallins der Hohen Tatra sind kristalline Schiefer, deren vormetamorphe Entwicklung durch ihren Charakter den Sedimenten der geosynklinalen Ausbildung der jüngeren terrigenen Formation — der flyschoiden Formation, ohne karbonatische und nur mit sporadischem Vorkommen bituminöser Gesteine — entspricht. Durch ihre vormetamorphe Entwicklung erinnern sie an das behandelte Kristallin, das Kristallin anderer Kerngebirge der Zentralen Westkarpaten, besonders aber an das Kristallin der Niederen Tatra.

Das Alter der kristallinen Schiefer wurde bisher nicht bestimmt, aber per Analogie mit den kristallinen Schiefern der Kerngebirge der Tatrovporiden ist es vorkarbonisch.

Die Kundgebungen des initialen, basischen, ophiolithischen Vulkanismus gabbroiden und dioritischer Charakters sind im Vergleich mit den Gemerideinheiten, den Kleinen Karpaten und der Niederen Tatra schwach, woraus man schließen kann, daß der Sedimentationsraum, wo sich die flyschoiden Sedimentation abspielte, nicht die tieferen Teile der ursprünglichen urkarpatischen Geosynklinale bildete, sondern eher ihren externen geantiklinalen Teil, wobei es während der Sedimentation zu keinen mächtigeren Bewegungen im Sedimentationsraum kam. Hauptsächlich kam es hier nicht zu disjunktiven Formen des Diastrophismus.

Der Charakter des Metamorphismus des studierten Kristallins ist polymetamorph, und zwar sowohl derjenige seiner superkrustalen, als auch seiner älteren intrusiven Serien und Migmatite.

Am mächtigsten wirkte die vorgranitoide Regionalmetamorphose, die wahrscheinlich an die Hauptphase der variscischen Faltung gebunden war. Der Grad der Metamorphose wird durch Gesteine bestimmt, die für die Meso- bis Katazone Grubenmann-Niggli's typisch sind, in der Konzeption von Jung-Roques durch die Ektinite der Zone der unteren Glimmerschiefer bis oberen Gneise. Das Ergebnis der Regionalmetamorphose ist die Umwandlung der superkrustalen Serien in Glimmerschiefer, Glimmerschiefergneise, graphitische Schiefer, quarzitisches Gneise und Quarzite, zweiglimmerige bis biotitische Gneise. Die Gesteine des basischen ophiolithischen Vulkanismus wurden in Amphibolite umgewandelt.

Echte Orthogneise, die bei der Regionalmetamorphose durch Durchbewegung und Rekristallisation der ursprünglichen massiven granitoiden Gesteine entstehen, sind sehr selten und kommen nur in Gestalt kleiner Lagergänge als aplitische Orthogneise auf den Südhängen des Baranec in der West-Tatra vor, aber es ist möglich, daß es sich hier um Anatektite handelt. Zum größeren Teil finden sich hier Gesteine von Granit-Gneis Charakter, die während der Regionalmetamorphose durch Granitisation der umgewandelten superkrustalen Serien (besonders der Paragneise) entstanden sind, wobei ihre ursprüngliche Schichtung, resp. Schieferung, erhalten geblieben ist.

Nach dem Intensitätsgrad der Migmatisation bis Granitisation kann man unter den Migmatiten und kristallinen Schiefern unterscheiden:

a) einen Komplex von Glimmerschiefergneisen, zweiglimmerigen und biotitischen Gneisen ohne Zufuhr der granitischen Komponente,

b) Migmatite, deren Parakomponente in bezug auf die Orthokomponente deutlich überwiegt ist,

c) Migmatite, deren Para- und Orthokomponente in gleichem Verhältnis vertreten ist,

d) Migmatite, wo die Orthokomponente gegenüber der Parakomponente deutlich überwiegt,

e) „Orthogneise“ Augengneise, Leistengneise — Granitgneise,

f) echte Orthogneise — aplitische Gneise.

Die granitoiden Gesteine der Hohen Tatra repräsentieren eine spätrogene Intrusion von zungenförmigem Typus (mittleres Karbon). Infolge der Differenzationsvorgänge und Autometamorphose kam es zur Entstehung folgender Typen:

a) Granodiorite bis Quarzdiorite,

b) Granodiorite bis Granite mit Wirkungen der Autometamorphose,

c) Granite der Pegmatit-Aplit-Randzone,

d) saure Differenziate der granitoiden Gesteine in den kristallinen Schiefern.

Infolge der Intrusion der granitoiden Gesteine kam es zu einer progressiven Metamorphose der kristallinen Schiefer, die in der nächsten Umgebung der Intrusion einerseits zu Auswirkungen einer plutonischen Kontaktmetamorphose ohne sichtbare Zufuhr granitischer Materials, andererseits zu einer Injektionsmetamorphose, d. h. zu einer Migmatisierung bis Granitisierung der ursprünglich regional metamorphosierte Gesteine führte.

Das Ergebnis des ersten Typs der Metamorphose sind biotitische und Zweiglimmergneise mit Sillimanit und Granaten, dasjenige des zweiten Imbibitionsmigmatite und Arterite. Außerdem kam es besonders an der südlichen Seite des Gebirges (Kontakt der granitoiden Gesteine und der kristallinen Schiefer) zu einer Verschluckung und Resorption einer bedeutenden Menge von Blöcken aus Paragneisen und Amphiboliten durch die granitoiden Gesteine.

Die bei der Intrusion der serorogenen granitoiden Gesteine entstandenen Migmatite unterscheiden sich bedeutend von den älteren, und zwar durch größeres Verhältnis und deutliche Isometrie der Feldspäte, bei unregelmäßiger Verteilung der Ab und An Komponente, sowohl wie auch durch Mangel an Kalifeldspäten und Muskovit. Ein weiteres charakteristisches Merkmal ist die unregelmäßige Verteilung der Parakomponente und Orthokomponente, was sich durch eine Menge biotitischer Schlieren bemerkbar macht. Dies zeugt davon, daß die Migmatisierung und Granitisierung unter anderen Verhältnissen, d. h. rascher, verlief.

Die Auswirkungen einer Kontaktmetamorphose in der Tiefe machten sich hauptsächlich im hangenden Teile der kristallinen Schiefer an der nördlichen Seite der West-Tatra, sowohl wie auch im mittleren und östlichen Teile des studierten Gebietes geltend. Zu diesem Typ der Metamorphose kam es dort, wo Richtung und Form der Granitintrusion mit der Schieferung der Gneise im Großen und Ganzen konkordant war (Michalik 1951 — konkordanter Metamorphismus). Dagegen kam es zur Entstehung von Migmatiten, hauptsächlich Imbibitionsmigmatiten, dort, wo die granitoide Intrusion in bezug auf die Schieferung der regional metamorphosierten Gesteine eine diskordante Stellung einnahm.

Außer der regionalen und der durch granitoide Intrusion verursachten Metamorphose machte sich in bedeutendem Maße auch Dynamometamorphose geltend, die durch ältere Phasen, hauptsächlich aber durch die Hauptphase des alpinkarpatischen Orogens hervorgerufen wurde. Diese äußerte sich sowohl bei den kristallinen Schiefern als auch bei den Migmatiten und granitoiden Gestein durch Kataklyse, Mylonitisierung und Diaphthorese. In höchster Weise machte sie sich auf der Südabdachung des Gebirges, sowohl wie auch an den Störungszonen, die in den kristallinen Schiefern und granitoiden Gesteinen auftreten, geltend.

Die kristallinen Schiefer und Migmatite erfahren in heutigem Zustand ihre größte Verbreitung am SW-Hange der westlichen Tatra. Im mittleren Teile, d. i. im östlichen Teile der West-Tatra sind sie in der Berggruppe Kamenistá, Bystrá und Velká Kopa vertreten. Im östlichen Teile des

Massivs repräsentieren sie nur Reste des ursprünglichen Mantels in Form von in den granitiden Gesteinen eingeschmolzenen Schollen. Außerdem finden wir Reste der Gneisgesteine in den Elementen der Tatrideneinheiten, die während der alpinen Faltung überschoben wurden. In den oben erwähnten Vorkommen sind hauptsächlich biotitische Gneise, Zweiglimmergneise mit Sillimanit und Granaten, Quarzitgneise, Amphibolite, hybride Granodiorite und Arterite vertreten.

Tektonik

Der heutige tektonische Stil des hochtatrischen Kristallins wurde in der Gesamtheit durch das variscische und alpin-karpatische Orogen gebildet. In groben Zügen bildet er eine Megantiklinale, resp. ein Antiklinorium, daß im Detail jedoch sehr komplizierten Bau hat. Alle bisherigen Interpretationen des Tektonik des hochtatrischen Kristallins gaben diesen Bau in ziemlicher Vereinfachung wieder. In der Gesamtheit wurde es für ein Antiklinorium gehalten, gebildet an beiden Seiten durch kristalline Schiefer mit granitoidem Kern, der einen normalen klassischen Batholith repräsentiert. Durch geologische Kartierung und Orientationsanalyse der Struktur der tektonischen Elemente des hochtatrischen Kristallins, kam man besonders in seinem westlichen Teile zur Ansicht, daß es wenigstens in der westlichen Tatra nicht möglich ist, die granitoide Intrusion für einen gegen die Tiefe sich nach beiden Seiten erweiternden Batholith zu betrachten, sondern für eine in die Schichtfugen eingedrungene Intrusion.

Eine allgemeine Erkundung der Beziehung und Stellung der kristallinen Schiefer zu den granitoiden Gesteinen in der Hohen Tatra führte uns zur Ansicht, daß der Intrusivkörper von zungenförmigen Typus in die gefalteten kristallinen Schiefer von Norden gegen Süden intrudierte. Für diesen Rückschluß, hauptsächlich in der West-Tatra, sprechen folgende Tatsachen:

a) Die offensichtlichen Superposition der granitoiden Gesteine auf den kristallinen Schiefern, deren vorherrschende Schieferungsrichtung NW—SE ist, im Tale Jamnická dolina, d. h. im östlichen Ende des Gneiskomplexes, der 30—40° gegen SV einfällt und eine Neigung der B-Achsen von 20—25° gegen SE hat. Gegen Westen vom Tale Jamnická dolina kommt es zu einer Drehung der Schieferungsrichtung in die Richtung E—W und in der Gruppe Ráztoky und Jalovecká dolina bis NE. Die Neigung beim Kontakt mit den granitoiden Gesteinen geht stets unter den granitoiden Körper. Für diese Richtung sprechen auch die Flächenrichtungen der petrographisch abweichenden Einlagen, besonders der Quarzitgneise und Amphibolite, was ebenfalls beweist, daß die Schieferung die Flächen der ursprünglichen Schichtung verfolgt. Bei den hangenden Resten des metamorphen Mantels beobachten wir die konstante Schieferungsrichtung NW—SE mit Ausnahme der Vorkommen auf den Bergen Bystrá und Kamenistá (NE—SW). Am augenscheinlichsten ist diese Superposition am westlichen Ende des Komplexes der kristallinen Schiefer, d. i. an den östlichen Hängen der Berge Ostrá und Sivý vrch, wo im Liegenden des Mesozoikum stark tektonisch gestörte Granodiorite auftreten, die sich in normalem Intrusivkontakt mit den Paragneisen befinden. Ähnliche Verhältnisse herrschen auch beim Tauchen der kristallinen Schiefer und Migmatite unter die granitoiden Gesteine in der Berggruppe Ostredok, Baranec und Ráztoky, wo die den kristallinen Schiefern aufliegenden Granodiorite die Gipfelteile der angeführten Berggruppen bilden.

b) Der allmähliche Übergang über Schlierengranit mit Enclaven der Gesteine des metamorphisierten Mantels in Imbibitionsmigmatite, Arterite, bis zu den von Migmatisation unberührten Paragneisen.

c) Der abweichende Charakter der Metamorphose der kristallinen Schiefer im Hangenden der granitoiden Gesteine, wo die Erscheinungen der Injektionsmetamorphose untergeordneter sind und die Erscheinungen der plutonischen Kontaktmetamorphose vorherrschen. Nirgends kam es hier zur Entstehung von Imbibitionsmigmatiten, es bildeten sich nur Migmatite — Arterite.

d) Ein gewisser Unterschied im petrographischen Charakter der granitoiden Gesteine selbst, und zwar am nördlichen und südlichen Kontakt mit den kristallinen Schiefer. Während der hangende Komplex der kristallinen Schiefer überwiegend mit den granitoiden Gesteinen der Pegmatit-Aplit Zone in Kontakt steht, mit Ausnahme der Vorkommen im östlichen Teile der Tatra, hat dieser Kontakt mit den granitoiden Gesteinen an der südlichen Seite den Charakter biotitischer Granodiorite bis Quarzdiorite. Und weiter: während wir in der Zusammensetzung des eigentlichen Massivs der Hohen Tatra Granodiorite mit wenig ausdrucksvoll zonaren Plagioklassen beobachten, die von einer, in den tieferen Zonen der Intrusion verlaufenden allmählichen Kristallisation zeugen, beobachten wir bei den Plagioklassen der granitoiden Gesteine der West-Tatra eine markierte Zonarität, die von einem raschen Sinken der Temperatur im Verlaufe der Erstarrung zeugt. Daraus ergibt sich, daß die Intrusion in der West-Tatra nicht so mächtig war, als im östlichen Teile der Hohen Tatra.

Die hochtatische Megaantiklinale mit der Achse von ungefähr E—W licher Richtung hat Elevations- und Depressionsteile. Die maximale Depression ist in der Gruppe Velká Kopa. Die sinkende Tendenz sollte nach den älteren Autoren (R a b o w s k i 1938) auch weiter gegen Westen fort dauern, aber, wie aus dem Verlauf der kristallinen Schiefer hervorgeht, ist zu beachten, daß gerade im westlichen Teile das Kristallin der Hohen Tatra zur maximalen Elevation aufsteigt. Vom Komplex der kristallinen Schiefer kann gesagt werden, daß sie einen kuppelförmigen, gegen Westen aufgewölbten Bau bilden, deren Details bisher nur übersichtlich studiert wurden.

Außer den beschriebenen Strukturen, die hauptsächlich durch das variscische Orogen gebildet wurden, finden wir auch Strukturen, die das alpin-karpatische Orogen bildete. Als solche können, wir die Überschiebung der hochtatischen Serie mit dem liegenden Kristallin betrachten (Falte Giewont und Červené vrchy), sowohl wie auch zwei vorherrschende Systeme von Störungszonen NW—SE und NE—SW licher Richtung, wobei das letztgenannte System älter ist. Außerdem müssen wir auch die Hebung des kristallinen Massivs der Hohen Tatra längs der subtatrischen tektonischen Linie in Betracht ziehen. Freilich sind nicht alle Mylonitzonen im kristallinen Massiv der Hohen Tatra alpinen Alters. Wir müssen auch bedenken, daß einige von ihnen, besonders die, an welche die Vererzung Antimonit — Gold gebunden ist, älter sind.

Bei der geologischen Erforschung des Kristallins der Hohen Tatra wurde zu Orientierungszwecken auch die Vererzung im granitoiden Massiv erkundet. Die Menge der Erzvorkommen ist beträchtlich. Ihr allgemeiner Charakter ist überwiegend einheitlich und die Vererzung einformig. Zur Vererzung kam es in einigen Etappen, wobei hier keine weite Gradation der Erzparagenesen vorhanden ist. Nach den bisherigen Forschungen machten sich die hydrothermalen Vorgänge in zwei metallogenen Etappen geltend, in einer älteren mit epithermalen Charakter, die in die Zeitspanne zwischen der Erstarrung des granitoiden Massivs und der Hauptphase der alpinen Faltung fällt — und in einer jüngeren, die beim Abschluß der Hauptphase der alpinen Faltung beginnt. Der dritte genetische Typ der Gangerzvorkommen im granitoiden Massiv der Hohen Tatra sind Gänge, die sich durch Vermischung der aufsteigenden und absteigenden Lösungen bildeten, deren Mineralgehalt durch Auslaugung aus dem Nebengestein übertragen wurde.

Die Gangerzvorkommen im granitoiden Massiv der Hohen Tatra können wir folgendermaßen einteilen:

a) ältere,

I. hypogene

b) jüngere,

II. hypogen — supergene.

In der Gesamtheit haben die Erzvorkommen den Charakter eines in Störungszonen verschie-

denen Alters entstandenen Ganges mit regionalem Charakter und verhältnismäßig konstantem Verlauf zweier annähernd zueinander senkrechter Systeme.

Übersetzt von V. Dlabačová

*Lehrstuhl für Geologie und Paläontologie
der Fakultät der geologisch-geographischen
Wissenschaften der Komenský-Universität,
Bratislava*

Erläuterungen zu der Abb. 10 im Texte und zu den Taf. I—VII

Abb. 10. Projektionen der Punkte (Fallrichtungen und Fallwinkel) im Polarnetz Boldyrevs, Wertangaben mit Hilfe des planimetrischen Netzes nach Planin. a — Für die Pegmatitgängen und Epidot-Chlorit-Quarzgängen in der Region der Hohen Tatra. b — Für die Mylonitzonen in der Gruppe des Gank und der Velká Vysoká. c — Für die Mylonitzonen im östlichen Teile des Massivs. d — Für die Spalten in der Region vom Tale Mengušovská dolina gegen Osten.

Taf. I

Abb. 1. Granatisch-sillimannitischer Gneis. Velická dolina. Vergr. 25X. Nikols // . — Abb. 2. Zweiglimmergneis mit Sillimannit (linke untere Ecke). Jamnická dolina. Nikols X. — Mikrophoto Oswald.

Taf. II

Abb. 1. Applitischer Orthogneis — blastogranitische Struktur. Serizitisierte Plagioklase, gut erhaltene K Feldspäte. Rechts oben Myrmekit. Vergr. 23X. Nikols X. — Abb. 2. Porphyroblast des Mikroklin in der Orthokomponente des Granitgneises. Vergr. 23X. Nikols X. Mikrophoto Oswald.

Taf. III

Abb. 1. Granatamphibolit. Granatporphyroblaste mit Almandin. $\frac{1}{3}$ wirklicher Größe. Photo Oswald. — Abb. 2. Amphibolite — Migmatite. Aufschluß am linken Hang des Tales Jamnická dolina gegenüber der Einmündung der Rácková, 1200 m Meereshöhe. Photo Gorek.

Taf. IV

Abb. 1. Imbibitionsmigmatit. Rácková dolina, rechter Hang der Talsperre. $\frac{1}{4}$ wirklicher Größe. — Abb. 2. Gefalteter Arterit. Jamnická dolina. 1240 m Meereshöhe. Photo Oswald.

Taf. V

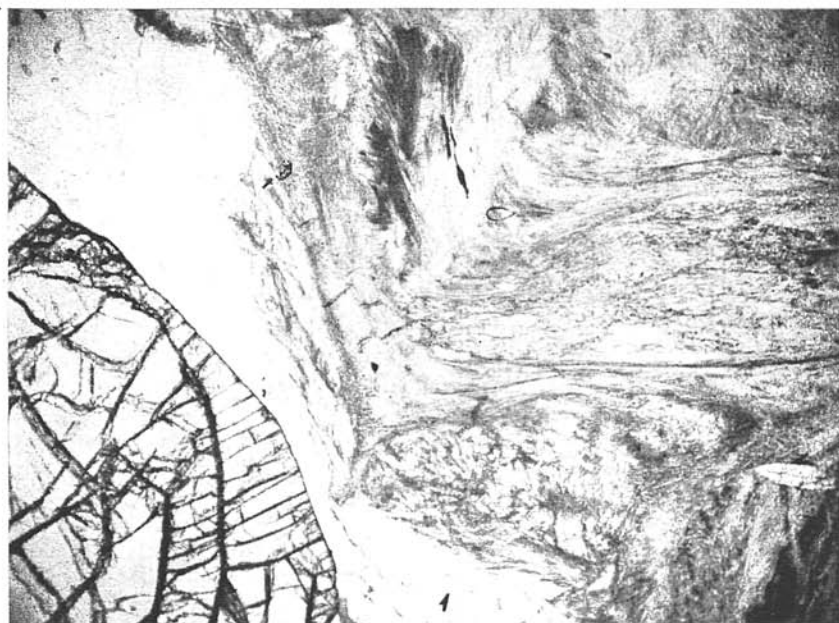
Abb. 1. Imbibitionsmigmatit, in der Mitte Porphyroblast des basischen Oligoklasses mit unregelmäßig verteilter Ab und An Komponente. Die ihn umwickelnde Grundmaße ist Quarz und Biotit. Vergr. 18X. Nikols X. — Abb. 2. Porphyroblast des Oligoklasses aus dem Imbibitionsfeldspat. Im linken Teile ausdrucksvoll lamelliert mit gebogenen Lamellen. Vergr. 18X. Nikols X. Mikrophoto Oswald.

Taf. VI

Abb. 1. Perthite im Orthoklas im Pegmatit der Randzone. Das breite, senkrechte Gängschen hat eine — zur Lamellierung senkrechte Begrenzung. Vergr. 18X. Nikols X. — Abb. 2. Infiltrationsperthite in einem porphyrischen Einsprengling des Kalifeldspates aus autometamorphosiertem Granit. Vergr. 23X. Nikols X. Mikrophoto O s v a l d.

Taf. VII

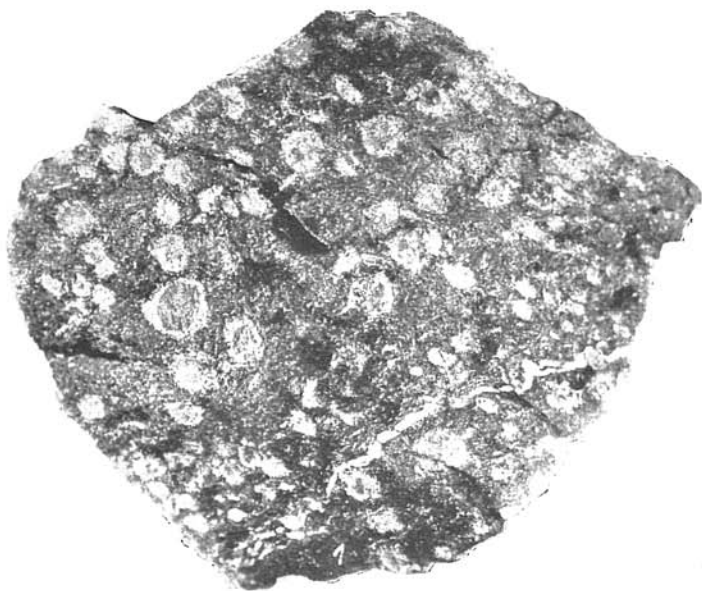
Abb. 1.—2. Eingeklemmte Schollen kristalliner Schiefer in Granitoiden. Velická dolina — Večný dážď (Dauerregen). Photo G o r e k.



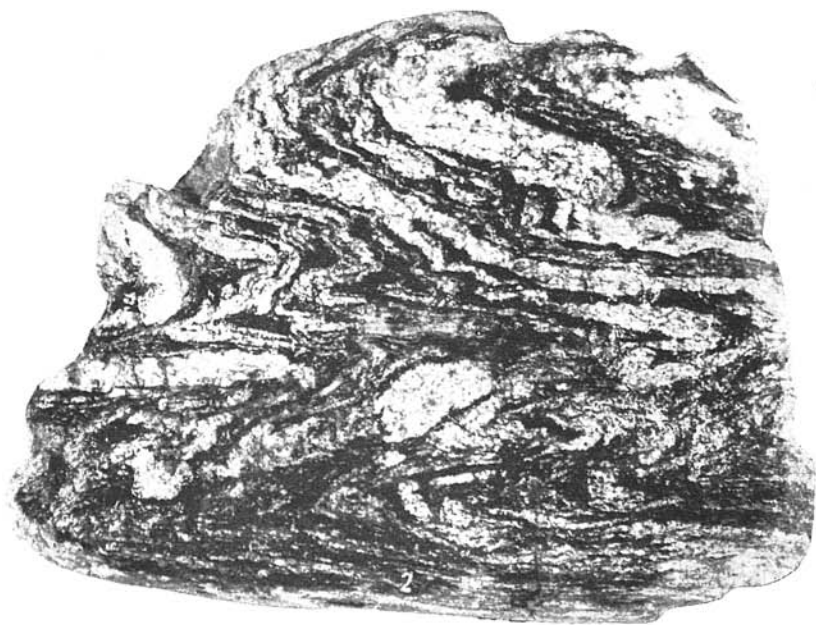
Obr. 1. Granaticko-silimanitická rula. Velická dolina. Zväč. 25 $\times$. Nikoly // . — Obr. 2. Dvojsluždová rula so silimanítom (v ľavom rohu). Jamnická dolina. Nikoly $\times$. Mikrofoto O s v a l d.



Obr. 1. Aplitická ortorula — blastogranitická štruktúra. Sericitizované plagioklasy, dobre zachované K živce. Vpravo hore myrmekit. Zväč. 23×. Nikoly ×. — Obr. 2. Porfiroblast mikroklinu v ortozložke zo žuloruly. Nikoly ×. Zväč. 23×. Mikrofoto O s v a l d.

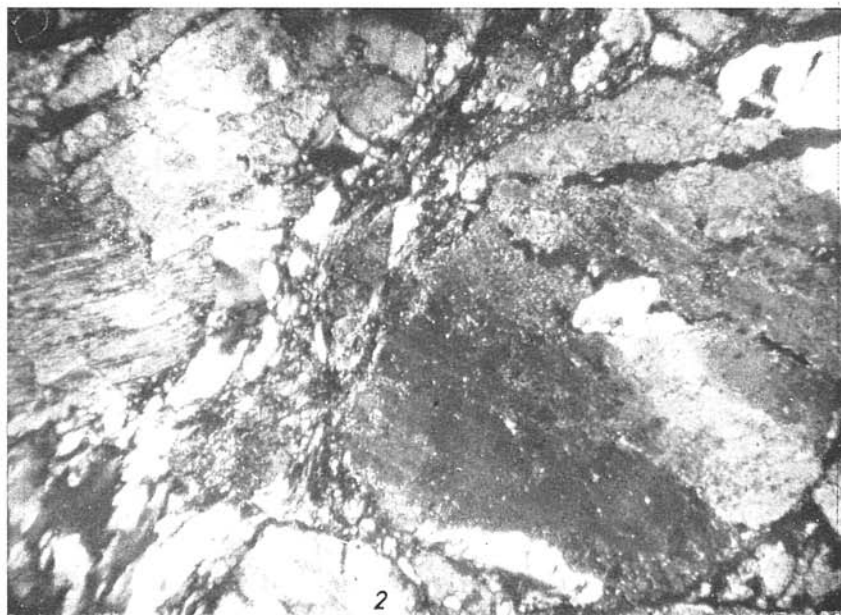
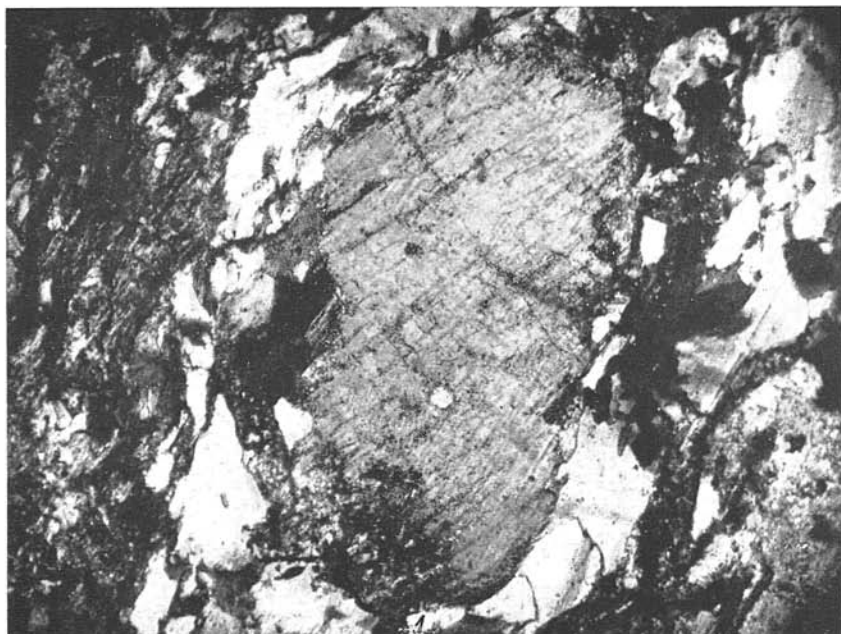


Obr. 1. Granatický amfibolit. Porfýroblasty granátu sú almandinom. $\frac{1}{3}$ skutočnej veľkosti. Foto O s v a l d. — Obr. 2. Amfibolity — migmatity. Odkryv na ľavom svahu Jamnickej doliny naproti sútoku s Ráčkovou, n. v. 1200 m. Foto G o r e k.

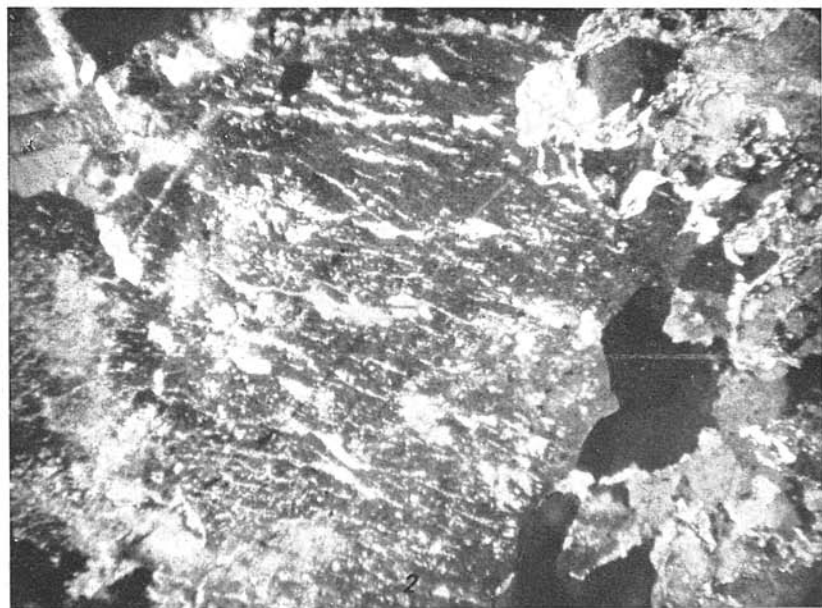
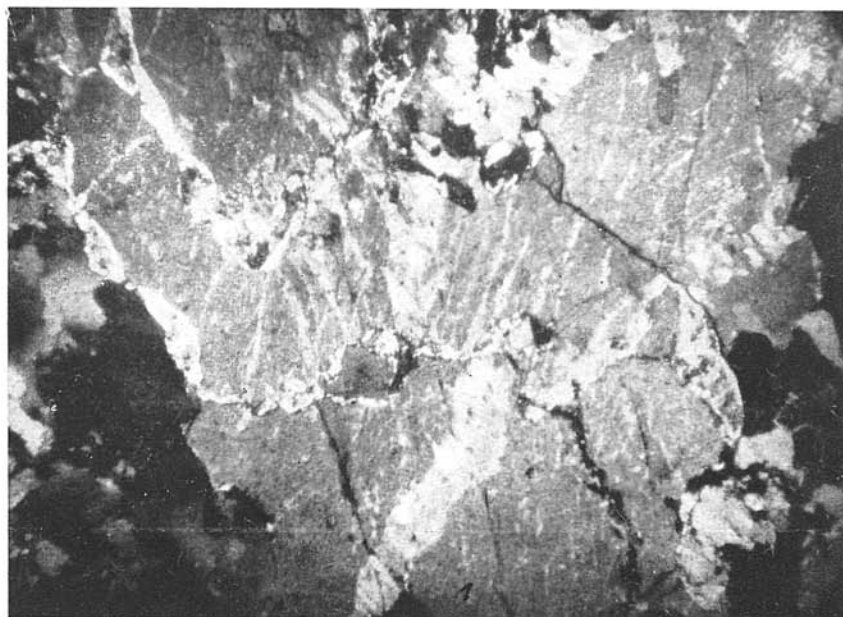


Obr. 1. Imbibičný migmatit. Ráčková dolina, pravý svah nad priehradou. $\frac{1}{4}$ skutočnej veľkosti.

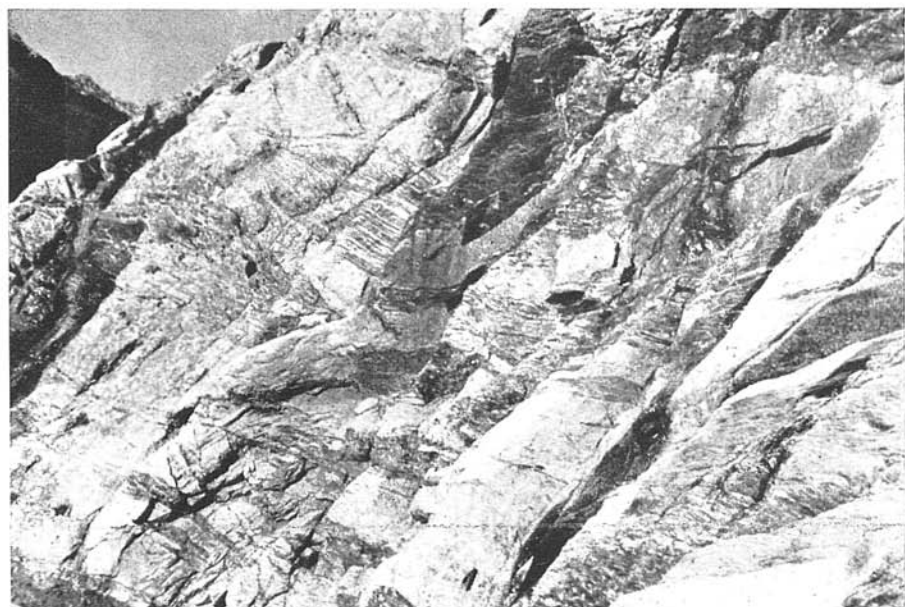
Obr. 2. Zvrásnený arterit. Jamnická dolina, n. v. 1240 m. Foto O s v a l d.



Obr. 1. Imbibičný migmatit uprostred porfyroblastov bazického oligoklasu nerovnomerne rozdelenou Ab a An zložkou. Základná hmota, ktorá ho obťáča, je kremeň a biotit. Nikoly $\times$. Zväč. 18 $\times$. — Obr. 2. Porfyroblast oligoklasu z imbibičného živca. V ľavej časti výrazne lamelovaný s prehýbanými lamelami. Zväč. 18 $\times$. Nikoly $\times$. Mikrofoto O s v a l d.



Obr. 1. Perthity v ortoklase v pegmatite okrajového pásma. Široká porušená žilka má lamelovanie kolmé na obmedzenie. Zväč. 18X. Nikoly X. — Obr. 2. Infiltračné perthity v porfyrickej vyrastlici draselného živca z autometamorfovanej žuly. Zväč. 23X. Nikoly X. Mikrofoto O s v a l d.



Obr. 1 -2. Zaklesnuté kryhy kryštalických bridlic do granitoidov. Velická dolina — Večný dážď.
Foto Gorek.