

UDK 552.43(497.12)=863

Regionalna metamorfoza pelitov in karbonatno-silikatnih skrilavcev na območju severno od Raven na Koroškem

Regional metamorphism of pelites and calc-silicate rocks in the area north of Ravne na Koroškem

Ana Hinterlechner-Ravnik

Geološki zavod Ljubljana, Parmova 37, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

V zaporedju metamorfnih faz, ki so bile vtisnjene v pelite na območju Raven na Koroškem, so postali njihovi minerali granat, stavrolit in muskovit nestabilni. Posledica tega je rast fibrolitov sillimanita po biotitu, ki prvi nadomešča granat. Vendar opazujemo tako ohranjene kristale granatov kakor tudi njihove idiomorfne oblike, ki so povsem nadomeščeni s fibroliti sillimanita. Metamorfna stopnja redkih silikatno-karbonatnih pol ustreza stopnji, opazovani v metapelitih. Za metamorfne kamenine širšega območja Raven na Koroškem so značilne številne pegmatitne žile levkogranitne sestave. Njihov nastanek si lahko razlagamo kot posledico anatekse gnajsov, ki je možna na samem začetku sillimanitnega polja opazovanega v metapelitih.

Abstract

During the prograde regional metamorphism of the Ravne na Koroškem pelites, the instability of garnet, staurolite, and muscovite led to the development of sillimanite fibrolite after biotite replacing the garnet. Completely preserved garnet crystals, and also complete fibrolite pseudomorphs after idiomorphic garnet are observed. The metamorphic grade of scarce calc-silicate intercalations corresponds to the one observed in metapelites. For the metamorphic area are characteristic many pegmatitic veins of leucogranitic composition. They may be considered products of the anatexis of gneisses at the very beginning of the sillimanite metamorphic field observed in the adjacent schist and gneiss.

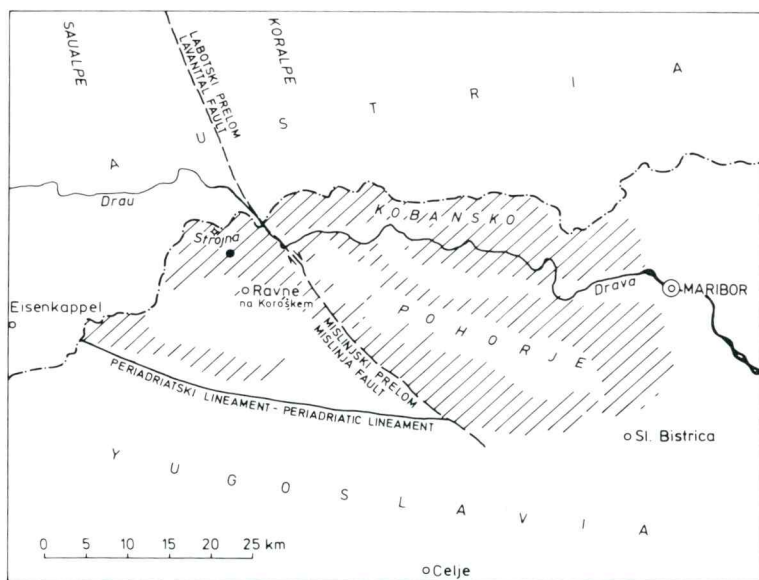
Uvod

Regionalno metamorfne kamenine na širšem območju Raven na Koroškem so prepredene s pegmatitnimi žilami. Zaradi možne ekonomske vrednosti pegmatitov je bilo ožje območje severno od Raven na Koroškem, ki obsega nekaj 100 m², podrobno raziskano. Med večletno raziskavo je dr. I. Štruel,

Ekonomski center Maribor — Ravne, pošiljal na Geološki zavod vzorce plitvih vrtin, dolžine do ca. 200 m. Le redki vzorci so bili nabrani na površju. Skupno je bilo pregledanih 86 zbruskov. Kljub retrogradni metamorfozi so ohranjene petrogenetsko pomembne asociacije. Kažejo na več značilnih faz metamorfne rekristalizacije celotnega kompleksa. Metamorfozi v amfibolitnem faciesu je sledila metamorfoza v visokem amfibolitnem faciesu s sillimanitizacijo. Sillimanit je pogosto ohranjen, kljub temu, da opazujemo še mlajšo retrogradno metamorfozo s splošno rastjo potektonskega muskovita. Ustrezne pretvorbe najdemo tudi v silikatnem marmorju in metalaporju. V sillimanitnem polju je možen nastanek prvih levkogranitnih talin, ki so kristalizirane kot pegmatit.

Litološka sestava

Raziskano območje pripada obronkom Strojne (sl. 1). V krovnini visoko metamorfne serije ležijo v tektonskem kontaktu kloritno-amfibolovi skrilavci in staropaleozojski kremenovo-sericitni filiti (Kieslinger, 1929 in Mioč et al., 1981). Predmet raziskave so visoko metamorfne kamenine. Med njimi gre za različne izhodne kamenine, predvsem glinaste sedimente in grauacke. Metakvarcit je v redkih tankih polah. Silikatni metakarbonati nastopajo kot



Sl. 1. Shematsko nakazana razprostranjenost metamorfnih kamenin Vzhodnih Alp v Sloveniji in lokacija raziskanih vzorcev severno od Raven na Koroškem. Mislinjski prelom je podaljšek lavantskega preloma

Fig. 1. Schematic map of the distribution of the Eastern Alps metamorphic rocks in North Slovenia and the sample location north of Ravne na Koroškem. Mislinja fault is the prolongation of the Lavanttal fault

zelo tanke, nekaj centimetrov debele nehomogene pole in prehajajo v prav tako tanke metalaporje. Vključki metabazitov, nekdanjih vulkanitov, so redki. Volumsko pomembna vključka, ki v profilih vrtin prevladujeta, sta blastomilonitni pegmatitni gnajs in tudi bolj homogeni grobozrnati pegmatit. V bazi širšega kompleksa najdemo sivkasti očesni gnajs. Litološka sestava v pogostni menjavi je vzporedna foliaciji. Opazujemo le nekaj primerov diskordantnih pegmatitnih žil. Vpad foliacije, opazovan na jedrih, je zelo različen: strm in položen. Sledovi finih stisnjenih gub so ohranjeni, nakazani v redkih blastih plagioklaza. Med petrografsko raziskanimi vzorci sta pomembni dve skupini: metapeliti in metakarbonati s silikatno primesjo oz. metalaporji. Podali bomo njihove petrografske posebnosti.

Petrografija metapelitov

Metapeliti so najbolj razširjena kamenina. Zaradi splošne prisotnosti rdečkasto rjavega biotita so rdečkasto rjave barve. Kremen in plagioklaz sta diferencirana. V nekaterih različkih je več muskovita. Zato lahko označimo kamenine kot biotitni gnajs in kot muskovitno-biotitni gnajs. Vzorci brez plagioklaza so redki. Razen tega so značilni granat, ostanki stavrolita in sillimanit. Andaluzita, cordierita in K-glinenca nisem našla, kljub temu, da so možna mineralna faza. Iz struktur in preraščanja naštetih mineralnih komponent lahko sklepamo, da se prekrivajo različne mineralne parageneze, ki so kristalizirale v različnih pogojih metamorfoze v nekem časovnem presledku. V skladu s podatki petrografske preiskave in po primerjavi literaturnih podatkov (von Raumer, 1983; Yardley, 1977; Carmichael, 1969) sklepamo, da je prvotni mineralni paragenesi z biotitom, granatom, stavrolitom in kianitom sledila kristalizacija sillimanita — fibrolita ter biotita in plagioklaza druge faze. Zadnja, nižje metamorfna rekristalizacija pa je zopet izražena s splošno rastjo muskovita.

Granat je v raziskanih vzorcih pogosto prisoten. Lahko kristalizira potektonsko v idiomorfnih kristalih s premerom do 1 cm (tabla 1, sl. 1). Nekateri večji kristali so izrazito conarni. Pri tem ločimo jedro, ovoj, poln finih neprozornih vključkov in zunanji rob brez njih. Zlasti jedro je polno drobnih orientiranih neprozornih paličic, verjetno ilmenita. Nastopajo tudi sintektonski skeletni kristali, orientirani paralelno foliaciji (vz. B-VI/V-1, 65 m). Glede na literaturne podatke lahko sklepamo, da z naraščajočo metamorfozo v conarno grajenih granatih narašča komponenta piropa. Ob padajočem PT pa mora vsebovati kristalizirajoči obod več železa, mangana in kalcija. Da bi to pokazali na naših vzorcih, bi bile potrebne analize granata z mikrosondo.

Granat je rožnat, kar kaže na prevladujočo almandinovo komponento, ali pa rahlo rumenkast oziroma brezbarven, kar kaže na prevladujočo grosularjevo komponento. V nekaterih kristalih je vidna sled foliacije in rotacije zrn, nakazana z vključki kremenca, z drobnimi paličicami ilmenita in s fino neprozorno snovjo. Smeri foliacije sledijo prve spremembe po granatu. Večji kristali so pogosto razpokani in ob razpokah mestoma zamaknjeni. Ob teh razpokah, in tudi sicer statično, so napredovale spremembe. Izražene so kot nadomeščanje z rdečkastim biotitom in plagioklazom ali kot nadomeščanje

s plagioklazom, s precej biotita in malo sillimanitnega fibrolita. Agregat plagioklaza kaže na prvoten kalcijev granat (tabla 1, sl. 2 in 3). Značilna psevdomorfoza Fe-Mg granata pa je izražena z biotitom in s fibrolitom sillimanita, ki zapolnjujeta kroglaste oblike. Sillimanit jasno spodriva rdečkasti biotit, v katerem še lahko opazujemo ostanke granata. Končna sprememba je popolna sillimanitizacija prvotnega granata (tabla 1, sl. 4). Dokazuje izdaten dotok Al ionov, ki izhajajo v zaprtem sistemu v tej stopnji metamorfoze iz neobstojnega stavrolita in muskovita (Yardley, 1977). Ohranjene oblike prvotnih, sedaj psevdomorfoziranih mineralov dokazujejo, da so bile pretvorbe statične. Ravnotežna temperatura pretvorbe je bila le malo presežena, reakcije so potekale skoraj v ravnotežnih pogojih.

Rdečkasto rjavi biotit je v pregledanih vzorcih bistveni mineral. V rekristaliziranem drobnozrnatem gnajsu je večinoma izraziteje kristaliziran kot v psevdomorfozah po granatu in je orientiran paralelno foliaciji. Raste tudi pahljačasto in najmlajši celo prečno na foliacijo. Zato sklepamo, da je različne starosti. Kemična sestava biotita raznih kristalizacijskih faz se verjetno razlikuje, kar pa se da ugotoviti le z mikrosondo. Biotit osnove gnajsa je, enako kot v psevdomorfozah po granatu, pogosto v preraščanju s fibrolitom sillimanita; zadnji ga izpodriva (tabla 1, sl. 3). Biotit opazujemo tudi v preraščanju z dobro kristaliziranim najmlajšim muskovitom.

Plagioklaz je v metapelitih večinoma prisoten. V enakomerno rekristaliziranih različnih osnove je drobnozrnat. V vzorcih, kjer opazujemo večfazne sledove metamorfoze, imajo več milimetrov veliki blastični agregati plagioklaza zelo neenotno strukturo, kar vidimo po zrnih plagioklaza z različno orientacijo lamel. Te so deloma paralelne foliaciji, pogosto so nanjo prečne. V teh neenotnih agregatih lahko še najdemo z gostimi nizi finih neprozornih vključkov nakazano fino laminacijo in drobne stisnjene gube, ki kažejo na starejšo tektonsko fazo. Zelo pogosti so vključki drobnih ovalnih zrn kremenca. V te vrste neenotnem plagioklazu najdemo razen številnih drobnih lusk biotita tudi paličice ilmenita in še po kak ostanek stavrolita. Opazujemo tudi novo rast sillimanita (tabla 2, sl. 1 in 2). To nam dokazuje komplicirano nadomeščanje starejših mineralnih faz z mlajšimi. Mestoma izražena izrazita in nepravilna conarnost plagioklaza kaže neravnotežje ob kristalizaciji.

Meritev plagioklazov na univerzalni mizici v nekaterih zrnih ne da podatka. Sicer so vrednosti grupirane na okrog 40 % anortita (od 35–50 %, npr. B-VI/V-1, 50 m in 95 m). Določena je bila tudi vrednost okrog 70 % anortita (B-VII/V-1, 45 m in B-VI/V-1, 50 m). Skrajne vrednosti vsebnosti anortita v sestavi plagioklaza dokazujejo neravnotežje. V vzorcu iz globine 50 m ima izrazito zrnati agregat drobnno lamelnega plagioklaza, ki raste glede na foliacijo pod določenim kotom in je verjetno vezan na razpad stavrolita, okrog 70 % anortita. Drobnozrnati agregat plagioklaza, ki raste po granatu, pa ima samo 50 % anortita.

Stavrolit zlato rumene barve nastopa večinoma kot reliktni in je redko ohranjen nakopičen v milimetrskih dvojčičnih kristalih. Za večje kristale je značilno, da vsebujejo fine nize neprozornih vključkov, sled starejše laminacije. Stavrolit je ohranjen predvsem v senci ob blastičnem granatu in ob biotitu, s katerima raste v ravnotežju. V pregledanih vzorcih najdemo njegove

ostanke v psevdomorfnem agregatu plagioklaza. Ta kot mlajša faza raste po stavrolitu, od katerega je privzel značilno fino neprozorno laminacijo. Stavrolitovi ostanki v plagioklazu kažejo na bližino zgornje sillimanitne cone (Yardley, 1977). Relikti stavrolita so v raziskanih vzorcih razen v blastih plagioklaza tudi v posameznih kristalih potektonskega muskovita (vz. B-VII/V-1, 105 m). Njegove ostanke najdemo vkleščene tudi med mladimi muskovitnimi agregati metapelitov.

Sillimanit je značilen mineral raziskanih metapelitov in je bil na območju slovenskega dela Vzhodnih Alp prvič z gotovostjo določen. Fibroliti sillimanita v prostoru Vzhodnih Alp so v literaturi znani. Na sosednji Svinški planini jih omenja Meixner (1975), ki povzema najdbo po Neugebauerju (1970). Precej pogosti so fibroliti sillimanita južno od Turskega okna (Sassi in Zirpoli, 1973). V pregledanih vzorcih pa je razen fibrolitov tudi nekaj redkih tipičnih drobnih kristalov sillimanita. Najlepši kristali s tipičnim presekom so v relativno grobem biotitu skrilavca s korodiranim stavrolitom in granatom (tabla 2, sl. 3 in 4, tabla 3, sl. 1). V enem samem vzorcu so lepi prizmatski kristali sillimanita v preraščanju s kremenom (tabla 3, sl. 2). Ta kremen izhaja verjetno iz neobstojnega muskovita. V enem različku s širšega območja, vzorčevanega južno od Raven na Koroškem, opazujemo v plagioklazovo-kremenovi lamini agregat kianita, ki ga prerašča sillimanit. Agregat kianita kaže na psevdomorfozo po andaluzitu. Celotna slika ustreza kristalizaciji v bližini trojne točke modifikacije $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$. Drobnejši ostanki agregatov sillimanita, s tipičnimi preseki kristalov, obdanimi od neprozorne snovi, so pogosto vključeni v neenotnih psevdomorfnih blastičnih agregatih plagioklaza (tabla 2, sl. 1). Večinoma nastopa sillimanit kot fibrolit v pahljačastih agregatih. Zelo je razširjen v preraščanju z rdečkastim biotitom, ki ga sillimanit kot mlajši spodriva. V komplicirani ionski zamenjavi lahko biotit s sillimanitom delno, pa tudi sillimanit sam, povsem nadomesti granat, pri čemer je blastična oblika granata ohranjena (tabla 1, sl. 4). Opazujemo tudi manjše podolgovate, do 1 mm dolge kristalne oblike, psevdomorfozirane s samim fibrolitom sillimanita, kjer morda ne gre za prvotni drobní granat. Samega kianita ali njegovih ostankov nisem nikjer ugotovila, kljub temu, da je v teh Al_2O_3 bogatih metapelitih ob stavrolitu morala biti predhodna sillimanitova faza kianit. Pri nadomeščanju granata je lahko nastali agregat blastičnega plagioklaza vezan na prvotno grosularjevo komponento ob kianitu (von Rumer, 1983). Sprememba je sledila reakciji:



Sillimanit opazujemo zelo redko v preraščanju z ostanki kristalov stavrolita ob biotitu. Prva možna kristalizacija sillimanita na račun stavrolita poteka v nižje temperaturnem območju stavrolitove obstojnosti po enačbi:



Po Yardleyu (1977) je sillimanitizacija granata, kakršno opazujemo, posledica dveh reakcij, ki potekata zvezno in istočasno:



Druga reakcija je možna v visokem temperaturnem območju neobstoynosti stavrolita ob muskovitu. V njej ni neposredno prisotna fluidna faza. Pri tem pogoju zavisi obseg navedene reakcije na posameznem izdanku pri poljubni temperaturi od majhne razlike v sestavi posameznih mineralnih faz. Dejansko so v pregledanih vzorcih nekateri kristali granata ohranjeni, nekateri nado-mešeni s plagioklazom in biotitom, zopet drugi povsem sillimanitizirani.

Premeščanje ionov iz posameznih mineralnih faz je komplicirano in težko razumljivo. Relativna mobilnost različnih komponent je kontrolirana s stehiometrijo reakcij in nukleacijskim vzorcem novo nastalih mineralnih faz ter ni odvisna od narave gibajočih se ionov. Takšna prerazporeditev v majhnem zaprtem prostoru je pogosta. Dogaja se ob pogojih, ki so blizu ravnotežja. Toplotni tok je temperaturo glede na ravnotežne pogoje reakcij le rahlo povišal (Yardley, 1977).

Mineralne parageneze sillimanitne cone so torej vezane na račun izginja-jočih mineralov stavrolitne cone. Kianit, stavrolit in granat niso več obstojni. Prav tako ni obstojen muskovit. V pregledanih vzorcih pa je muskovit precej pogosten. Večinoma ni deformiran in raste potektonsko. Vezan je na sillimanitni gnajs, medtem ko je v drobnozrnatem biotitnem gnajsu odsoten. Prav tako kot sillimanit je tudi muskovit pogosto vezan na biotit. Kot najmlajši mineral prerašča muskovit biotitne luske pogosto pod kotom ali celo prečno. Muskovit je mestoma jasna psevdomorfoza po sillimanitu (tabla 3, sl. 3). V enem primeru je v potektonskem muskovitu še ohranjena izginjajoča struktura fine gube, nakazana s sillimanitom (tabla 3, sl. 4). Muskovit je glede na sillimanit vedno mlajši. Zato pomeni kasno, vendar še vedno visokotemperaturno retrogradno pretvorbo, najverjetneje po reakciji:

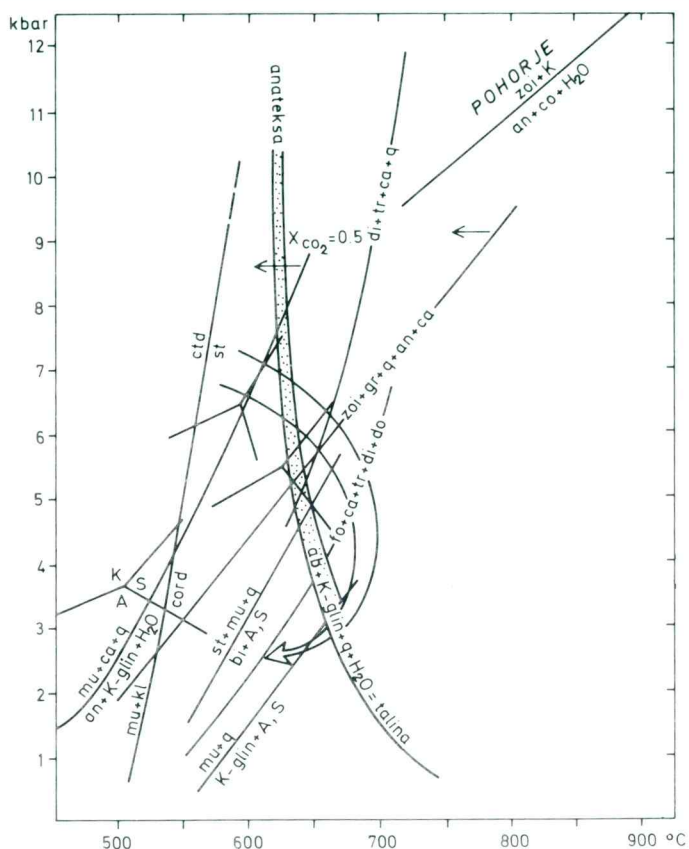


Retrogradna reakcija je bila možna zaradi ponovnega dotoka vode ob padajočem PT (sl. 2). V tej fazi rekristalizacije ni bila od fluidov prisotna le voda, temveč tudi bor. Zato so izkristalizirali številni drobni in večji idiomorfni kristali turmalina, ki je mestoma že kameninotvoren. Turmalin kaže na pegmatitno-pnevmatolitsko fazo. Kristali so večinoma izrazito conarni, v jedru rahlo modrikasti, njihov večji del pa je rumenkasto rjav. Prva barva kaže na več železa in ustreza šorlitu. Prevladujoča barva pa kaže na magnezijev turmalin dravit.

V končni fazi metamorfoze je kremen v pregledanih vzorcih večinoma močno rekristaliziral: ima poligonalne kontakte, mestoma celo obliko kapljice in potemnjuje enotno. Akcesorni so apatit, titanit, zirkon in pirit.

Ostanki neke prvotne mineralne asociacije faciesa zelenega skrilavca, iz katerih so opisani metapeliti verjetno izšli, niso več ohranjeni. Redko opazujemo tudi končne retrogradne pretvorbe visoko metamorfnih mineralov ob padajočem PT do razmer faciesa zelenega skrilavca. Ustrezno je biotit nado-meščen z Mg-kloritom, stavrolit je sericitiziran in kloritiziran, kalcijev granat je zoisitiziran.

Kemijska analiza sillimanitno-biotitnega gnajsa (vz. B-VI/V-1, 80 m) je dala naslednje procentualne rezultate: SiO_2 44,0; TiO_2 1,46; Al_2O_3 31,6; Fe_2O_3 1,60; FeO 7,23; MnO 0,18; MgO 1,86; CaO 1,65; Na_2O 1,05; K_2O 5,71; P_2O_5 0,28; CO_2 0,16; FeS_2 1,87; H_2O^+ 2,48.



Sl. 2. Ocenjena visoka in zelo visoka stopnja metamorfoze, ki se nanaša na značilne srednje in visoko metamorfne preobrazbe metapelita in metalaporja v okolici Raven na Koroškem. Prikazane ravnotežne krivulje so privzete po literaturi in so jih po raznih avtorjih zbrali Winkler (1979), Hewitt (1973) ter Storre in Nitsch (1974)

Trojna točka in meje stabilnosti treh faz Al_2SiO_5 mineralov so prikazane po Althausu (1967), Richardsonu et al. (1969) in Holdawayu (1971) v smislu padajočega pritiska (A andaluzit, K kianit, S sillimanit)

mu muskovit, ca kalcit, do dolomit, q kremen, an anortit, K-glin K-glinenec — K-feldspar, kl klorit, cord cordierit, ctd kloritoid, st stavrolit, bi biotit, di diopsid, tr tremolit, zoi zoisit, gr grosular, fo forsterit, co korund

Fig. 2. Estimated conditions of medium and high metamorphic grades related to some mineral associations observed in metapelite and metamarl of the Ravne na Koroškem surroundings. Approximate equilibria reaction curves are taken from different sources compiled by Winkler (1979), Hewitt (1973), Storre and Nitsch (1974)

Triple point and stability limits for Al_2SiO_5 minerals are presented after Althaus (1967) Richardson et al. (1969) and Holdaway (1971) in order of decreasing pressure

Petrografija silikatnega marmorja in metalaporja

Silikatni marmor in metalapor tvorita do nekaj cm debele interkalacije med metapeliti. Te so prostorsko omejen lagunsko-plimski sediment, ki je vezan na kratkotrajne poplave in kasnejšo evaporacijo. Karbonatne interkalacije so prestale enake okoliščine regionalne metamorfoze kot obdajajoči metapeliti. Ker je površina raziskovanega območja majhna in ker so vrstine plitve, predpostavljamo izenačene PT pogoje ob kristalizaciji raziskovanih kamenin. Potek določene reakcije v metakarbonatih je pri izbranih pogojih bivarianten, ker se ob pretvorbah sprošča plin CO_2 . Pri določenem tlaku je zato temperatura določene mineralne pretvorbe odvisna od sestave fluidne faze, to je od razmerja koncentracije plinov $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. Ker imamo opravka le s tankimi karbonatnimi vložki, je voda med progresivno metamorfozo, t. j. med postopno dehidracijo metapelitov, lahko prodirala iz njih v karbonatne lamene in nižala koncentracijo CO_2 . Splošna prisotnost zoisita v ohranjenih progresivnih mineralnih asociacijah kakor tudi prisotnost klinozoisita — epidota v retrogradnih agregatih nam kaže na precej stalno visoko vsebnost H_2O med večfazno metamorfozo. Glede na opazovane mineralne asociacije in literaturne podatke pa lahko sklepamo, da se je med metamorfozo razmerje obeh plinskih faz tudi nekoliko spreminjalo (Ferry, 1976; Sanford, 1980) in bilo lahko na zelo majhnem območju pri določenem PT različno (sl. 3).

Reakcije metakarbonatov, ki vključujejo primesi, so občutljivi indikatorji stopnje metamorfoze in kažejo tudi na sestavo fluidne faze. Za številne reakcije v karbonatni sredini je poleg kalcita pomembna prisotnost dolomita in kremenca. Sam kalcit in kremen sta namreč obstojna drug poleg drugega do ekstremnih pritiskov in temperatur regionalne metamorfoze. Količina dolomita v pregledanih vzorcih je bila majhna, prav tako količina kremenca. Vendar še lahko zasledimo kako kremenovo ali pa mikroklinovo zrno ob kalcitu, kar kaže na presežek obeh glede na dolomitno komponento.

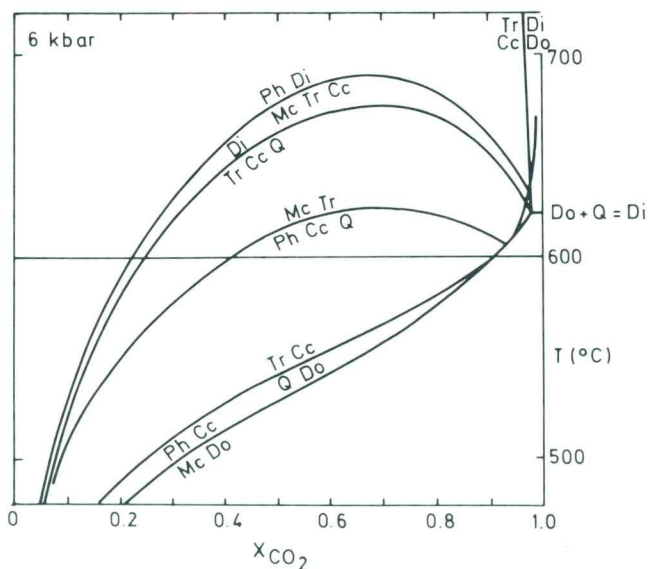
Med metamorfozo metakarbonatov so z reakcijami med izhodnimi mineralnimi fazami postopno kristalizirali višje metamorfni minerali. Nastopajo diferencirani v lamene. Teksture preraščanja posameznih mineralnih parov v posameznih laminah se razlikujejo v odvisnosti od vrste mineralov. Diferenciacija je posledica lokalnih metasomatskih reakcij in difuzije, ki so potekale v bližini ravnotežnih pogojev ob prenosu snovi vzdolž kemičnih gradientov. Mobilnost komponent pada v naslednjem vrstnem redu: $\text{CaO} > \text{MgO} \geq \text{SiO}_2 > \text{KAlSi}_3\text{O}_8$. Zato nekateri avtorji ne zagovarjajo popolnega kemičnega ravnotežja ob metamorfnih pretvorbah (Sanford, 1980). Izograde, ki kažejo enako stopnjo metamorfoze, temelje na predpostavki neposredno se dotikajočih značilnih mineralov. Nekatere izograde temelje na ravnotežju reakcij med šestimi mineralnimi fazami, ni pa možno opazovati skupnih kontaktov vseh mineralnih faz. Zaradi tega predpostavljajo nekateri raziskovalci, da je ravnotežje doseženo na območju ca. 1,4 mm, ki ga opazujemo pod mikroskopom. Teksturna neravnotežja, kot npr. vključki enega minerala v drugem, površinsko prehajanje nekega minerala v agregat drugega, pa so primeri neravnotežja (Ferry, 1976).

Metamorfne reakcije v marmorju, ki je vseboval primes dolomita, kremenca in mikrokлина, so z naraščajočim PT dale minerale flogopit, tremolit in diopsid.

Ustrezne pretvorbe pri 6 kbar, naraščajoči temperaturi in v odvisnosti od sestave fluidne faze so prikazane na sliki 3. Potrebna primes za kristalizacijo flogopita je mikroklin. Glede izvora mikrokлина v marmorju so mnenja deljena. Lahko gre za klast, lahko je njegova prisotnost posledica prvotne salinarne sestave sedimenta, ali pa je metasomatskega porekla. Ker je bil mikroklin relativno pogosten, je bila v pregledanih vzorcih opazovana parageneza kalcit + flogopit (biotit) + mikroklin, ki nastane po reakciji:



Gre za značilno nizko metamorfnu pretvorbo, ki poteka pri nekoliko nižji temperaturi kot kristalizacija lojevca. Če ni primesi, je flogopit obstojen do visoko metamorfnih pogojev. Pri nekoliko višji temperaturi in neodvisno od razmerja med fluidi poteka reakcija, ki je bila v raziskanih vzorcih presežena:



Sl. 3. T- X_{CO_2} diagram, računani za ravnotežja pri 6 kbar, v sistemu $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O-CO}_2$. Presek pri 600 °C kaže možne mineralne pretvorbe pri različni sestavi fluidov $X_{\text{H}_2\text{O}}/X_{\text{CO}_2}$. Podatke je po raznih avtorjih zbral Sanford (1980)

Mc mikroklin, Do dolomit, Ph flogopit, Cc kalcit, Q kremen, Tr tremolit, Di diopsid

Fig. 3. T- X_{CO_2} diagram calculated for 6 kbar for some equilibria in the system $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ depending on variation of fluid composition. Data from various sources compiled by Sanford (1980)

Značilen za naslednjo stopnjo metamorfoze je diopsid ob tremolitu: oba ločeno in v paralelnem preraščanju. Vsekakor kaže preraščanje obeh mineralov in odsotnost prostega kremenca v zbruskih, da ob tremolitu in kalcitu ni bilo vedno dovolj kremenca, ki je potreben za rast diopsida:



Ta reakcija že poteka tudi v sillimanitnem polju. Glede na izolirana zrna tremolita v kalcitnih laminah bi bila možna reakcija med dolomitom in kremenom, ki poteka pri zelo visokem X_{CO_2} . V pregledanih vzorcih je flogopit redek vključek v diopsidu in ob njem ter kaže na reverzibilno reakcijo v mikroklin in tremolit, ki je odvisna od majhne spremembe v fluidni fazi (sl. 3; tabla 4, sl. 1). Forsterita nisem našla, kar je posledica neustrezne sestave z malo dolomita. Ob prisotnosti dolomita kristalizira pri še nekoliko višji metamorfni stopnji klinohumit poleg forsterita. Na Golici v Avstriji ju je našel Heritsch (1978) v leči marmorja eklogitne cone. V pregledanih vzorcih ga zaradi neustrezne sestave kamenin nisem ugotovila.

Sanford (1980) pa je mnenja, da različne mineralne asociacije posameznih lamin silikatnih marmorjev na manjšem območju oz. celo v posameznem vzorcu ne morejo biti posledica razlike v temperaturi, temveč je verjetnejša po plasteh ali celo po laminah neizenačena koncentracija CO_2 v fluidni fazi. Presek pri 600 °C na sliki 3 kaže, da so vse navedene mineralne pretvorbe možne druga ob drugi, če je sestava fluidne faze nehomogena. Take razmere ustrezajo tudi raziskanim diferenciranim polam silikatnega marmorja.

Karbonatno silikatni skrilavci, ki so bili pregledani, so zelenkasto sivi. Kalcit je bel. Diopsid je svetlo zelenkast. Prav po barvi vidimo, da nastopa redko celo v večmilimetrskih kristalih. Podobno velja za tremolit. Značilna sta oranžno rjavi flogopit in rdečkasto rjavi biotit. Primes, ki daje mestoma temnejšo barvo, je pirit.

Diopsid je na univerzalni mizici pogosto neenoten, celo conaren. Značilni so preseki z lamelarno strukturo, paralelno ploskvi (100), in slednice razkolnosti ploskev prizme, ki oklepajo kot ca. 36°. Kot potemnitve Nz s tretjo kristalografsko osjo je ca. 32–42°. Neposredno merjeni kot optičnih osi pa je $2V_z = 62^\circ$.

V kalcitnih laminah ima kalcit pogosto blastomilonitno strukturo. Biotit-flogopit kažeta znake rekristalizacije v smeri striga (tabla 4, sl. 1). Diopsid in mikroklin sta korodirana. Tremolit je idiomorfen. Mikroklinška mreža K-glinenca je bolj ali manj jasno izražena. V zadnjem primeru je možno mikroklin ločiti od kremenca le po optičnih oseh. Zoisit je v preiskanih kalcitnih marmornih skrilavcih redek. Njegova prisotnost kaže na nizek X_{CO_2} med metamorfno kristalizacijo.

Retrogradna metamorfoza do stopnje zelenega skrilavca ni razširjena in je najbolj izrazita na nekaterih kristalih diopsida. Pretvorjeni so v lamele tremolita in kalcita, ob njih je malo kremenca. Pretvorba je statična. Pogosti so tudi polprosojni mikrokristalni retrogradni agregati, ki niso več natančneje določljivi in morda izhajajo iz spremenjenega klinohumita in forsterita.

Za stopnjo metamorfoze značilne mineralne asociacije imajo tudi metalporji. Te glineno-karbonatne kamenine so kompliciran sistem $\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-$

Al_2O_3 - SiO_2 - CO_2 - H_2O , kot ga prikazujejo številni avtorji (npr. Winkler, 1976; Kerrick, 1974; zelo detajlno Hoschek, 1980; sl. 4). Nekatere značilne mineralne asociacije so iste kot v marmorju, ki je prvotno vseboval kremen, malo dolomita in mikroklin. Gre za tremolit ob mikroklinu, tremolit v preraščanju z diopsidom, diopsid sam; razen teh so značilni še zoisit v preraščanju s tremolitom, odsotnost muskovita ob mikroklinu in plagioklazu (anortitu), predvsem pa redka skapolit in granat (tabla 4, sl. 2, 3 in 4, tabla 5, sl. 1, 2 in 3). Možne mineralne faze so še kalcit, kremen, plagioklaz, zoisit, flogopit, biotit in titanit. Prav asociacija kalcit + kremen in kalcit + mikroklin kaže na odsotnost večje primesi dolomita. Posamezni minerali oz. mineralni pari so ločeni po laminah. To dokazuje metamorfno diferenciacijo. Glede na splošno prisotnost zoisita je bila fluidna faza stalno bogata s H_2O , vendar je detajlna sestava lahko nekoliko variirala. Prisotnega je bilo tudi nekaj železa. Na to kaže mestoma zeleno pleohroičen amfibol, rahlo rožnati granat poleg brezbarvnega in biotit poleg flogopita. Prisotnost železa znižuje temperaturo pretvorb. Zoisit v preraščanju s tremolitom kaže na prvotni dolomit in klorit poleg kalcita (tabla 4, sl. 2). Akcesorna sta apatit in neprozoren mineral.

Našteti značilni metamorfni minerali so kristalizirali v tankih vložkih metalaporja praktično na isti globini in istočasno. Kristalizacija metamorfnih mineralnih asociacij je bila odvisna le od fine razlike v sestavi izhodne kame-nine in fluidne faze. Metalapor pa se zmenjuje z metapeliti, ki vsebujejo sillimanit. Zato je celoten paket različnih kamenin v različnih metamorfnih fazah rekristaliziral pod enakim PT. Kristalizacija diopsida in mikrokлина ob tremolitu se že približuje pogojem kristalizacije v sillimanitnem polju. Muskovit ob kremenu in kalcitu ni bil več obstojen. V nekaterih laminah metalaporja opazujemo ustrezno preraščanje anortita z mikroklinom. Po Hewittu (1973) je zelo verjetno, da poteka reakcija:



na samem začetku sillimanitnega polja (sl. 2). Primes albita v plagioklazu in večja ali pa manjša molarne koncentracija $X_{\text{CO}_2} = 0,5$ v fluidni fazi znižujeta temperaturo pretvorbe, kar je na sl. 2 prikazano s puščico. Na univerzalni mizici določena sestava plagioklaza, ki je v nepravilnem prežemanju z mikroklinom, glede na katerega ima izrazito pozitiven relief, je ca. 70 % anortita (vzorec B-V/V-1, 40 m).

Poseben in redek mineral pregledanih metalaporjev je skapolit, katerega kristalizacija je vezana na sillimanitno cono (Ferry, 1976). Mineral kristalizira po reakciji med kalcitom in plagioklazom. Glede na visok dvolum se sestava našega skapolita približuje meionitu, ki je različek, bogat s kalcijem oz. z anortitom. V sestavi skapolita so razen CO_2 lahko še drugi ioni. Natančna sestava tega minerala, ki lahko nastopa v visoko metamorfnih in vulkanskih kameninah, služi kot geotermometer in geobarometer (Goldsmith in Newton, 1977). V pregledanih vzorcih nastopa le po kako zrno skapolita, večinoma ob diopsidu. Kameninotvoren pa je v vzorcu B-IV/V-1, 172 m. V njem ni kalcita, pač pa zoisit, diopsid, kremen in malo tremolita (tabla 5, sl. 1 in 2).

pri določenem PT. Obstojna je tudi v sillimanitnem polju, kot prikazuje slika 2. Granat raste v pogojih invariantne točke na račun več reakcij, v katerih so izmenoma udeleženi zoisit, kalcit, kremen in anortit (Winkler, 1976, p. 141). Albit v sestavi plagioklaza in primes železa v zoisitu znižujeta temperaturo pretvorbe, kar je nakazano s puščico (sl. 2).

Retrogradna metamorfoza v metalaporju je redko izražena. Najmanj obstojen, kot že omenjeno, je bil granat. Diopsid je mestoma retrogradno prešel v lamele tremolita in kalcita; kremen je le redko viden ob teh zrnih. Kloritizacija biotita in muskovitizacija-sericitizacija glincev je najnižji metamorfni pojav.

Sklep

Skrajni deli Vzhodnih Alp oz. Austridov sežejo v severovzhodno Slovenijo. Za Vzhodne Alpe so značilne večkrat regionalno metamorfozirane stare kamenine, imenovane v literaturi »Altkristallin«. Grade jih tudi paleozojski, mezozojski in terciarni sedimenti ter magmatske kamenine. Metamorfne kamenine so v Sloveniji razširjene v masivu Pohorja ter v grebenih Kobanskega in Strojne. Strojno loči od Kobanskega in Pohorja mislinjski prelom, ki je podaljšek labotskega, ob katerem je pohorski masiv dvignjen in zamaknjen proti jugovzhodu (Kieslinger, 1928; sl. 1). Biotitni gnajsi z vključki marmorja in amfibolita v talnini eklogitne cone na območju južnega Pohorja verjetno ustrezajo visoko metamorfnim kameninam Strojne (Hinterlechner-Ravnik, 1971). V Mislinjskem jarku tega dela zaporedja ni, kar je ugotovil že Kieslinger (1928). Na območju Strojne pa ni narinjenega dela zaporedja z eklogitom. Za visoko metamorfne kamenine Vzhodnih Alp so značilne pegmatitne žile, ki dosežejo prav na območju Raven na Koroškem pogosto debelino več deset metrov in dolžino preko 1 km. Predmet te raziskave je metamorfna prikamenina pegmatitnih žil severno od Raven na Koroškem; to so metapeliti in metalaporji. Ker je površina raziskanega območja majhna, predpostavljamo izenačene PT pogoje ob kristalizaciji raziskovanih kamenin. Razmerje koncentracije plinov H_2O CO_2 je lahko nekoliko variiralo. Vendar kaže splošna prisotnost zoisita na visoko vrednost H_2O v fluidni fazi.

Mineralne parageneze metapelitov ob pegmatitih na območju Raven na Koroškem so polimetamorfne. Ohranjene mineralne parageneze sillimanitne cone so nastajale na račun mineralov stavrolitne cone: stavrolita, kianita, granata in muskovita. Ti niso bili več obstojni in so pretvorjeni v agregate sillimanita ter rdečkastega biotita in plagioklaza druge kristalizacijske faze. Ohranjene oblike in ostanki prvotnih mineralov nam nakazujejo, da so spremembe potekale v bližini ravnotežnih pogojev ob komplicirani ionski zamenjavi. Stavrolit ustreza kristalizaciji v amfibolitnem faciesu pri temperaturi nad $550^{\circ}C$ (Hoschek, 1967). Kristalizacija sillimanita pa zahteva glede na trojno točko, ki je po literaturnih podatkih do sedaj različno določena, temperaturo $510^{\circ}C$ po Holdawayu (1971) oziroma $625^{\circ}C$ po Richardsonu et al. (1969). Če se v sillimanitnem polju temperatura dovolj dvigne, je v metapelitih in metagrauwackah možna tvorba prve granitne taline (sl. 2), ki je vezana na visoki amfibolitni facies. Pegmatit je lahko kristaliziral iz take levkogranitne taline. Če menimo, da so bili vsaj nekateri pegmatiti raziskanega

območja vezani na sillimanitizacijo, potem temperatura 650 °C ni bila bistveno presežena. Tem temperaturam oz. sillimanitnemu polju lahko ustreza tudi kristalizacija diopsida ob tremolitu, grosularja, skapolita-meionita v tankih vložkih metalaporja in silikatnega marmorja.

Muskovitova obstojnost je bila v raziskanih mineralnih paragenezah metalaporja in metapelita s sillimanitom prekoračena. Vendar je muskovit v pregledanih metapelitih pogosten in tipično potektonski mineral. Ohranjeni so tudi dokazi za značilno pretvorbo sillimanita v muskovit (tabla 3, sl. 3 in 4). Glede na to je muskovit posledica retrogradne metamorfoze, ki je potekala ob ponovnem dotoku vode ob padajočem PT, vendar še vedno visoki temperaturi ca. 600 °C in ob odsotnosti usmerjenega pritiska.

Retrogradne pretvorbe, izražene v asociacijah faciesa zelenega skrilavca, opazujemo redko. To dokazuje, da v zadnji, najverjetneje alpidski orogenezi, voda ni splošno penetrativno prepojila raziskovane kamenine in so se zato lahko ohranile starejše (idiomorfne) mineralne faze s sillimanitom. Relativno neobstojeen pa je bil granat v metalaporju v asociaciji s kremenom, kalcitom, plagioklazom in tudi zoisitom. Opazujemo, da je bil večinoma pretvorjen v klinozoisit in epidot.

Na najvišji doseženi pritisk ob metamorfozi je težko sklepati. Krivulje dehidracije raznih opazovanih mineralnih reakcij potekajo strmo. Von Raumer (1983) pa je računal pritisk pri metamorfnih spremembah v metapelitih, analognih našim, iz detajlne kemične sestave ostankov granata grosularja, vezanega na novo nastajajoči plagioklaz anortit. Ta pretvorba ima za posledico naraščanje volumna in je možna le pri močnem padcu pritiska. Glede na pretvorbo granata v plagioklaz, kakršno lahko opazujemo tudi v pregledanih vzorcih, je pritisk padel od 8–10 kbar na 4–6 kbar. Na nižje vrednosti pritiska je sklepal von Raumer tudi po prisotnosti cordierita v granitoidih. Med pregledanimi vzorci cordierita zaenkrat nisem našla. Ustrezna pot skladovnice metamorfnih kamenin v odvisnosti od pritiska in temperature, kot se kaže v ohranjenih metamorfnih mineralnih asociacijah, je shematsko prikazana na sl. 2. Najvišja ohranjena metamorfna stopnja v naših metamorfnih kameninah pa je petrogenetsko vidna v vzorcu retrogradno spremenjenega metabazita eklogitne cone z južnega Pohorja. Kaže jo pretvorba zoisita ob kianitu v anortit ob rožnatem korundu.

Sillimanitizacija pregledanih metapelitov dokazuje, da se je temperatura med metamorfnimi procesi dvignila. Iz polja kianitove obstojnosti so kamenine prešle v polje obstojnosti sillimanita. V tem PT polju pa je v metapelitih možen z njihovim delnim nataljevanjem nastanek prve granitne taline, kar je geološko in eksperimentalno ponovno dokazano (Winkler, 1976). Lahko predpostavljamo le manjše premikanje anatektične taline na krajšo razdaljo. V Vzhodnih Alpah so v visoko metamorfnih kameninah pegmatitne žile povsod razširjene. Dosedanji raziskovalci so pegmatite, vezane na metamorfne kamenine skrajnega vzhodnega dela Vzhodnih Alp različno razlagali. Kieslinger (1935) predpostavlja, da gre za hipotetične diferenciate neke globlje ležeče granitne magme, ki je ostala skrita v globini. Beck-Mannagetta (1967) pa že meni, da gre za delno mobilizacijo materiala na licu mesta. Istega mnenja je raziskovalec ravskega pegmatita Fanning (1981).

Za analogne metamorfne pretvorbe v metapelitih v »Altkristallinu« helvetskega območja »zunanjih masivov« na skrajnem zahodnem obrobju Alp daje von R a u m e r (1983) geološko razlago, ki je sprejemljiva tudi za raziskano območje Raven na Koroškem. Začetni metamorfni cikl je bil vezan na tektoniko horizontalnih transportov, na strukture položnih gub in lusk ter na narivanje samih metamorfnih kamenin vzdolž položnih ploskev premikanja. V takih terenih so pogoste blastomilonitne strukture, ki so posledica raztezanja kril gub ali pa predstavljajo strme diskordantne strižne cone. Nastajale so med predvarisičnim ali zgodnje varisičnim premikanjem. Serija starejših anateksitov je blastomilonitno predelana. Tudi eklogiti in granuliti se lahko pojavljajo vmes. Na ta proces je vezana splošna odebelitev skorje, ki je posledica visoko tlačne mineralne asociacije s stavrolitom in kianitom.

Sledilo je znižanje pritiska, vezano na dviganje in erozijo velikega prostora. Izraženo je s paragenezo biotita, ki ga spodriva sillimanit. Oba sta rasla na račun neobstoječnih mineralov stavrolitne cone. Spremembe PT razmerja, ki so ohranjene v metamorfnih asociacijah, so odvisne od globine pogreznitve terena, sledečega dviganja in stopnje erozije. Ob dviganju in eroziji so bili doseženi najbolj ugodni PT pogoji za nastajanje in prodiranje mlajših granitnih talin. Vrinjene magmatske taline so bile dodaten vir toplote. Posamezni metamorfni masivi lahko kažejo ohranjene enake metamorfne stadije. Vendar so v njih izraženi enaki metamorfni procesi lahko potekali istočasno ali pa v različnem absolutnem času.

Tudi številni drugi raziskovalci menijo, da je v starih metamorfnih skladih Vzhodnih Alp izražena visokotlačna kaledonska in nizkotlačna hercinska metamorfoza (npr. B o r s i et al., 1973 in J ä g e r, 1983). Med zadnjo je bila dosežena visoka temperatura, primerna za nastajanje granitnih talin. Zato so na hercinsko metamorfozo v Alpah vezani številni granitni plutoni. V kameninah Vzhodnih Alp pa je izražena tudi alpinska metamorfoza kot posledica alpinske orogeneze. Potrjena je prav v muskovitih pegmatitov z Golice in Svinške planine v Avstriji. M o r a u f (1981) je po Rb-Sr metodi določil starost velikih kristalov muskovita na 240 do 265 milijonov let, t.j. predalpinska starost. Alpinska deformacija pa je povzročila kristalizacijo majhnih kristalov muskovita v istih pegmatitih, ki so alpinske starosti: 72 do 122 milijonov let, kar je bilo določeno po K-Ar metodi. Na večjih kristalih se mlada deformacija pozna kot pomladitev. Slične vrednosti lahko pričakujemo tudi pri ravenskih pegmatitih.

Prikazane so polimetamorfne pretvorbe metapelitov in metalaporjev v okolici Raven na Koroškem. Ostaja problem detajlne geološke karte in kemičnih analiz polimetamorfnih mineralnih asociacij, ki nam bodo lahko dale točnejše podatke o okoliščinah metamorfoze.

Zahvala

Zahvaljujem se Raziskovalni skupnosti Slovenije, ki je financirala to raziskavo, prof. M. V r a g o v i ć u, Rudarsko geološko naftni fakultet Zagreb, za dragocene pripombe med delom in C. G a n t a r j u, FNT Ljubljana, za lepe mikroskopske posnetke.

Regional metamorphism of pelites and calc-silicate rocks in the area north of Ravne na Koroškem

Conclusions

Metamorphic rocks in northern Slovenia are a part of the Eastern Alps (fig. 1). For Eastern Alps are characteristic polymetamorphic rocks known in literature as "Altkristallin". In Slovenia these old metamorphic rocks build the Pohorje, Kobansko and Strojna mountainous area which formed only during the late Alpine orogenic events. Old metamorphic rocks, especially those occurring south of Strojna Mt., include many pegmatite veins. Their country rock are metapelite and metagraywacke including scarce and thin lenses of calcite marble grading to metamarl. All studied samples (86) come from a small area of uniform grade, where metapelite shows characteristic polymetamorphic transformations.

During prograde metamorphism of metapelites the instability of garnet, staurolite, and muscovite led to the development of sillimanite fibrolite. Kyanite was not stable either, and is not observed. Garnet was first replaced by biotite, and this biotite was later replaced by sillimanite fibrolite. All intermediate stages of replacement are observed. Besides preserved syn- and posttectonic garnet blasts, also biotite-plagioclase and biotite-plagioclase-sillimanite replacements with some possible garnet remnants are observed. But some sillimanite related to biotite or to quartz forms even small crystals. In both crystal forms sillimanite has been for the first time detected as a main component in the metamorphic rocks of Slovenia. — Muscovite in metapelite is quite frequent. It is always later than sillimanite, often pseudomorphous after it. Retrogression of a still lower degree, leading to the greenschist facies recrystallization, is only seldom observed.

The metamorphic grade of foliated calcite marble inclusions is indicated by segregated minerals: diopside, tremolite, microcline, and phlogopite (biotite). Besides them in metamarl plagioclase, zoisite, scapolite-meionite, and garnet occur. Muscovite is absent. Accessory minerals are apatite, opaque minerals and tourmaline. Dolomite in the original rock was scarce, since free quartz and microcline may be observed. The metamarl mineral association of zoisite, grossularite, quartz, anorthite-rich plagioclase, and calcite points to the equilibrium conditions at the isobaric invariant point that is stable also in the low temperature part of the sillimanite field. The general presence of zoisite indicates a low partial pressure of CO_2 , although with regard to some different adjacent mineral associations the variation of fluid composition $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ at a single temperature is assumed. Such conditions were shown to be possible for a small area of uniform grade by Sanford (1980). During the last metamorphic event a high instability of colourless or yellow garnet, probably grossularite, is observed in calc-schists and also in some metapelite samples. This garnet is replaced by clinozoisite-epidote aggregate. In calcite marble a blastomylonitic texture is usual.

In the metamorphic complex of Ravne, eclogite occurrences are absent. Eclogite lenses are abundant in the eastern part of Pohorje. There in an eclogite-like sample the transition of zoisite and kyanite to anorthite and corundum

is observed, pointing to the highest preserved metamorphic grade imprinted on the metamorphic rocks in Slovenia (fig. 2).

The observed polymetamorphic transformations in metapelites of Ravne can be compared with those which were repeatedly observed, and also geochemically and geologically interpreted in literature (Yardley, 1977; von Raumer, 1983). The complete fibrolite pseudomorph after garnet preserving its original shape indicates temperatures close to the isochemical equilibrium condition (Yardley, 1977). The temperature rose from the stability field of kyanite to that of sillimanite. Mineral associations in adjacent calc-schist correspond to the respective grade. In such metamorphic conditions also the early anatectic melts of leucogranitic composition may form (Winkler, 1979). The melts, which did not penetrate far, crystallized as pegmatite veins, usually showing blastomylonitic texture with recrystallized quartz in the matrix. Pegmatite is composed of K-feldspar (microcline), albite-oligoclase, quartz, minor muscovite and tourmaline (Fanning, 1981). Sillimanite fibrolites in pegmatite are scarce, because they are muscovitized to a high degree. The muscovite age for big crystals of similar pegmatites from Saualpe and Koralpe in Austria determined by the Rb-Sr method is 240—265 million yrs. (Morauf, 1981), the age that could be expected for the formation of at least some Ravne pegmatites.

The general process of muscovitization, muscovite being often pseudomorphous after sillimanite, as observed in metapelite and seldom in pegmatite, indicates a further drop of pressure and temperature in the entire metamorphic complex with respect to the previous sillimanite crystallization.

Similar metamorphic path of progressive regional metamorphism as observed by metamorphic overprints in the Ravne complex was studied in detail in the rocks of "Altkristallin" in the Helvetic realm by von Raumer (1983). He considered the high pressure metamorphic event as the consequence of crustal thickening; later geothermal evolution was dominated by uplift, erosion and somewhat increased temperature leading to anatexis, and was followed by a further drop of temperature and pressure.

A detailed research of Ravne metamorphic rocks will be our future target.

Tabla 1 — Plate 1

Sl. 1. Vzorec B-VII V-1, 80 m. Muskovitno-biotitni gnajs z velikimi porfiroblasti granata in ostanki korodiranega stavrolita (niso na sliki). Glede na pogostnost vključkov kaže granat conarnost, pri čemer je zunanja cona bolj prosojna; številni so vključki paličic ilmenita. Po obodu je granat sillimanitiziran. Sillimanit je tudi v preraščanju z relativno starejšim biotitom, ki tvori zunanji ovoj okrog granata.

V končni fazi metamorfoze je bil sillimanit močno muskovitiziran

Fig. 1. Sample B-VII V-1, 80 m. Muscovite-biotite gneiss with large porphyroblasts of garnet and (not shown) corroded staurolite remnants. Garnet zoning is indicated by fine opaque dust and ilmenite inclusions. Garnet becomes corroded, and it is replaced along margins by biotite. This biotite is replaced in turn by sillimanite. Sillimanite itself was highly replaced by muscovite during the last metamorphic phase

Sl. 2. Vzorec B-VI V-1, 50 m. Biotitni gnajs. Blast granata je pretvorjen v agregat plagioklaza in biotita. Plagioklaz je rahlo conaren andezin

Fig. 2. Sample B-VI V-1, 50 m. Biotite gneiss. Garnet porphyroblast is corroded and replaced by plagioclase-biotite aggregate. Plagioclase is an andesine showing slight zoning

Sl. 3. Vzorec B-V V-3, 94 m. Muskovitno-biotitni gnajs z blasti granata in stavrolita. Delna periferna sillimanitizacija granata. Radialni sillimanitov agregat spodriva rdečkasti biotit. Stavrolit poln finih neprozornih vključkov obdaja rdečkasto rjavi biotit in potektonski muskovit

Fig. 3. Sample B-V V-3, 94 m. Muscovite-biotite gneiss with porphyroblasts of garnet and staurolite. Outer edges of garnet are partly replaced by red-brown biotite, and biotite itself by radiating sillimanite fibrolite. Staurolite grains enclosing fine opaque inclusions are embayed by sillimanite-free biotite and late muscovite

Sl. 4. Vzorec B-VII V-1, 85 m. Muskovitno-biotitni blestnik z ohranjenimi blasti granata (niso prikazani na sliki) in tudi s povsem sillimanitiziranimi kristali

Fig. 4. Sample B-VII V-1, 85 m. Muscovite-biotite schist containing some preserved garnet blasts (not shown in the figure), and some crystals completely replaced by sillimanite fibrolite without biotite



1 mm

1



1 mm

2



1 mm

3



1 mm

sill

mu

st

st

Tabla 2 — Plate 2

Sl. 1 in 2. Vzorca B-VII V-1, 95 m in B-VI V-1, 85 m. Muskovitno biotitni gnajs z redkimi blasti granata, ki so deloma nadomeščeni s sillimanitom. Prikazan je agregat plagioklaza, ki raste prečno na foliacijo. Ta je nakazana z nizi finega neprozornega prahu, kakršni so značilni za ohranjene kristale stavrolita. Plagioklaz verjetno nadomešča stavrolit, katerega drobne kapljice so v njem redko ohranjene. Drugi vključki so: biotit dveh generacij, sillimanit, obdan od neprozornega minerala, drobni kristali turmalina, muskovit in najmlajši epidot. Plagioklaz je bogat z anortitom. Figs. 1 and 2. Samples B-VII V-1, 95 m and B-VI V-1, 85 m. Muscovite-biotite gneiss with sparse garnet which is partly replaced by sillimanite. Presented is a posttectonic plagioclase aggregate: it is later than the foliation indicated by fine opaque streaks usually preserved in crystals of staurolite from which it is inherited. Plagioclase is supposed to replace the staurolite; its droplets are preserved in plagioclase aggregate. Numerous other inclusions in plagioclase belong to: reddish biotite of two generations; sillimanite aggregates surrounded by an opaque mineral; fine tourmaline and muscovite; the latest is epidote. Plagioclase is anorthite-rich

Sl. 3 in 4. Vzorec K-10 73. Sillimanitno-biotitni skrilavec z redkimi kristali granata in potektonskim muskovitom. Sillimanitni kristalčki nadomeščajo biotit rdečkasto rjave barve. Slika 4 kaže detajl

Figs. 3 and 4. Sample K-10 73. Sillimanite-biotite schist with sparse garnet and much posttectonic muscovite. Sillimanite replaces biotite. Fig. 4 represents a detail



1 mm

1



+

1 mm

2



0.3 mm

3



0.1 mm

4

Tabla 3 — Plate 3

Sl. 1. Vzorec K-10/73. Sillimanitno-biotitni skrilavec z redkimi kristali granata in potektonskim muskovitom. Detajl: fibrolit in idiomorfni kristali sillimanita spodrivajo biotit

Fig. 1. Sample K-10/73. Sillimanite-biotite schist with sparse garnet and much posttectonic muscovite. Detail: sillimanite fibrolite and also its small crystals replace the pre-existing biotite

Sl. 2. Vzorec K-10/65 a. Kristal in fibrolit sillimanita vezan na kremenovo lamino z malo muskovitiziranega albita

Fig. 2. Sample K-10/65 a. Crystal and fibrolite of sillimanite in a quartz lamina with some large grains of partly muscovitized albite

Sl. 3. Vzorec 27. 6. Preraščanje fibrolita sillimanita z mlajšim muskovitom

Fig. 3. Sample 27. 6. Late muscovite overgrowing sillimanite fibrolite

Sl. 4. Vzorec K-10/73. Postkinematski muskovit v preraščanju s sinkinematskim fibrolitom sillimanita

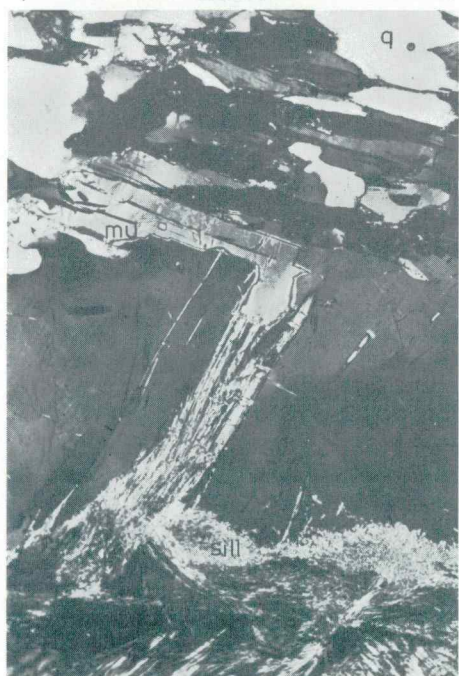
Fig. 4. Sample K-10/73. Postkinematic muscovite overgrowing synkinematic sillimanite fibrolite



+ 0.1 mm 1



0.3 mm 2



+ 0.3 mm 3



+ 0.3 mm 4

Tabla 4 — Plate 4

Sl. 1. Vzorec B-VI/V-1, 26 m. Kalcitni marmor s silikatno primesjo, manjši vključek v metapelitu. V centru je kristal korodiranega diopsida v prepraščanju z idiomorfnim tremolitom, z mikroklinom in flogopitom. Kalcit osnove ima blastomilonitno strukturo in tudi na flogopitu je viden znak striga. Kalcit v senci kristala diopsida je izraziteje zrnat

Fig. 1. Sample B-VI/V-1, 26 m. Calcite marble interlayered with sillimanite metapelite. A corroded diopside crystal (in the centre) encloses idiomorphic tremolite, some irregular microcline grains, and rare fine phlogopite flakes. The complex mineral composition suggests internal disequilibrium resulting from differences in fluid composition. Calcite matrix shows blastomylonitic texture. Abundant phlogopite flakes are sheared too. Calcite in the diopside pressure-shadow is less strained

Sl. 2. Vzorec B-V/V-2, 62,5 m. Tremolitno-zoisitna lamina v skrilavem kalcitnem marmorju. Akcesoren je neprozorni mineral. Zoisit je skoraj enoosen, optično pozitiven

Fig. 2. Sample B-V/V-2, 62,5 m. Tremolite-zoisite lamina, part of foliated calcite marble. Accessory opaque mineral. Zoisite is optically positive, nearly uniaxial

Sl. 3 in 4. Vzorec B-V/V-2, 62,5 m. Silikatni kalcitni marmor z izrazito foliacijo. V centru slike je korodiran kristal diopsida v preraščanju z mikroklinom in tremolitom (spodaj desno). Osnova je obarvani kalcit. Akcesoren je titanit in nekaj zrn neprozornega minerala

Figs. 3 and 4. Sample B-V/V-2, 62.5 m. Foliated silicate calcite marble. A corroded diopside crystal is associated with microcline and late tremolite (on right, below). Matrix: stained calcite. Some grains of titanite and opaque minerals



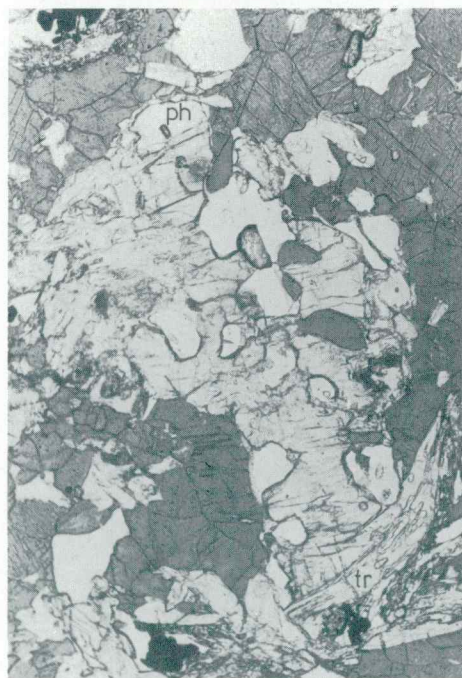
1 mm

1



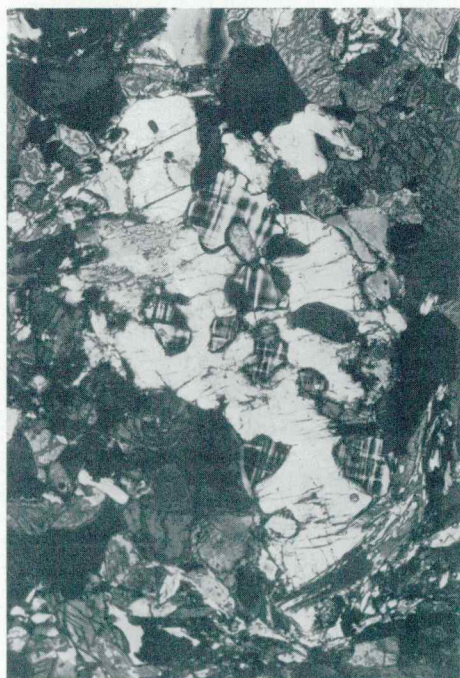
1 mm

2



0.5 mm

3



+

4

Tabla 5 — Plate 5

Sl. 1 in 2. Vzorec B-IV V-1, 172 m. Iz zoisita, diopsida, skapolita in kremena zgrajeni skrilavec. V nekaterih laminah, kar na sliki ni vidno, nastopa v preraščanju s kremenom in z optično anomalnim β -zoisitom tudi tremolit. Akcesorna sta titanit in neprozorni mineral

Figs. 1 and 2. Sample B-IV V-1, 172 m. Zoisite-diopside-scapolite-quartz rock. Not shown in this figure is the tremolite overgrowing the recrystallized granoblastic quartz and also β -zoisite with abnormal interference colours. Accessory opaque mineral and titanite

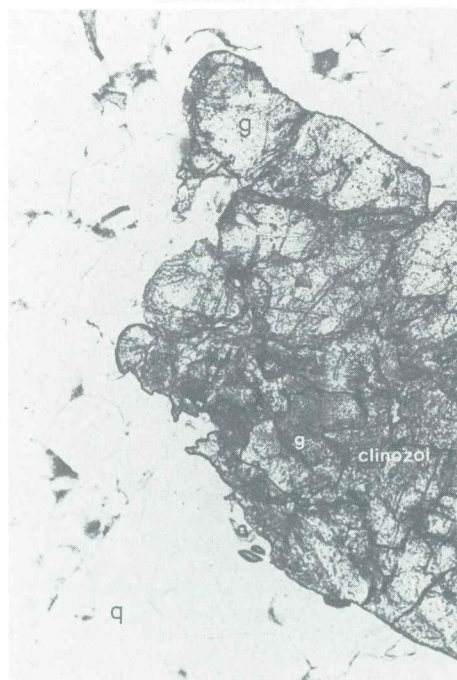
Sl. 3. Vzorec B-V V-2, 60 m. Kvarcit z granatom, ki je deloma pretvorjen v klinozoisit. Kremen je granoblastično rekristaliziran. Relief klinozoisita se ne loči od granatovega

Fig. 3. Sample B-V V-2, 60 m. Quartzite including some garnet crystals partly retrogressed to clinozoisite. Note the nearly equal refringency of both. Quartz grains are granoblastic

Sl. 4. Vzorec B-VII V-1, 90 m. Aplitna žilica, obogatena z drobnimi conarnimi rjavkasto pleohroičnimi kristali turmalina in neprozornim mineralom. V sredi slike je sillimanitni fibrolit z ostanki rdečkasto rjavega biotita. Plagioklaz je po sestavi albit. Na sliki niso prikazani redki K-glinenec, muskovit in kremen

Fig. 4. Sample B-VII V-1, 90 m. Aplitic veinlet enriched with small slightly zoned tourmaline crystals and opaque mineral. Tourmaline is showing brownish pleochroism. In the centre a sillimanite fibrolite. Plagioclase is of albite composition. Not shown and scarce are K-feldspar, muscovite and quartz

Fotografirano je pri paralelnih nikolih. Navzkrižni nikoli so označeni s +
Photographs are in plane polarized light. Crossed polarizers are marked by +



Literatura

- Althaus, E. 1967, The triple point andalusite-sillimanite-kyanite. Contr. Mineral. Petrol., Vol. 16, 29—44, Berlin, Heidelberg, New York.
- Beck-Mannagetta, P. 1967, Die »venoide« Genese der Korallengneise. Joanneum, Mineral. Mitteilungsblatt, 1/2, 6—9, Graz.
- Borsi, S., del Moro, A., Sassi, F. P. & Zirpoli, G. 1973, Metamorphic evolution of the Austroalpine rocks to the south of the Tauern Window (Eastern Alps): radiometric and geo-petrologic data. Mem. Soc. geol. Ital., Vol. 12, 549—571, Pisa.
- Carmichael, D. M. 1969, On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks. Contr. Mineral. Petrol., Vol. 20, No. 3, 244—267, Berlin, Heidelberg, New York.
- Faninger, E. 1981, Glinenci ravninski pegmatitov. Geologija, 24/1, 75—87, Ljubljana.
- Ferry, J. M. 1976, Metamorphism of calcareous sediments in the Waterville-Vassalboro area, south-central Maine: mineral reactions and graphical analysis. Am. J. Sc., Vol. 276, 841—882, New Haven.
- Goldsmith, J. R. & Newton, R. C. 1977, Scapolite-plagioclase stability relations at high pressures and temperatures in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_7$ - CaCO_3 - CaSO_4 . Am. Miner., Vol. 62, No 11/12, 1063—1081, Washington.
- Heritsch, H. 1978, Regionalmetamorphose eines Marmor-Kalksilikatschiefer-Komplexes unter geringem Partialdruck von CO_2 in der Koralpe, Steiermark. N. Jb. Miner. Abh., Bd. 133, H. 1, 41—52, Stuttgart.
- Hewitt, D. A. 1973, Stability of the assemblage muscovite-calcite-quartz. Am. Miner., Vol. 58, No. 7/8, 785—791, Washington.
- Hinterlechner-Ravnik, A. 1971, Pohorske metamorfne kamenine. Geologija 14, 187—226, Ljubljana.
- Hinterlechner-Ravnik, A. 1982, Pohorski eklogit. Geologija, 25/2, 251—288, Ljubljana.
- Holdaway, M. J. 1971, Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. Am. J. Sc., Vol. 271, 97—131, New Haven.
- Hoschek, G. 1967, Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. Contr. Mineral. Petrol., Vol. 14, 123—162, Berlin, Heidelberg, New York.
- Hoschek, G. 1980, Phase relations of a simplified marly rock system with application to the Western Hohe Tauern (Austria). Contr. Mineral. Petrol., Vol. 73, No. 1, 53—68, Berlin, Heidelberg, New York.
- Jäger, E. 1983, The age of the continental crust of Central, Southern and Western Europe—arguments from geochemistry and isotope geology. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., Ed. 63, H. 2/3, 339—346, Zürich.
- Kerrick, D. M. 1974, Review of metamorphic mixed volatile (H_2O - CO_2) equilibria. Am. Miner., Vol. 59, No. 7/8, 729—762, Washington.
- Kieslinger, A. 1928, Die Lavantaler Störungzone. Jb. geol. Bundesanstalt, Jg. 78, 499—527, Wien.
- Kieslinger, A. 1929, Geologische Spezialkarte der Republik Österreich Unterdrauburg. Zone 19, Kol. XII, Wien.
- Kieslinger, A. 1935, Geologie und Petrographie des Bachern. Verh. der Geol. Bundesanstalt, Nr. 7, 101—110, Wien.
- Meixner, H. 1975, Die Mineralvorkommen der Saualpe. Clausthaler Geol. Abh., Sdbd. 1, 199—217, Clausthal-Zellerfeld.
- Mioč, P., Žnidarčič, M. & Jerše, Z. 1981, Osnovna geološka karta SFRJ Ravne na Koroškem, L33—54, 1:100.000, Redakcija in založba Zveznega geološkega zavoda Beograd, Beograd.
- Morauf, W. 1981, Rb-Sr- und K-Ar-Isotopen-Alter an Pegmatiten aus Kor- und Saualpe, SE-Ostalpen, Österreich. Tschermarks Min. Petr. Mitt., Vol. 28, No. 2, 113—129, Wien, New York.
- Neugebauer, J. 1970, Alt-paläozoische Schichtfolge, Deckenbau und Metamorphose-Ablauf im südwestlichen Saualpen-Kristallin (Ostalpen). Geotekt. Forsch., H. 35, 23—93, Stuttgart.

von Raumer, J. F. 1983, Die Metapelite von Emosson (Aiguilles-Rouges-Massiv) als Beispiel spätkaledonisch-frühvariszischer Metamorphose im Altkristallin des helvetischen Bereichs. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., Bd. 63, H. 2/3, 421—455, Zürich.

Richardson, S. W., Gilbert, M. C. & Bell, P. M. 1969, Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminum silicate triple point. Amer. J. Sci., Vol. 267, 259—272, New Haven.

Sanford, R. F. 1980, Textures and mechanisms of metamorphic reactions in the Cockeysville marble near Texas, Maryland. Am. Miner., Vol. 65, No. 7/8, 654—669, Washington.

Sassi, F. P. & Zirpoli, G. 1973, Sulla distribuzione di sillimanite nel basamento austroalpino a sud della Finestra dei Tauridi (Alpe orientali). Boll. Soc. Geol. It., 92, 831—839, Roma.

Storre, E. & Nitsch, K. - H. 1974, Zur Stabilität von Margarit im System $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. Contr. Mineral. Petrol., Vol. 43, No. 1, 1—24, Berlin. Heidelberg, New York.

Tröger, W. E. 1979, Optical determination of rock-forming minerals. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

Winkler, H. G. F. 1976 in 1979, Petrogenesis of metamorphic rocks. 4th and 5th ed., Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin.

Yardley, B. W. D. 1977, The nature and significance of the mechanism of sillimanite growth in the Connemara schists, Ireland. Contr. Mineral. Petrol., Vol. 65, No. 1, 53—58, Berlin, Heidelberg, New York.