

O METAMORFIZME KRYŠTALINIKA MALÝCH KARPÁT

(*Ruské a francúzske resumé*)

Po tri roky v prázdninových mesiacoch študoval som malokarpatské kryštalinikum vo východnej oblasti medzi Sv. Jurom a Pilou a na západe medzi Borinkou, Pernekom a Kuchyňou. Na základe tohto štúdia a mapovacích prác môžem urobiť určité uzávery, týkajúce sa metamorfizmu malokarpatského kryštalinika. Najväčšiu pozornosť som venoval štúdiu amfibolických hornín. Ich prevažná časť je totiž vo vyššie vymedzenej oblasti. Preto môžu byť amfibolity už monograficky spracované. Naproti tomu komplex sedimentárnych serií kryštalických bridlic nepoznám ešte celý a vyžaduje ďalšie štúdium a mapovanie. I keď som si toho vedomý, pokúsim sa podať predbežnú zprávu o metamorfizme v Malých Karpatoch.

Malé Karpaty sú jaderným pohorím. Kryštalinikum tvorí žula so seriami kryštalických bridlic. Medzi kryštalickými bridlicami sú horniny sedimentárneho, ba aj magmatického pôvodu (amfibolity).

Severovýchodné a juhozápadné časti žulového jadra tvoria dva veľké masívy — západný, bratislavský, a východný, modranský. Územie medzi týmito dvoma žulovými masívmi, široké asi 4—6 km, tvorí, najmä na západných okrajoch, superkrustálna seria hornín, epizonálne až katazonálne metamorfovaných. Komplexy nemetamorfované alebo slabo metamorfované sú klastického charakteru, sú to droby, kremité droby, piesočné a kremité bridlice, ilovité a sericitickochloritické psamity s väčšími úlomkami živcov a kremeňa. Všetky tieto málo metamorfované serie sú často s obsahom uhoľného a grafitického pigmentu, niekedy prechádzajú do grafitických bridlic a vytvárajú často šošovky, úzke vložky alebo i väčšie masy. Pre všetky tieto sedimentárne bridlice je charakteristická neprítomnosť vápencov alebo vápnitých facií. K horninám málo metamorfovaným patria i staršími autormi uvádzané ilovité bridlice s úlomkami živcov. Často ich spomínajú v súvislosti s pyritovými ložiskami v okolí cajlanskej Hrubej doliny. Sú to horniny, v ktorých sa ešte zachovaly v ilovitej hmote neprekryštalizované a metamorfózou málo dotknuté rozlične veľké úlomky živcov, kremeňa a svetlej

sledy. Keď je prítomný biotit, ktorý je v nich vyvinutý v malých, nepravidelných fliačikoch, indikuje už účinky kontaktnej metamorfózy, spôsobenej granitom. Bridlice pri znateľnejšom vývine biotitu tvoria akýsi prechod k biotitickým pararulám. Všetky spomínané horniny sú pôvodným materiálom, z ktorého vznikali fylity, svory a biotitické pararuly. Záležalo na spôsobe metamorfózy a jej intenzite.

Fylity sú prejavom regionálnej epizonálnej metamorfózy. Typická seria sericitických, sericiticko-chloritických a grafitických fylitov je na miestach, vzdialenejších od účinku žulového masívu. Preto prevažné množstvá bridličnatých a často jemne zvrásnených fylitov nájdeme obyčajne na západnom okraji žulového masívu, najmä v oblasti na V a SV od Borinky (býv. Pajštún), na Volhovisku a Somárskom vrchu. Na východnej strane Malých Karpát sa fylity objavujú severne od Harmónie a na J, JV a JZ od Pily, t. j. v oblasti, ktorá je v skutočnosti tiež západným okrajom žulového masívu, hoci tieto miesta ležia už pri východnej strane Malých Karpát. Žulové jadro sa tu ponára pod náplavy Panónskej paňvy alebo je prikryté spodnotriasovými kremencami a mladšími vápencami. V oblasti medzi Cajlou a Pernekom, ktorá je oblasťou kryštallických bridlíc, oddeľujúcich masív bratislavský od žulového masívu modranského, nenachádzajú sa typické sericitické fylity preto, lebo všetky bridlice sú s obsahom biotitu a sú hrubozrnnejšie s prechodmi do rúl. Na miestach, kde boli bridlice jemne zvrásnené a zbridličnatelé, možno ich nazvať biotitickými fylitmi. V celej spomínanej oblasti je medzi dvoma žulovými jadrami prevládajúcim faktorom metamorfózy žulové intruzívum. V oblasti, ktorá javí stopy pohybu (oblasť Perneka), dochádza k premene novoutvoreného biotitu na chlorit, a živcov na sericit (fyonitizácia).

Pôvodné sedimenty boli v študovanom území metamorfované, najmä pod kombinovanými vplyvmi regionálnej metamorfózy a mladšími účinkami, ktoré spôsobovala blízkosť žulovej magmy a ktoré viedly ku vzniku biotitu a tým biotitických fylitov, svorov a biotiticko-granátických pararúl. Výskyt staurolitu vo svoroch i pararulách, o ktorom sa zmieňuje R i c h a r z, spozoroval som len v jednom prípade. Prítomnosť staurolitu nie je natoľko závažná, žeby už samotná umožňovala definovať metamorfózu ako regionálnu, lebo staurolit môže vzniknúť i kontaktne v ilovitých sedimentoch. R i c h a r z tiež pripisuje vznik staurolitu kontaktnej metamorfóze žuly a popiera regionálnu metamorfózu v Malých Karpatoch vôbec.

R i c h a r z konštatuje, že metamorfózu v Malých Karpatoch spôsobuje jedine granit a definuje ju ako kontaktnú, hoci jej výsledky,

podľa jeho pozorovania, nemajú charakter metamorfózy kontaktnej, akú by aj sám očakával. Konštatuje, že kontakty, sprevádzajúce minerále, ako andaluzit, kordierit a iné, chýbajú. Práve tak rohovce a uzlíkaté bridlice sú v Malých Karpatoch zriedkavé. I keď na samotnom kontakte so žulou nenašiel rohovce, predsa ich zistil uprostred fylitov a svorov. Práve tento fakt slúži Richarzovi ako dôkaz, že regionálna metamorfóza v Malých Karpatoch nejestvuje. Ako zaujímavosť pripomína, že rohovce napodiv nehraničia s granitom, ako by sa očakávalo, ale so svormi, obsahujúcimi staurolit a granáty. Jeden z najhlavnejších dôvodov, prečo definuje metamorfózu ako kontaktnú, hoci chýba mnoho znakov, charakterizujúcich kontakty, je vysoký stupeň kryštalizácie bridlíc práve na tých miestach, kde sú granity a ubúdanie kryštalinity so vzdialenosťou od žuly.

Naproti tomu K o u t e k a Z o u b e k (1936) pokladajú malokarpatský metamorfizmus za složitý (polymetamorfný). Autori konštatujú, že biotit je celkom určite prejavom žulovej metamorfózy a jeho vznik umožnilo dodanie likvidného materiálu žulovej magmy okolitým sedimentom. Tento materiálový prínos sa podľa autorov dial metazomatickou migráciou (Stoffwanderung) v smysle W e g m a n n o v o m.

Keď berieme do úvahy platnú zákonitosť, zisťujeme, že intenzita kontaktnej metamorfózy závisí okrem vlastností metamorfovaných hornín nielen od veľkosti magmatického zdroja, ale aj od samotnej magmy a od iných termodynamických podmienok. Žulový masív malokarpatský je veľmi veľký a jeho obzvlášť kyslý charakter naznačuje možnosť veľkej difúznej metazomatózy. Je otázka, do akej miery difúzna migrácia likvidných častí magmy pôsobila naproti tomu na amfibolické horniny eruptívneho pôvodu. Podľa môjho pozorovania účinok metazomatickej migrácie látok v blízkosti granitu na horniny amfibolické je nepatrný. Ani u amfibolitov, postihnutých najsilnejšou termálnou rekryštalizáciou, bazicita živcov nie je odlišná od živcov tých amfibolitov, ktoré sú ďaleko od styku so žulou, a pohybuje sa v medziach andezínu a strednobázického labradoritu. U amfibolov blízko kontaktu možno pozorovať iba biotitizáciu, ale nie vo väčšej miere.

Ak bola spôsobená zmena pleochroizmu amfibolu zo zeleného na hnedý alebo hnedozelený, ako to býva pri kontaktoch žulového masívu, prínosom draslíka, v prípade, že znamená prechodné štádium prestavby amfibolu na biotit, musíme pripustiť väčší prínos draslíka. No ostáva nevyriešená otázka, či k vzniku malého percenta biotitu z amfibolu nestačila už vlastná zásoba draslíka v hornine, pretože analýzy amfibolitov z blízkosti žulových kontaktov ne-

ukazujú zvýšené percento draslíka. Treba poznamenať, že menšie žily žúl a pegmatitov spôsobujú, ako to obyčajne býva za prínosu alkálií, modrozelený pleochroizmus amfibolov. Vznik biotitu bol pozorovaný i v amfibolitoch hydrotermálne zmenených.

Pravda, podľa účinkov žulovej magmy na amfibolity magmatického pôvodu nemôžeme posudzovať veľkosť difúzneho prínosu látok do sedimentov. Sedimentárny materiál je ako by stvorený pre difúzne prenikanie látok horninami. Tu je reakčná možnosť chemického vzniku nových minerálov oveľa väčšia. Na seba pôsobia dve petrograficky i geneticky odlišné jednotky, sediment a erupzívum, ktorých minerály vzhľadom na seba sú chemicky v nerovnovážnom stave obzvlášť pri vyššej teplote. Pokiaľ ide o pozorovanie metamorfného účinku žuly na sedimenty, môžeme azda položiť otázku, či vznik biotitu v sedimentoch bol naozaj umožnený difúznym prínosom alkálií a či jeho vznik netreba hľadať v samotnom materiáli. Biotit totiž môže vzniknúť termálnou rekryštalizáciou zo sericitu a chloritu, priberúc niečo kremeňa a teda bez predpokladu difúznej metazomatózy z metamorfujúceho magmatického zdroja.

Je pravdepodobné, že biotit vznikol v mnohých prípadoch ako následok migrácie látok z magmy, lebo na viacerých miestach nemetamorfovaný materiál nemá vôbec chlorit, alebo len v nepatrnom množstve.

Prínos živcovej hmoty (feldšpatizácia) do sedimentárnej serie je značný a pozoruje ho už R i c h a r z. Konštatuje, že na kontakte s pegmatitmi obohatily sa susedné sedimenty albitom, naproti tomu pri kontakte s granitom dostaly prímies plagioklasov. R i c h a r z menuje pararulami len tie biotiticko-granátické silno metamorfované sedimenty, ktoré dostaly prínos erupzívneho živcového materiálu. Tým sa obmedzila rozloha rúl len na priestory blízko kontaktov. Ostatné silno metamorfované biotiticko-granátické sedimenty, u ktorých už prínos živcovej hmoty z magmy nebol badateľný, označuje ako svory. Nie je správne pokladať za ruly len metamorfnú seriu, kde sú živce magmatického pôvodu. Pararúl je v študovanom teréne viac ako svorov, a to v dôsledku toho, že predmetamorfný materiál mal už sám značné množstvo živcových úlomkov a teda vznik pararúl podmieňuje najmä prekryštalovanie živcovej hmoty v sedimente. Naopak zasa, svory vznikly z materiálu bez úlomkov živcov. Skoncentrovanie kremeňa vo svoroch a rulách do pretiahlych poprehýbaných šošovkovitých tvarov umožnilo sekundárne premiestnenie roztokov a sekrécia. Treba pripomenúť, že Richarzove štúdiá obmedzovaly sa najmä na pozorovania najjužnejších častí Malých Karpát a ich výbežkov na južnej strane Dunaja (Heinburg).

Obohacovanie sedimentov živcovým materiálom značne závisí od blízkosti kontaktu so žulou a vo väčších vzdialenostiach sa úplne stráca. Najmä v oblasti na S od Skalnatej a Kuchynského potoka a na J. JV od Vysokej možno pozorovať imbibičné zjavy v pôvodne sedimentárnych horninách, a to vo väčšom meradle, takže miestami vznikajú i perlové ruly. Možno povedať, že takmer všade na kontakte žuly so sedimentom došlo k obohateniu sedimentu hmotou žulovej magmy. Vznikla tým vedľajšia hornina, ktorá dostala porfyroblastický vzhľad a vyššiu kryštalinitu. Pravda, percento primiesanej cudzej látky je vždy pod 50%.

K úplnému premieseniu a nastrieknutiu sedimentárneho materiálu podielom žulovej magmy došlo len na niekoľkých miestach. Ináč je všade na kontakte vidieť ostrý a dobre diferencovaný styk žuly so sedimentom a nikde nemožno hovoriť o pozvoľnom prechode sedimentu do eruptíva, ako to býva pri zjave typickej palingenezy alebo anatexie. K detailnej injekcii rúl a k ptygmatitickému zvrásneniu vo väčších horninových masách došlo jedine v okolí Sv. Jura. K nedokonalému nastrieknutiu dochádza i na niektorých iných miestach, najmä západne od Píly (severne od horárne Papierničky) a v oblasti severne od Skalnatej (východne od Kuchyne).

Tam, kde boli utopené väčšie alebo menšie sedimentárne kryhy v žulovej magme, dochádza k dokonalej biotitizácii sedimentu a k jeho obohateniu živcovou hmotou.

V prípade asimilácie menších častí ilovitých sedimentov dochádza k ich úplnému rozptýleniu a suspenzii v magme. Vznikajú tak migmatitické intruzíva, pri ktorých sa migmatitický charakter prejaví nepravidelným rozdelením svetlých i tmavých súčiastok alebo zachovaním nestrávených sedimentárnych zvyškov. (S e d e r h o l m o v stiktolit). Takéto žuly možno pozorovať sz. od Smolenickej Novej Vsi (býv. Neštichu — Sv. Jur), južne až východne od kóty 300. Možno tu nájsť veľké balvany zdravej žuly s okrúhlymi uzavreninami koncentrovaného biotitu.

Všetky podoané zjavy inječného metamorfizmu, v prípade, že ide o styk žuly s amfibolickými horninami, temer úplne sa strácajú. Dochádza len k dokonalej rekryštalizácii amfibolov, k zjavom zmeny pleochroizmu zo zeleného k hnedozelenému až hnedému a k slabej biotitizácii, ako sme to už opísali. Ak utopená amfibolická kryha mala väčšie percento živcov, došlo k ich vyvalcovaniu a rekryštalizácii do podlhovastých porfyroblastov, alebo k ich stečeniu a vylisovaniu do jemných rovnobežných žiliiek (Altenberg sz. od Pezinka, Köberling sv. od Rybníčka, cajlanská Hrubá dolina a i.). Len pri intenzívnejšom pretavení možno lokálne v malej miere pripustiť u amfibol-

litov napojenie tekavými složkami žulovej magmy, prípadne dochádza i ku ptygmatitickému zvrásneniu injektovaných, najmä pretavených domácich živcových složiek. V takom prípade ostáva farba amfibolov zelená (oblasť Bystrice, lom sv. od Železnej studienky). Na týchto miestach dochádza k zaujímavému javu vycedenia skôr taviteľných živcov zpodmedzi uralitických amfibolov. Tým sa stáva, že na určitých miestach horniny sa amfiboly skoncentrujú do pruhov alebo nepravidelných shlukov a živcová hmota tvorí všade na ich okrajoch svetlé obruby. Inokedy živcová hmota stečie viac jednosmerne do širších leukokratických koncentrácií.

V súvislosti s predošlým treba spomenúť aj otázku vzniku dioritových fácií v žulách, ktoré sa vyskytujú i v študovanej oblasti.

Otázku nadhadzujem ako druhú eventualitu, ktorá stojí v protive s náhľadom o vzniku malokarpatských dioritov magmatickou diferenciáciou. Uvažujem totiž, či nie sú diority nebulitmi v smysle *Sederholm* o v o m, i keď nemôžem nesprávnosť prvého vysvetlenia vzniku dioritov nijako dokázať. V prospech nebulitického resorpčného charakteru hovorí: blízkosť dioritických fácií k amfibolickým bridliciám, okrajová poloha dioritov, veľká diferencovanosť mineralogická a petrochemická u jednotlivých výskytov dioritu, shodný pleochroizmus amfibolu a iných jeho hodnôt s amfibolom amfibolických bridlic.

Ak sa vrátíme znovu k malokarpatskému metamorfizmu v študovanom teréne, a to najmä k účinku žulovej magmy na sedimentárne serie, môžeme konštatovať, že sila metamorfného účinku stúpa úmerne v blízkosti žulových más a prejaví sa okrem dokonalej kryštalinity všetkých minerálnych súčiastok i značným vývinom biotitu. Mohutnosť metamorfózy možno merať i podľa množstva biotitu i podľa jeho kryštalickej dokonalosti. Žulové masívy, bratislavský i modranský, ako aj ich výbežky južne od Baby medzi Cajlou a Pernekom sú obalené granáticko-biotitickými pararulami a svormi granoblastickej štruktúry a kryštalizačnej bridličnatosti, ako to býva u kryštalických bridlic katazonálne metamorfovaných. Z koncentrácie biotitu v sedimente môže sa s určitosťou usúdiť na blízkosť žulovej magmy, i keď žula nevystupuje na povrch (ruly medzi Kostolným a Križnicou sv. od Perneka). Prechod biotiticko-granátických pararúl a svorov cez jemnozrnné ruly s malými biotitmi do biotitických fylitov, ktoré vzhľadom na typické, jemne bridličnaté alebo jemne vrásnené sericitické fylity sú značne hrubozrnné, je pozvoľný.

Samotná existencia fylitov, aktinoliticko-chloritických bridlic a amfibolitov svedčí o rozsiahlej epizonálnej metamorfóze, ktorá

existovala v regionálnych rozmeroch. Tieto horniny, ktoré vznikli v podmienkach Grubenmannovej epizódy, sú dôkazom existencie regionálnej metamorfózy v Malých Karpatoch. Pozvoľný prechod fylitov do hornín s vyššou kryštalinitou a s minerálnou spoločnosťou, typickou pre mezozónu a katazónu, a závislosť ich prítomnosti od blízkosti žulovej magmy svedčí o tom, že katazonálne podmienky sa dosiahly kombinovaným účinkom regionálnej metamorfózy a hlbinného kontaktného metamorfizmu žulovej magmy. Podľa pozorovania zmeny fylitov a chloriticko-aktinolitických bridlíc, vzhľadom na zosilňujúci sa účinok žulovej magmy a najmä na základe mikroskopického štúdia amfibolitov možno tvrdiť, že regionálna metamorfóza existovala pred intrúziou žuly. Intrúzia žuly a jej kontaktný účinok vo väčšine prípadov pôsobil v hĺbke. Nešlo teda o styk magmy s chladnými vrchnými časťami kôry, ale o styk s horninami, vplyvom geotermického prírastku tepla značne ohriatymi. Preto bol metamorfny účinok žuly dlhodobý a nepodobal sa krátkodobému kontaktnému účinku magiem v povrchových partiách hornín. Tým si môžeme vysvetliť, prečo na kontakte žuly nevznikly rohovce, uzlíkaté bridlice a prečo kontakty nesprevádza kordierit, andaluzit a iné kontaktné minerály, ale naopak, je tu staurolit, biotit a granáty. Dodaním potrebného množstva tepla žulovou magmou sa termálne a tlakové podmienky metamorfózy po intrúzii žuly stotožnily s podmienkami Grubenmannovej mezozóny a katazóny. Účinok žulovej intrúzie nadobudol široké rozmery a tak vznikly horniny, charakteristické pre katazónu — biotiticko-granátické pararuly. Amfibolické horniny magmatického pôvodu, práve tak ako horniny sedimentárne, majú dokonalú termálnu rekryštalizáciu.

Pretože metamorfny účinok žulovej intrúzie je mladší ako predchádzajúca metamorfóza bridlíc a pretože metamorfny účinok granitu bol veľmi mocný, na mnohých miestach bol složitý ráz premien natoľko zakrytý, že úplne zmizly dôkazy premien starších. Preto Richarz nachádza v Malých Karpatoch jedine kontaktnú metamorfózu žúl.

Táto metamorfóza, ako sa už spomenulo, prebiehala v termodynamických podmienkach katazóny a prejavila sa nielen dokonalou termálnou rekryštalizáciou hornín, ale aj injekčnou metamorfózou, imbibíciou a difúznou migráciou likvidných častí magmy. Keď hovorím o katazonálnych a mezozonálnych bridliciach, mám na mysli horniny metamorfované pod kombinovaným účinkom staršej regionálnej morfózy a kontaktnej hlbinej metamorfózy žuly.

V Malých Karpatoch sú však jasné dôkazy bežnej kontaktnej metamorfózy, a to tam, kde sa žula dostala do styku s chladnejšími

seriami hornín a jej účinok sa prejavil vznikom uzlíkatých bridlíc. Uzlíky sa zpravidla tvoria koncentrovaním sa uhlikatého pigmentu a biotitu. Uzlíkaté bridlice ilovito-sericitického, grafitického a fylitického charakteru sa nachádzajú v pomerne širokej oblasti severne od Harmónie v priestore Dolinkovského vrchu.

Treba ešte poznamenať, že metamorfný účinok žuly nie je všade rovnako silný a závisí najmä od kyslosti a množstva likvidných komponentov magmy. Najsilnejší je práve v tých častiach žulového masívu, ktoré sú s početnými pegmatitmi, aplitmi a kremennými pegmatitickými žilami. Taký je najmä bratislavský masív, a to jeho východná časť, klesajúca pod náplavy Panónskej nížiny. Naproti tomu žulový masív modranský je celkom bez pegmatitov, je málo diferencovaný, má viac biotitu a menej draselných komponentov živcov. Prejavuje tiež menší granitizačný účinok na sedimenty. Žilných fácií žuly ako aj apofýz, vychádzajúcich z masívu, je pomerne málo. Kontakt magmy modranského masívu so sedimentami sa dial vo vyšších zónach kôry, o čom svedčia už spomínané uzlíkaté bridlice a fylity priamo blízko kontaktu.

Podobne je to na južnej hranici modranského masívu, kde sa neprejavuje kontaktný termálny účinok a v nevelkej vzdialenosti od žuly možno nájsť málo metamorfovaný materiál fylitického charakteru. Je tu evidentný kinetický a dislokačný charakter metamorfózy, ktorý sa prejavuje i v tom, že celá jz. časť modranského masívu je tlakove usmernená.

Žilné žulové a pegmatitické intrúzie v oblasti cajlanskej Hrubej doliny a cajlanských baní, biotitizačný a rekryštalizačný účinok na okolité horniny len málo prejavujú, a to iba v celkom úzkom pruhu pri kontakte. Preto na viacerých miestach vidieť, že žilná žula preráža pomerne málo metamorfovanými sedimentami, kde úlomky živcov a kremeňa sa ešte neprekryštalovali. Rekryštalizácia a granitizácia tu nie je silná, lebo hlavné žulové masy sú v značnej hĺbke. Oblasť kyslých odštípenín žulových, najmä pegmatitov, odpovedá pásnu intenzívnejšieho pôsobenia hydrotermálnych roztokov. Tieto hydrotermálne apomagmatické účinky spôsobujú v blízkosti kontaktu rôzne reakčné premeny minerálov, ich rozklad alebo ich odnos a metazomatické zatlačenie. Súčasne sa prinášajú rudy (pyrit; pyrotín, antimonit) a blízko kontaktov badať i koncentrácie grafiticko-uhlikatého pigmentu, transportovaného pravdepodobne roztokmi. V hornine blízko kontaktov pozorovať chloritizáciu a epidotizáciu amfibolu a biotitu, sericitizáciu, saursoritizáciu a kaolinizáciu živcov, ako aj odnos izomorfných prímiesi železa z tmavých súčiastok (baueritizácia biotitu, aktinolitizácia amfibolov) atď. Zrudnenia v Malých

Karpatoch sú výsledkom hydrotermálneho účinku postvulkanickej činnosti po intrúzii žuly.

Keď charakterizujeme metamorfizmus v Malých Karpatoch, nemôžno vynechať metamorfné pochody, ktoré vyvolal najmä mladší alpínsky orogén. Orogenetickými pohybmi a dislokáciou kôry javia všetky serie hornín kryštalinika stopy silnej kinetickej premeny. Žuly sú rozpukané, drvené, kataklasticky porušené, mylonitizované, alebo pri jednosmerných tlakoch zbridičnatelé a niekedy premenené až na žulové ortosvory. Mylonitické pásma sa tiahnu v určitých líniiach v pozdĺžnom smere alebo i priečne cez pohorie. V oblasti modranského žulového masívu sú niekedy i 2 km široké oblasti postihnuté tlakovými a tektonickými poruchami. U tektonitov mnoho ráz ťažko určiť charakter pôvodného materiálu, z ktorého tektonity vznikly. Najmä v priestore medzi modranskou Veľkou a Malou Homolou a Troma jazdcami nachádzajú sa silne stlačené a mylonitizované horniny, ktoré miestami naznačujú svoj pôvod v žulách (žulové mylonity); inokedy jasne vidieť, že vznikaly pri tektonických presunoch z hornín drobových a slepencových, prislúchajúcich do serie spodnotriasových kremencov, resp. permských klastík. Všetky tieto tektonity, či už sú to žulové mylonity, alebo stlačené droby, arkózy a arkózovité slepence, sú si značne podobné po zásahu silných tlakových účinkov. U týchto hornín tmavé súčiastky sú úplne chloritizované a živce celkom sericitizované. Obidva sekundárne minerále tvoria akúsi základnú hmotu, v ktorej len rozdrvené a undulózne zhášajúce väčšie zrnká kremeňa ostaly ako primárna zložka pôvodných hornín. Zbridičnatenie je veľmi dokonalé a badať, že horninu na viacerých miestach začína hojiť narastanie sekundárnych minerálov, a deštrukčnú činnosť dynamických účinkov začína vymieňať rekryštalizácia sekundárnych minerálov. Tým sa tieto horniny približujú horninám epizonálneho charakteru. V minulosti považoval T o b o r f f y podobné horniny v oblasti modranského žulového masívu za porfyroidy. Je zaujímavé, že sa nachodia vždy v území, kde sú spodnotriasové kremence.

Do skupiny kineticky metamorfovaných hornín možno zaradiť i početné tektonity, ktoré sa nachádzajú v oblasti bratislavského žulového masívu, najmä na jeho západnej strane medzi Borinkou (býv. Pajštún) a Somárskym vrchom. Ide tu o intenzívne zbridičnatelé a drvené permské sedimenty, pozostávajúce z tmavošedivých slepencov, arkózovitých slepencov a arkóz, ktoré dostaly celkom masný vzhľad od šupinkovitého sericitu. Miestami v týchto horninách, ktoré sú do značnej miery rozvetralé, možno nájsť väčšie úlomky normálnej karpatskej žuly. (Volhovisko 500 m južne od kóty 556.) Jemne šu-

pinkatá sericiticko-kremitá hmota tvorí základnú pojivovú hmotu slepencov. Porfyroidy, ktoré sa môžu očakávať v serii permských klastík, ako je to na Devíne, som nenašiel.

Mimo týchto hornín permského veku nachodia sa najmä na západných okrajoch bratislavského žulového masívu početné mylonity a žulové kataklazity. Žula je tu značne kyslá, s množstvom kremeňa. Železný pigment, ktorý ostal ako tmavý, grafitu podobný komponent, koncentruje sa na tých súčiastkach a častiach horniny, ktoré sú najviac porušené.

Na početných miestach medzi Borinkou a Somárskym vrchom sa nachodia svetlé žulové fácie žilného charakteru, ktoré vznikali ako samostatná eruptívna fácia, nezávislá od pegmatitov a aplítov. Majú veľa oligoklasu, menej kremeňa a zo sled iba svetlú sliedu. Temer všetky tieto horniny sú stlačené, sericitizované a zbridličnatelé, podobne ako to je u permských klastík. Otázka týchto hornín je v štádiu riešenia a vyžaduje ďalší výskum. Podobná žula sa nachodí i v cajlanskej antimónovej štolni.

Zbridličnatenie žúl vo veľkej miere badať v širokej oblasti medzi Malým Trním (býv. Trlinkom), Kráľovou a Holombergami. Stupeň bridličnatosti kolíše a miestami, najmä na kontakte žúl so sedimentárnym obalom (Solčár a svah trlinskeho potoka), sú žuly stlačené a zmenené až na žulové ortosvory.

Kinetický metamorfizmus hrá však dôležitú úlohu i pri staro-paleozoických kryštallických bridliciach či už sedimentárných alebo magmatických (amfibolity). Najmä v oblasti Perneka prekonalý bážické horniny silné dislokačné a tektonické poruchy. Vidieť to najmä na horninách gabrodioritového charakteru, ktoré boli mylonitizované a rekryštalizáciou vyhojené. Celá táto oblasť na JV a SV od Perneka ako aj celý západný okraj bratislavského žulového masívu spolu s jeho bridlicami má na mnohých miestach ráz kineticky metamorfovaného pásma. Pri orogenetických pochodoch menili sa ruly a fylity ako i amfibolity a amfibolické abyzálne horniny retrográdne na fylonity, diafority a gabrodioritové mylonity (spomínaná oblasť Perneka a oblasť južne od Rožňovej na JV od Kuchyne).

V dôsledku rytmického zosilovania a zoslabovania pohybov kôry pri orogenetických pochodoch môžeme si v oblasti Perneka vysvetliť striedanie viac a menej metamorfovaných hornín, čo sa prejavuje u hrubozrnej fácie väčšou alebo menšou flakavosťou metamorfovaného materiálu, prípadne makroskopickou homogennosťou bridlíc po metamorfóze. V tlakových minimách sa udržali amfibolity často s porfyroblastickými živcami alebo so znakmi hornín gabrodioritového charakteru, z ktorých metamorfózou vznikly tamojšie

amfibolické horniny. Naproti tomu v tlakových maximách zaznamenal v epizonálnych podmienkach pôvodný amfibolický materiál vyšší stupeň rekryštalizácie a dostal ráz typických kryštalických bridlíc. Pri mechanickej metamorfóze sa tlakové maximá prejavujú silným rozdrvením a vznikom tektonitov.

Treba sa ešte v krátkosti zmieniť o metamorfnom účinku staro-paleozoických amfibolických eruptív na okolité sedimenty. Vcelku možno konštatovať, že kontaktný účinok gabrodioritickej magmy, ktorá intrudovala do sedimentov, väčšinou nie je možné pozorovať často pre zvetralosť hornín alebo úplné odstránenie sedimentárnej série z nadložia a pre nedostatok odkryvov. Okrem toho vo väčšine prípadov amfibolické horniny i s horninami, do ktorých intrudovaly, boli vystavené mladšiemu kontaktnému účinku žuly a tým boli stopy starej kontaktnej metamorfózy sotreté. No na niektorých miestach predsa badať (najmä v oblasti Gašparová — Kónské Hlavy jv. od Perneka) na kontaktoch značnejšiu koncentráciu grafitického pigmentu v sedimentárnej serii. Serie bridlíc, ktoré sú v nadloží amfibolitov, sú zpravidla málo postihnuté rekryštalizáciou, pretože práve amfibolitmi boli vo svojom podloží chránené pred metamorfnými účinkami žuly, ktoré pôsobili odspodu. Ďalším častým zjavom, ktorý možno pozorovať na styku bazických hornín so sedimentárnymi, je to, že kontakty boli zvlášť silne postihnuté hydrotermálnymi účinkami, ktoré nasledovali najmä po mladšej intrúzii žulovej a boli často zrudnené.

Nakoniec sa ešte dotknem otázky, z čoho vznikli amfibolity a či to boli diabázy, ako sa tvrdí v staršej literatúre. Aby sa mohlo odpovedať na túto otázku, je nevyhnutné objasniť si pojem diabázu, ktorého význam sa v rôznych zemiach rôzne chápe. Ak diabáz chápeme ako pojem výlučne petrografický, a nie geologický, musím konštatovať, že bazické horniny Malých Karpát nezodpovedajú diabázom minerálnym složením a štruktúrou. Ani v jednom prípade sa mi vo veľmi početnom výbrusovom materiáli nepodarilo nájsť v amfibolických horninách pyroxén alebo aspoň jeho náznaky, alebo pseudomorfózy amfibolu po ňom. Amfibolické horniny nikdy nemajú ofitickú štruktúru. Tieto dôležité znaky diabázov som nenašiel ani v horninách, ktoré metamorfóza veľmi málo postihla.

I keď pozícia amfibolitov na viacerých miestach upomína na efuzívny charakter, niet bezpečných dôkazov k tomuto tvrdeniu, ale opačne, v oblasti Perneka sa nachádzajú hrubozrnné gabrodiority, ktoré potvrdzujú abysálny charakter značnej časti amfibolických hornín. V celej oblasti medzi Pernekom a Pezinkom, kde rozloha amfibolitov dosahuje nadpolovičnú väčšinu kryštalických bridlíc, nenašiel

som v sedimentárnych seriách ani stopy po pyroklastickom, popolovom a tufovom materiáli, ktorý by sa bol v prípade efúzie alebo podmorských výlevov určite dostal do sedimentov. Z týchto dôvodov treba predpokladať skôr intruzívny charakter amfibolických hornín.

Časť týchto hornín, obyčajne spodné partie, tuhla celkom ako hrubozrnné gabrodiority a časť tuhla rýchlejšie, bližšie k povrchu, tvoriac konkordantné ložné žily v sedimentárnych bridliciach, alebo lakolity cedrového typu. Naproti tomu hlbinné fácie tvoria v sedimentoch pne a masivky, ktoré boli často denudáciou vypreparované z mäkkších okolných hornín, takže tvoria podlhovasté hrebene (pásmo Kónské Hlavy — Gašparová — Klokočiny). Inokedy tvoria polohy rozličného tvaru a rozsahu v bázičných horninách jemnejšieho zrna.

Na tých miestach amfibolických hornín, kde boli fácie hrubozrnnéjšie, vznikly po uplatnení metamorfózy flakavé amfibolity so živcovými porfyroblastmi. Aj keď niekde možno predpokladať primárne porfyrický ráz amfibolických eruptív, vo väčšine prípadov ide o blastoporphyry, u ktorých porfyroblastický charakter kryštalických bridlíc vznikol vplyvom metamorfného účinku na hrubozrnné fácie gabrodioritovej magmy.

Porovnávací materiál rôzne metamorfovaných amfibolických hornín, nasbieraných na rozličných miestach študovaného terénu a doplnených zvariakovým materiálom z tortonských sedimentov na S od Perneka, umožňuje zostaviť súvislý metamorfný rad ako dôkaz tohto vývinu. Spomínané tortonské sedimenty sa tiahnu v pomerne značnej výške medzi Pernekom a Kuchyňou. V nich sú rôzne veľké zvariaky i balvany všetkých hornín, ktoré sa zúčastňujú na stavbe Malých Karpát. Sú tu všetky typy amfibolitov so znakmi metamorfózy rôznej intenzity ako aj rôznej zrnitosti predmetamorfného materiálu a rôzneho pomerného zastúpenia tmavých a svetlých súčiastok. Najdôležitejšie je to, že práve tu sa zachovaly niektoré typy gabrodioritu ešte nemetamorfovaného a dávajú nám obraz o pôvodnom charaktere báziцkej magmy Malých Karpát.

Tieto gabrodiority neobsahujú pyroxén, ale iba amfibol. Amfiboly v nich treba pokladať za primárne. Z toho vysvitá, že bázičná magma v Malých Karpatoch obsahovala značné množstvo vodnej pary a likvidných súčiastok, takže nemohly vykryštalovať pyroxény, ktoré sú typické pre suché magmy. To je súčasne aj dôkaz intruzívneho charakteru týchto hornín. Uralitické jedince u amfibolitov a amfibolických bridlíc treba preto pokladať za dôsledok uralitizácie primárneho amfibolu žltozeleného pleochroizmu.

Uralitizácia amfibolu prebieha takto: Primárny amfibol na okrajoch a v blízkosti štiepných trhlín alebo na miestach tlakove poruše-

ných, sa mení reakčne na amfibol s modrozeleným pleochroizmom. V ďalšom štádiu začína hmotné preskupenie stavebných častíc amfibolu, čo sa prejaví jeho členitosťou. Začína undulózne zhášať, pretože sa skladá zo sväzočkovitých jedincov trieskovitého vzhľadu. Tieto uralitické jedince, ktoré zpočiatku držia spolu, v ďalších štádiách metamorfózy sa viac-menej osamostatňujú a od seba vzdalujú. Nakoniec sa celkom stratí pôvodný obrys amfibolu a existujú len vláknité jedince uralitu, rôzne od seba vzdialené. V epizonálnej metamorfóze sa vlákna uralitu delia i priečne a dostávajú ihličkovitý vzhľad. Vytvorí alebo spleť celkom neusmernenú, alebo sa jedince uralitu pri značnom tlaku rovnobežne usmernia. Uralit strácaním železa stráca intenzitu pleochroizmu a postupne sa mení na bezfarebný, až slabo pleochroický, niekedy sa chloritizujúci aktinolit.

Uralitické jedince, podľa charakteru metamorfózy (v epizóne), majú tendenciu čím ďalej tým viac sa členiť a rozchádzať. V podmienkach mezozonálnych až katazonálnych ostanú menej členené, držia spolu alebo rekryštalizujú na izometrickejšie idioblasty. V prvom prípade živcová hmota gabrodioritov makroskopicky neostáva od amfibolu ostro diferencovaná. Ihličky a vlákna uralitu, ktoré sa vždy hustejšie a hustejšie vklíňujú do živcov, spôsobujú, že sa stráca ostrá hranica medzi amfibolmi a živcami. Pri dokonalom popretkávaní živcov uralitmi a aktinolitmi sa prvotná hranica medzi amfibolmi a živcami stratila. Sausuritizované živce s uralitmi vytvorí akúsi spoločnú základnú hmotu. Makroskopicky je takáto hornina homogenná a obyčajne má svetlozelenú farbu a je bez náznakov ťakavosti. Možno ju nazvať uraliticko — aktinoliticko — sausuritickou bridlicou.

V metamorfných podmienkach mezozonálnych až katazonálnych sa ťakavosť horniny udrži. Živcová hmota ostala i naďalej ostro diferencovaná od tmavých súčiastok, vytvárajúc porfyroblasty rôzneho tvaru, ktorý závisí od termodynamických podmienok metamorfózy. Uralitické jedince nemajú schopnosť do značnej miery sa členiť a prerašťať živcovú hmotu, ale rekryštalizujú na pomerne izometrické idioblasty. Jemnozrnnosť kontaktne silne metamorfovaných bazických hornín je obyčajne sekundárna a spôsobuje ju termálna rekryštalizácia už predtým uralitizovanej horniny. Živcová hmota sa práve tak rozpadne na xenoblasty, ktoré v blízkosti kontaktu majú približne rovnakú veľkosť s idioblastmi amfibolov a celá hornina má ráz rohovcov poikiloblastickej štruktúry.

Stručne možno povedať, že vznik ťakavých amfibolitov a blasto-porfyritov podmienili najmä tieto faktory:

- a) hrubozrnnosť gabrodioritového materiálu,

- b) percentuálne zastúpenie tmavých a svetlých súčiastok, asi 50 %,
- c) charakter a intenzita metamorfózy, ako aj petrochemické premeny pri metamorfóze.

Pri jemnozrnnom materiáli a pri vysokom percente amfibolov v gabrodioritoch možno si ľahko vysvetliť vznik makroskopicky homogenných amfibolitov. Keď však poznáme dôsledky uralitizácie amfibolov, možno predpokladať vznik homogenných, nefľakavých bridlic i z hrubozrnných gabrodioritov. Toto tvrdenie možno podprieť početnými pozorovaniami v teréne.

Z uvedeného vysvitá, že v študovanom teréne amfibolity a amfibolické bridlice bez viditeľných živcových porfyroblastov, ktorým starší autori pripisovali diabázový charakter, mohli vzniknúť i z týchto abysálnych a hypoabysálnych viac alebo menej hrubozrnných hornín. Porfyroblastické živcové flaky amfibolitov majú reliktný charakter, pričom tu nejde o zachovanie veľkého porfyrického živcového jedinca, ale o rekryštalizáciu živcových skupín gabrodioritu do izometrických, oválnych alebo podlhovastých tvarov. Niekedy bola pretavená živcová hmota vytlačená do jemných žiliek. O tvare porfyroblastov rozhodovali metamorfne podmienky.

Fakt, že porfyroblastické živce sú takej bazicity ako ostatná živcová hmota amfibolitov (andezíny — až stredné labradority), znemožňuje predpoklad, že by živcové flaky amfibolitov aspoň blízko kontaktu so žulou vznikly imbibíciou živcovej hmoty. Práve tak náhľad, že ide o mandľovce alebo výplne dutín po plynch, neobstojí, lebo štruktúra porfyroblastov a samotná ich výplň tomuto náhľadu odporujú.

O metamorfnom vývine amfibolitov, aktinolitických bridlic a blastoporfyritov z malokarpatských gabrodioritov a jemnozrnných gabroidných bazických hornín svedčia pozorovania makroskopické i mikroskopické, ako sa to už spomínalo, a chemické analýzy. Chemické analýzy gabrodioritov, zvariakov tortonských sedimentov sa totiž celkom shodujú s amfibolitmi rôzneho typu a stupňa metamorfózy.

16. V. 1950

*Mineralogicko-petrografický ústav Slovenskej univerzity,
Bratislava*

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

- Andrian F. — Paul K. M., 1864: Die geologischen Verhältnisse der Kleinen Karpathen und der angrenzenden Landgebiete im nordwestlichen Ungarn. JGRA XIV, Wien.
- Andrusov D., 1938: Geologie Slovenska, Praha.

- Andrusov D., 1940: Mangánové rudy u Jablonového — posudok.
- Angel F. — Staber R., 1937: Migmatite der Hochalm-Ankogel-Gruppe. MPM XLIX, Leipzig.
- Barth T. F. W. — Correns C. W. — Eskola P., 1939: Die Entstehung der Gesteine, Berlin.
- Beck H. — Vettters H., 1904: Zur Geologie der Kleinen Karpathen. BPG Wien—Leipzig.
- Becke F., 1923: Stoffwanderung bei der Metamorphose. TMPM XXXVI, Wien.
- Beyschlag F. — Krusch P. — Vogt J. H. L., 1921: Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine II, Stuttgart.
- Koutek J., 1930: Geologické studie na severozápadě Nizkých Tater. Sborník Stát. geolog. ústavu IX, Praha.
- Koutek J., 1932: O krystaliniku a permokarbonu v středním Posázaví. Věstník Stát. geolog. ústavu VII, Praha.
- Koutek J., 1933: Geologie posázavského krystalinika I. Věstník Stát. geolog. ústavu IX, Praha.
- Koutek J. — Zoubek V., 1936: List Bratislava 4758. Knihovna Stát. geolog. ústavu ČSR XVIII, Praha.
- Koutek J. — Zoubek V., 1936: Zpráva o geologických studiích mapování v okolí Bratislavy. Věstník Stát. geolog. ústavu XII, Praha.
- Kratochvíl F., 1941: Příspěvek k petrochemii hvoždanskodrahotinského gabrového pně západně od Poběžovic. Zprávy Geolog. ústavu pro Čechy a Moravu XVII, Praha.
- Kratochvíl F., 1947: Příspěvek k petrografii českého krystalinika. Sborník Stát. geolog. ústavu ČSR XIV, Praha.
- Kratochvíl J. — Veselý V., 1922: O kontaktně změněném gabrodioritu od Klokočné. Rozpravy České akademie XXXI, Praha.
- Krupička J., 1948: Petrologické studie ze severovýchodního okraje středočeského plutonu. Sborník Stát. geolog. ústavu ČSR XV, Praha.
- Krusch P., 1916: Beitrag zur Kenntnis der Schwefelkies und Antimonerzlagerstätten der Kleinen Karpathen. ZPG XXIV, Berlin.
- Kümel F., 1936: Die Sieggrabener Deckscholle im Rosaliengebirge (Niederösterreich—Burgenland). MPM XLVII, Leipzig.
- Kümel F., 1937: Über basische Tiefgesteine der Zentralalpen und ihre Metamorphose. MPM XLIX, Leipzig.
- Lachman R., 1915: Antimon und Schwefelkies bei Pernek in Ungarn. ZPG XXIII, Berlin.
- Marketa A., 1924: Zur Kenntnis der Amphibolite des niederösterreichischen Waldviertels. TMPM XXXVI, Wien.
- Munda M., 1944: Bösing (Slowakei). Das Antimonerz und Schwefelkies-Vorkommen mit Betrachtungen zu der dort geplanten Schwefelkies-Gewinnung. Bericht.
- Papp K. V., 1919: Die Eisenerz und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches I, Budapest.
- Pauk F., 1937: O rudných nerastoch Malých Karpát. Sborník Stát. banského múzea, Banská Štiavnica.
- Richarz P., 1908: Der südliche Teil der Kleinen Karpathen und die Heimbürger Berge. JGRA LVIII, Wien.
- Richarz P., 1911: Die Umgebung von Aspang am Wechsel. JGRA XLI, Wien.

- Scheumann K. H., 1936: Metatexis und Metablastesis. MPM XLVI, Leipzig.
- Slavík F., 1909: Spilitické vyvřeliny v praekambriu mezi Kladnem a Klatovy. Archiv pro přír. výzkum Čech, D. 14, č. 2. Praha.
- Slavík F., 1917—1918: Vulkanismus v Barandienu I, II. Časopis Národního muzea, Praha.
- Toborff G., 1916: Vorläufiger Bericht über ergänzende Aufnahmen in der Südhälfte der Kleinen Karpathen und im Gebirge von Heinburg. Jahresb. d. k. ung. Geol. R. -A., Budapest.
- Toborff G., 1917: Vorläufiger Bericht über ergänzende geolog. Aufnahmen im südlichen Teil der Kleinen Karpathen. Ibid., Budapest.
- Uhlig V., 1903: Bau und Bild der Karpathen, Wien.
- Vendl A. — Vendl M., 1922: Über Amphibolite aus den Südkarpathen. Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Stuttgart.
- Wieseneder H., 1932: Studien über Metamorphose im Altkristallin des Alpen-Ostrandes. MPM, Leipzig.
- Wieseneder H., 1937: Ergänzungen zur Studie über die Metamorphose in Altkristallin des Alpen-Ostrandes. MPM XLVIII, Leipzig.
- Zoubek V., 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. Věst. Stát. geol. úst. XII, Praha.

VYSVETLIVKY SKRATIEK

BPG	Beiträge zur Paläontologie u. Geol. Oest.-Ung., Wien u. Leipzig.
JGRA	Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien.
MPM	Mineralogische und petrographische Mitteilungen, Leipzig.
SMPM	Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen, Zürich.
TMPM	Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen, Wien.
ZPG	Zeitschrift für praktische Geologie, Berlin.

БОГУСЛАВ ЦАМБЕЛ

О МЕТАМОРФИЗМЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ МАЛЫХ КАРПАТ

Резюме

Малые Карпаты представляют из себя центральный массив, ядро которого состоит из довольно кислого двуслюдяного гранита с многочисленными жилами пегматита, а оболочка из кристаллических сланцев по всей вероятности древнепалеозойского возраста. Амфиболовые сланцы вулканического происхождения, тогда как филлиты, биотитово-гранатовые слюдяные сланцы и парagneйсы образовались из глинистых и песчаных осадков. В нескольких местах наблюдаются слабо метаморфизованные сланцы псаммитового характера, содержащие обломки полевых шпатов и кварца (Грубая долина близ сел.

Цайла (Hrubá dolina, Cajla). Ксеноморфный биотит образовался в этих слабо метаморфизованных породах как продукт воздействия гранитной магмы, находившейся под ними.

Метаморфизм пород нижнего палеозоя представляется, в Малых Карпатах, как результат региональных изменений и позднейших воздействий контактного характера. Образование филлитов было обусловлено региональным метаморфизмом. Инъекция осадочных пород гранитной магмой или полное их смешение с элементами вулканического происхождения имело место в очень редких случаях. Возможно, что диориты образовались в граните за счет амфиболовых пород, которые подверглись эндогенной ассимиляции.

Степень метаморфизма пород зависит от их близости к граниту. Гранитная магма проникла в окружающие породы на известной глубине, где температура была выше, чем около поверхности, и вследствие этого влияние контакта приняло особый характер. Мы нигде не находим роговиков, узловатых сланцев, кордиерита, андалузита; зато образовались ставролит, биотит и гранат. В результате интрузии гранита образовались биотитово-гранатовые парагнейсы, характерные для катазоны.

Изменения пород произошли также под влиянием сильного кинетического метаморфизма альпийского тектонического этапа.

Амфиболовые кристаллические сланцы Малых Карпат образовались из абиссальных и гипоабиссальных габбро-диоритов.

16. V. 1950

Минералогический кабинет Словацкой высшей технической школы, Братислава

BOHUSLAV CAMBEL

LE MÉTAMORPHISME DES SCHISTES CRISTALLINS DES PETITES KARPATES

Résumé

Les Petites Karpates forment un massif central dont le noyau est constitué de granite assez acide à deux micas, avec de nombreux filons de pegmatite, et la couverture de schistes cristallins probablement paléozoïques inférieurs. Seuls les schistes à amphibole sont des roches volcaniques; les phyllades, les micaschistes à biotite et grenat, ainsi que les paraagneiss sont issus de dépôts argileux et sableux. A plusieurs endroits on observe des schistes ayant le caractère de dépôts psammitiques à fragments de feldspaths et de quartz qui sont faiblement atteints par le métamorphisme (vallée Hrubá près de Cajla). La formation de la biotite xénomorphe dans ces roches peu métamorphisées est due à l'action de contact du magma granitique qui se trouvait au-dessous.

Les roches du Paléozoïque inférieur des Petites Karpates ont été affectées par le métamorphisme régional (il en résulta des phyllades), et plus tard par le métamorphisme de contact (formation de la biotite).

Ce n'est que dans quelques cas exceptionnels que les roches sédimentaires ont été injectées par le magma granitique ou se sont complètement mélangées avec les éléments volcaniques. Il est possible que les diorites se sont formées dans le granite aux dépens des roches à amphibole par assimilation endogène.

Le degré de métamorphisme des roches dépend de la distance qui les sépare du granite. La pénétration du magma granitique dans les roches environnantes a eu lieu à une certaine profondeur, où la température était plus élevée que près de la surface, et c'est pour cela que le métamorphisme de contact prit un caractère particulier. Pas de cornéennes, de schistes noduleux, de cordiérite et d'andalousite; le staurotide, la biotite et le grenat sont, au contraire, présents. L'intrusion du granite a eu comme résultat la formation de paragneiss à biotite et grenat qui sont caractéristiques pour la *catazone*.

Le métamorphisme *cinétique* à l'étape tectonique alpine a eu également une forte influence sur la transformation des roches.

Les schistes cristallins à amphibole se sont formés aux dépens des gabbro-diorites abyssaux et hyboabyssaux.

16. V. 1950

*Laboratoire de minéralogie de l'Ecole
des Hautes études techniques, Bratislava*