

**Bericht 1999
über geologische Aufnahmen
in der zentralen Kreuzeckgruppe
auf den Blättern
180 Winklern und 181 Obervellach**

R. SCHUSTER & K. SCHMIDT
(Auswärtige Mitarbeiter)

Die vorliegende Kartierung umfasst die zentralen Bereiche der Kreuzeckgruppe zwischen den Netzteilerlinien N°96/E°30 und N°86/E°35. Sie beinhaltet die Kartierungsgebiete von KRAINER (1982, 1983, 1984, 1985, 1986), SYLVESTER (1987), ERTL (1985, 1986) und HOKE (1989) sowie Neuaufnahmen des Wöllerbachtals, Teilen der Teuchl, Teilen des Kirschenbachtals, des Hühnerbichls und des Kammereiches zwischen Möllkopf und Striedenkopf. Die bereits kartierten Areale wurden übersichtsweise begangen und bereichsweise überarbeitet. Dabei wurde insbesondere versucht, durch eine detailliertere Ausscheidung innerhalb der metapelitischen Metamorphite eine klarere Darstellung des Gebirgsbaues zu erreichen.

Die Kreuzeckgruppe wird aus Gesteinen des Ostalpinen Kristallins aufgebaut. Dieses lässt sich nach HOKE (1990) in den Polinik-Komplex im Nordosten und den Strieden-Komplex im Südwesten gliedern. Die Einheiten sind durch die Ragga-Teuchl-Störung, welche einen Teil der SAM (HOINKES [1999]: Südrand der Alpidischen Metamorphose) repräsentiert, getrennt.

Polinik-Komplex

Der polymetamorphe Polinik-Komplex wird von relativ monotonen, grobkörnigen Glimmerschiefern und Gneisen dominiert. Granat, Disthen und Staurolith sind makroskopisch nur selten zu erkennen. Eingelagert finden sich geringmächtige Pegmatoide, Quarzite und Metabasite. Letztere zeigen mehr oder weniger gut erhaltene Relikte einer eklogitfaziellen Metamorphose, für die ein eoalpidisches Alter angenommen werden kann (HOKE, 1990).

Im bearbeiteten Gebiet fällt die Hauptschieferung der Gesteine (S_x) nach S bzw. SSW ein. Die Metabasite bilden kleinere Schollen, die sich von der Raggascharte bis nördlich der Polinikalm verfolgen lassen. In der Raggascharte sind auch quarzitisches Lagen anzutreffen.

Strieden-Komplex

Der Strieden-Komplex zeigt eine von Norden nach Süden abnehmende, polyphase Metamorphosezonierung. Im nördlichsten, liegendsten Teil finden sich feinkörnige, biotitreiche Sillimanitschiefer (Typ Eisenalm), deren Hauptschieferung (S_x) steil nach S bzw. SW einfällt. In dieser Sillimanitzone sind konkordante Lagen von diopsidführenden Amphiboliten sowie unreine Marmore eingeschaltet. Weiters sind in diesem Teil häufig konkordante, aber auch diskordante Pegmatoide vorhanden, welche zumindest in den Randbereichen duktil deformiert sind. Sie weisen einen Mineralbestand von Quarz + Plagioklas + Kalifeldspat + Turmalin ± Granat auf. Gegen das Hangende sind Einschaltungen von mehrere Meter mächtigen Quarziten bzw. von quarzreichen Schiefern häufig. Die Zone erstreckt sich vom Möllkopf über das Berghaus, die Polinikalm bis zur Teuchlscharte. Nördlich der Latschhütte ist bereichsweise eine intensive Feldspatspro-

sung und beginnende Anatexis festzustellen (siehe auch HOKE, 1990).

In weiterer Folge wird das Gebirge aus biotitreichen Zweiglimmerschiefern bzw. -gneisen (Typ Eisenalm [KRAINER, 1987]) aufgebaut, in welche Staurolith-Granatglimmerschiefer (Typ Striedenkopf) mit zahlreichen Quarzmobilisatlagen eingelagert sind. Die Züge der Staurolith-Granatglimmerschiefer sind unscharf begrenzt, lassen sich aber über mehrere Kilometer weit verfolgen. Die Staurolithporphyroblasten erreichen bis zu 2 cm Größe und bauen bis über 15 % des Gesteinsvolumens auf. Damit überwiegen sie deutlich gegenüber Granat. An mehreren Stellen überwachsen bis zu 7 cm große hypidiomorphe Andalusitporphyroblasten das Gefüge. Typisch ist auch das Auftreten von Andalusit-Quarzmobilisaten in Verbindung mit den Staurolith-Granatglimmerschiefern. Diese bilden bis zu 1 m mächtige, unregelmäßig begrenzte deformierte Knauern oder Lagen, die sich nur selten weiter verfolgen lassen. Die Andalusitkristalle sind zum Teil noch idiomorph erhalten und erreichen Querschnitte bis zu 10×10 cm. Der Gangquarz ist in den Randbereichen oft grau gefärbt. Die Andalusitzone zieht vom Fürstenkopf (südlich von Wöllatratten) über die Steinwander Hochalm, den Strieden zur Penker Eisenalm und quert in der Verlängerung des Dechantriegels das Teuchltal.

Vom Kammereich zwischen Striedenkopf und Schneestellkopf lässt sich über den Eisenriegel bis ins Teuchltal (etwa 1550 m Seehöhe) ein Amphibolitzug verfolgen, welcher mit Staurolith-Granatglimmerschiefern vergesellschaftet ist. Der Amphibolitzug ist mehrere Meter mächtig, kann aber durch isoklinale Verfaltung um NW-SE-streichende Achsen (F_{x+1}) mehrere 10er-Meter Mächtigkeit erreichen (siehe auch KRAINER, 1985). So z. B. im Kar nordwestlich des Eisenriegels, wo es zu einer mehrmaligen Wechsellagerung mit den Glimmerschiefern kommt.

In den hangendsten Lagen der Staurolith-Granatglimmerschiefer ist kein Andalusit zu beobachten. Die Zweiglimmerschiefer bzw. -gneise werden tendenziell muskovitreicher, führen vereinzelt Granat und es finden sich bis mehrere 10er-Meter mächtige unscharf begrenzte Granatglimmerschieferzüge (Typ Seebachhöhe [KRAINER, 1986]). In Letzteren erreichen die Granatporphyroblasten bis zu 2 cm im Durchmesser. Das Gestein zeigt ein knotiges Gefüge. Von der Scharte zwischen dem Striedenkopf und dem Scheuchenkopf bis 700 m nordwestlich des Bärenkopfes lässt sich ein Zug aus unreinen Marmoren verfolgen. Das Gestein zeigt eine Bänderung aus grauen und weißen Lagen. 200 m nördlich des Teuchltörls konnten in einem Granatglimmerschiefer bis zu 7mm große, deutlich deformierte Disthenkristalle gefunden werden.

Im hangendsten Teil der Zweiglimmerschiefer treten bis ca. 10 m mächtige Glimmerquarzit- und Quarzitlagen auf. Die Glimmerquarzite sind im Gelände nicht von Orthogneisen zu unterscheiden und als solche wurden sie auch von KRAINER (1984) angesprochen. Eingeschaltet sind jedoch immer wieder reine zuckerkörnige Quarzite, für die ein sedimentärer Ursprung angenommen werden kann. Dies wird auch durch Dünnschliffuntersuchungen von KRAINER (1985) bestätigt. Quarzitzüge ziehen vom Schwarzriesenkopf über die Nordhänge des Kreuzecks und des Dechants Richtung Dechantalm. Die Gesteins-

serie steht bei schwankendem Einfallen der S_x -Schieferung steil nach SSW oder NNE.

Die Grenze der Zweiglimmergneise und Granatglimmerschiefer zu den hangenden Granatphylliten (Typ Kleines Hochkreuz) ist fließend. Die Gesteine bilden eine Synkinalstruktur im Kilometermaßstab, welche etwas nach Süden überkippt ist. Die Faltenachse der Großfalte liegt flach und streicht West–Ost. Die Achsenebene zieht etwa über das Kleine Hochkreuz zur Feldnerhütte. Besonders im Scheitelbereich sind mehrere Generationen von Parasitärfaulen vorhanden und bereichsweise entstand eine achsenebenenparallele Schieferung, welche als crenulation cleavage ausgebildet ist (S_{x+3}). Im nördlichen Schenkel fällt die Hauptschieferung (S_x) in den Gipfelbereichen von Dechant und Kreuzeck nach S bis SSW ein, während sie in den tiefsten aufgeschlossenen Bereichen, beim Speicher im Wöllerbachtal, nordfallend ist. Im Südschenkel fällt S_x generell nach Norden ein. Ein markanter Amphibolitzug, der in den basalen Teilen der Granatphyllite eingeschaltet ist, hebt auf der Linie Sandfeldtörl, Kirschenhütte, Schwarzsteinkopf, Roßalm aus, ist aber im Süden, in den Gipfelbereichen der Graphischen Tristen, wieder vorhanden.

Die Granatphyllite zeichnen sich durch ein feinkörniges Helliglimmergefüge, mit bis zu 15 mm großen Granatporphyroblasten und zahlreichen Quarzmobilisatlagen aus. Es sind mehrere konkordante Amphibolitzüge eingeschaltet. Ein etwa 10 m mächtiger, markanter Amphibolitzug, welcher zumeist mit hellen Aplitgneisen vergesellschaftet ist, befindet sich in den basalen Teilen der Granatphyllite. Wahrscheinlich in ehemals liegender Position dazu tritt eine Quarzitzerie auf, welche bis zu wenige Meter mächtige Lagen aus Graphitquarziten aufweist. Letztere fallen im Gelände durch ihren stückigen Bruch und die schwarze Färbung auf. Der Quarzitzug reicht vom Kaltseetörl zur Feldnerhütte und findet sich weiters im Bereich der Seetalalm, südlich vom Schwarzsteinkopf und im Kar östlich des Sandfeldtörls.

Tertiäre Gänge

Im gesamten Arbeitsgebiet sind magmatische Gänge verbreitet. Derzeit lassen sich über 50 Vorkommen belegen. Bereits EXNER (1961) erkannte, dass diese zwar hydrothermal überprägt, jedoch postdeformativ intrudiert sind und daher dem Periadriatischen Gangfolge zuzuordnen sind. Die Gänge stehen fast immer saiger und lassen sich maximal über 100 m verfolgen. Ein basischer Gang wurde von PUTIS et al. (1993) 500 m östlich der Brücke bei Wöllatratzen im Polinik-Komplex aufgefunden. Es finden sich die Gänge daher, entgegen der Beschreibung von HOKE (1990), sowohl im Strieden- als auch im Polinik-Komplex.

Im Gelände lassen sich zwei Typen unterscheiden:

- 1) Dunkle, basaltische Lamprophyre (Malchit, Kersantit), welche normalerweise nur wenige Dezimeter Dicke erreichen und zumeist N–S streichen. Die Gesteine sind fast immer stark alteriert, sehr feinkörnig und manchmal sind mit Calcit? gefüllte Blasen Hohlräume vorhanden.
- 2) Granatführende, tonalitische Gänge erreichen häufig um die 5 m Mächtigkeit und streichen des öfteren NNE–SSW. Sie fallen im Gelände durch ihre helle Farbe und den grobblockigen Bruch auf. Die Granatkristalle sind häufig idiomorph, zumeist um 1 mm im Durchmesser, können aber auch bis zu 1 cm Größe erreichen. Als weitere mafische Gemengteile sind Hornblende und Biotit vorhanden, welche oft vergrünt

sind. Daneben finden sich manchmal Quarzphänokristalle mit Korrosionsschläuchen. Der Durchmesser der Quarzphänokristalle beträgt etwa 4 mm.

Der Fürstkopf südlich von Wöllatratzen wird aus einem Tonalitstock aufgebaut (EXNER, 1961). Die Gesteine sind, zumindest im östlichen Teil, deutlich erzführend und zeigen eine rostige Verwitterung.

Quartär

Weite Bereiche des in der Karte dargestellten Gebietes liegen über der Baumgrenze. Vergletscherungen sind nicht mehr vorhanden, Relikte davon sind jedoch vielerorts erhalten. Verebnungsflächen in den höchsten Lagen (2400–2700 m) sind zumeist mit Blockschutt bedeckt. In fast allen hochgelegenen Karen sind fossile Blockgletscher vorhanden, die an Hand von Endmoränenwällen mehrere Rückzugsstadien erkennen lassen (z.B. SW Scheuchenkopf, E Glenktörl, ...). In den tiefer gelegenen Karen werden die Böden durch Grundmoränenmaterial gebildet, welches randlich von Hangschutt überflossen wird. In manchen Gebieten sind großflächige Gletscherschliffe vorhanden. So z.B. in der Stalla Wölla, auf der Dechantalm und am Hühnerbichl. Gut erhaltene Seitenmoränen sind im Kar südlich des Schneestellkopfes, östlich des Gößnitztörls oder auf der Roßalm vorhanden. Im Wöllabachtal sind die unteren Bereiche der Hänge von bewachsenem Hangschutt und möglicherweise auch von Moränenmaterial bedeckt. Diese Hangschuttkörper wurden von Schuttkegeln aus den Seitentälern überlagert. In weiterer Folge wurde dieses Material zum Teil wieder ausgeräumt, sodass die Bäche heute zwischen Schuttwällen fließen.

Metamorphose des Strieden-Komplexes

Im Strieden-Komplex können drei Metamorphosezyklen unterschieden werden. Die älteste erhaltene Prägung ist nach geochronologischen Daten eine variszische Bildung. In den liegenden Bereichen erreichte sie amphibolitfaziale Bedingungen mit einer Mineralvergesellschaftung aus Granat + Staurolith ± Disthen. In den hangenden Teilen herrschten grünschieferfaziale Bedingungen bei Temperaturen von mehr als 450°C, wodurch es zur Bildung der Granatphyllite kam. Die überprägende Niederdruckmetamorphose erreichte in den tiefsten Anteilen der Einheit Temperaturen, die zur beginnenden Aufschmelzung der Gesteine führten. Gegen das Hangende ist eine Abnahme der Metamorphosebedingungen über die Sillimanit- und die Andalusitzone zu beobachten. Das Alter dieses Metamorphoseereignisses wird als permo-triasisch angenommen (SCHUSTER et al., 1999). Die Eoalpidische Aufheizung erreichte in den tektonisch tiefsten Anteilen des Strieden-Komplexes die untere Grünschieferfazies bei Temperaturen geringer als 400°C, da Ar-Ar-Altersspektren von Muskovit nicht beeinflusst sind.

Strukturgeologie

Die strukturelle Entwicklung des liegendsten Teiles des Strieden-Komplexes und jene des Polinik-Komplexes wurde von HOKE (1990) studiert. Im Zuge der Kartierung wurde auch der südlich angrenzende Teil strukturell untersucht. An den Gesteinen des Strieden-Komplexes lassen sich zumindest vier duktile Deformationsphasen ablesen.

○ D_x

Die Deformation D_x bedingt die Ausbildung einer ersten noch erhaltenen metamorphen Schieferung (S_x), welche die Hauptschieferung der Gesteine des Strieden-Komplexes darstellt. Sie führt zu isoklinaler Faltung älterer Quarzmobilisatlagen. Die Hornblendekris-

talle in Amphiboliten sind parallel zur L_x -Streckungsrichtung, welche in etwa NW–SE orientiert ist, gewachsen. Das Wachstum von Granat und Staurolith erfolgt spät syn- bis postdeformativ zur D_x -Deformation. Die Anlage der S_x -Schieferung wird als variszisch angesehen.

- D_{x+1}
Durch die Deformationsphase D_{x+1} wird die S_x -Schieferung in offene, jedoch auch isoklinale Falten (F_{x+1}) gelegt. Dabei kommt es in den Scheitelbereichen der Falten zur Ausbildung einer achsenebenenparallelen Schieferung in Form einer crenulation cleavage. Die Orientierung der Faltenachsen F_{x+1} bzw. der Streckungslineation L_{x+1} ist parallel bis spitzwinkelig zur Lineation L_x . In den durch F_{x+1} verfalteten Quarziten südlich des Kaltseetörls sind bisweilen beide Lineationen erhalten. Zeitlich betrachtet schließt die Deformation D_{x+1} unmittelbar an D_x an.
- D_{x+2}
Die Schieferung S_x wird diskordant von Quarzgängen, Andalusit-Quarzgängen und Pegmatoiden durchschlagen, für die ein permisches Alter angenommen werden kann. Im Bereich der Sillimanitzone werden die Ganggesteine bei Temperaturen über 500°C duktil verformt. Die Deformation bewirkt eine offene Faltung der Pegmatoide, wobei die achsenebenenparallele Schieferung S_{x+2} subparallel zu S_x liegt. In der S_{x+2} -Schieferung wächst Sillimanit, der als Produkt der permo-triassischen Niederdruckmetamorphose interpretiert wird. Auch die Andalusit-Quarzknuern zeigen eine duktile Deformation, die mit D_{x+2} erklärt werden kann.
- D_{x+3}
Die Deformation D_{x+3} ist für den Großfaltenbau der zentralen Kreuzeckgruppe verantwortlich. Da auch die permo-triassischen Mineralisograden durch D_{x+3} verformt werden, muss diese Deformationsphase eoalpidischen Alters sein. Die Faltenachsen liegen in etwa W–E-orientiert, die Faltenachsebenen stehen steil. Die Deformation lief unter Bedingungen der untersten Grünschieferfazies ab.

Sprödetektonik

Das bearbeitete Gebiet zeigt eine intensive sprödetektonische Deformation. Diese ist unter anderem dafür verantwortlich, dass im gesamten Arbeitsgebiet Hangzerreibungen und Doppelgratbildungen weit verbreitet sind.

Besonders ausgeprägt ist die spröde Deformation im Bereich der Ragga-Teuchl-Störung, an welcher der Poli-

nik-Komplex gegenüber dem Strieden-Komplex exhumiert wurde. Die Ragga-Teuchl-Störung stellt eine steilstehende, mehr oder weniger W–E-streichende Störungszone dar. Im bearbeiteten Gebiet folgt sie zunächst dem Strugenbach, zieht über die Scharte zwischen Möllkopf und Strugenkopf in die Ragga und weiter in die Teuchlscharte. Die im Bereich des Möllkopfes nach SSW einfallende Hauptschieferung des Strieden-Komplexes wird in Annäherung an die Ragga-Teuchl-Störung immer mehr in die Störungsrichtung einrotiert und steht in der Scharte zwischen Möllkopf und Strugenkopf saiger.

Die Ragga-Teuchl-Störung wird durch ein jüngeres Störungssystem an vielen Stellen versetzt, wobei die Bewegungsbeträge bis maximal 500 m betragen, zumeist aber wesentlich geringer sind. Das jüngere Störungssystem besteht aus steilstehenden, dextralen, WNW–ESE-streichenden und untergeordneten, ebenfalls steilstehenden, sinistralen, NE–SW-streichenden Störungen. Die geologische Aufnahme in diesem Areal ist lückenhaft, da das Gebiet extrem schlecht begehbar ist. Es wurde trotzdem versucht den geologischen Baustil festzuhalten. Die Störungsgeometrie lässt einen genetischen Zusammenhang mit der parallel laufenden Mölltal-Störung erkennen, welche mit der Exhumation des Tauernfensters in Verbindung steht (GENSER & NEUBAUER, 1989).

Am besten ist das Störungssystem im oberen Teil des Strugenbachtals aufgeschlossen. Die WNW–ESE-streichenden Störungen führen zur Bildung von parallelen, bis zu 10 m tiefen Schluchten. Die Wände dieser ausgewaschenen Gräben bestehen aus feinstückig zerbrochenen kristallinen Gesteinen, während am Grund Kataklastite und Pseudotachylite zu beobachten sind.

Schneiden die Störungen die übersteilten Westhänge des Wöllabachtals, so entwickeln sich an ihnen Bergzerreibungen. Besonders gut ausgebildete Bergzerreibungssysteme finden sich im Bereich der Steinwandler Hochalm oder bei der Eisenalm, wo parallele Gräben in regelmäßigen Abständen von mehreren 10er-Metern vorhanden sind.

Im mittleren Teil des Arbeitsgebietes gewinnt ein E–W-streichendes Störungssystem, welches parallel zum Großfaltenbau liegt, immer mehr an Bedeutung. Diese Störungen ziehen aus dem Areal um die Obere Gößnitzerhütte über das Gößnitztörl und den Schwarzriesenkopf in die Teuchl.

Auf dem Hühnerbichl werden die weitläufigen Gletscherschliffe vor allem von einem SW–NE-streichenden Störungssystem durchzogen.

181 Obervellach

Siehe Bericht zu Blatt 180 Winklern von R. SCHUSTER & K. SCHMID.