

Rulovo-amfibolitový komplex gemerika

SHAH WALI FARYAD

Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, Garbanova 1, 040 11 Košice

(Doručené 25. 7. 1989, revidovaná verzia doručená 6. 11. 1989)

Gneiss-amphibolite complex of Gemicum

Amphibolite facies metamorphites, concentrated as tectonic slices and fragments along the eastern and northern boundary of lowgrade metamorphosed Early Paleozoic of Gemicum, have been investigated. They are represented by amphibolites, gneisses and sporadic serpentinites. Sediments, overlying oceanic crust, were not the protolith of gneisses, as hitherto has been supposed, but vulcanites (andesite, dacite and their detrites) of calc-alkaline series with island-arc affinity. According to chemical composition they seem to be co-magmatic with associated amphibolites. After medium - to high-grade metamorphism, these rocks were obducted and overthrust on the low-grade metamorphites. The last process led to formation of locally developed mylonites, not only in amphibolite facies-rocks, but also in surrounding low-grade metamorphites.

Úvod

Metamorfity amfibolitovej fácie sú koncentrované v okrajových častiach gemerika (Dobšiná, Mlynky, Rudňany, Slovinky, Kojšov, Nižný a Vyšný Klátov, Rudník, obr. 1) a sú reprezentované prevažne amfibolitmi a rulami, miestami serpentinitmi a veľmi zriedkavo karbonatickými horninami. Tieto horniny sú v oblasti Klátova označované ako komplex amfibolitov a rúl (Dianiška a Grecula, 1979). Podľa podobnosti v zložení a podľa stupňa metamorfózy označil Hovorka et al. (1984) všetky výskyty amfibolitov a rúl v severnom a východnom okraji gemerika ako klátovskú skupinu (podľa lokality Klátov, kde najväčšie teleso týchto hornín vystupuje na povrch). Jednotlivé výskyty amfibolitov a rúl predstavujú zložitý súbor hornín, ktorý podľa doterajších údajov nemožno deliť na nižšie formálne jednotky. Preto pre tieto horniny ponechávame termín komplex amfibolitov a rúl, ale na rozdiel od označenia Dianiška a Grecula (1979) zahrňujeme pod názov komplexu amfibolitov a rúl gemerika všetky výskyty týchto hornín v oblasti gemerika, ktoré sa svojou litológiou a stupňom metamorfózy líšia od ostatných staropaleozoických hornín.

Napriek detailnému petrografickému štúdiu horninových súborov amfibolitov a rúl (Rozložník, 1965; Dianiška a Grecula, 1979; Hovorka et al., 1979, 1984, 1985; Faryad, 1986, 1988) je otázka ich genézy zatiaľ stále predmetom diskusie.

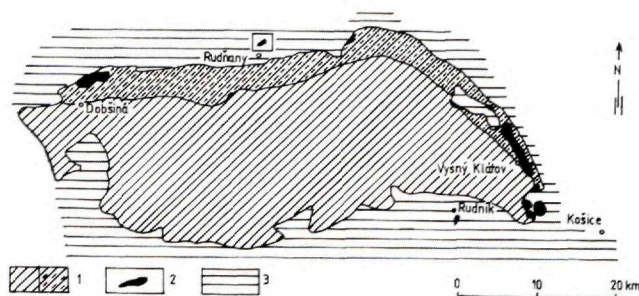
V tejto práci chceme na základe štruktúrno-textúrnych variet, chemického zloženia študovaných minerálov a hornín a ich vzťahu k susedným horninám rakoveckého príkrovu (skupiny), študovaným prevažne v oblasti Klátova, odpovedať na niektoré otázky týkajúce sa metamorfného vývoja tohto komplexu a protolitu rúl.

Geologická pozícia

Podľa doterajších výskumov ležia telesá amfibolitov a rúl v podobe tektonických šupín v nadloží slabo metamorfovaných hornín rakoveckého príkrovu (obr. 2). Horninové súbory komplexu amfibolitov a rúl a rakoveckej skupiny sú miestami zakryté vrchnokarbónskymi (vestfál B-C, Nejmec, 1946) zlepcami, ktoré obsahujú obliakový materiál týchto hornín, čím je potvrdený predvrchnokarbónsky vek ich metamorfózy a tektonického zblíženia. Amfibolity a ruly sa vyskytujú spoločne i samostatne, miestami sa aj vzájomne striedajú. Podľa Hovorku et al. (1984) tvoria serpentinity bázu rulovo-amfibolitových telies a slúžili ako mazadlo pri ich tektonickom transporte do súčasnej pozície. Na styku s telesami rulovo-amfibolitového komplexu sú horninové súbory rakoveckého príkrovu reprezentované metabazaltami a ich tufmi, chloriticko-sericitickými fylitmi a zriedkavo aj sivými až čiernymi fylitmi. V susedstve s telesami komplexu amfibolitov a rúl vykazujú fylity miestami vyšší stupeň metamorfózy (biotitovej až granátovej zóny) než bežné horninové súbory rakoveckého príkrovu (chloritová zóna). Litologicky a metamorfne podobný typ hornín, ako sú charakteristické pre komplex amfibolitov a rúl, bol zistený takisto v južnej časti gemerika pri Rudníku (Faryad, 1988). Aj tu sú telesá amfibolitov a rúl v tektonickom styku s okolitými, avšak mezozoickými horninami pravdepodobne meliatskej skupiny.

Doterajšie názory na genézu amfibolitov a rúl

Podľa Rozložníka (1965) sú amfibolity a ruly súčasťou rakoveckej skupiny a vznikli z pôvodne diabázových hornín v dôsledku prenikania granitizovaných roztokov



Obr. 1. Schematizovaná geologická mapa gemerika. 1 - staršie paleozoikum (gelnická skupina, čiarkovane rakovecká skupina - rakovecký príkrov), 2 - komplex amfibolitov a rúl, 3 - povrchnokarbónske útvary.
Fig. 1. Geological sketch map of Gemericum: 1 - Lower Paleozoic (Gelnica group, dashed Rakovec group = Rakovec nappe), 2 - gneiss-amphibolite complex, 3 - Upper Carboniferous and younger formations.

z hĺbky po úzkych oslabených zónach. Prínosom látok boli bazické horniny čiastočne premenené na tonalitické ruly. Za súčasť rakoveckého príkrovu (nekompletnú ofiolitovú suitu) pokladajú amfibolity, ruly a serpentinity aj Dianiška a Grecula (1979) a Grecula (1982) a za protolit rúl považujú sedimenty. Podľa Hovorku et al. (1984, 1985) sa horninové súbory klátovskej skupiny líšia od rakoveckej okrem vyššieho stupňa metamorfózy aj litologickou náplňou. Ide o horniny najvrchnejšej časti oceánskej kôry, ovplyvňovanej klastickým materiálom blízkeho bloku s kontinentálnou kôrou (iniciálne štádium vývoja ostrovného oblúka či otvárajúci sa rift?). Protolitom rúl sú podľa týchto autorov (1. c.) geochemicky nezrelé sedimenty typu drôb s variabilným zastúpením bazického vulkanoklastického materiálu.

Petrografia

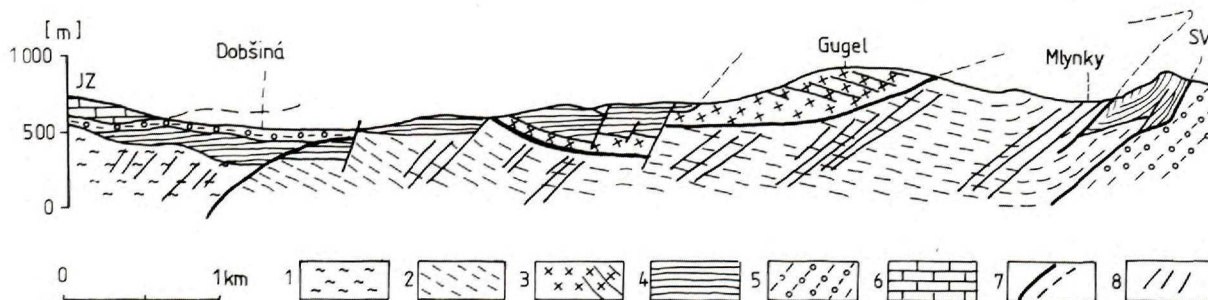
Textúrne a štruktúrne variety amfibolitov

Masívny stredno- až hrubozrnný amfibolit so všesmernou orientáciou zŕn (typ A). Pripomína metagabrá, najviac je rozšírený v oblasti Dobšinej, kde bol často označovaný ako gabroamfibolit (Kamenický, 1950 a i.). V oblasti Klátova je vyvinutý zriedkavo; okrem po-

vrchových výskytov bol tento amfibolit zistený aj vo vrte SGR-11, avšak tu je silne diaforizovaný. Hornblend (65–70 % obj.) často uzatvára plagioklasové zrná, ktoré sú pomerne čerstvé (slabo sericitizované), s albitovými a periklinálnymi zrastami. Miestami je hornina epidotizovaná. Epidot vzniká v podobe koronárnej obruby okolo plagioklasu na styku s hornblendom. Bazicitá plagioklasu, zistená optickou metódou, je maximálne An_{30} . Hornblend je miestami topotakticky nahradený aktinolitom.

Nevýrazne usmernený jemno- až strednozrnný amfibolit (typ B). Je najrozšírenejším a často opisovaným typom. Okrem hornblendu a plagioklasu je tu miestami prítomný granát, epidot a aktinolit. Podľa zloženia granátu v oblasti Rudňan rozlišujú Hovorka a Spišiak (1986) dva typy granatických amfibolitov (typ I a typ II, p. ďalej). Epidot tvorí miestami symplektity s kremeňom, ktoré často vznikajú okolo plagioklasu na styku s hornblendom. Pri premene amfibolitu často nedochádza k tektonickému porušeniu, resp. k preorientácii zŕn hornblendu, ale zrná hornblendu sú pseudomorfované aktinolitom a chloritom a miestami vznikajú z týchto hornín epidotické amfibolity. V rámci tohto typu sa lokálne vyskytuje škvrnitá varieta, v ktorej biele až zelenkavobiele škvrny majú veľkosť 6×8 mm. Pokiaľ škvrny nie sú metamorfne predĺžené, majú pravidelné obmedzenie. Na zložení sa podieľajú zakalené zrnká plagioklasu (75 %), jemné šupinky aktinolitu, chlorit (15 %) a epidot (10 %). Niektoré škvrny väčšieho rozmeru majú jadro zelenej farby, pozostávajúce z hrubotabulkovitých zŕn chloritu (pseudomorfóza po tmavom minerále?) a obsahujúce inklúzie zakaleného plagioklasu; v menšej miere tu vystupujú zrná epidotu veľkosti až 1 mm. Základná amfibolitová hmota je drobno- až strednozrnná a hornblend sa na nej podieľa 80–90 %. Tento textúrny typ hornín je väčšinou metamorfne stlačený a škvrny sú paralelne predĺžené. Horniny tohto typu sme zistili v oblasti Klátova a Dobšinej. Pravdepodobne zodpovedajú pôvodným porfyrickým bazaltom s výrastlicami plagioklasu a pyroxénu (?).

Pásikovaný amfibolit (typ C). V komplexe amfibolitov sa miestami vyskytujú tenké (1–15 cm) svetlé pásiky,



Obr. 2. Geologický profil oblasti Dobšinej (Rozložník, 1965). 1 - gelnická skupina, 2 - rakovecká skupina, 3 - ruly a amfibolity (rulovo-amfibolitový komplex), 4 - vrchný karbón, 5 - perm., 6 - trias severogemerického vývinu, 7 - významnejšie tektonické línie, 8 - kliváž.

Fig. 2. Geological profile in Dobšina region (after Rozložník, 1965): 1 - Gelnica Group, 2 - Rakovec Group, 3 - gneisses and amphibolites (gneiss-amphibolite complex), 4 - Upper Carboniferous, 5 - Permian, 6 - Cenozoic, 7 - important tectonic lines, 8 - cleavage.

tvorené kremeňom, plagioklasom a v menšej miere epidotom a akcesóriami aktinolitú a chloritu so svetlozelenými až zelenými pásikmi amfibolitu. Pokiaľ je amfibolit usmernený (čo je bežné), potom je smer bridličnatosti paralelný so smerom svetlých pásikov. Protolitom svetlých pásikov sa zdajú byť sedimenty zloženia drôb až pieskovcov. V jednom prípade (vrt SGR-9) vystupuje vo svetlom prúžku, tvorenom prevažne plagioklasom (60 %), epidotom (20 %) a akcesorickým množstvom kremeňa, aj granát (15 %). Podľa optickej charakteristiky (hlavne anizotropných lamiel) pripomína granát grosulárovo-andraditový typ. V amfibolitoch sú lokálne vyvinuté svetlé žilkovité útvary, ktoré majú hrúbku do 10 cm. Sú to často monominerálne plagioklasové žilky, v ktorých sa miestami vyskytuje aj kremeň a zhluky aktinolitú. Plagioklas tu má väčšinou hrubozrnný vývoj a tvorí megablasty veľkosti až 10 mm. Žilky majú orientáciu paralelnú s bridličnatosťou horniny a na rozdiel od svetlých pásikov sú metamorfneho pôvodu (Faryad, 1989).

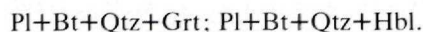
Výrazne usmernený amfibolit (typ D). Tento typ je podobne ako väčšina ostatných textúrnych typov vyvinutý zriedkavo. Pozostáva z tenkých, stĺpcovitých, paralelne orientovaných útvarov hornblendu a predĺžených zŕn epidotu a plagioklasu. Minerálna paragenéza týchto hornín je $Hbl + Pl + Ep \pm Chl \pm Tnt$. Živec je podobne ako v ostatných amfibolitoch sericitizovaný. Miestami sa vyskytujú relatívne väčšie (1,5 mm) zrná sericitizovaného plagioklasu prerastené epidotom, okolo ktorého obteká hornblend.

Epidotický amfibolit (typ E). Je posledným vymedzeným (skôr mineralogickým než textúrnym) typom, pri ktorom možno geneticky rozlíšiť dva podtypy: epidotický amfibolit, ktorý vznikol spätnou premenou amfibolitu, kde je často zachovaný reliktný hornblend, a epidotický amfibolit, ktorý vznikol progresívnou metamorfózou, kde epidot koexistuje s aktinolitom, aktinolitickým hornblendom a plagioklasom; často tu býva prítomný aj titanit.

Textúrne a štruktúrne variety rúl

Očkaté ruly (typ F). V rámci týchto hornín možno rozlíšiť dva geneticky odlišné podtypy. Prvý je charakterizovaný tým, že v jemnozrnnnej sivej až tmavosivej hmote sa vyskytujú zrná plagioklasu (veľkosť 2–4 mm) a miestami aj granátu. Hornina mikroskopicky pripomína metavulkanit, kde sa v jemnozrnnnej (do 0,05 mm) základnej hmote vyskytujú už rekryštalizované výrastlice plagioklasu. V menej deformovaných vzorkách majú zrná plagioklasu všesmernú orientáciu, avšak v dôsledku rekryštalizácie sú po okrajoch resorbované. Novotvary granátu miestami v sebe uzatvárajú šupinky biotitu (veľkosti max. 1 mm), ktoré svojimi rozmermi viacnásobne prevyšujú rozmery šupín biotitu v základnej hmote. Nie je vylúčené, že granát tu čiastočne vznikol na mieste pôvodného biotitu. Základná hmota horniny pozostáva

z plagioklasu, biotitu, kremeňa a rudných minerálov. V tomto type hornín sú vyvinuté minerálne paragenézy:



Druhý textúrny a genetický podtyp očkatých rúl reprezentujú porfyroblasty až glomeroblasty plagioklasu. Od predchádzajúceho typu sa okrem strednozrnnnej základnej hmoty líši aj usporiadaním očiek živcov často vedľa seba, ktoré sledujú smer nevýraznej bridličnatosti. V oblasti Klátova a Dobšinej sa v tomto type miestami vyskytujú xenolity amfibolitu (úlomky, príp. budinované vrstvičky pôvodnej bázeickej horniny).

Stredno- až hrubozrnné, takmer rovnomerne zrnité ruly (typ G). Sú charakteristické tým, že chýba základná hmota a živcové zrná sú umiestnené vedľa seba, resp. sú oddelené kremeňom, jemnými šupinkami biotitu a zrnkami hornblendu. Podľa zloženia sú to väčšinou intermediárne až kyslé horniny. V rámci nich možno rozlíšiť minerálne paragenézy:



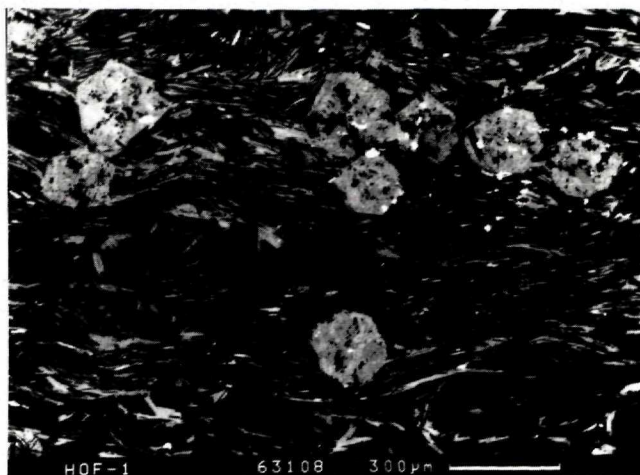
Výrazne usmernené ruly (typ H). Tento typ hornín pozostáva z usmernených šupín biotitu, niekedy aj muskovitu a lenticulárnych zŕn kremeňa, ktoré obtekajú tiež predĺžené zrná plagioklasu. Ak je v hornine prítomný hornblend, je zatlačovaný paralelne orientovanými šupinkami biotitu. Muskovit, biotit a väčšia časť kremeňa sú mladšie než plagioklas a hornblend. Pri tejto premene vznikajú zároveň aj zrnká titanitu a epidotu.

Styk amfibolitov a rúl s metasedimentami

Ako sme uviedli v úvode, je styk horninových súborov komplexu amfibolitov a rúl so slabso metamorfovanými horninami rakoveckého príkrovu podľa doterajších geologických údajov všade tektonický. Styčnú zónu v oblasti Klátova overil vrt SGR-9, ktorý po amfibolitoch (do 44 m) a rulách zachytil v hĺbke 118,5 m fylity. Od hĺbky 80 m nižšie sú ruly silne karbonatizované a mylonitizované. Zachované sú len sericitizované zrná plagioklasu. V intervale 111–112 m je prítomná poloha amfibolitu (rula typu G s hnedým amfibolom a cumingtonitom ?, teda kompaktnejší typ než ostatné druhy rúl), kde je zachovaný aj reliktný hornblend.

Podložné fylity sú na rozdiel od amfibolitu veľmi jemnozrnné (0,05 mm) a pozostávajú prevažne z kremeňa, organického pigmentu, karbonátu a sericitu. Aj tu je karbonatizácia miestami veľmi intenzívna s obsahom karbonátu až 50 % objemu horniny. Hlbšie sa vyskytujú čierne fylity s minerálnou paragenézou kremeň + chlorit $\pm$ rutil a v hĺbke 189,5 m aj albit.

Lokálne vyvinuté fylity biotitovej až granátovej zóny faciie zelených bridlíc boli zistené v susedstve komplexu amfibolitov a rúl v oblasti Klátova a Rudnians. Bezprostredný vzťah týchto hornín v oblasti Klátova nebol overený. Podľa morfológie terénu (asi 2 km JV od Železného vrchu) je to výrazná tektonická zóna, z petrografické-



Obr. 3. Tmavý fylit s pseudomorfózami granátu chloritom.

Fig. 3. Pseudomorphosed garnet grains by chlorite in dark phyllites.

ho hľadiska ide o kremenité fylity s minerálnou paragenézou kremeň + muskovit + chlorit + albit ± pseudomorfózy chloritu po granáte (obr. 3). Horniny sú výrazne usmernené a paralelne orientované, šupinky slúd majú veľkosť do 0,2 mm. Šupinky biotitu sú často chloritizované (tab. 2) a bežná je sericitizácia albitu. Pseudomorfózy granátu boli zistené v tenkolaminovanom type fylitu obsahujúcom pigment grafitu a sú obtekané šupinkami muskovitu a chloritu. Podložené fylity (často tmavé fylity), ktoré sa vyskytujú vo vzdialenosti asi 200 m od amfibolitu a rúl, sa síce obsahom kremeňa, chloritu, sericitu podobajú uvedeným tmavým fylitom, ale líšia sa od predchádzajúcich neprítomnosťou biotitu, albitu a granátových pseudomorfóz, príp. ich reliktovej a zároveň nie sú tak výrazne usmernené a veľkosť zŕn je menšia.

Vo viac metamorfovaných tmavých fylitoch z oblasti Rudnianskej tvoria pseudomorfózy granátu až 5 % objemu. Fylity s podobnou minerálnou paragenézou a štruktúrou ako v oblasti Klátova, zistené v banských priestoroch (jama 5RP, Severný prekop), vystupujú v intervale až 150 m od styčnej zóny s rulovo-amfibolitovým komplexom. Granát je pseudomorfovaný chloritom, miestami aj karbonátom.

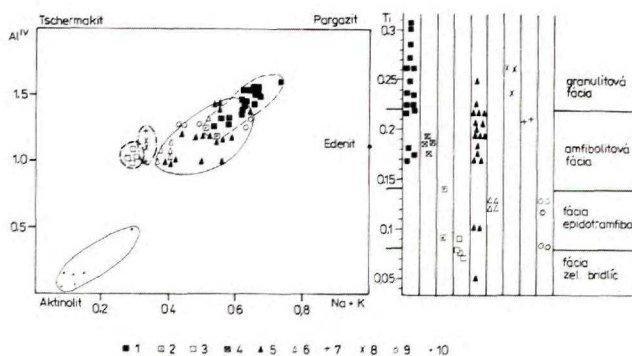
Chemické zloženie minerálov

Amfibolity

Amfiboly. Na základe štruktúrneho vystupovania a chemického zloženia možno v amfibolitoch rozlíšiť nasledujúce genetické typy amfibolov:

Najbežnejší je tmavozelený až hnedozelený amfibol (Hbl₁) zodpovedajúci prevažne nízkoželeznatým paragasitickým až železnatým edenitickým hornblendom, zriedka horečnatým hornblendom. Niektoré analyzované hornblendy majú vysoký obsah K (0,28), čím získavajú podľa klasifikácie amfibolu (Leake, 1978) prívlastok

slabodraselné. Hbl₁ má vysokoteplotnú povahu, často s vysokým obsahom Ti (0,22–0,31), ktorý je podľa Raasa (1974) charakteristický pre hornblendy amfibolitovej až granulitovej fácie (obr. 4), Na + K 0,6 – 0,75 a $Al^{IV} = 1,4 - 1,6$. Hornblendy s nižšími uvedenými hodnotami (Na + K = 0,5–0,6; $Al^{IV} = 1,2 - 1,4$ a Ti = 0,15 – 0,2), analyzované z amfibolitov oblasti Dobšinej (Cambel a Pitoňák, 1980; aj naše novšie údaje), sú zrejme odrazom pôvodného zloženia horniny, ale môžu pochádzať, podobne ako v rulách (Faryad, 1986), z relatívne nízko-teplotných partií v amfibolitoch. Hornblend z granatických amfibolitov typu I (Hovorka a Spišiak, 1986) je okrem paragasitického hornblendu reprezentovaný aj horečnatým hornblendom. So zníženým obsahom Na + K klesajú obsahy Al^{IV} a Ti, čím hornblend získava nízko-teplotnú povahu. V nízko-teplotnej časti vymedzeného poľa sa koncentruje hornblend z granatických amfibolitov typu II (obr. 4), koexistujúci s granátom, ktorý má nižší obsah pyropovej zložky.



Obr. 4. Zloženie hornblendov komplexu amfibolitu a rúl v závislosti od koexistencie s inými minerálmi a stupňa metamorfózy. 1 – Hbl₁, 2 – Hbl₁, 3 – Hbl₁, (1–3 – amfibolity oblasti Klátova), 4 – Hbl₁ (amfibolity oblasti Dobšinej), 5 – hornblend z granatických amfibolitov typu I, 6 – hornblend granatických amfibolitov typu II (5–6 oblasti Rudňany), 7 – hornblend v paragenéze s cumingtonitom a biotitom, 8 – hornblend v paragenéze s biotitom (7–8 ruly oblasti Klátova), 9 – hornblend v paragenéze s granátom a biotitom (ruly oblasti Rudňany), 10 – aktinolit.

Fig. 4. Hornblende composition from gneiss-amphibolite complex with relation to the coexisting minerals and metamorphic degree: 1 – Hbl₁, 2 – Hbl₁, 3 – Hbl₁, (1–3 hornblendes from amphibolites of Klátov region, see text), 4 – Hbl₁ (amphibolites from Dobšina region), 5 – hornblende from garnet-bearing amphibolite type I, 6 – hornblende from garnet-bearing amphibolite type II, (5–6 – Rudňany region), 7 – hornblende coexisting with cumingtonite and biotite (7–8 – gneisses from Klátov region), 9 – hornblende from garnet and biotite-bearing gneisses of Rudňany region, 10 – actinolite.

Sýtozelený hrubotabulkovitý železnatý paragasitický až horečnatý hornblend (Hbl₂) so škvŕnami alebo lemmami aktinolitu bol zistený na okraji a uprostred monominerálnych plagioklasových zhlukov a žíl. Podľa obsahu Ti (0,1–0,15) zodpovedá hornblendom fácie epidotických amfibolitov, preto aj obsahy Al^{IV} (1,12–1,25) a Na + K (0,4–0,5) sú nižšie než v Hbl₁. Pomer MgO/MgO + FeO je okolo 0,55.

TAB. 1
Chemické zloženie minerálov z amfibolitov oblasti Klátova (reprezentatívne analýzy)
Chemical composition of minerals from amphibolite of Klátov region (representative analyses)

	Hornblend						Epidot						Chlorit			
	Hbl ₁		Hbl ₂		Hbl ₃		Ep-I		Ep-II		Ep-III		Chl-I		Chl-II	
	MG-4/81		FG-328	FG-338	FOH-4		FG-328		FOH-4		FG-335		FOH-4		MG-6/81	
	1	2	3	4	5*	6*	7	8	9*	10*	11	12	13*	14*	15	16
SiO ₂	41,63	42,85	44,99	45,63	46,81	46,43	39,78	39,59	38,19	36,97	38,92	38,46	28,20	27,08	27,90	26,08
TiO ₂	2,34	2,64	0,64	0,85	0,69	0,58	0,02	0,05	0,03	0,87	0,07	0,50	0,07	0,04	0,39	0,18
Al ₂ O ₃	11,44	11,49	10,02	10,78	9,95	9,51	28,54	27,33	27,62	27,73	21,25	23,22	23,48	21,00	17,42	15,45
FeO	18,49	18,28	15,38	15,39	11,57	11,63	6,46	7,41	5,93	5,57	15,33	13,65	14,57	14,56	25,89	25,08
MgO	8,37	8,91	11,36	10,32	13,25	14,27	0,02	0,02	0,04	0,02	0,01	0,10	24,22	22,83	13,13	13,07
MnO	0,25	0,24	0,21	0,27	0,20	0,19	0,09	0,11	0,09	0,09	0,12	0,18	0,15	0,16	0,34	0,33
CaO	10,42	10,68	10,37	10,42	12,58	12,62	20,22	20,30	24,00	23,79	19,76	19,62	0,00	0,00	0,47	0,00
Na ₂ O	1,45	1,35	1,35	1,28	1,05	1,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00
K ₂ O	1,15	1,18	0,38	0,15	0,05	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,11
Spolu	95,55	97,69	94,71	95,12	96,21	96,51	95,16	94,81	96,00	95,05	95,55	95,73	90,71	85,67	86,51	80,29
Si	6,449	6,469	6,839	6,877	6,833	6,833	3,036	3,051	2,934	2,870	3,118	3,060	5,390	5,507	6,000	6,060
Al ^{IV}	1,551	1,531	1,161	1,123	1,167	1,167	0,000	0,000	0,066	0,130	0,000	0,000	2,610	2,493	2,000	1,940
Al ^{VI}	0,538	0,514	0,635	0,793	0,546	0,479	2,568	2,484	2,437	2,408	2,008	2,182	2,682	2,541	2,421	2,292
Ti	0,272	0,299	0,073	0,096	0,076	0,073	0,001	0,002	0,002	0,050	0,000	0,030	0,009	0,005	0,065	0,033
Fe	2,394	2,308	1,955	1,938	1,412	1,430	0,414	0,478	0,372	0,361	1,028	0,846	2,329	2,475	4,461	4,870
Mg	1,933	2,005	2,573	2,374	3,105	3,125	0,002	0,002	0,004	0,003	0,001	0,012	6,902	6,918	4,193	4,531
Mn	0,032	0,030	0,927	0,002	0,025	0,025	0,006	0,007	0,010	0,006	0,009	0,061	0,025	0,028	0,063	0,059
Ca	1,729	1,727	1,688	1,681	1,968	1,985	1,652	1,676	1,975	1,976	1,696	1,676	0,000	0,000	0,111	0,000
Na	0,435	0,395	0,397	0,374	0,299	0,276	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,227	0,227	0,073	0,029	0,011	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe/Fe+Mg	55,3	53,5	43,1	44,9	31,2	31,3	—	—	—	—	—	—	25,2	26,3	51,5	51,8
[%]																
Fe/Fe+Al [%]							13,8	16,2	12,9	12,4	33,8	27,8	—	—	—	—

* Koexistujúce minerály; hornblend prepočítaný na 23 O, epidot na 12 O a chlorit na 28 O.

TAB. 2

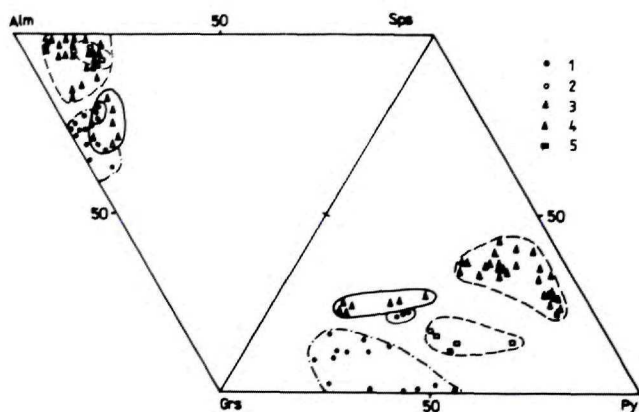
Chemické zloženie granátov (Gr I-jadro, Gr II-leť) z rúl oblasti Klátova (FG-1/85a, b), granátu (Gr I) z rúl oblasti Dobšinej (FS-3/87) a biotitu z tmavých fylitov (HOF-1)
Chemical composition of garnets (Gr I-center, Gr II-rim) from gneisses of Klátov region (FG-1/85a, b), garnet (Gr I) from gneisses of Dobšiná region (FS-3/87)
and biotite from dark phyllites (HOF-1)

FG-1/85a						Fg-1/85b							FS-3/87		HOF-1	
Gr II		Gr I		Gr II	Gr II		Gr I			Gr II	Gr I		Bt			
1	2 _i	3 _i	4 _i	5	1	2	3	4	5	6	7	1 _i	2 _i			
SiO ₂	36,95	36,57	36,71	36,63	36,45	38,81	39,13	38,22	38,67	39,30	37,84	38,79	36,61	36,80	34,43	
Al ₂ O ₃	21,45	21,59	21,42	21,86	21,66	21,34	21,38	21,30	21,50	21,86	21,41	21,45	21,64	21,36	18,80	
FeO	25,89	29,79	28,50	29,25	26,69	24,01	25,54	26,12	26,68	26,29	27,90	23,51	32,74	32,83	24,61	
MgO	2,01	4,19	4,45	4,41	2,98	3,09	3,61	4,53	4,61	4,73	3,46	2,20	4,88	4,29	11,49	
MnO	4,31	5,77	5,62	5,94	5,06	4,08	5,28	5,29	5,67	5,55	5,69	4,20	3,67	4,25	TiO ₂ 1,53	
CaO	9,39	2,29	2,90	1,98	6,98	7,50	5,40	1,94	2,03	2,13	3,36	9,01	0,45	0,47	K ₂ O 6,78	
Spolu	100,00	99,91	99,60	100,07	99,82	99,85	100,3	97,45	99,20	99,90	100,2	99,19	99,99	100,01	97,64	
Prepočítané na základe 12 O															22 O	
Si	2,933	2,933	2,929	2,918	2,928	3,054	3,066	3,072	3,062	3,068	3,002	3,068	2,934	2,957	5,172	
Al ^{IV}	0,067	0,067	0,071	0,082	0,072	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,066	0,043	2,828	
Al ^{VI}	1,965	1,973	1,981	1,980	1,979	1,980	1,976	2,018	2,007	2,006	2,011	2,000	1,978	1,979	0,502	
Fe	1,741	1,998	1,902	1,958	1,784	1,580	1,674	1,755	1,767	1,716	1,851	1,556	2,194	2,206	3,093	
Mg	0,240	0,500	0,529	0,526	0,355	0,362	0,423	0,542	0,545	0,549	0,445	0,260	0,582	0,513	2,574	
Mn	0,293	0,391	0,379	0,402	0,342	0,332	0,350	0,360	0,380	0,306	0,382	0,282	0,249	0,289	Ti 0,178	
Ca	0,808	0,180	0,247	0,170	0,597	0,632	0,453	0,168	0,172	0,177	0,294	0,764	0,038	0,040	K 1,298	
Fe/Fe+Mg [%]	87,8	79,9	78,2	78,8	83,4	81,3	79,8	76,4	76,4	75,7	80,6	85,6	79,0	81,1		
Py	7,8	16,3	17,3	17,2	11,5	12,4	14,6	19,1	19,0	19,6	14,9	9,0	19,0	16,8		
Alm	56,4	65,0	62,1	64,0	57,9	54,3	57,7	62,1	61,1	61,1	62,2	54,3	71,6	72,3		
Grs	26,2	5,8	8,1	5,5	19,4	21,7	15,6	5,9	6,0	6,3	9,8	26,6	1,2	1,3		
Sps	9,5	12,7	12,4	13,1	11,1	11,4	12,0	12,7	13,2	13,0	12,8	9,8	8,1	9,4		

Zelený hornblend s hnedastým odtieňom z výrazne usmernených amfibolitov zodpovedá horečnatému hornblendu (Hbl_1). Je charakteristický nižším obsahom Ti (hodnota 0,07–0,09 zodpovedá prechodnému typu hornblendu medzi faciou zelených bridlic a epidotických amfibolitov), Al (1,16), Na + K (0,3) a vyšším podielom $Mg/Mg + Fe$ (0,68) než v Hbl_1 a Hbl_2 .

Posledným typom amfibolu je aktinolit, ktorý sa vyskytuje jednak v tabuľkovitej forme v monominerálnych plagioklasových žilkách a jednak v ihličkovitých útvaroch, zatlačujúcich Hbl_1 .

Granát. Granát z amfibolitov analyzovali Hovorka a Spišiak (1981, 1985). Rozlíšili dva druhy granatických amfibolitov. Prvý typ obsahuje granát so zložením $Alm_{48-61}Py_{9-28}Sps_{0,2-7}Grs_{20-35}$ (obr. 5). Podľa dvojbodových analýz je progresívne zonálny a vznikol metamorfózou v amfibolitevej facií. V druhom type má granát zloženie $Alm_{59}Grs_{19}Py_{14}Sps_8$ (podľa uvedených autorov vznikol v podmienkach oceánskej metamorfózy po chloritových mandliach). Koexistuje s hornblendom, ktorý má v porovnaní s hornblendami v amfibolite typu I relatívne nízkoteplotnú povahu. Podľa zloženia je granát v amfibolite typu II, ak neberieme do úvahy relatívne nízky obsah Mn, podobný strednej časti progresívne zonálnych zrn granátu v amfibolite typu II. Preto je najpravdepodobnejšie, že oba granáty vznikli v jednej metamorfnej etape a dokumentujú progresívne narastanie teplôt počas metamorfózy.



Obr. 5. Zloženie granátov z komplexu amfibolitov a rúl. 1 – granatické amfibolity typu I, 2 – granatické amfibolity typu II (1–2, Rudňany), 3 – granát (Grt I) v paragenéze s biotitom (ruly oblasti Klátova, Dobšínej a Rudňany), 4 – novotvorený granát (Grt II, ruly oblasti Klátova), 5 – granát v paragenéze s hornblendom a biotitom (ruly oblasti Rudníka).

Fig. 5. Composition of garnet from gneiss-amphibolite complex: 1 – garnet-bearing amphibolite type I, 2 – garnet-bearing amphibolite type II (1–2 – Rudňany region), 3 – garnet (Grt I) associating with biotite (gneisses from Klátov, Rudňany and Dobšína regions), 4 – garnet overgrowth (Grt II) from gneiss of Klátov region, 5 – garnet in paragenesis

Plagioklas. Je v amfibolitoch obvyčajne silne sericitizovaný a saussuritizovaný. Lokálne zachované zrná majú podľa mikrosondových analýz bazicitu An_{2-7} a ojedinele

aj An_{13-17} . Hovorka a Spišiak (1986) uvádzajú plagioklas s bazicitou $An_{4,8}$ v paragenéze s granátom v granatickom amfibolite typu II.

Epidot. Najčastejšie prítomné epidotovo-zoisitové minerály v študovaných amfibolitoch podľa klasifikácie Coombsa et al. (1977) (epidot bohatý na železo s $ps = 100$, $Fe/Fe + Al = 22-34\%$, epidot chudobný na železo s $ps = 11-18\%$ a zoisit s $ps = 0-10\%$) zodpovedajú prvej a druhej skupine. Do druhej skupiny patrí epidot, vytvárajúci symplektity s kremeňom, v ktorom je hodnota $ps = 14-16\%$. Vo výrazne usmernenom type amfibolitu sa epidot chudobný na železo (Ep II) nachádza blízko zoisitu $ps = 12-13\%$ a zdá sa byť synkinematickým minerálom, ktorý koexistuje s Hbl_1 . Epidot bohatý na železo (Ep III, $ps = 21-34\%$) je produktom nízkotermálnych premien (diaforéza, regresívna metamorfóza).

Chlorit. Chlorit je v amfibolitoch obvyčajne sekundárnym minerálom a má pomer $Fe/Fe + Mg = 52-54\%$ (tab. 1). Vzniká premenou hornblendu a granátu. Vo výrazne usmernenom type amfibolitov sa však chlorit akcesoricky vyskytuje v podobe samostatných šupín, ktoré sa svojím vystupovaním a rozdielmi v optických vlastnostiach líšia od retrográdneho chloritu. Pomer $Fe/Fe + Mg$ je v tomto chlorite 25–26 % a nie je vylúčené, že je koexistujúcim minerálom s Hbl_1 .

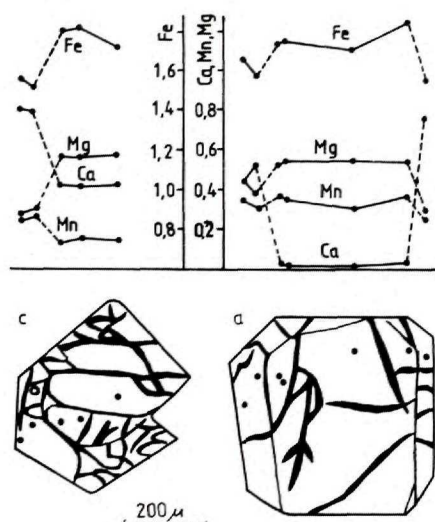
Ruly

Amfiboly. Podľa chemického zloženia a koexistencie s inými minerálmi je možné v rulách rozlíšiť tri druhy amfibolov. Najbežnejší je dlhostĺpčekovitý hnedozelený hornblend, v ktorom je obsah Ti, podobne ako v hornblende z amfibolitu, vysoký (0,2–0,26), ale súčet obsahov Na + K je menší ako 0,5 (obr. 4). Vyskytuje sa v paragenéze s biotitom a plagioklasom. Hornblend podobného zloženia sa vyskytuje v paragenéze s cummingtonitom a biotitom (Faryad, 1986), ale od predchádzajúceho hornblendu sa líši červenohnedou farbou, nepravidelným tabuľkovitým obmedzením a amfibolovou štiepatelnosťou, ktorá je menej výrazná. Chemicky odlišný hornblend sa vyskytuje v paragenéze s granátom a biotitom (Faryad, 1988). Podľa obsahu Na + K a Al^{IV} je podobný hornblendu granatických amfibolitov, má však nízky obsah Ti (0,08–0,14). Tretí typ amfibolov z rúl predstavuje cummingtonit, ktorý bol zistený v strednozrnných rulách oblasti Klátova (Faryad, 1986).

Biotit. Svojím zložením sa druhy biotitu v rulách výrazne nelíšia. V paragenéze s granátom je relatívne bohatší na TiO_2 (1,7–2,7 %). Najvyšší obsah TiO_2 (2,8 %) bol stanovený v biotite uzatvorenom v granáte rúl pripomínajúcich metavulkanit z oblasti Klátova. Biotit tohto typu sa svojimi optickými vlastnosťami a rozmermi líši od jemnošupinkovitého biotitu (nebol analyzovaný mikroanalýzátorom) v základnej hmote. Pomer $Fe/Fe + Mg$ v biotite s granátom sa pohybuje medzi 45–51 % a v biotite koexistujúcom s hornblendom je tento pomer

nižší ako 45,3 %; obsah TiO_2 dosahuje hodnoty 1,65–1,39 %.

Granát. V paragenéze s biotitom sa nám v rulách podarilo rozlíšiť dve generácie granátov. Prvá generácia (Gr I) má porfyrblastický vývoj a miestami obsahuje uzavreniny biotitu a kremeňa. Jeho zloženie je variabilné ($\text{Alm}_{16-20}\text{Py}_{16-20}\text{Grs}_{1-6}\text{Sps}_{8-16}$, obr. 4) a vo väčšine prípadov je slaboregresívne zonálny (tab. 2). Granát druhej generácie (Gr II) so zložením $\text{Alm}_{53-58}\text{Py}_{8-15}\text{Grs}_{16-28}\text{Sps}_{9-13}$ lemuje Gr I a v zložení oboch granátov je skokovitá zmena (obr. 6). Granát koexistujúci s hornblendom a biotitom má zloženie medzi granátom koexistujúcim len s biotitom a granátom granatitických amfibolitov. V tomto granáte bola od stredu k okraju zistená slabá progresívna zonálnosť (Faryad, 1988).



Obr. 6. Zloženie Gr I a Gr II v rulách oblasti Klátova. a, b sú vzorky FG-1 (85a) (pozri tab. 2) a FG-1 (85c).

Fig. 6. Composition of Grt I and Grt II from gneisses of Klátov region. a, b correspond to samples FG-1/85a (see tab. 2) and FG-1/85c.

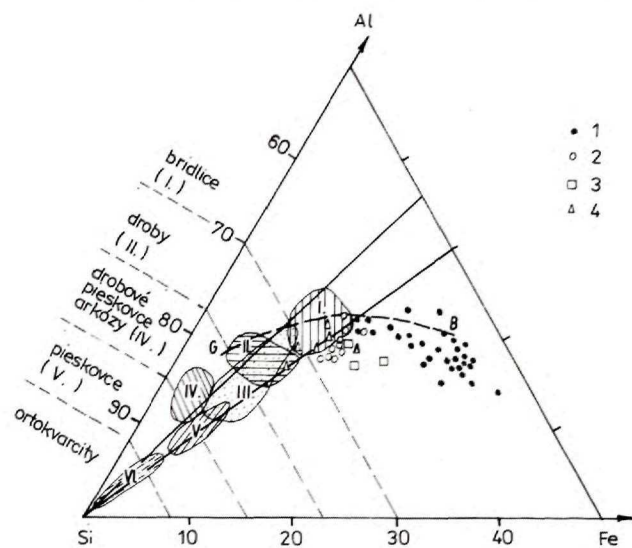
Plagioklas. V porovnaní s amfibolitom je plagioklas v rulách zachovaný. Bazicitu plagioklasu sa pohybuje medzi $\text{An}_{32}\text{--An}_{37}$. Relatívne najbázickejšie analyzované plagioklasy (An_{34-37}) pochádzajú z rúl typu F a podobajú sa výrastliciám. Namerané boli taktiež kyslejšie plagioklasy až po albit. Tie však vznikli pri retrográdnych premenách a diaforéze.

Muskovit. V rulách oblasti Klátova je muskovit zriedkavým až akcesorickým minerálom, avšak v niektorých varietach rúl oblasti Rudňan a Dobšinej je prítomný v hojnom množstve. V rule typu F je akcesorický muskovit postkinematickým minerálom, nerešpektuje smer nevýraznej bridličnatosti a uzatvára jemné zrnká kremeňa v základnej hmote. Svojím zložením je blízky čistému muskovitu (Faryad, 1986).

Chemické zloženie rúl a amfibolitov

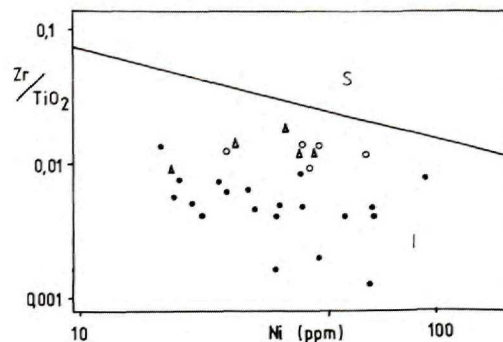
Podľa výsledkov petrografického štúdia niektoré tex-

túrne a štruktúrne znaky v rulách ukazujú, že časť týchto hornín vznikla, na rozdiel od doterajších predstáv, metamorfózou vyvrených hornín. Na detailnejší rozbor otázky protolitu rúl a ich možnej súvislosti s amfibolitom sme použili doteraz publikované chemické analýzy (Rozložník, 1965; Dianiška a Grecula, 1979; Hovorka et al., 1985; Faryad, 1986), ale aj novšie analýzy do rôznych variačných diagramov, rozlišujúcich vyvrené a sedimentárne horniny. Lenže nie vo všetkých analyzovaných vzorkách boli stanovené stopové prvky, preto je v diagramoch zostrojených na základe stopových prvkov po-



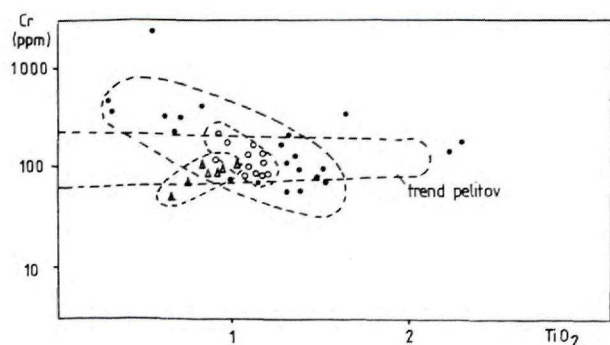
Obr. 7. Al : Si : Fe diagram na klasifikáciu sedimentov (Moore a Dennen, 1970). Najobvyklejšie pole sedimentov s pomerom $\text{Al}/\text{Fe} = 1,5\text{--}2,5$ je ohraničené priamkami začínajúcimi od vrcholu Si. G-B – trend vyvrených hornín od granitu k bazaltom. 1 – metabazity komplexu amfibolitov a rúl, 2 – klátovské ruly, 3 – dobšinské ruly, 4 – rudňanske ruly.

Fig. 7. Al : Si : Fe diagram for classification of sediments (after Moore and Dennen, 1970): The most common sediment field with $\text{Al}/\text{Fe} = 1,5\text{--}2,5$ is limited by lines starting from Si corner. G-B – igneous trend from granite to basalts. 1 – metabasites from gneiss-amphibolite complex, 2 – gneisses from Klátov region, 3 – gneisses from Rudňany region, 4 – gneisses from Dobšina region.



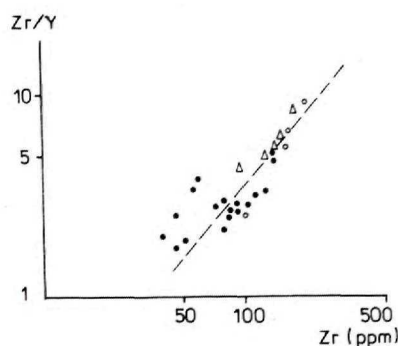
Obr. 8. Zr/TiO_2 : Ni diagram na rozlíšenie vyvrených (I) a sedimentárnych (S) hornín (Winchester, 1984). Vysvetlivky ako pri obr. 7.

Fig. 8. Zr/TiO_2 : Ni diagram distinguishing igneous (I) rocks from sedimentary ones (S), after Winchester, (1984). Other explanations as in Fig. 7.



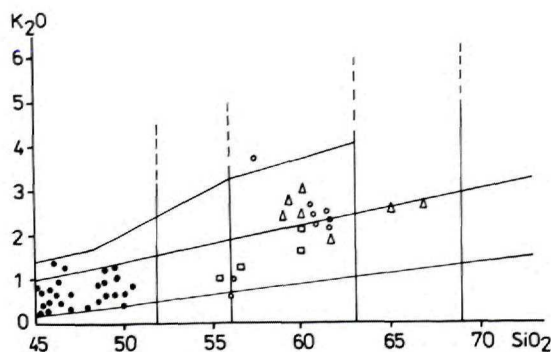
Obr. 9. Cr : TiO₂ diagram znázorňujúci pole pre chemické variácie pelitov (Leake, 1964). Vysvetlivky ako pri obr. 7.

Fig. 9. Cr : TiO₂ diagram after Leake (1964) showing field for variation in pelites. Explanations as in Fig. 7.



Obr. 10. Zr/Y : Zr diagram podľa Pearce a Norryho (1979) znázorňujúci možný komagmatický trend pre amfibolity a ruly rulovo-amfibolitového komplexu. Vysvetlivky ako pri obr. 7.

Fig. 10. Zr/Y : Zr diagram after Pearce and Norry (1979) to show possible comagmatic trend for amphibolites and gneisses of gneiss-amphibolite complex. Explanations as in Fig. 7.



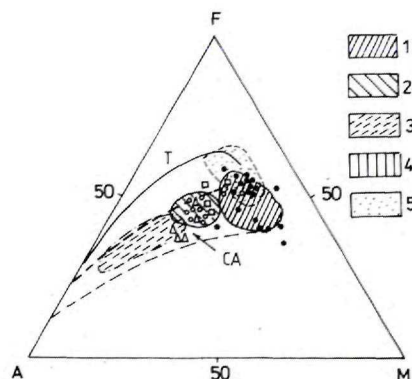
Obr. 11. K₂O/SiO₂ diagram (Ewart, 1979) pre horniny rulovo-amfibolitového komplexu. Vysvetlivky ako pri obr. 7.

Fig. 11. K₂O : SiO₂ diagram after Ewart (1979) for gneiss-amphibolite complex rocks. Explanation as in Fig. 7.

čet projekčných bodov nižší než v diagramoch s použitím hlavných prvkov. V Al : Si : Fe diagrame (obr. 7) padajú analyzované ruly nielen mimo poľa drôb, ale sú aj mimo poľa najcharakteristickejších sedimentov a spolu s amfibolitmi sledujú trend bázičských hornín k ich

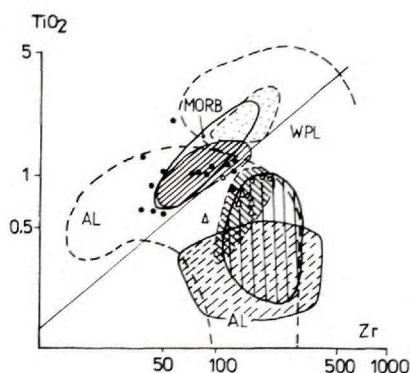
kyslejším variétam. Jednoznačný magmatický pôvod protolitu rúl vyjadruje diagram Zr/TiO₂ : Ni (obr. 8), v ktorom všetky body padajú do poľa vyvrených hornín. Amfibolity a klátovské ruly v Cr : TiO₂ diagrame (obr. 9) vykazujú negatívny trend, ktorý je charakteristickým znakom magmatických hornín (Leake, 1964), avšak rudnianske ruly vyjadrujú opačný trend.

Na komagmatický pôvod amfibolitov a rúl poukazujú vzťahy Zr/Y : Zr (obr. 10), kde projekčné body oboch typov hornín vytvárajú jeden trend. Časť analýz amfibolitov sa však odchyľuje od tohto trendu, čo môže poukazať na prítomnosť dvoch geochemicky odlišných typov vulkanitov. Podľa obsahu SiO₂ zodpovedajú ruly väčšinou andezitom (obr. 11). Niektoré body analyzovaných rúl majú relatívne vysoký obsah K₂O (čo môže byť spôsobené metamorfózou), avšak spolu s amfibolitmi sledujú ruly vcelku trend vápenato-alkalických hornín. Ca-alkalický trend ukazujú ruly a amfibolity aj v AFM diagrame (obr. 12). Podobná geotektonická príslušnosť rúl a amfibolitov je zrejماً aj z TiO₂ : Zr diagramu (obr. 13), kde projekčné body rúl a prevažne aj amfibolitov sa koncentrujú v poli láv ostrovného oblúka. V AFM a TiO₂ : Zr diagramoch sa analyzované ruly a amfibolity zhodujú s komplexom amfibolitov a rúl austroalpinika (kaledónsky komplex), ktorých protolitom boli podľa Frischa et al. (1987) vulkanity (vápenato-alkalické bazalty a andezity) ostrovného oblúka alebo kontinentálneho okraja. Tie sa tektonicky stýkajú s komplexom serpentinitu a amfibolitu, majúci afinitu bazaltov oceánskeho dna. Horniny vápenato-alkalickej povahy vznikli podľa tohto modelu (1. c.) v blízkosti frontálnej časti oblúkového systému a smerom k stredu oblúkového systému sa s nimi čiastočne striedali aj tholeiitické lávy a ich tufy. Študované amfibolity a ruly ukazujú afinitu vulkanitov



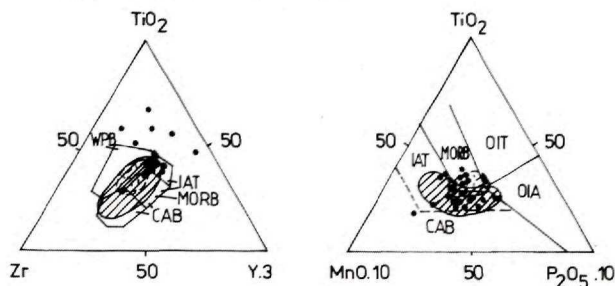
Obr. 12. AFM diagram pre horniny komplexu amfibolitov a rúl. 1 – amfibolity, 2 – leukoamfibolity, 3 – kyslé vrstvy (plagioklasové ruly) v páskovaných amfibolitoch, 4 – masívne amfibolity (asociácia serpentinit – amfibolit) (1–5 – kaledónsky fundament austroalpinika, Frisch et al., 1987). Ostatné vysvetlivky ako pri obr. 7.

Fig. 12. AFM diagram after Ringwood (1975) for gneiss-amphibolite complex: 1 – amphibolite, 2 – leuco-amphibolite, 3 – acid layers (plagioclase gneiss) of banded amphibolites, 4 – massive amphibolite (serpentinite-amphibolite association) (1–5 – Caledonian basement within the Austroalpine basement complex, Frisch et al., 1987). Other explanations as in Fig. 7.



Obr. 13. Diskriminačný TiO_2 : Zr diagram pre suity vulkanických hornín (Pearce et al., 1981). MORB – bazalty stredooceánskeho chrbta, AL – oblúkové lávy. Ostatné vysvetlivky ako pri obr. 7 a 12.

Fig. 13. TiO_2 : Zr discrimination diagram after Pearce et al. (1981) of volcanic rock suites. MORB – mid-ocean ridge basalt, AL – arc lavas. Other explanations as in Fig. 7 and 12.



Obr. 14. Zr : $\text{Ti}/100$: Y . 3 diagram (Pearce a Cann, 1973) a $\text{MnO} \cdot 10$: TiO_2 : $\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 10$ diagram (Mullen, 1983) pre amfibolity komplexu amfibolitov a rúl. WPB – vnútorplatinové bazalty, MORB – bazalty stredooceánskeho chrbta, IAT – tholeiity ostrovného oblúka, CAB – vápenato-alkalické bazalty, OIT a OIA – tholeiity a alkalické bazalty oceánskych ostrovov.

Fig. 14. Zr : $\text{Ti}/100$: Y . 3 diagram after Pearce and Cann (1973) and $\text{MnO} \cdot 10$: TiO_2 : $\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 10$ diagram after Mullen (1983) for discrimination of amphibolites of gneiss-amphibolite complex. WPB – within-plate basalts, MORB – mid-ocean ridge basalts, IAT – island-arc tholeiites, CAB – calc-alkaline basalts, OIT, OIA – ocean-island tholeiitic and alkaline basalts.

ostrovných oblúkov aj v TiO_2 : $\text{MnO} \cdot 10$: $\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 10$ a $\text{TiO}_2/100$: Zr : Y . 3 diagramoch (obr. 14), ale tu sa väčšina projekčných bodov koncentruje do tholeiitov ostrovných oblúkov.

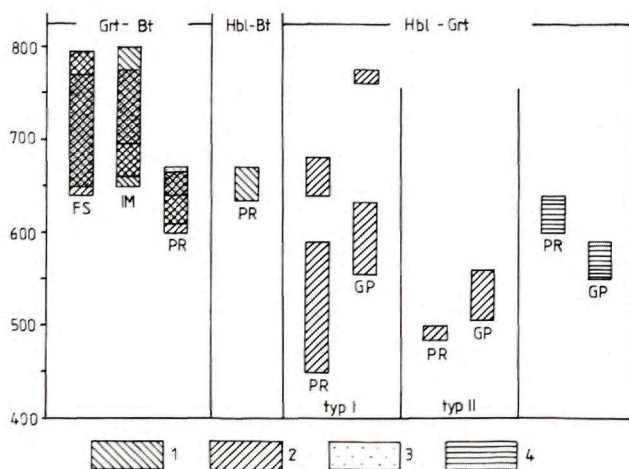
Vzhľadom na menší počet chemických analýz a nedostatok analýz zo vzácnych zemín z komplexu amfibolitov a rúl nie je možné zaujať jednoznačné stanovisko ku geotektonickej príslušnosti študovaných hornín; na základe ich geologickej stavby (vzájomné striedanie sa amfibolitov a rúl), petrografického charakteru a dostupných chemických analýz však možno predpokladať, že sú to komagmatické horniny, väčšinou s typickým vápenato-alkalickým trendom, ale čiastočne aj s tholeiitickým trendom ostrovného oblúka, príp. aktívneho kontinentálneho okraja. Vulkanické horniny okrem bazaltov, ich tufov a čiastočne gabier reprezentujú prevažne andezity a ich tufy, zriedka subvulkanické ekvivalenty ande-

zitov (tonality), dacity a dacitové tufy. Podľa chemického zloženia prevažná časť rúl v oblasti Rudnians predstava detrity týchto vulkanitov. Sedimenty nevulkanickej povahy (vápence a pieskovce – svetlé, na kremeň bohaté pásiky v amfibolitoch) sú veľmi zriedkavé.

Metamorfný vývoj rúl a amfibolitov

Podľa štruktúrno-mineralogických vzťahov prekonal komplex amfibolitov a rúl polymetamorfný vývoj. Najstaršia (dnes dobre registrovateľná) metamorfóza sa uskutočnila v amfibolitovej fáci, ktorú podľa kontinuitnej alebo regresívnej zonálnosti granátu v rúlach v záverečnej fáze sprevádzali retrográdne premeny. Teplotné podmienky metamorfózy v amfibolitovej fáci odhadované rôznymi geotermometrami (Hovorka a Spišiak, 1981, 1985; Faryad, 1986, 1988), sme doplnili novšími údajmi. Teploty, získané jednotlivými geotermometrami, sú väčšinou veľmi vysoké a majú veľké intervaly. Najvyššie teploty (650–800 °C) sme zistili metódou Ferryho a Speara (1978) v rúlach (metaandezity, lokalita Klátov) z granátu (Gr I) a jeho biotitových inklúzií. Podobné teploty sme vypočítali aj pre ruly oblasti Dobšinej a Rudnians (obr. 15). Vzhľadom na vysoký obsah TiO_2 v biotite sme urobili korekciu Ti a Al (metóda Indaresa a Martingolea, 1985), avšak získané teploty sa od predchádzajúcich nelíšia. Relatívne nízke teploty (590–670 °C) boli odhadované použitím metódy Perčuka a Riabčikova (1976).

T [°C]



Obr. 15. Vypočítané teploty podľa granátovo-biotitového (Grt-Bt), hornblendovo-biotitového (Hbl-Bt) a hornblendovo-granátového (Hbl-Grt) geotermometra pre metamorfity komplexu amfibolitov a rúl. 1 – oblasť Klátova, 2 – oblasť Rudnians, 3 – oblasť Dobšinej, 4 – oblasť Rudníka. FS (Ferry a Spear, 1978), IM (Indares a Martingolea, 1985) PR (Perčuk a Riabčikov, 1976), GP (Graham a Powell, 1984).

Fig. 15. Summarized temperatures of metamorphism for gneiss-amphibolite complex rocks, calculated using of the garnet-biotite (Grt-Bt), hornblende-biotite (Hbl-Bt) and hornblende-garnet (Hbl-Grt) geothermometers: 1 – Klátov region, 2 – Rudnians region, 3 – Dobšinea region, 4 – Rudník region. FS – Ferry-Spear (1978), IM – Indares – Martingolea (1985), PR – Perchuk-Riabchikov (1976), GP – Graham – Powell (1984).

Podobne ako pre metaandezit sme získali vysoké teploty (640–670 °C) aj pre hornblendovo-biotitové ruly s cummingtonitom (Faryad, 1986), ktoré podľa petrografického charakteru môžu zodpovedať subvulkanickým ekvivalentom andezitu.

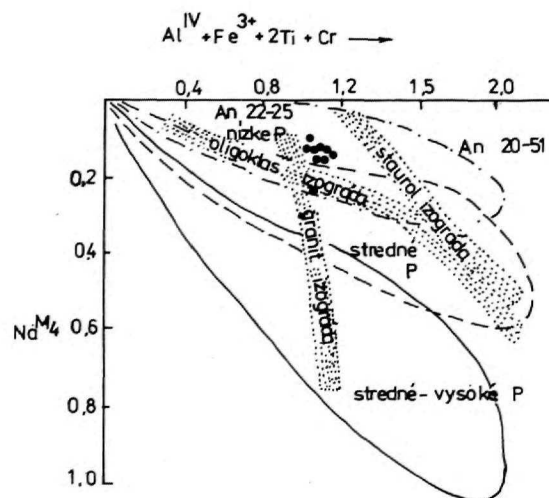
Vzhľadom na variabilné zloženie granátu z amfibolitu typu I (výrazná progresívna zonálnosť granátu) boli pri použití metódy Perčuka a Riabčikova (1976) a Grahama a Powella (1984) získané dvojaké teploty metamorfózy. Väčšina údajov teplôt je v intervale 450–490 °C (prvá metóda) a 550–630 °C (druhá metóda). Pre okraj granátu so 7,85 % MgO sa týmito metódami vypočítali teploty 640–680 °C a 760–780 °C. Teploty 480–500 °C (metóda Perčuka a Riabčikova) a 515–565 °C (metóda Grahama a Powella) boli získané pre amfibolity typu II z oblasti Rudnianska. Pre granatitko-amfibolické ruly oblasti Rudnianska sme uvedenými metódami vypočítali teploty 495–625 °C a 550–600 °C.

Široká variabilita teplôt získaných hlavne použitím granátovo-biotitového termometra je spôsobená retrográdnymi premenami a diaforézou, ktorých prejavy sú v horninách evidentné. K retrográdnym premenám v amfibolitoch možno zaradiť tvorbu symplektitu epidotu s kremeňom, tvorbu koronárnych lemov epidotu okolo plagioklasu a topotaktickú premenu hornblendu aktinolitom. Nie je vylúčená spojitosť vzniku granátových lemov (Gr II) okolo Gr I v rulách, aj keď skokovité zmeny v zložení oboch granátov môžu indikovať náhlu zmenu metamorfných podmienok, resp. samostatnú metamorfnú etapu. Na tvorbu vysokoteplotných minerálov mala pravdepodobne vplyv aj pôvodná stavba horniny, pretože tieto minerály s vysokoteplotnou charakteristikou (niekedy aj cummingtonit) sú najčastejšie vyvinuté vo výlevných a subvulkanických formách. V pyroklastických formách vznikli pri tomto stupni metamorfózy očkaté ruly a často chýbajú minerály tohto zloženia.

V granatitových amfibolitoch typu I sú vysoké hodnoty teplôt vypočítané pre okraj granátu s progresívnou zonálnosťou (zistená dvojbodovými analýzami) podmienenou meniacimi sa podmienkami počas metamorfózy. Teda len časť granátového zrna je v koexistencii s hornblendom. Teploty 480–560 °C, vypočítané pre granatitové amfibolity typu II (v ktorom má granát, s výnimkou spessartínovej zložky, podobné zloženie ako stred granátu z amfibolitu typu I, aj hornblend má v porovnaní s amfibolitom typu I nízokoteplotnú povahu), poukazujú jednak na progresívny rast metamorfózy a jednak na nerovnorodosť v stupni metamorfózy rulovo-amfibolitového komplexu. Najoptimálnejšie teploty metamorfózy možno predpokladať pre celý komplex amfibolítov a rúl 500–640 °C, čo je v súlade s väčšinou údajov získaných geotermometrickými metódami založenými na koexistencii amfibol – granát, amfibol – biotit ale aj granát – biotit (metóda Perčuka a Riabčikova a Thompsona).

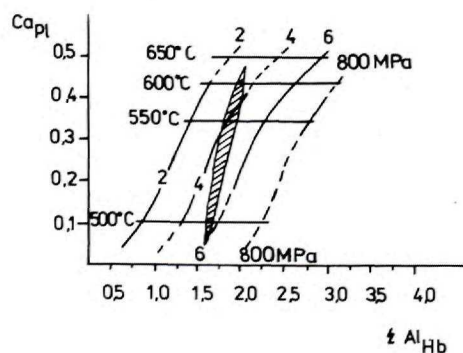
Pri odhade tlakových podmienok metamorfózy sme vzhľadom na nedostatok kritických minerálov vychádzali väčšinou zo zloženia hornblendu v amfibolitoch. V Na^{M4}

$\text{Al} + 2\text{Ti} + \text{Fe}^{3+} + \text{Cr}$ diagrame (obr. 16) sa študované hornblendy koncentrujú do poľa nízkotlakových podmienok metamorfózy. Tlakové podmienky 300–600 MPa sme získali použitím Ca_{Pl} : Al_{Hbl} diagramu (obr. 17) podľa Plyusnovej (1982). Tu sme však vzhľadom na silnú premenu plagioklasu v amfibolitoch vychádzali zo závislosti Al v hornblende od teploty vypočítanej geotermometrom hornblendu s koexistujúcim granátom. Tlakové hodnoty vypočítané použitím granátovo-hornblendovo-plagioklasovo-kremenného geobarometra (Kohn a Spear, 1989) poukazujú na strednotlakový charakter metamorfózy komplexu amfibolítov a rúl (tab. 3). Väčšina spriemerovaných hodnôt tlaku, získaných modelom 1 (P_{Fe1}) a modelom 2 (P_{Fe2}), sa pohybuje v intervale 450–600 MPa



Obr. 16. $\text{Al}^{3+} + \text{Fe}^{3+} + 2\text{Ti} + \text{Cr} : \text{Na}^{\text{M4}}$ diagram (Laird et al., 1983) na stanovenie tlakových podmienok metamorfózy amfibolítov komplexu amfibolítov a rúl.

Fig. 16. Diagram after Laird et al. (1983) to estimate pressure conditions of metamorphism of gneiss-amphibolite complex.



Obr. 17. $\text{Ca}_{\text{Pl}} : \text{Al}_{\text{Hbl}}$ diagram (Plyusnina, 1982) pre amfibolity komplexu amfibolítov a rúl. Tlakové hodnoty sú odhadnuté podľa vzťahu Al v hornblende a teploty vypočítaných geotermometrom hornblendu s koexistujúcim minerálom.

Fig. 17. $\text{Ca}_{\text{Pl}} : \text{Al}_{\text{Hbl}}$ diagram after Plyusnina (1982) for amphibolites of gneiss-amphibolite complex. The pressure values were estimated according to the relationship of Al content in hornblende and calculated temperature using the phase relation of hornblende with coexisting minerals.

TAB. 3

Teploty a tlaky získané geotermobarometriou z páru hornblend — granát
Temperature and pressure values calculated using hornblende and garnet geothermobarometer

Granatické amfibolity (typ I) z oblasti Rudnians												
	I ₄₁ —I ₁	I ₄₁ —I ₂	I ₄₁ —I ₃	I ₄₁ —I ₄	I ₄₂ —I ₁	I ₄₂ —I ₂	I ₄₁ —I ₁	I ₄₁ —I ₃	V ₃₂ —V ₁	V ₃ —V ₂	V ₄₁ —V ₁	V ₄₂ —V ₂
T(°C)	619	570	652	569	603	581	612	644	600	759	605	766
P _{Fel} (MPa)	581	632	561	579	504	506	545	524	419	410	595	618
P _{Fcz} (MPa)	663	678	678	625	568	524	604	617	444	692	602	879
Granatické amfibolity (typ II) z oblasti Rudnians												
	1—1	1—2	1—3	2—1	2—2	3—1	3—2	4—1	4—2	4—3		
T(°C)	518	536	522	543	563	546	560	514	527	518		
P _{Fel} (MPa)	522	518	519	434	429	456	451	619	618	617		
P _{Fcz} (MPa)	463	479	466	458	474	470	485	529	546	532		
Granaticko-amfibolické ruly z oblasti Rudníka												
	1—1	1—2	1—3	1—4	1—5	2—1	2—2	2—3	2—4	3—1	3—2	3—3
T(°C)	569	589	568	581	651	577	598	577	590	571	591	571
P _{Fel} (MPa)	470	438	479	442	571	486	453	494	457	470	437	478
P _{Fcz} (MPa)	583	561	596	554	730	608	586	621	580	578	556	529

Teploty sú vypočítané metódou Grahama a Powella (1984). P_{Fel} a P_{Fcz} predstavujú tlaky vypočítané podľa modelu 1 a 2 (Kohn a Spear, 1989). Analýzy hornblendu a granátu použité na výpočet teplôt a tlaku sú z prác Hovorka a Spišiak (1985, 1986) a Faryad (1988). Prvé označenie zodpovedá hornblendu a druhé granátu.

(obr. 18). Vysoké hodnoty tlaku (692–879 MPa) vypočítané z páru hornblend a progresívne zonálny granát sú podobne ako im prislúchajúce získané teploty prívysoké. Pri používaní granátovo-hornblendovo-plagioklasovo-kremenného geobarometra sme tlaky vypočítali pri rôznych bazicitách plagioklasu (An₃₀, An₃₅, An₄₀) a rozdiely vo výsledných hodnotách tlaku boli nevýrazné. V prospech strednotlakového charakteru metamorfózy komplexu amfibolitov a rúl hovorí aj minerálna paragenéza amfibolitov, t. j. prítomnosť almandínového granátu, ktorý je charakteristický pre amfibolity metamorfované pri stredných tlakoch (Laird, 1982).

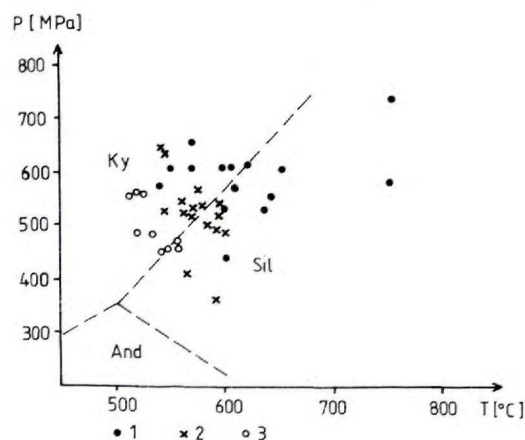
Problematická je otázka stupňa metamorfózy ultrabázických hornín (serpentinitov), ktoré sú v tektonickom styku nielen s horninami rakoveckého príkrovu, ale aj so samotnými amfibolitmi. Za vyššie spomínaných metamorfných podmienok amfibolitov a rúl by tieto horniny mali obsahovať tremolit, diopsid, forsterit, mastenec a pod. Aj keď pripúšťame uplatnenie procesu hydrotermálnych premien, neboli zatiaľ zistené ani relikt pyroxenu a olivínu.

Otázka veku metamorfózy amfibolitevej fácie nie je zatiaľ dostatočne jasná. Väčšina geochronologických údajov (Kantor et al., 1981; Cambel et al., 1981) získaných K-Ar metódou poukazuje na hercýnsky (258–357 mil. r.), jeden údaj (448±23 mil. r.) na predhercýnsky vek metamorfózy.

Výrazne usmernené textúrne typy hornín rulovo-amfibolitového komplexu reprezentujú svojím lokálnym vý-

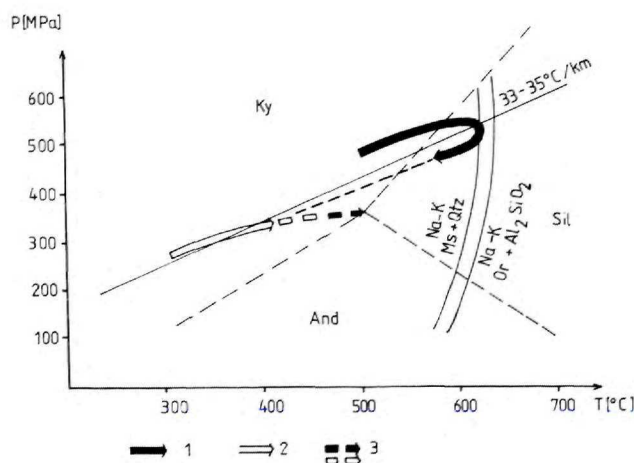
vinom, štruktúrou a minerálnou paragenézou mylonity fácie epidotických amfibolitov. Tvorba týchto hornín je najpravdepodobnejšie spojená s násunovou a výzdvihovou tektonikou, ktorá koncom hercýnskej etapy metamorfózy viedla k zblíženiu rulovo-amfibolitového komplexu so slabo metamorfovanými horninami gemerika. Uplatnenie takého procesu podporujú aj lokálne vyvinuté rakovecké fylity biotitovej až granátovej izogrady na styku s rulovo-amfibolitovým komplexom. Tie vznikli buď v procese obdukcie a násunu komplexu na tieto horniny, na čo môže poukazovať aj často výrazné usmernenie minerálov, alebo už ide o hercýnsky metamorfované horniny, ktoré boli vyzdvihnuté z granátovej zóny pri uvedenom procese obdukcie. V prospech prvej alternatívy zároveň hovorí aj prítomnosť dvoch metamorfných odlišných, avšak litologicky podobných typov hornín vedľa seba (fylity granátovej zóny v susedstve komplexu a fylity chloritovej zóny ďalej od komplexu). Predvrchnokarbónsky vek tektonického zblíženia rulovo-amfibolitového komplexu s rakoveckými horninami predpokladáme na základe prítomnosti obliakového materiálu oboch súborov hornín vo vrchnokarbónskych zlepenoch dobsínskej skupiny.

Otázka pospudnokarbónskeho veku (menej než 300–330 mil. r.) nie je celkom jasná, pretože znaky mladších tektonometamorfných procesov, ktoré by dosiahli až teploty 500 °C, potrebné pre redistribúciu K-Ar údajov v hornblende, sme v žiadnom z pospudnokarbónskych útvarov študovaných oblastí nezistili. Odpoveď na túto



Obr. 18. Diagram teplôt a spriemerovaných hodnôt tlaku P_{T1} a P_{T2} z tab. 3. 1–2 – granatické amfibolity (typ I a II) z oblasti Rudnians. 3 – granatico-amfibolické ruly z oblasti Rudníka.

Fig. 18. Diagram of temperatures versus averaged pressure values P_{T1} and P_{T2} (from tab. 3): 1 and 2 – garnet-bearing amphibolites (type I and II) from Rudnians region. 3 – garnet-amphibole gneisses from Rudník region.



Obr. 19. Predpokladaný model metamorfického vývoja komplexu amfibolitov a rúl gemerika. 1 – trend metamorfózy rulovo-amfibolitového komplexu v ranohercýnskej až hercýnskej fáze. 2 – trend a podmienky hercýnskej metamorfózy gelnickej a rakoveckej skupiny (Faryad, v tlači). 3 – metamorfóza súvisiaca s hercýnskou násunovou a obdukčnou udalosťou pre komplex amfibolitov a rúl (plná čiara) a čiastočne aj rakoveckú skupinu (dvojitá prerušovaná čiara).

Fig. 19. Model of metamorphic evolution supposed for gneiss-amphibolite complex of Gemerikum: 1 – P–T path of metamorphism during Early Variscan and Variscan events. 2 – trend and conditions of Variscan metamorphism of Gelnica and Rakovec groups (after Faryad, in print). 3 – metamorphism related to the Variscan overthrusting and obduction processes solid line – gneiss-amphibolite complex, double broken line Rakovec Group – Rakovec nappe).

otázku, ako aj na otázku, či komplex amfibolitov a rúl prekonal aj predhercýnsky metamorfny vývoj, môže dať geochronologické štúdium inými metódami. Spodnokarbonské veky najpravdepodobnejšie reprezentujú ukončenie dlhotrvajúceho metamorfického procesu rulovo-amfibolitového komplexu, ktorého P–T podmienky sa zho-

dovali (hlavne v posledných štádiách, obr. 19) s geotermálnym gradientom hercýnskej regionálnej metamorfózy slabometamorfovaných hornín gemerika (Faryad in Krist, v tlači).

Najmladšie alpske tektonometamorfne procesy viedli v horninách komplexu amfibolitov a rúl okrem čiastočnej glaukofanizácie v južnej časti gemerika k tvorbe mylonitov, kataklazitov s novotvoreninami chloritu, sericitu, kremeňa (Faryad, 1986, 1988).

Záver

Podľa výsledkov petrografického štúdia vznikli amfibolity z bazaltov (miestami porfyrických typov), ich tufov a lokálne aj z bazických hornín gabroidnej povahy (typ A). Protolitom rúl boli andezity (typ G, miestami ich subvulkanické ekvivalenty), ich tufy, horniny dacitovej povahy a detrity s významnou prímiesou uvedených vulkanitov. Nevulkanické sedimenty (vápence a pieskovce) sa vyskytujú lokálne. Magmatický pôvod rúl potvrdzujú aj diskriminačné diagramy (obr. 7–10) a spolu s amfibolitmi sa vo väčšine diagramov (obr. 11–13) vyjadruje typická vápenato-alkalická povaha. Zobrazenie projekčných bodov amfibolitov v niektorých diagramoch (obr. 14) do poľa tholeiitov ostrovných oblúkov môže poukazovať, že vznikli blízko frontálnej časti vulkanického oblúkového systému (ostrovný oblúk alebo kontinentálny okraj). Za typické ofiolity sú považované lokálne prítomné serpentinity, avšak ich súvislosť s metabazitmi nie je celkom jasná (Ivan, ústna informácia).

Komplex amfibolitov a rúl bol vo svojom predvrchnokarbonskom metamorfickom vývoji polymetamorfovaný. Pokiaľ vychádzame zo získaných teplotných a tlakových podmienok metamorfózy, zo zloženia a sukcesie jednotlivých minerálov, potom celkový trend metamorfických udalostí možno charakterizovať takto: Celý komplex bol progresívne metamorfovaný pri stredných tlakoch a teplotách 500–640 °C (obr. 18). Po dosiahnutí teplotných podmienok krivky rozpadu muskovitu (keď vznikli vysoko-templotné minerály a čiastočne aj imbibicné ruly) získala metamorfóza regresívny charakter, ktorý sa v rúlach odrazil okrem iného aj nevýraznou obrátenou zonálnosťou granátu (Gr I), biotitizáciou hornblendu a v amfibolitoch pravdepodobne tvorbou monominerálnych plagioklasových žíl s hornblendom (Hbl₂).

Vzhľadom na lokálne prejavy mladšej blastézy (tvorba mylonitov fácie epidotických amfibolitov) predpokladáme, že horninové súbory komplexu amfibolitov a rúl neboli po ich vzniku regionálne postihnuté samostatnou metamorfózou. Tvorba tejto paragenézy minerálov súvisí skôr s procesom ich obdukcie, ku ktorej došlo v záverečnej fáze pravdepodobne dlhotrvajúceho metamorfického procesu a viedla k ich zblíženiu so slabometamorfovanými horninami rakoveckej skupiny. Pri tomto procese boli teplotným prehriatím (trenie) čiastočne ovplyvnené aj horniny rakoveckej skupiny, v ktorých metamorfóza dosiahla až granátovú zónu. Pseudomorfóza

granátu chloritom vo fylitoch a ostatné adekvátne premeny sa mohli odohrať tak v záverečnej fáze tohto procesu, ako aj počas alpínskej tektonometamorfnej etapy, ktorá okrem glaukofanizácie v južnej časti gemerika mala väčšinou deštruktívny charakter.

Podakovanie. Srdečne ďakujem RNDr. J. Chábovi, CSc., za prečítanie rukopisu a cenné pripomienky k práci. Moja vďaka patrí aj Ing. R. Rybkovi a RNDr. J. Fridovi za pomoc a ochotu pri meraní minerálov na mikrosonde.

Literatúra

- Cambel, B., Bagdasarjan, G. P., Veselský, J. a Gukasajan, R. Ch. 1980: To problem of interpretation of nuclear-geochronological data on the age of crystalline rocks of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, 27–48.
- Coombs, D. S., Kawachi, Y., Houghton, B. F., Hyden, G. a Pringle, I. J. 1977: Andradite and andradite-grossular solid solution in very low-grade regionally metamorphosed rocks in southern New Zealand. *Contr. Mineral. Petrology*, 63, 229–246.
- Dianiška, I. a Grecula, P. 1979: Amfibolitovo-rulový komplex ako súčasť ofiolitovej suity rakoveckého príkrovu. *Mineralia slov.*, 11, 405–427.
- Ewart, A. 1979: A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary – recent dacitic, latitic rhyolite, and related salic rocks. In: Barker (ed.) *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Amsterdam, Oxford, New York, 19–112.
- Faryad, S. W. 1986: Metamorphic evolution of paragneisses from Klátov region (Gemicum). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 37, 6, 729–746.
- Faryad, S. W. 1988: Glaucophanized amphibolites and gneisses near Rudník (Gemicum). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 39, 6, 747–763.
- Faryad, S. W. 1989: Petrografia metamorfovaných hornín gemerika. In: Grecula et al.: *Čiastková správa SGR-geofyzika. Manuskript – archív GP Spišská Nová Ves*, 222 s.
- Ferry, J. M. a Spear, F. S. 1978: Experimental Calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contr. Mineral. Petrology*, 66, 113–117.
- Frisch, W., Neubauer, F., Bröcker, M., Brückmann, W. a Hais, N. 1987: Interpretation of geochemical data from the Caledonian basement within the Austroalpine basement complex. In: Flügel, Sassi and Grecula (ed.): *Pre-Variscan and Variscan events in the alpine-Mediterranean mountain belts. Mineralia slov.*, Monogr., Bratislava, Alfa, 209–226.
- Graham, C. M. a Powell, R. 1984: A garnet-hornblende geothermometer, calibration, testing and application to the Pelona Schist, Southern California. *J. Metamorphic geol.*, 2, 13–31.
- Hovorka, D., Mihalov, J. a Ondrejčovič, K. 1979: Metamorfity amfibolitovej fácie v oblasti Rudnianska. *Mineralia slov.*, 11, 481–507.
- Hovorka, D. a Spišiak, J. 1981: Coexisting garnet and amphibole of metabasites from Rudňany Area. *Mineralia slov.*, 13, 509–525.
- Hovorka, D., Ivan P. a Spišiak, J. 1984: Nappe with amphibolite facies metamorphites in the Inner Western Carpathians – its position, origin and interpretation. *Mineralia slov.*, 16, 73–86.
- Hovorka, D. a Spišiak, J. 1985: Petrografia a genéza metamorfítov amfibolitovej fácie v oblasti Rudnianska. In: *Cambel-Jarkovský (ed.): Rudnianske rudné pole. Bratislava, Veda*, 78–103.
- Hovorka, D. a Spišiak, J. 1986: Garnet amphibolites of the Western Carpathians. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Bratislava*, 41, 21–47.
- Indares, A. a Martingole, J. 1985: Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite. *Amer. Mineralogist*, 70, 3–4, 272–278.
- Kamenický, J. 1950: Petrografický profil štôlnou hydrocentrály v Dobšinej. *Manuskript – archív Kat. inž. geol. PF UK Bratislava*, 14 s.
- Kantor, J. 1980: To the problem of the metamorphism age of amphibolites in the Rakovec Group of the Gemicum from Klátov – Košická Belá area. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, 451–456.
- Kohn, M. J. a Spear, F. S. 1989: Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet + hornblende + plagioklas + quartz. *Amer. Mineralogist*, 74, 77–84.
- Laird, J. 1982: Amphiboles in metamorphosed basaltic rocks. In: *Veblen a Ribbe (ed.): Amphiboles: Petrology and experimental phase relations. Reviews in mineralogy*, 9B, 113–158.
- Laird, J., Lanphere, M. A. a Albee, A. L. 1983: Distribution of Ordovician and Devonian metamorphism in mafic and pelitic schists from Northern Vermont. *Amer. J. Sci.*, 284, 376–413.
- Leake, B. E. 1964: The chemical distribution between ortho- and para-amphibolites. *J. Petrology*, 5, 238–254.
- Leake, B. E. 1978: Nomenclature of amphiboles. *Amer. Mineralogist*, 63, 1 023–1 053.
- Moore, B. a Dennen, W. H. 1970: A geochemical trend in silicon – aluminium – iron ratios and the classification of clastic sediments. *J. Sedim. Petrology*, 40, 4, 1 147–1 152.
- Mullen, E. D. 1983: MnO/TiO₂/P₂O₅: A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implication for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62, 53–62.
- Pearce, J. A. a Cann, J. R. 1973: Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 290–300.
- Pearce, J. A. a Norry, M. J. 1979: Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contr. Mineral. Petrology*, 69, 33–47.
- Pearce, J. A., Alabaster, T., Shelton, A. W. a Searle, M. P. 1981: The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex: evidence and implications. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A 300, 299–317.
- Perčuk, L. L. a Rjabčikov, I. D. 1976: Fazové súvislosti v minerálnych systémoch. *Moskva, Nedra*, 285 s.
- Plyusina, L. P. 1982: Geothermometry and geobarometry of plagioclase-hornblende bearing assemblages. *Contr. Mineral. Petrology*, 90, 140–146.
- Raas, P. 1974: Al and Ti contents in hornblende – indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contr. Mineral. Petrology*, 45, 231–236.
- Rozložník, L. 1965: Petrografia granitizovaných hornín rakoveckej série v okolí Dobšinej. *Zbor. geol. Vied. Západ. Karpaty*, 4, 95–147.
- Winchester, J. A. 1984: The geochemistry of the Strathconon amphibolites, northern Scotland. *Scottish J. Geology*, 20, 37–51.

Gneiss-amphibolite complex of Gemicum

Lower Paleozoic sequences of Gemicum are prevailingly metamorphosed in greenschist facies conditions. Amphibolite facies rocks as tectonic slices and fragments occur along boundaries delimiting these sequences and are represented by amphibolites, gneisses, rarely serpentinites and isolated marble layers (Rozložník, 1965; Dianiška and Grecula, 1979; Hovorka et al., 1979; Faryad, 1988). A great number of these tectonic bodies are distributed along Rakovec Group (nappe, Fig. 1). Apart from chlorite-zone conditions, in some contact zones of Rakovec nappe rocks with gneiss-amphibolite complex were also biotite

and garnet formed. Gneiss-amphibolite complex and Rakovec nappe rocks are covered by Upper Carboniferous sediments (Fig. 2), the conglomerates containing their pebbles. An occurrence of gneiss-amphibolite bodies among non-metamorphosed Mesozoic rocks was reported from the southern part of Gemicum too (Faryad, 1988). Amphibolite facies rocks have been subject of many works (for detail see Hovorka et al., 1984; Faryad, 1986). This study focused on their structural and mineralogical diversities, metamorphic evolution and protolith of gneiss.

Petrography

Several structural types of amphibolites have been distinguished: (1) massive medium- to coarse grain amphibolite with randomly oriented grains of hornblende and plagioclase reminding metagabbro. (2) the most common amphibolite type with slightly developed foliation consisting of fine- to medium grained hornblende, plagioclase and rarely also garnet. (3) banded amphibolite with acidic layers (1–15 cm) comprising quartz and plagioclase and small amount of epidot (probably primarily graywackes and sandstones). (4) strongly foliated amphibolite with mineral assemblage Hbl + Pl + Ep + Chl looks like epidot-amphibolite facies mylonite. (5) epidote amphibolite formed during both prograde but also retrograde one stage of metamorphism.

At least three structural varieties of gneisses may be distinguished: (1) augen gneisses with two different genetic types. The first one is characterized by plagioclase crystals (2–4 mm) in fine grained matrix, that remind metavolcanite. The metamorphic mineral assemblages are: Pl + Bt + Qtz + Grt and Pl + Bt + Qtz + Hbl. In the second type porphyroblasts and glomeroblasts of plagioclase occur in medium grained matrix arranged along slightly developed foliation. (2) medium- to coarse grained almost equigranular gneiss of intermediate to acidic composition are represented by mineral paragenesis Pl + Qtz + Bt + Grt ± Ms and Pl + Qtz + Hbl ± Cum. (3) strongly foliated gneiss with parallelly oriented flakes of biotite and muscovite and with lenticular grains of quartz.

Mineral chemistry

Amphibolites

Amphiboles. The following amphibole types were determined: (A) The most common one is the deep-green to brown Ti-rich ferroan pargasitic to ferro-edenitic hornblende and rarely magnesio-hornblende (Hbl₁, Fig. 4) formed during amphibolite facies metamorphism. In garnet-bearing amphibolites two compositional subtypes of this hornblende were distinguished (Fig. 4). (B) Green tabular ferro-hornblende to magnesio-hornblende (Hbl₂) is developed among plagioclase veinlets in amphibolite and formed during retrograde stage of metamorphism. (C) Green magnesio-hornblende (Hbl₃) occurs in strongly foliated amphibolite. (D) Actinolite either as tabular shapes in plagioclase veinlets, or needles forms attacking hornblendes.

Garnets. Two compositional types of garnet were reported from amphibolites of Rudňany area (Hovorka and Spišiak, 1986): In garnet-bearing amphibolite type I, a progressively zonal garnet (Alm₁₈₋₄₁Py₉₋₂₅Sp₈₀₋₃₇Grs₂₀₋₃₅) is incorporated in amphibolite facies mineral assemblage. The second type of garnet (Alm₅₀Py₁₄Sp₈Grs₂₉) occurring in garnet-bearing amphibolite of type II is interpreted as garnet developing by alteration of chlorite amygdaloids during ocean-floor metamorphism. As for composition and association, this garnet is the same as cores of the first (zoned) garnet and it coexists with low-temperature hornblende (Fig. 4). Because there are no other arguments for ocean-floor metamorphism, we suppose that this garnet was formed in the lower-temperature part of amphibolite facies metamorphism (Fig. 15).

Plagioclase. This mineral is usually altered by sericite-epidote aggregates. The analysed anorthite content ranges from 2–17, but plagioclase with An_{44.8} was reported from garnet-bearing amphibolite type II.

Epidot of ps = 100. Fe/Fe + Al = 12–13 % associates with Hbl₁ in strongly foliated amphibolite. Epidot of ps = 14–16 % forms symplectites with quartz and probably originated during retrograde processes in amphibolites. Epidot of ps = 21–34 % is considered to represent low-temperature retrograde processes and diaphthoresis in amphibolites.

Chlorite of F = Fe/Fe + Mg = 25–26 % might be considered to be synkinematic mineral coexisting with Hbl₁ and epidot in strongly foliated amphibolite. Chlorite with F = 52–54 % is usually product of diaphthoresis in amphibolites.

Gneisses

Amphiboles. The deep-green- to brown Ti-rich variety of magnesio-hornblende coexisting with biotite is the most common amphibole in these rocks. Its red-brown variety associates with cummingtonite and biotite. Relatively Ti-poor hornblende coexists with garnet (Fig. 4).

Biotite. In paragenesis with garnet is the biotite rich in TiO₂ (1.7–2.7) and F = 45–51 %. Compositionally different biotite (TiO₂ = 1.39–1.65 and F ≥ 45 %) is present in hornblende-garnet assemblage.

Garnet. Two different compositional types of garnet were distinguished. The first one Alm₄₀₋₅₀Py₁₀₋₂₀Sp₅₋₁₀Grs₁₋₄ (Grt I) with slightly reverse zoning is the most common garnet. Garnet with composition Alm₃₃₋₃₈Py₈₋₁₅Sp₉₋₁₃Grs₁₆₋₂₈ (Grt II) overgrows the first garnet type.

Plagioclase. Apart of albite to oligoclase compositional varieties in some samples the analyzed plagioclase displays anorthite content An₂₂₋₃₇.

Muscovite. In biotite gneisses muscovite usually is considered to represent prograde mineral formed during amphibolite facies metamorphism. Retrograde variety of muscovite with FeO + MgO = 2.2–2.7 and Na₂O = 0.5 % was reported from some garnet-bearing biotite gneisses (Faryad, 1986).

Chemical composition of gneisses and amphibolites

Sedimentary rocks as protoliths of gneisses (Dianiška-Grecula, 1979, Hovorka et al. 1985) are dubious due to some magmatic-like structures observed during petrographical study. Development of gneisses from igneous rocks is supported by chemical composition of major and trace elements plotted in some discrimination diagrams (Fig. 7–9). Gneisses and amphibolites as magmatic rocks interpreted from Fig. 9 can be incorporated in to the calc-alkaline volcanites of island-arc affinity (Fig. 11–13). Some diagrams (Fig. 14) demonstrate island-arc tholeiitic character of amphibolites. In AFM diagram (Fig. 12) the gneisses and amphibolites show the same composition as Austroalpine gneiss-amphibolite associations, the protolith of which is supposed to represent a sequence of island-arc or active continental margin environment, formed near the frontal part of volcanic arc system (Frisch et al., 1987). The protoliths of amphibolites and gneisses therefore represent basalts, basaltic tuffs, partly gabbro, andesites, andesitic tuffs, rarely tonalite, dacites and dacitic tuffs. Sediments of non-volcanogenic origin (limestones, quartz sandstones) are rare.

Metamorphic evolution of gneiss-amphibolite complex

Amphibolite facies rocks according to their structural and mineralogical relationships have been affected by polymetamorphic processes. P–T conditions of amphibolite facies metamorphism.

using of thermobarometric calculations were estimated as 500–640 °C at 450–600 MPa (Fig. 19). The wider range of calculated temperature (Fig. 14) mainly in gneisses is caused not only by retrograde processes and diaphthoresis, but also by primary composition of rocks in which the Mg/Fe ratio correlates well with $K_{\text{Mg-Fe}}^{\text{Fe}}$ (distributional coefficient) between garnet and biotite.

Pebbles of amphibolite, gneiss and Rakovec nappe rocks in overlying Upper Carboniferous conglomerates demonstrate, that the amphibolite facies metamorphism but also the emplacement and overthrusting of gneiss-amphibolite complex over low-grade metamorphic Rakovec Group took place before Upper Carboniferous (nearly 330 mil.y.). Radiometric K/Ar dating from hornblende (except one date giving 448 ± 23 mil.y.) demonstrates Variscan age of metamorphism (258–357 mil.y., Cambel et al., 1980; Kantor, et al., 1980).

The development of epidot-amphibolite facies mylonites might be interpreted either as a separate metamorphic overprint or as consequence of retrograde processes. Both this new mineral formations can be incorporated to the pre-Upper Carboniferous events due to the very low-grade metamorphic records in Upper Carboniferous and younger formation in this area (Faryad, in print). Taking in consideration the first alternative, the amphibolite facies metamorphism can be interpreted as Pre- Variscan

and the epidot-amphibolite facies overprint as Variscan. The most consistent argument supplying the second alternative and ruling out the first one are the locally developed mylonites and new mineral growth. Some minerals as biotite attacking hornblende, muscovite, epidot intergrowing with quartz, hornblende in plagioclase veinlets can be incorporated in to retrograde stage of amphibolite facies metamorphism, the existence of which was documented earlier (Faryad, 1986). Development of epidot-amphibolite facies mylonite in gneisses and amphibolites as well as biotite and garnet in Rakovec nappe rocks at contacts with gneiss-amphibolite complex probably indicate upprising and overthrusting processes of amphibolite facies rocks on to Rakovec Group (nappe), that closed the Variscan metamorphism. According to geochronologic data, the Variscan metamorphism in Gemicum initiated by the end of the Caledonian orogen and terminated by metamorphism of Lower Carboniferous formations.

Manifestations of Alpine tectonometamorphic processes in the most of gneiss-amphibolite bodies can be documented as mylonitization and destruction of minerals (Faryad, 1986). A part of these rocks has been tectonically emplaced among Mesozoic rocks in the southern suture zone of Gemicum and were slightly glaucophanized (Faryad, 1988).

RECENZIA

A. Kapička, I. Tünyi (red.): **Fyzikálne vlastnosti hornín a ich využitie v geofyzike a geológii**. Jednota čs. matematiků a fyziků, Praha, 1989, 229 s.

Pod uvedeným názvom vyšiel zborník prác z konferencie, ktorá sa konala v máji 1989. Hlavným usporiadateľom bol Geofyzikálny ústav SAV v spolupráci s odbornou skupinou geofyziky FVS JČSMF. Zborník obsahuje 51 článkov, ktoré sa dotýkajú všetkých aspektov štúdia a využitia fyzikálnych vlastností hornín. Prezentované sú najnovšie výsledky z oblasti magnetických, elektrických, mechanických, termických, rádiometrických a optických vlastností hornín. Zvláštna pozornosť je venovaná výsledkom modelových meraní za rôznych teplotno-tlakových podmienok simulujúcich reálnu situáciu vnútri zemského telesa.

Značná časť článkov je venovaná metodike matematického modelovania a strojnopočetného spracovania nameraných údajov, iné prezentujú aplikáciu výsledkov v geologickej a banskej praxi, pri ťažbe rudných a nerudných surovín, ako aj ropy a zemného plynu, v hydrogeológii a inžinierskej geológii. Zborník obsahuje aj niekoľko ucelených charakteristík fyzikálnych vlastností hornín regiónov, vrtovej a ložiskovej.

Zborník dokumentuje veľkú dôležitosť poznania fyzikálnych parametrov horninového materiálu pre správne závery teoretických prác a virohodnú interpretáciu povrchovej geofyziky a karotáže. Preto zborník *Fyzikálne vlastnosti hornín a ich využitie v geofyzike a geológii* odporúčame do pozornosti nielen geofyzikom, ale aj geológom.

Dušan Obernauer