

Geologisch-petrologische Geländebeobachtungen des nordwestlichen Radegunder Kristallins

Julia EISENBERG¹ und Christoph A. HAUZENBERGER²
Mit 7 Abbildungen

Angenommen am 20. Juli 2001

Zusammenfassung: Das Radegunder Kristallin ist ein Teil der mittelostalpinen Deckeneinheit. Im Norden und Westen wird es vom oberostalpinen Grazer Paläozoikum überlagert, im Süden und Westen taucht es unter das Tertiär des steirischen Beckens ab. Das Kristallin ist ein präalpidischer metamorpher Basement-Komplex, der alpidisch stark überprägt wurde. Innerhalb der in dieser Arbeit kartierten Einheit lassen sich hauptsächlich drei Lithologien unterscheiden: ein Glimmerschiefer, ein wahrscheinlich im Perm intrudierter Pegmatit, sowie die Kalke des Grazer Paläozoikums.

Ein variszisches, eventuell ein permisches und ein alpidisches Metamorphoseereignis prägen das Bild des Kristallins. Innerhalb dieser polymetamorphen Entwicklung kam es während der variszischen Metamorphose zur prograden Staurolithbildung und während der alpidischen Metamorphose zu teilweise retrograden Umwandlungen, aber auch zu einem neuen Staurolithwachstum. Diese Mehrphasigkeit wird ebenfalls durch das Mineral Granat indiziert. Dünnschliffbilder zeigen ein zweiphasiges Wachstum von Granaten, wobei sich um einen wahrscheinlich variszischen Kern ein alpidischer Saum ausbildete.

Die Geländeaufnahme und die Auswertung von Dünnschliffen läßt strukturgeologisch auf ein postpermisches Deformationsereignis schließen, das zur Ausbildung einer penetrativen Schieferung in den Glimmerschiefern und Pegmatiten führte, die eine ältere Schieferungen überprägt. Im Zuge der fortschreitenden Deformation kam es zur Ausbildung einer Lineation (220–250 °C), sowie zu einer Faltung der Radegunder Einheiten.

Summary: Geological petrological field observations in the north western crystalline complex of Radegund. The crystalline complex of Radegund is part of the middle Austro alpine nappe pile. In the north and west it is overlain by the Paleozoic of Graz, in the south and east it is covered by the Tertiary Graz basin. The complex is a pre-alpine basement complex which was overprinted at alpine times. Three lithologies can be discerned within the unit mapped here. A mica schist, a pegmatite of probably Permian age and the limestones of the Paleozoic of Graz. Three metamorphic events can be recognized that probably correlate with Variscan, Permian and alpine ages. Prograde staurolite growth occurred during the first event. During the alpine event both staurolite growth and staurolite retrogression occurs. Garnets show several phases of growth correlating probably with Variscan cores and alpine rims. Field observations and thin section work allows to infer that the penetrative deformation of the rocks occurred after a Permian event. However, this fabric overprints an older fabric. Progressive deformation formed a lineation (220–250 °C) and folded the older fabrics.

1. Einleitung

Die Ostalpen setzen sich tektonostratigraphisch aus den zwei Haupteinheiten Penninikum und Ostalpin zusammen. Die ostalpinen Deckeneinheiten wurden während der ausgehenden Kreide und des frühen Paläogens im Zuge der Konvergenz zwischen der

¹ Institut für Geowissenschaften, Johannes-Gutenberg Universität Mainz, Becherweg 21, D-55099 Mainz

² Institut für Mineralogie und Petrologie, Karl Franzens-Universität Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz

adriatischen Platte und Europa auf die Einheiten des Penninikums geschoben und lassen sich tektonostratigraphisch in ein ober-, mittel- und unterostalpinen Deckenstockwerk gliedern.

Das Radegunder Kristallin stellt das mittelostalpine Liegende im Süden des oberostalpinen Grazer Paläozoikums dar (TOLLMANN 1977). Durch isostatische Ausgleichsprozesse, bei denen sich das Radegunder Kristallin gehoben und das Grazer Paläozoikum gesenkt hat, konnte das Kristallin durch Erosion wieder freigelegt werden. Heute bildet das Grazer Paläozoikum in Form des Schöcklkalks die nördliche und westliche Begren-

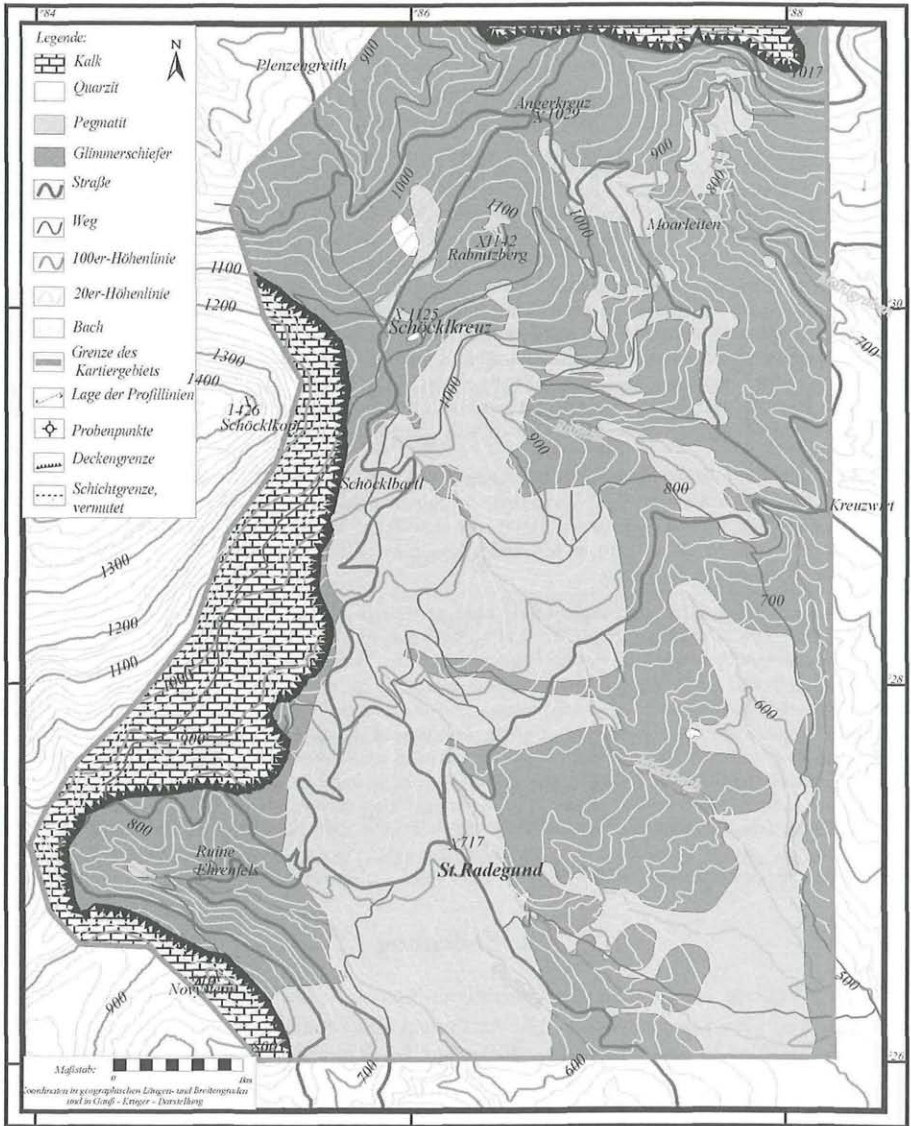


Fig. 1: a) Flächig gezeichnete geologische Karte des aufgenommenen Gebietes. Die Grenzen zwischen den lithologischen Einheiten wurde durch das Fehlen von Aufschlüssen oft interpretatorisch gezeichnet.

a) Geological interpretative map of the study area.

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at
 zung des Kristallins. Dieses erstreckt sich entlang des oberen Raab- und Rabnitztales um St. Radegund, nordöstlich von Graz und sinkt im Süden unter das tertiäre Steirische Becken ab. Es wird angenommen, daß es sich hierbei um die nordöstliche Fortsetzung des Koralpen-Kristallins handelt (TOLLMANN 1977), dies konnte jedoch aufgrund des Fehlens von Eklogiten, die in Kor- und Saualpe typisch sind, nicht verifiziert werden.

Die Entwicklung des Ostalpins ist geprägt durch drei Phasen metamorpher Aktivität: die variszische, die permische und die alpidische Metamorphose (THÖNI 1999). Bei der variszischen Metamorphose handelt es sich um eine temperaturbetonte Regional-

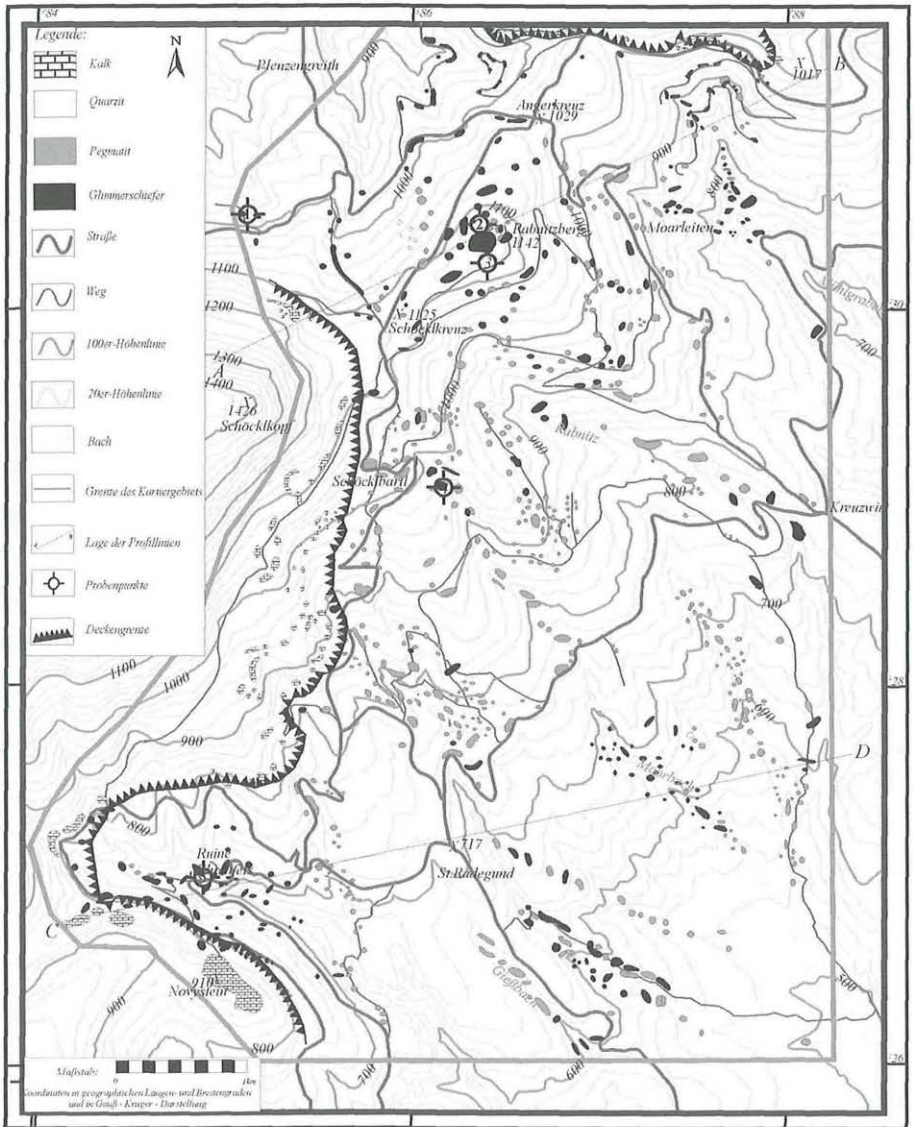


Fig. 1: b) Geologische Karte der kartierten einzelnen Aufschlüsse, Lage der Profile A-B und C-D und der Probenpunkte 1-6.

b) Geological map of the mapped outcrops. Sample locations 1-6 and the locations of profiles A-B and C-D are also shown.

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at
metamorphose, die aus der variszischen Orogenese nach der Subduktion eines ozeanischen Beckens südlich der Muriden resultierte. Die Öffnung der Tethys bewirkte lokal eine rasche Aufheizung der paläozoischen Sedimenteinheiten und des Kristallins und führte zur permischen, temperaturbetonten Metamorphose (ca. 265–270 Ma). Während der alpidischen Orogenese kam es zur Aufstapelung jüngerer, alpiner Decken, die sich aus Bruchstücke der Adriatischen bzw. Apulischen Platte zusammensetzen. Die Mächtigkeit der ostalpinen Deckenstapel beträgt 8–12 km (FLÜGEL & NEUBAUER 1984). Durch die Krustenverdickung resultierte eine Druck-/Temperaturerhöhung, die der Grund für die altpalpidische Metamorphose ist, bei der in den südlichen Muriden und Teilen der Koriden amphibolitfaziale und teilweise auch eklogitfaziale Bedingungen erreicht wurden.

Die Aufschiebung der Kalkalpen, als ein Teil der alpinen Decken, auf das Böhmisches Massiv endete im Oligozän vor ca. 30 Ma. In diesem Spätstadium der alpinen Orogenese kam es zur Intrusion größerer magmatischer Körper.

Das Arbeitsgebiet liegt ca. 10 km nordöstlich von Graz. Als Kartierungsgrundlage diente die topographische Karte ÖK 164 BMN 6707 im Maßstab 1 : 50000. Es erfolgte eine detaillierte lithologische Aufschlußkartierung des nordwestlichen Teils des Radegunder-Kristallins im Maßstab 1 : 10000. Weiters sollten die von H.W. Flügel 1960 aufgenommenen Amphibolite und gegebenenfalls auch Eklogitamphibolite gefunden werden. NEUBAUER & STATTEGGER 1993 beschreiben das Vorhandensein von südvergenten pegmatitischen Isoklinalfalten. Diese sollten strukturgeologisch erfaßt werden.

Die Geländearbeit im Radegunder Kristallin ist relativ schwierig, da Aufschlüsse über große Strecken spärlich verteilt sind oder ganz fehlen. Sind Aufschlüsse vorhanden, so beschränken sich diese häufig auf Blockwerk. Der direkte Kontakt zwischen den einzelnen Einheiten ist nur äußerst selten zu finden, daher ergeben sich für die tektonische Ausarbeitung gewisse Schwierigkeiten, denn der genaue Verlauf der Schichtgrenzen, sowie die Mächtigkeiten sind stark interpretatorisch.

2. Lithologie

Innerhalb des kartierten Gebietes gehören der mittelostalpinen Einheit hauptsächlich zwei lithologische Komponenten an: der Glimmerschiefer des polymetamorphen Grundgebirges und der im Perm intrudierte Pegmatit (SCHARBERT 1990). Das Oberostalpin wird von den Kalken der Schöcklkalk-Serie gebildet.

Der **Glimmerschiefer** (Abb. 2a) ist monoton dünnlagig, mittel- bis dunkelbraun und verwittert zumeist graubraun. In folge der starken Deformation ist der Metapelite sehr gut geschiefert. Als Mineralbestand treten in unterschiedlichen Zusammensetzungen Feldspat, Hellglimmer (Muskovit) und Biotit, sowie Quarz und Amphibol auf. Zumeist führt der Glimmerschiefer große (0,5–2 cm) Granate, seltener auch Staurolithe (bis ca. 1 cm) und Turmaline. Die Matrix ist feinkörnig, die Einsprenglinge sind zumeist horizontgebunden. Der Deformationsgrad der Glimmerschiefer nimmt in Richtung des Grazer Paläozoikums zu, in direktem Kontakt mit dem Schöcklkalk ist der Glimmerschiefer mylonitisiert. Eine deutliche Grünfärbung zeigt Chloritführung an. In direktem Kontakt mit Pegmatit tritt an manchen Stellen eine Varietät auf, die eher als Gneis einzustufen wäre, aber nicht durchhaltend und daher nicht auskartierbar ist. Der Mineralbestand unterscheidet sich insofern vom Glimmerschiefer, als er wesentlich mehr Quarz und Feldspat, dafür aber weniger Glimmer führt. Auffällig sind hier die großen Feldspatporphyroblasten und meist das Fehlen von Granat- und Staurolith-Einsprenglingen. Am besten aufgeschlossen findet man den Glimmerschiefer als Baustein in der Ruine Ehrenfels und am südlichen Ortende von Plenzengreith. Am Rabnitzberg stehen schöne Granat-Staurolith-Glimmerschiefer an.

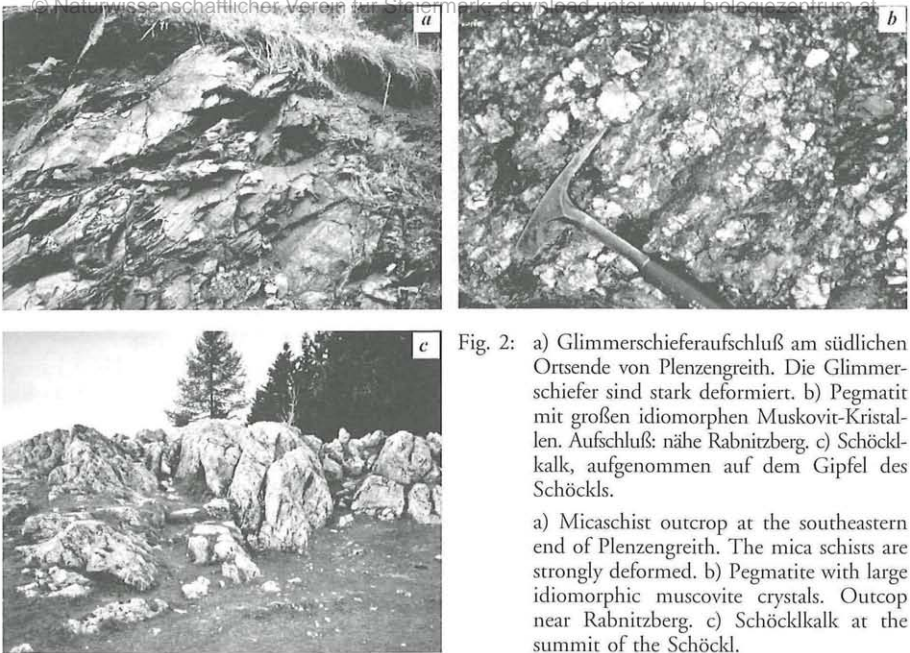


Fig. 2: a) Glimmerschieferaufschluß am südlichen Ortsende von Plenzengreith. Die Glimmerschiefer sind stark deformiert. b) Pegmatit mit großen idiomorphen Muskovit-Kristallen. Aufschluß: nähe Rabnitzberg. c) Schöcklkalk, aufgenommen auf dem Gipfel des Schöckls.

a) Micaschist outcrop at the southeastern end of Plenzengreith. The mica schists are strongly deformed. b) Pegmatite with large idiomorphic muscovite crystals. Outcrop near Rabnitzberg. c) Schöcklkalk at the summit of the Schöckl.

Quarzite kommen innerhalb des Kristallins immer wieder als großes Blockwerk, aber auch eingeschaltet als Bänder und Adern vor. Diese variieren von cm- bis dm-Mächtigkeit. Der Quarzit ist sehr dicht und hart und kommt in allen Farbvarietäten zwischen rein weiß und fast schwarz vor. Dünne Quarzitbänder in Glimmerschiefern sind z.T. stark verfaltet. Mächtige Quarzitblöcke trifft man am Nordhang des Rabnitzberges, nördlich der Bundesstraße, an.

Der **Pegmatit** (Abb. 2b) ist grob- bis riesenkörnig, sein Hauptmineralbestand setzt sich aus Quarz, Alkalifeldspäten und Plagioklasen sowie Glimmern zusammen. Besonders auffällig sind die bis zu 5 cm großen idiomorphen Muskovitkristalle. Weiterhin führt der Pegmatit sehr häufig die Turmalin-Varietät Schörl, teilweise auch Granat und Spodumen. Je nach Deformationsgrad kommt der Pegmatit entweder als großes Blockwerk oder als feinkörniges, gut geschiefertes, dunkles Gestein vor. Die besten Aufschlüsse sind rund um den Schöcklbartl, sowie am Rabnitzberg zu finden.

Der **Schöcklkalk** (Abb. 2c) gehört der oberostalpinen Gesteinsserie an. Diese hellgrauen bis weißlichen, z.T. auch graublau gefärbt vorkommenden, reinen devonischen Kalke sind grünschieferfaziell metamorph. Sie sind dicht bis feinkristallin und zumeist gut gebankt. Ein Kluftsystem senkrecht zur Schichtung ist sehr gut ausgebildet. Teilweise ist der Kalk gebändert oder enthält organische Teilchen, ist aber vollkommen fossilfrei. Seine primäre Mächtigkeit dürfte mehrere 100m betragen (FLÜGEL & NEUBAUER 1984). Besonders die nördlich des Kristallins angrenzenden Teile zeigen starke Verkarstung. Unverkarsteten Kalk findet man am besten rund um den Novystein und Schöckl.

3. Geologische Kartierung und tektonische Entwicklung

Abb. 1a zeigt die kompilierte geologische Karte des nordöstlichen Radegunder Kristallins und angrenzenden Schöcklkalkes. Die Grundlage dieser Karte ist eine Aufschlußkartierung im Maßstab 1 : 10000, die in Abb. 1b dargestellt ist. Aufgrund der

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at
 schlechten Aufschlußverhältnisse sind meist nur entlang von Bachläufen und Straßenschnitten anstehende Gesteine anzutreffen. Die verschiedenen Einheiten des Kristallins zeigen eine penetrative Schieferung S_1 , die in den Glimmerschiefern wesentlich deutlicher ausgeprägt ist als in den Pegmatiten. Eine ursprüngliche Schichtung ist nicht mehr zu erkennen. Bei den Kalken konnte nur am unverkarsteten Gestein eine Schichtung S_0 gemessen werden. In Abb. 3c sind alle gemessenen Schieferungs- (S_1) bzw. Schichtungsdaten (S_0) in die topographische Karte des Arbeitsgebietes eingetragen. Das Maximum der Polpunktverteilung zeigt eine subhorizontale, leicht nach W einfallende Lagerung der Schieferungsflächen (Abb. 3a). Es konnte kein systematischer Unterschied in der Verteilung von Schieferungsdaten in Pegmatiten oder Glimmerschiefern erkannt werden. Dies zeigt, daß beide Einheiten durch das gleiche postpermsche Deformationsereignis geschiefert wurden. Die Hauptdeformation wird daher als alpidisch angenommen.

Die Messung der Lineationen ergab folgendes: Die durchschnittliche Einfallsrichtung des Maximums liegt zwischen 220 und 250° (Abb. 3b). Teilweise ist die Lineation schwer zu erkennen, da die Oberflächen der Glimmerschiefer oft verwittert oder mit Moos bewachsen sind.

Die Faltung ereignete sich wahrscheinlich während der nord- bzw. ostgerichteten Überschiebung der Decke des Grazer Paläozoikums (RATSCHBACHER & al. 1991) und ist durch eine N-S streichende Faltenachsenfläche gekennzeichnet. Im bearbeiteten Gebiet konnten nur einige wenige Falten im cm-Bereich gefunden werden: Nördlich des Angerkreuzes ist der Glimmerschiefer isoklinal gefaltet und an manchen Stellen konnten Quarz-Feldspat-Bänder gefunden werden, die innerhalb der Glimmerschiefer relativ stark verfault waren. Im nördlichen Teil des Arbeitsgebietes konnte aus den gemessenen Einfallsrichtungen der Schieferungsflächen und der auskartierten Kontakte zwischen Pegmatit und Glimmerschiefer eine Großfalte konstruiert werden (Abb. 1b, Profil A–B, Abb. 4a). Im südlichen Teil (Abb. 1b, Profil C–D, Abb. 4b) tritt eine solche Großfalte nicht mehr auf. Es liegt vielmehr die Vermutung nahe, daß die Faltenachse in SW–NE-Richtung verläuft, so daß in Profil C–D (Abb. 2b, Abb. 4b) lediglich der Westschenkel der Falte zu sehen ist.

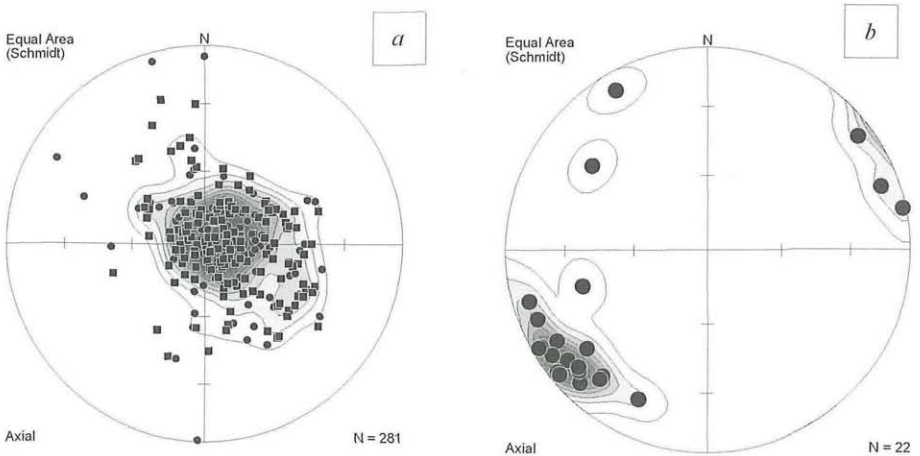
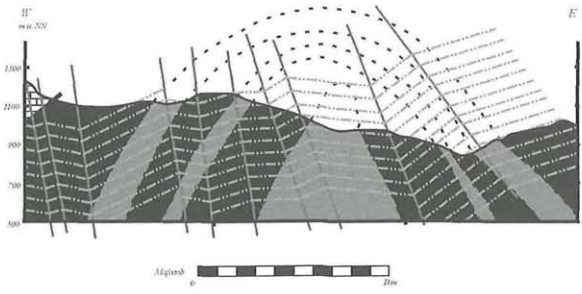


Fig. 3: a) Konturierte Polpunktdarstellung der gemessenen Schieferungswerte von Pegmatit (Kreis) und Glimmerschiefer (Rechteck). b) Konturierte Polpunktdarstellung der an Glimmerschiefern gemessenen Lineare.
 a) Contoured stereoplot of the foliations of the pegmatites (circles) and mica schists (squares).
 b) Contoured stereoplot of the lineations in the mica schists.

a

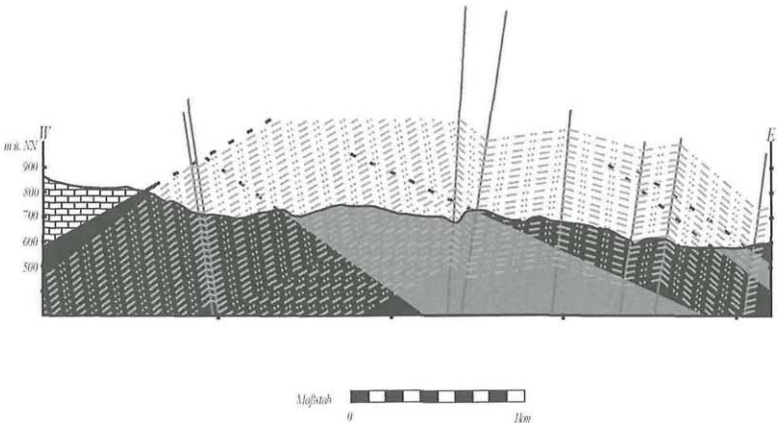


Legende:

Kalk	Schichtgrenze	Domänen gleichen Einfallens
Pegmatit	Schichtgrenze, vermutet	Störung
Glimmerschiefer	Schieferung	

Profil C - D (nicht überhöht)

b



Legende:

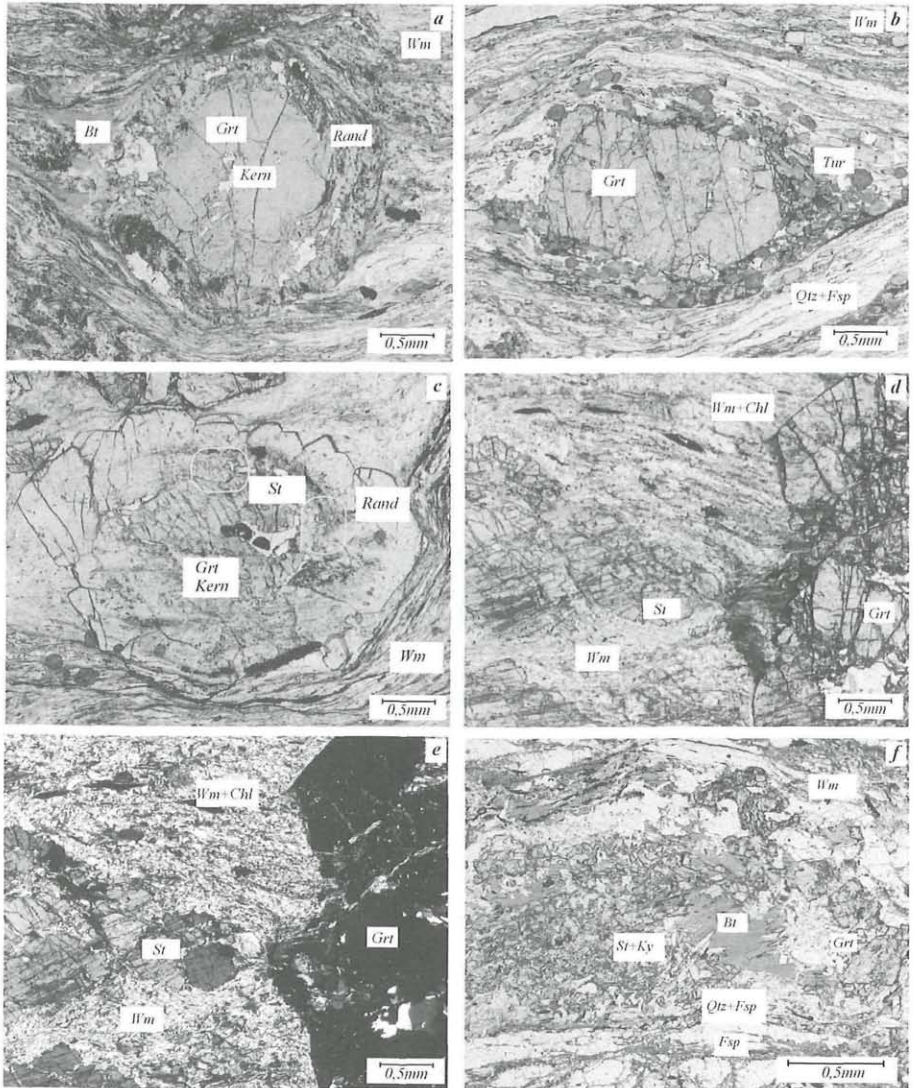
Kalk	Schichtgrenze	Domänen gleichen Einfallens
Pegmatit	Schichtgrenze, vermutet	Störung
Glimmerschiefer	Schieferung	

Fig. 4: a) Profil A-B: im Profil lässt sich eine Großfalte im Norden des aufgenommenen Gebietes konstruieren. b) Profil C-D: im Süden lässt sich nur mehr ein Schenkel der Großfalte konstruieren.
 a) Profile A-B: In this view, a regional scale fold in the northern part of the mapped region may be reconstructed. b) Profile C-D: In the southern part of the region, only one limb of this fold may be reconstructed.

Amphibolite sollten als Linsen innerhalb der Glimmerschiefer vorkommen (FLÜGEL & NEUBAUER 1984). Innerhalb des Kartiergebiets konnten keine Amphibolite gefunden werden, jedoch wurde südlich der Ortschaft Rinnegg ein Fallstück in einem Bachbett gefunden. Petrographisch handelt es sich um ein mittelkörniges, sehr dunkles Gestein, das hauptsächlich aus Amphibol und Plagioklas, sowie Titanit zusammengesetzt ist. Granate, oder eventuelle Hochdruckrelikte wie Symplektite, die auf eklogitisches Vorläufergestein hinweisen, sind nicht vorhanden.

4. Petrographie und Granatzonarbau

Alle Dünnschliffe der Glimmerschiefer zeigen einen starken Deformationsgrad und eine gut ausgeprägte Schieferung (Abb. 5a–c). Die Mineralparagenese der Glimmer-



© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at.
 schiefer besteht aus Grt – Bt – Ms – Qtz – Fsp +/- St +/- Tur +/- Ky. Die zweiphasige Ausbildung der Granate ist in fast allen Proben deutlich zu erkennen (Abb. 5a, 5c). Zum Teil ist zwischen dem alten Granatkern und dem neu gebildeten Granatrand Staurolith eingeschlossen (Abb. 5c). Zwei verschiedene Staurolithgenerationen können petrographisch unterschieden werden: a) große Staurolithe, die randlich zu Hellglimmer und Chlorit umgewandelt sind (Abb. 5d und 5e) und b) kleine Staurolithe, die mit Kyanit und Biotit verwachsen sind und keine Umwandlungen zeigen (Abb. 5f). Turmalin kommt in einigen Proben gemeinsam mit Grt – Ms – Bt – Qtz – Fsp vor und kann bis 20 vol.% des Gesteines ausmachen (Abb. 5b).

Das Granatprofil der Probe RA-1 (Abb. 5c) zeigt deutlich ein zweiphasiges Wachstum an (Abb. 6). Der Grossulargehalt nimmt vom Kern zum Rand zuerst glockenförmig kontinuierlich ab, steigt dann sprunghaft an und bleibt bis zum Rand relativ konstant. Der Spessartingehalt ist im Kern relativ homogen und sinkt dann zum Rand hin rasch ab. Der im Ca-Zonarbau sichtbare scharfe diskontinuierliche Übergang vom Kern zum Rand ist im Mn-Zonarbau durch Diffusion etwas verwischt. Im Fe- und Mg-Profil ist der zweiphasige Charakter des Granates kaum sichtbar. Die Zunahme des X_{Mg} zum Rand hin (Abb. 6) des neu gebildeten Granatrandes spricht für ein progressives Wachstum.

5. Diskussion

Die Glimmerschiefer sind wahrscheinlich durch drei Phasen metamorpher Aktivität geprägt: die variszische, permische und alpidische Metamorphose. Innerhalb dieser Metamorphosegeschichte kam es während der variszischen Metamorphose zur prograden amphibolitfaziellen Mineralneubildung, während der alpidischen Metamorphose zu retrograden Umwandlung aber auch gleichzeitig zu erneuten amphibolitfaziellen Mineralneubildungen (2. Generation). Diese Mehrphasigkeit wird neben Staurolith auch noch durch das Mineral Granat angezeigt.

Fig. 5: a) Probenpunkt 6 (Abb. 1b): Idiomorpher, zweiphasig gewachsener Granat mit variszischen (ev. permischen) Kern und einschlußreichem alpidischen Rand. b) Probenpunkt 2: Granat-Porphyroblast in feinkörniger, stark deformierter Quarzmatrix. Gut ausgebildet sind die um den Granat befindlichen Turmaline, die in Schnitten senkrecht zur kristallographischen c-Achse den typischen „Schiffski-Umriss“ zeigen. Wegen des Fehlens einer reliktierten Schieferung im Porphyroblasten ist das Wachstum als prätektonisch einzuordnen. c) Probenpunkt 5: zweiphasig gewachsener Granat. Auffällig sind hier die Staurolith-Einschlüsse an der Grenze zwischen Granatkern und Granatrand. Wahrscheinlich haben die Staurolithe variszisches Alter. d) Probenpunkt 3: variszisch gewachsener Staurolith, der pseudomorph von Muscovit und Chlorit ersetzt wird. Der Staurolith hat die primäre Schieferung überwachsen, wurde also nach der ersten, aber noch vor der zweiten Deformation (Matrix) gebildet. e) gleiche Aufnahme mit gekreuzten Polarisatoren. f) Probenpunkt 4: alpidisch gewachsene Staurolithe, die entweder kurzprismatisch oder knäufelförmig zu Aggregaten verwachsen sind, zusammen mit Kyanit und Biotit.

a) Location of sample 6 (Fig. 1b): Idiomorphic two-phase garnet with a variscan (or Permian) core and an inclusion rich alpine rim. b) Sample location 2: Garnet porphyroblast in fine grained strongly deformed quartz matrix. Tourmalines that grow around the garnet are cut perpendicular to the c-axis. Because there is no foliation in the garnet it is interpreted to have grown pretektonically. c) Sample location 5: Two phase garnet. Note the staurolite inclusions at the boundary between the core and the rim. This staurolite is probably of variscan age. d) Sample location 3: Variscan staurolite which is replaced by muscovite and chlorite. The staurolite has overgrown a primary fabric and has therefore grown after the second deformation event in the region. e) Same picture under crossed nicols. f) Sample location 4: alpine staurolite grown in aggregates together with kyanite and biotite.

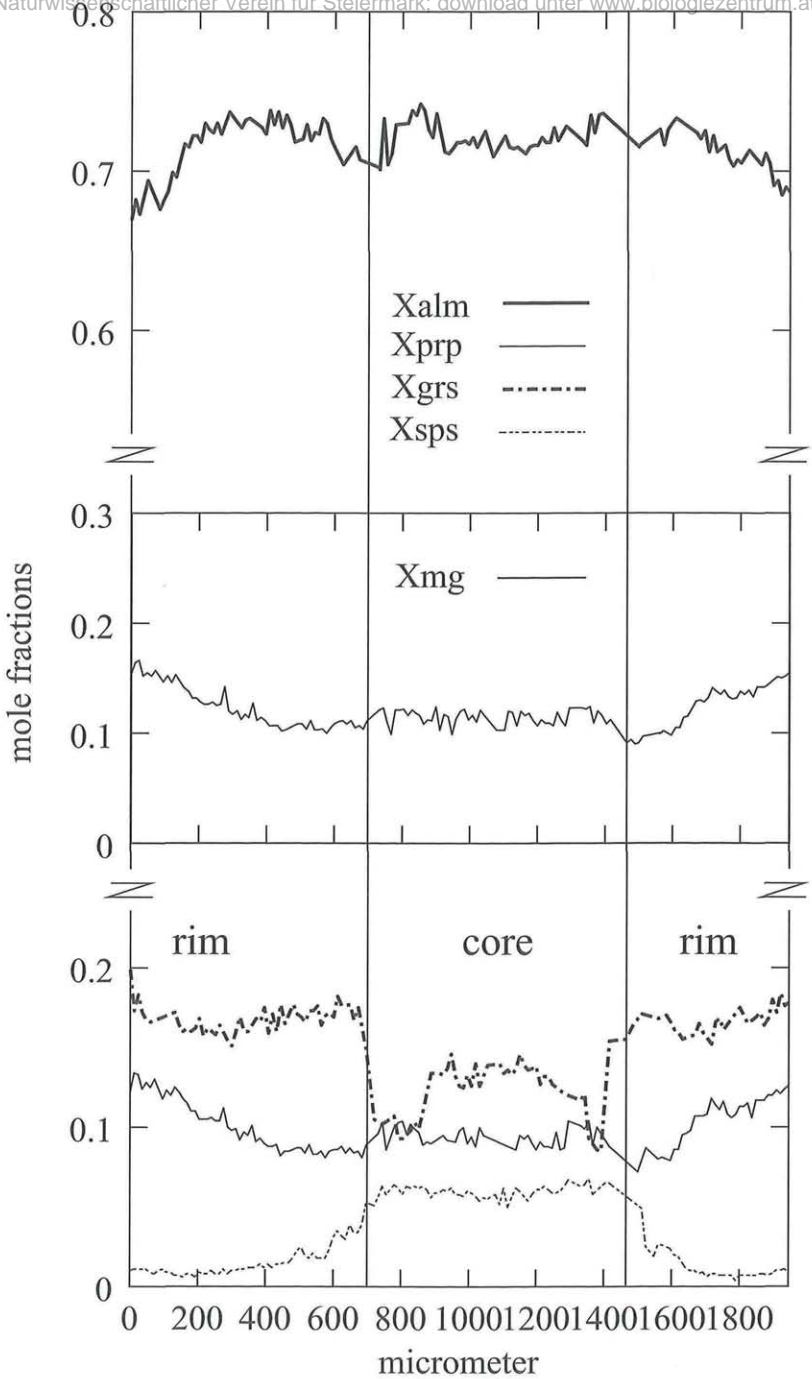
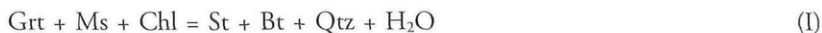


Fig. 6: Das chemische Granatprofil zeigt besonders im Ca und Mn das zweiphasige Wachstum des Granates an, der in Abb. 5c abgebildet ist.

A chemical zonation profile through the garnet crystal shown in Fig. 5c shows the multiphase growth of the crystal, in particular in the Ca and Mn zonation.

Dünnschliffbilder zeigen das zweiphasige Wachstum der Granate, bei denen sich um einen wahrscheinlich variszischen ev. auch permischen Kern, wie sie aus der Koralpe bekannt sind (LICHEM 1995), ein alpidischer Saum bildete.

Zwei unterschiedliche Wachstumsgenerationen sind dagegen bei den Staurolithen zu beobachten: Die großen, variszischen Staurolithe sind durch prograde Metamorphose entstanden, Chloritoid- und Chlorit-Relikte sind nicht mehr vorhanden. Staurolith kommt in Granatkernen und reliktsch als große Staurolithblasten vor. Für die Bildung der „alten“ (Abb. 5d, 5e) und „neuen“ (Abb. 5f) Staurolithe kommen folgende mögliche Reaktionen in Betracht:



Die zweite Staurolithgeneration, die wahrscheinlich alpidisch neu gewachsen ist (Abb. 5f), kommt gemeinsam mit Bt und Ky vor. Eine mögliche Reaktionbeziehung könnte folgende sein:



Durch die alpidische Metamorphose wurden die variszischen Staurolithe zum Teil pseudomorph in Muscovit und Chlorit umgewandelt (Abb. 5d, 5e). Im Kern der Pseudomorphosen ist reliktsch noch ein Teil der Staurolithe erhalten. Hierfür gilt folgende retrograde Reaktion:



In Abb. 7 wurde in einem Diagramm für das KFMASH System (SPEAR 1993) qualitativ der Metamorphosegrad der „älteren“ variszischen und der „jüngeren“ alpidischen Metamorphose abgeschätzt (beide Metamorphoseereignisse sind durch die gleiche Mineralparagenese gekennzeichnet). Reaktion 1 (Abb. 7) muß überschritten worden sein, da kein Chloritoid mehr im Gestein vorhanden ist. Die Obergrenze der Metamorphose ist durch die maximale Stabilität von Staurolith gegeben (Reaktion 2 in Abb. 7). Da Staurolith im Gestein vorhanden ist, kann diese Reaktion nicht überschritten worden sein. Ein Minimalwert für den Druck kann durch die stabile Aluminiumsilikatmodifikation Kyanit (Reaktion 3) ermittelt werden. Das grau schattierte Feld in Abb. 7 zeigt das mögliche PT-Feld der Metamorphose beider Ereignisse. Die strichlierten Linien im Diagramm (Abb. 7) sind Isoplethen von Granat, d.h. Linien mit konstanter chemischer Zusammensetzung. Das X_{Fe} des Granatprofils (Abb. 6) beträgt am alpidisch gewachsenen Rand 0.82. Dies würde ca. einem Druck von 6–7 kbar und 580–600 °C entsprechen.

6. Schlußfolgerungen

Das Radegunder Kristallin liegt nordöstlich von Graz und gehört geologisch dem Mittelostalpin an. Das Kristallin besteht aus einem Glimmerschiefer und einem im Perm intrudierten Pegmatit. Die Herkunft des Pegmatites ist noch nicht geklärt, da die Lage des zugehörigen Plutons nicht bekannt ist. Der Pegmatit ist innerhalb des Kartiergebiets am häufigsten aufgeschlossen; es ist jedoch anzunehmen, daß der schlechter aufgeschlossene Glimmerschiefer die lithologische Hauptkomponente des Kartiergebiets darstellt. Das Kristallin wird nach Norden und Westen von Schöcklkalken (Oberostalpin) überlagert.

Zwei oder drei Metamorphosephasen prägen das tektonische und petrographische Bild des Kristallins: eine prograde variszische Metamorphose führte zur Bildung großer Staurolithkristalle und Granate. Die Staurolithe sind im Übergangsbereich zwischen Granatkern und Grantrand als Einschlüsse erhalten, oder kommen als reliktsische Körner vor. Während einer möglichen permischen Metamorphose kam es wahrscheinlich zu einer ersten Überprägung. Die alpidische Metamorphose führte zu einem

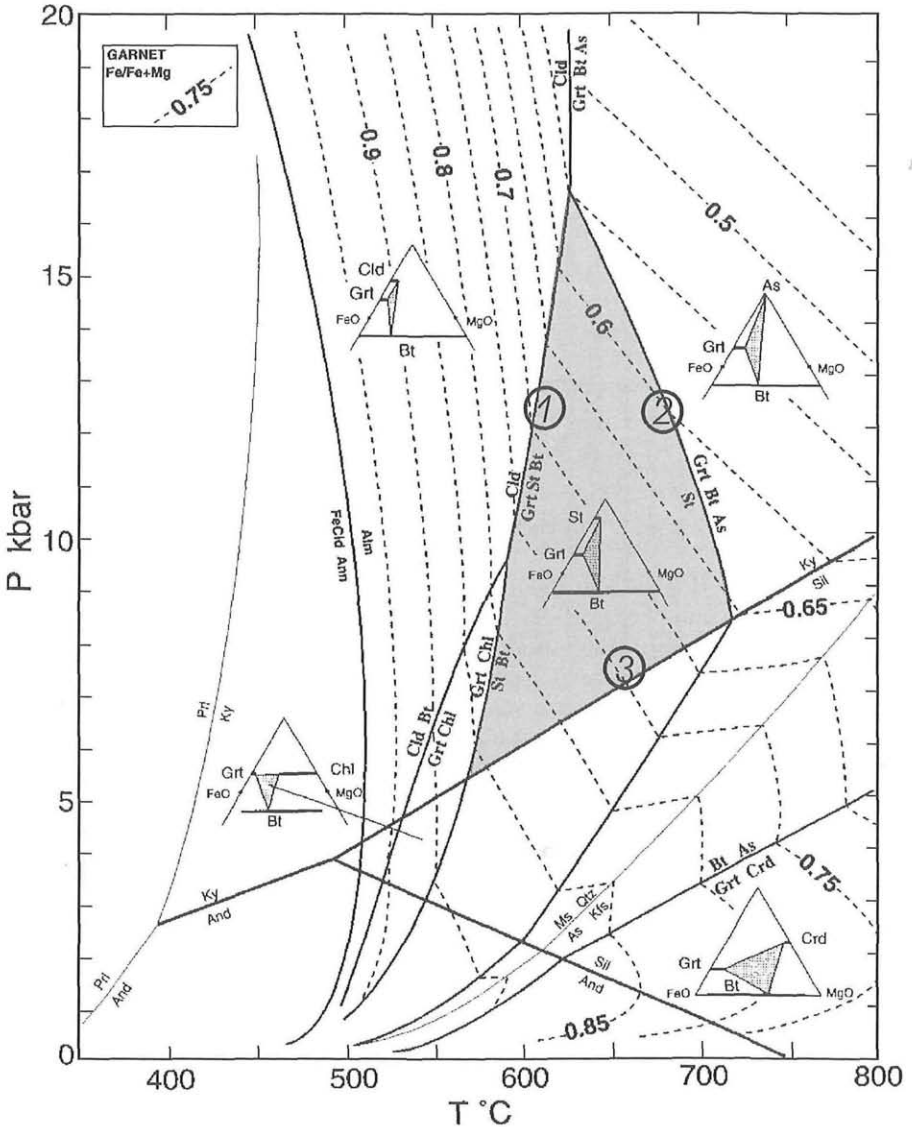


Fig. 7: Qualitative PT Abschätzung der variszischen und alpidischen Metamorphose, die durch die ungefähr gleiche Mineralparagenese charakterisiert sind. Das graue Feld zeigt das Stabilitätsfeld der beobachteten Mineralparagenese St - Bt - Ky - Grt. (aus SPEAR 1993). Qualitative PT estimate for the variscan and alpine metamorphic events. Both events are characterized by similar mineral parageneses. the gray shaded region shows the stability field of the paragenesis St - Bt - Ky - Grt. (after SPEAR 1993)

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at
erneuten Wachstum der Granate, wodurch sich um die variszischen (ev. auch permischen) Kerne ein alpidischer Saum bildete. Eine zweite Generation Staurolithkristalle konnte ebenfalls prograd gebildet werden, während die erste Generation der variszischen Staurolithe sich zum Teil pseudomorph nach feinkörnigem Muscovit und Chlorit umwandelte.

Strukturgeologische Beobachtungen führten zu der Annahme, daß die Entwicklung des Kristallins mehrphasig erfolgte: Nach der alpinen Deckenstapelung im Grazer Paläozoikum vor ca. 120 Ma kam es anschließend (vor ca. 100–80 Ma) zu einer beginnenden Extension durch Hebung der umliegenden mittelostalpinen Kristallinareale (Koralpm, Gleinalm, Radegund). In diesem Zusammenhang kann auch das gravitative Abgleiten der Schöckldecke nach Osten und die Entwicklung der im Profil A–B dargestellten N–S streichenden Großfalte gesehen werden. Diese Extensionstektonik im Grazer Paläozoikum vor ca. 80 Ma führte zu Abschiebungen an den Rändern zwischen dem Radegunder Kristallin und dem Grazer Paläozoikum (pers. Kommentar K. KRENN).

Die genaue Zugehörigkeit des Radegunder Kristallins innerhalb des Ostalpins konnte noch nicht genau geklärt werden. TOLLMANN 1977 nimmt an, daß es sich um die nordöstliche Fortsetzung des Koralpen-Kristallins handelt (Mittelostalpin). Diese Annahmen konnten jedoch aufgrund des Fehlens von Eklogiten, die für Kor- und Saualpe typisch sind, nicht endgültig verifiziert werden. Als zweite Möglichkeit könnte das Radegunder Kristallin auch als Fortsetzung des Wölzer Kristallins gedeutet werden, da die Staurolithpseudomorphosen in beiden Kristallinen sehr ähnlich sind.

Danksagung

Diese Arbeit entstand im Zuge einer Diplomkartierung am Institut für Geowissenschaften, Universität Mainz. Die Autoren möchten sich für die Hilfe und Diskussion mit Kollegen vom Institut für Geologie und Paläontologie und vom Institut für Mineralogie und Petrologie der Universität Graz bedanken. Besonderer Dank gilt Herrn Kurt KRENN, der mit im Gelände war und auch für logistische Unterstützung (Wohnung) sorgte.

Literatur

- FLÜGEL H.W. & NEUBAUER F. 1984: Steiermark. Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HOINKES G., KOLLER F., RANTITSCH G., DACHS E., NEUBAUER F. & SCHUSTER R. 1999: Alpine metamorphism of the eastern alps. – Schweizerische Mineralogisch Petrographische Mitteilung 79: 155–181.
- LICHEM 1995: Abstract DMG
- NEUBAUER F. 1982: Untersuchungen zur Tektonik, Metamorphose und Stellung des Grazer Paläozoikum-Ostrandes. – Jber. 1981 Hochschulschwerpkt., 15; 93–101. Leoben.
- NEUBAUER F. & STATTEGGER K. 1993: Untersuchungen zur tektonischen und metamorphen Geschichte des Radegunder Kristallins. TSK-Tagungsband.
- RATSCHBACHER L., WENK H.-R. & SINTUBIN M. 1991: Calcit texture: examples from nappes with strain-path partitioning. – Journal of structural geology 13(4): 369–384.
- SCHABERT S. 1990 Rb-Sr Daten aus dem Raabalpenkristallin: Exkursionsführer Raabalpen- und Wechselkristallin. TSK III (Graz), 22–26.
- SPEARS F.S. 1993: Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. – Miner.Soc. Amer.Monograph.
- THÖNI M. 1999: A review of geochronological data from the eastern alps. Schweizerische Mineralogisch Petrographische Mitteilung, 79: 209–230.
- TOLLMANN A. 1977: Geologie von Österreich. Bde. 1–3. F. Deuticke, Wien.