

Triasabfolge sowie von Schwarzphyllit und Kalkglimmerschiefer überlagert wird.

#### Quartär

Flächenhafte Bedeckung mit Hangschutt weisen vor allem die Schieferhänge um die Bogenitzen, sowie Kessel und Hänge E' des Saukopfs auf. Bergzerreibungen und flächenhafte, gravitative Massenbewegungen sind am Grat zwischen Roter Wand und Sandfeldkopf häufig. Die nach NW in Richtung Zirknitz entwässernden Bäche bilden ausgeprägte Schutt- und Schwemmkegel. Weite Moränenböden finden sich in der gesamten Bogenitzen, im Hochtal zwischen Saustellscharte und Kometerhütte und N' der Krackköpfe. Deutlich ausgebildete Seiten- und Endmoränenwälle reichen bis etwa 2.640 m/NN.

#### Zum Problem der Gneislamellen

Eine letztlich nach wie vor ungeklärte Frage ist die Genese der Gneislamellen. Im untersuchten Gebiet treten zwei der in der Sonnblickgruppe beobachteten vier Gneislamellen auf:

- Togerecklamelle (Gneislamelle 3 sensu EXNER, 1964) Albit-Porphroblastengneis, Chlorit-Glimmerschiefer mit Chloritoidporphroblasten, quarzitischer Mikroklin-Albitgneis. Die Abfolge ist relativ inhomogen und stark mit Nebengestein (Schwarzphyllit) verfaltet und verschuppt.
- Moderecklamelle (Gneislamelle 4 sensu EXNER, 1964) Mikroklin-Augengneis in verschiedener Körnigkeit, Phengitgneis, K-feldspatführender Glimmerquarzit. Im Gegensatz zur Togerecklamelle ist diese Gneislamelle homogener aufgebaut und klar von der umgebenden Trias abzugrenzen.

Drei Deutungsmöglichkeiten stehen derzeit zur Auswahl:

- Metamorphe Porphyre und Keratophyre.
- Metamorphe Arkosen und Quarzsandsteine.
- Tektonische Abspaltungen des Zentralgneises.

Weder in den eigenen Proben noch in Proben des benachbarten Gebietes (FISCHER in: HEINISCH & ZADOW, 1990) wurden Reliktstrukturen gefunden, die auf einen ehemaligen Porphyr schließen lassen. Wenngleich man diese Möglichkeit nicht gänzlich ausschließen kann, wird zur Zeit das dritte Modell (tektonische Abspaltung vom obersten Zentralgneisbereich und auflagerndem Dachgestein) bevorzugt.

Das Vorhandensein sowohl von Albit-Blastengneis als auch von Mikroklingneis in der Togerecklamelle können Hinweise auf eine ehemalige Position dieser Folge in der Gegend des obersten Zentralgneises bzw. seiner alten Dachgesteine sein. Die Ähnlichkeit in der Lithologie und dem raschen Wechsel der Gesteinstypen zwischen der Togerecklamelle und den Dachgesteinen des Saukopfs ist auffällig.

Im Gegensatz dazu zeigen die Gneise der Moderecklamelle unter dem Mikroskop eine starke Ähnlichkeit zum Zentralgneis, so daß hier momentan die Deutung als abgehobelter Span des oberen Zentralgneisbereichs bevorzugt wird. Darauf deuten auch die postkristallin zerbrochenen K-Feldspäte, die als Mikroklin den ursprünglichen Perthit des Zentralgneises ersetzen. Phengit tritt hierbei an die Stelle des nur noch in Resten vorhandenen granitischen Biotits.

Diese Überlegungen sind jedoch zur Zeit noch mit Vorsicht zu genießen und müssen in Zukunft durch

weitere Dünnschliffvergleiche sowie vor allem durch tektono-stratigraphische und dynamische Untersuchungen und Modelle unterlegt werden.

## Blatt Blatt 181 Obervellach

### Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in der nördlichen Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach

Von LEONORE HOKE  
(Auswärtige Mitarbeiterin)

#### Einleitung

Das Altkristallin der nördlichen Kreuzeckgruppe ist im Untersuchungsgebiet aus zwei WNW-streichenden Einheiten aufgebaut, die sich durch eine grundlegend verschiedene geologische Geschichte voneinander unterscheiden. Das zeigt sich in ihrer unterschiedlichen Gesteinszusammensetzung und in ihren verschiedenen geologischen Deformationsgeschichten. Absolute Altersdatierungen (K/Ar, Rb/Sr) an Mineralen und Gesamtgesteinen (Zusammenfassung siehe HOKE 1990), detaillierte petrographische und strukturgeologische Untersuchungen (HOKE, 1990), zeigen, daß die nördliche Einheit (Polinik-Einheit) von einer kretazischen Amphibolitfaziesmetamorphose, hingegen die daran im Süden anschließende Einheit (Strieden-Einheit) von einer variszischen Amphibolitfaziesmetamorphose gekennzeichnet sind. Getrennt werden die beiden Einheiten von der WNW-ESE-verlaufenden, steilstehenden Ragga-Teuchl-Störungszone, die in eine mehrere hundert Meter mächtigen Zone von Tektoniten, die die Basis der Strieden-Einheit bildet, übergeht. Texturen und Mineralparagenesen in diesen Tektoniten weisen auf eine niedrigere Grünschieferfaziesmetamorphose hin, die die variszischen Hochtemperaturparagenesen der Strieden-Einheit überprägt.

Im Folgenden werden die Lithologien der Polinik- und Strieden-Einheit und die sie prägenden Strukturelemente beschrieben.

#### Polinik-Einheit Lithologischer Aufbau

Die Polinik-Einheit ist größtenteils aus einer monotonen Serie aus mittel- bis grobkörnigen quarz- und feldspatreichen Schiefen und Paragneisen aufgebaut (Polinikschiefer und -gneis). Sie zeigen eine gut ausgebildete Foliation, bedingt durch die parallele Lagerung der Muscovite und Biotite, die 40-60 % des Gesamtgesteines ausmachen, und durch eine Segregation in glimmer- und quarzfeldspatreiche Lagen. Diese Lagen sind mm bis dm stark und können im Aufschluß im Dezimeter- bis Meterbereich verfaltet und im Zentimeterbereich krenuliert sein. Granat ist häufig und in der Regel länglich geformt und in die Glimmerlagen eingeregelt. Im Aufschluß hat das Gestein eine meist rostigbraune Farbe, unverwittert ist es silbrig bis grau gefärbt, und kann einen etwas grünlichen Schimmer zeigen, der je nach Chloritgehalt des Gesteins variiert.

Innerhalb der Polinikschiefer wurden Metapelit-schiefer ausgeschieden, die sich von den Polinikschiefern dadurch unterscheiden, daß sie Granat, Staurolit und Disthen enthalten und daher von aluminium-

reichen Sedimenten (Peliten) abzuleiten sind. Metapelite sind sehr selten, und auf die hangenden Teile der Polinik-Einheit im oberen Mörnigtal, im Bodenseegebiet, im Gebiet des Polinikgipfels und nördlich des Blösenbichlsees, beschränkt. Staurolithe und Disthene können bis zu 1 cm große Kristalle bilden. Thermodynamische Berechnungen an den die Metapelite kennzeichnenden Mineralparagenesen ergeben Metamorphosebedingungen von  $620 \pm 60^\circ\text{C}$  und  $6,25 \pm 1,25$  kbar (HOKE, 1990).

K/Ar Alter an Glimmern, die mit den Amphibolitfaziesmineralparagenesen der Metapelite im textuellen und chemischen Gleichgewicht stehen, ergeben einheitliche Werte von ca. 80 Ma. Sie werden als Abkühlalter von einer kretazischen prograden Amphibolitfaziesmetamorphose interpretiert.

Quarzitschiefer sind nur dort ausgeschieden worden, wo sie im Zehnermeterbereich auftreten, wie zum Beispiel in der Raggascharte und im oberen Raggatal. Es handelt sich in diesen Fällen um quarz- und hellglimmerreiche Schiefer, die mittel- bis grobkörnig sind, und oft Granat enthalten.

Granit- und Augengneise sind in den nördlicheren Teilen der Polinik-Einheit häufiger anzutreffen. Es handelt sich um leukokrate Granitgneise granitischer bis granodioritischer Zusammensetzung. Sie zeigen einen metamorphen Lagenbau in glimmer- und quarzfeldspatreiche Lagen und sind fein- bis mittelkörnig. In den unteren Teilen des Großhalsgrabens sind Granitgneise gut aufgeschlossen und zeigen diskordante Kontakte mit den umgebenden Glimmerschiefern. Auch findet man große lose Gesteinstrümmen von grobkörnigem Kalifeldspat-Augengneis im Bachschotter des unteren Großhalsgrabens. Im Aufschluß konnten diese Biotitaugengneise allerdings nicht angetroffen werden, was teilweise der Unzugänglichkeit der Steilabfälle des östlichen Raggabachtals zuzuschreiben ist.

Amphibolite sind selten. Sie bilden meter- bis zehnermetermächtige linsenförmige Körper und Lagen die in Metapelite, Polinikschiefer und Gneise konkordant eingeschaltet sind. Fast alle Amphibolite enthalten Granat und retrograd überprägten Pyroxen und lassen sich von Eklogiten ableiten. Amphibolitlinsen, die entlang des östlichen Felsfußes der Mörnigköpfe aufgeschlossen sind, zeichnen sich durch die Gleichgewichtsparagenese Granat – Klinopyroxen – Amphibol – Quarz – Rutil aus. Detaillierte petrographische Untersuchungen und thermodynamische Berechnungen ergeben Drucke, die 11 kbar überschreiten und Temperaturen die  $600 \pm 50^\circ\text{C}$  ergeben (HOKE, 1987). Die Eklogit-amphibolitlinsen der Raggascharte und des oberen Raggatales zeigen eine charakteristische Zonierung mit Kernen, die reich sind an Granat, Omphazit, Quarz und Rutil; Randzonen hingegen sind amphibolitfaziell überprägt, mit nach außen zunehmendem Amphibol-, Biotit- und Plagioklasgehalt.

Absolute Alter der Eklogit Hochdruckmetamorphoseparagenesen fehlen noch.

Pegmatite sind als größere Linsen (mehrere Zehnermeter mächtig) oder geringmächtige Lagen in Polinikschiefer und Metapelitschiefer eingeschaltet. Kleinere Körper zeigen eine den umgebenden Schieferr parallele Foliation, die durch die Einregelung der Hellglimmer und Streckung der Feldspäte und Quarze bedingt ist. Größere Körper, wie zum Beispiel der Pegma-

tit nördlich des Bodensees, zeigen nur im randlichen Bereich eine Foliation, hingegen im Inneren ist das ursprüngliche grobkristalline Gefüge mit bis zu 5 cm großen Muskovittafeln noch gut erhalten.

Rb/Sr Isotopenuntersuchungen (CLIFF, siehe HOKE 1990) an den undeformierten Kernteilen des Pegmatitganges nördlich des Bodensees ergeben ein Alter von 254 Ma.

### Deformationsphasen in der Polinik-Einheit

In der Polinik-Einheit können 4 regionale Deformationsphasen unterschieden werden.

Die ältesten im Meterbereich ausgebildeten Falten,  $F_2$ , deformieren eine Foliation  $S_1$ , die durch eine Metamorphosegregation in glimmer- und quarzfeldspatreiche Lagen gekennzeichnet ist. Die  $F_2$ -Falten bilden „M“ oder „Z“-förmige, spitzwinkelige bis isoklinale cm große Strukturen mit Achsen, die mit  $10\text{--}30^\circ$  nach SW einfallen. Faltenschaniere sind am besten in quarzfeldspatreichen Lagen erhalten; hingegen in glimmerreichen Lagen ist die  $S_1$ -Foliation in eine  $S_2$ -Foliation transponiert, die zu den  $F_2$ -Faltenachsebenen parallel ist.

In den Metapeliten überwachsen die kretazischen Amphibolitfaziesmineralparagenesen, wie Granat, Staurolith, Disthen, Plagioklas und Muscovit, die  $S_2$ -Foliation.

Die  $F_2$ -Falten sind co-achsial von  $D_3$ -Falten deformiert, was besonders gut in den Südabhängigen des Polinik zuerkennen ist. Die  $S_2$ -Foliation der Glimmerschiefer ist während dieser Deformation im cm-Bereich krenuliert worden.  $D_3$ -Falten sind die am häufigsten anzutreffenden Falten. Sie sind im Meter- bis Hundertermeterbereich ausgebildet, zeichnen sich durch gerade Faltenschenkel und gerundete Faltennasen aus und haben einen Öffnungswinkel von  $70\text{--}130^\circ$ . Ihre Achsen sind subhorizontal, W–E-verlaufend. Die Asymmetrie der  $F_3$ -Falten, ist nach Westen blickend entlang der Südabhänge des Polinik und im Polinikgipfelgebiet „S“-förmig, im oberen Mörnigtal und Bodenseegebiet „M“-förmig und in den Nordabhängigen nördlich des Bodensees „Z“-förmig. Das läßt auf einen Großfaltenbau im km-Bereich schließen, mit einer sich im Süden schließenden Liegendfalte (HOKE, 1990).

Die  $D_4$ -Deformation ist durch aufrechte, offene 10 m–km große Falten charakterisiert, mit W–O-verlaufenden Faltenachsen. Sie sind am deutlichsten im Bodenseegebiet ausgebildet.

Die strukturelle Einordnung der Eklogitamphibolitlinsen ist problematisch, da sie sich als kompetente Körper innerhalb der inkompetenten Schiefer verhalten. Strukturelemente in den Schieferr können nicht in die Eklogitkörper weiterverfolgt werden. Während der kretazischen Amphibolitfaziesmetamorphose sind die Eklogite stark überprägt worden, und Mineralphasen wie Plagioklas und Biotit bilden oft Blasten, die die Eklogitränder überwachsen. Jedoch kann man auch eine Einregelung dieser Umwandlungsparagenesen parallel zur umgebenden  $S_2$ -Schieferung beobachten und eine  $D_3$  Krinulation in biotitreichen Zonen.

Der mit 254 Ma datierte Pegmatit nördlich des Bodensees ist randlich verschiefert und diese Schieferung ist verfaltet. Eine strukturelle Korrelation mit den umgebenden Schieferr ist hier eindeutig: die randliche Pegmatitverschieferung ist mit  $S_2$  gleichzusetzen und die Verfaltung mit  $F_3$ . Die  $D_2$ -Deformation ist daher jünger als 254 Ma Jahre.

## Strieden-Einheit

### Lithologischer Aufbau

Die Strieden-Einheit besteht im liegenden nördlichen Teil aus einer bunten Serie, reich an Augengneisen, Marmoren, Pegmatiten und Amphiboliten, die in Metapelitschiefer eingeschlossen sind. Im Hangenden geht diese Serie in Metapelitschiefer über mit vereinzelt eingeschalteten Amphibolit- und Marmorzügen. Metapelite und Marmore lassen eine zunehmende Metamorphose von Norden nach Süden erkennen, mit Granat-Biotit-Muscovit-Chlorit-Schiefern und tremolitführenden Marmorlagen der oberen Grünschieferfazies im Süden zu Sillimanit-Biotit-Schiefern und diopsidführenden Marmoren der oberen Amphibolitfazies im Norden. K/Ar- und Rb/Sr-Alter werden als Abkühlalter von einer variszischen prograden Metamorphose interpretiert (HOKE, 1990).

Die Strieden-Einheit ist entlang ihrer Basis, dort wo sie im Kontakt mit der Polinik-Einheit ist, stark tektonisiert. Marmore, Augengneise, Amphibolite und Pegmatite liegen als fein- bis mittelkörnige Mylonite vor. Diese Mylonite zeichnen sich durch plastisch deformierte Quarze aus. Mineralblasten, wie Amphibole, Turmaline und Feldspäte zeigen eine spröde Deformation und definieren eine Streckungslineation, die nicht nur mikroskopisch, sondern auch im Aufschluß deutlich zu erkennen ist. Texturen und Mineralparagenesen dieser Mylonite weisen auf eine niedrigere Grünschieferfaziesmetamorphose hin, die die variszische Hochtemperaturmetamorphose überprägt. Im Norden sind die Mylonite entlang der subvertikalen WNW-verlaufenden Ragga-Teuchl-Störungzone von einer spröden Deformation überarbeitet; Zerrüttungszonen, Knickfalten, Brüche und das Auftreten von Pseudotachyliten sind typisch. Lamprophyrgänge, bis zu mehreren Meter mächtig mit N-S- bis NNW-SSE-Orientierung, intrudieren die Gesteinsfolgen und auch die Mylonite der Strieden-Einheit. Sie zeigen bis auf Bruchtektonik keine Deformation. Sie werden abrupt von der Teuch-Ragga-Störungzone abgeschnitten. Ihr Vorkommen ist nur auf die Strieden-Einheit beschränkt. Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter deuten auf ein tertiäres Alter von ca. 30–40 Ma (DEUTSCH, 1984) dieser Ganggesteine hin.

Amphibolitlagen sind bis zu 50 m mächtig, dunkelgrün gefärbt und konkordant in die umgebenden Glimmerschiefer eingeschaltet. Sie sind größtenteils monomineralisch aus Hornblende aufgebaut, untergeordnet kommen Plagioklas, Quarz, Klinozoisit, Epidot, Chlorit und Kalzit vor. Ein hell-dunkle Bänderung in plagioklas- und hornblendereiche Lagen kann gelegentlich beobachtet werden. Im Amphibolit/Schiefer-Kontaktbereich sind die Amphibolite biotitreich. Die Amphibolite enthalten in der Regel keinen Granat und Pyroxen, wodurch sie sich von den Amphiboliten der Polinik-Einheit unterscheiden.

Hellgefärbte Marmorzüge bilden in den liegenden nördlichen Teilen der Strieden-Einheit wichtige Leithorizonte, die über mehrere km hin verfolgt werden können. Im Osthang des Möllkopfes sind sie mit Amphiboliten und Schiefen intensiv verfaltet. Die Marmore sind aus weißen Kalzit- und mehr witterungsbeständigen, gelblichen und körnigen Dolomitlagen aufgebaut. Weiters kann auch eine Anreicherung von Amphibol, Hellglimmer, Quarz, Plagioklas und Oxidmineralen in Lagen eine Farbbänderung in den Marmoren verursachen. Östlich des Möllkopfes sind die Marmore im Kontakt-

bereich mit den Amphiboliten diopsidführend. In der Polinikalm sind sie vererzt (hämatitführend).

Pegmatite sind im liegenden nördlichen Teil der Strieden-Einheit sehr häufig. Hier intrudieren sie sillimanit- und biotitreiche Metapelite. Vom Süden nach Norden kann ein kontinuierlicher Übergang von undeformierten grobkristallinen zu feinkörnigen mm-gebänderten Ultramyloniten beobachtet werden. Die undeformierten Mylonite bilden unregelmäßige, längliche Körper, die metermächtig bis mehrere 100 m mächtig sind. Sie sind diskordant in die Schiefer eingelagert; Intrusivkontakte mit dem Nebengestein sind gut erhalten. Vom Mineralbestand her sind sie feldspatreich (Albit dominiert über Alkalifeldspäte) mit turmalin- und muscovitreichen Zonen im Kontaktbereich mit den Glimmerschiefern. Granat (Spessartin), Andalusit und Sillimanit kommen untergeordnet vor. Die deformierten Pegmatite zeichnen sich durch einen Lagenbau aus, der dem Gestein ein zebraartiges Aussehen verleihen kann. Die Lagen sind aus geschwänzten Feldspatäugen, Glimmerfischen, plastisch deformiertem Quarz und Turmalin aufgebaut. Die einzelnen Minerale sind in Lagen angereichert und parallel zueinander gestreckt (Streckungslineation). Diese mylonitische Streckungslineation kann im cm- bis m-Bereich verfaltet sein.

An der Basis der Strieden-Einheit bildet ein metamorph überprägter granitisch bis granodioritischer Augengneis einen über 12 km hin zu verfolgenden Zug, parallel zur Foliation der Metapelitschiefer. Intrusivkontakte mit dem Nebengestein sind nicht mehr zu erkennen. Die Augengneise zeichnen sich durch eine Foliation aus, in felspataugenreiche und glimmerreiche Lagen. Diese Foliation kann intensivst verfaltet sein, was besonders gut im Kehlluckerlkopfgebiet zu beobachten ist. Im Latschalmgebiet sind die Augengneise teilweise in Mylonite umgewandelt. Es dominieren muscovitreiche Augengneise; biotitreiche Augengneise kommen nördlich des Poliniksees und südlich des Möllkopfes vor.

Die Metapelite der Strieden-Einheit lassen eine Metamorphosezonierung von einer Oberen Grünschieferfazies bis zu einer Oberen Amphibolitfazies erkennen. Die Verteilung von Sillimanit (kommt hauptsächlich als Fibrolit vor) und bis zu 10 cm großen Andalusit- und cm-langen Staurolithkristallen erlaubt die Festlegung von Isogradflächen im Gelände. Sie fallen einheitlich mit 0–20° nach S–SE ein; eine Steilstellung und Deformierung erfolgt nur entlang von Störungszonen.

Die Mineralzusammensetzung der Metapelite der Strieden-Einheit erlaubt eine Unterteilung in vier Sub-Metamorphosezonen: von Süden nach Norden können die folgenden Mineralparagenesen unterschieden werden:

- Granat – Staurolit – Biotit – Muscovit – Quarz – Plagioklas
- Andalusit – Granat – Staurolit – Biotit – Muscovit – Quarz – Plagioklas
- Sillimanit – Staurolit – Granat – Biotit – Muscovit – Quarz – Plagioklas
- Sillimanit – Biotit – Quarz – Plagioklas – K-Feldspat

Die Metamorphosebedingungen für die sillimanitführenden Paragenesen sind mit  $650 \pm 100^\circ\text{C}$  und  $5.5 \pm 1.5$  kbar festgelegt worden (HOKE, 1990). K/Ar-Altersdatierungen an den Glimmern ergeben variszische Abkühlalter. Die Pegmatite, die besonders häufig in der Sillimanitzone zu finden sind und deren primärer Mine-

ralbestand K-Feldspat – Plagioklas – Quarz – Sillimanit ist, sind auf Grund des Nichtvorhandenseins von Muscovit unter Drucken, die 3 kbar nicht überschreiten, intrudiert worden. Sie ergeben ca. 250 Ma Rb/Sr-Alter.

**Lamprophyr-Ganggesteine:** Sie sind auf die Strieden-Einheit beschränkt, wo sie 20 cm bis 5 m breite parallel NNW verlaufende Gänge bilden, die über km-weite Strecken verfolgt werden können. Sie sind feinkörnig, von brauner bis grauer Farbe und enthalten entweder Biotit- oder Amphibolphanokristalle. Sie können weiße bis rosa gefärbte mm-cm große Kalzit- und Plagioklas-Sphäroide enthalten. Sie sind von DEUTSCH (1984) mit 30–40 Ma datiert worden.

#### Deformationsphasen in der Strieden-Einheit

Die älteste Deformationsphase  $Ds_1$  (s für Strieden-Einheit) ist als Mineralsegregation in den Schiefen, Amphiboliten und Marmoren ausgebildet ( $Ss_1$ ); mikroskopisch ist  $Ss_1$  an Ilmenit- und Graphiteinschlüssen in Granatkernen zu erkennen.  $Ss_1$  ist isoklinal im Meterbereich verfaltet ( $Fs_2$ ).  $Ss_1$  ist teilweise in eine  $Ss_2$ -Foliation, die parallel zu den  $Fs_2$  Faltenachsebenen ist, transponiert. Während  $Ds_2$  sind die Granate der Metapelite rotiert worden und es bildeten sich Quarzdruckschatten um die Granate, die in der  $Ss_2$ -Foliation eingeregelt sind.

Die  $Ss_2$ -Foliation und  $Fs_2$ -Falten sind von  $Ds_3$ -Strukturen deformiert.  $Fs_3$ -Falten sind am besten im SW des Striedengipfels entwickelt. Sie bilden N-vergente, 1–100 m mächtige Faltenzüge. Einzelne Falten haben ca. 50° Öffnungswinkel und W–E- bis NW–SE-orientierte Faltenachsen, die mit 0–20° nach SE abtauchen.  $Fs_3$  bildet cm-große Krenulationen. Mikroskopisch werden auch die Quarzdruckschatten der Granate krenuliert.

Die  $Ds_3$ -Deformationsstrukturen werden von den oben beschriebenen variszischen prograden Mineralparagenesen überwachsen. Die Granate zeigen einschlußfreie Ränder, die die krenulierten Quarzdruckschatten überwachsen.

$Ds_4$  und  $Ds_5$  überprägen die älteren Deformationsstrukturen und die variszischen Mineralparagenesen. Sie beschränken sich auf den liegenden, nördlichsten Teil der Strieden-Einheit, wo sie die Gesteine in Mylonite verwandelten. In diesem Teil zeigen alle Gesteine eine mylonitische Foliation  $Ss_4$  und Streckungslineation  $Ls_4$ , die in cm–m große Falten deformiert ist ( $Ds_5$ ). Die Mylonitisierung nimmt allmählich von Süden nach Norden zu. Dieser Übergang ist am besten an den Pegmatiten zu beobachten. In den Metapeliten äußert sich dieser Übergang in einer Überprägung der  $Fs_3$ -Falten, die mit zunehmenden Maße isoklinaler werden und deren Faltenachsen mehr und mehr parallel zur Mylonitstreckungslineation eingelenkt werden. Auch die Hochtemperaturmineralparagenesen werden deformiert, was sich in Rotationstexturen und einer Einreglung in die Foliation äußert.

Die Mylonite sind in W–E-verlaufende, aufrechte, leicht nach SE einfallende Falten deformiert ( $Ds_5$ ). Entfernt man die Auswirkungen der  $Ds_5$ -Deformation, erhält man die ursprüngliche subhorizontale Orientierung der Mylonitfoliation. Aus Mikrostrukturen kann man eine Überschiebung der hangenden südlicheren-Einheit über die liegende nördlichere-Einheit in Richtung NW ( $300 \pm 40^\circ$ ) ableiten (HOKE, 1990).

## Blatt 182 Spittal an der Drau

### Bericht 1990 über geologische Aufnahmen am Südostrand des Tauernfensters auf Blatt 182 Spittal an der Drau

Von REGINA ELSNER  
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Die geologischen Aufnahmsarbeiten wurden im vergangenen Geländesommer in zwei Teilbereichen durchgeführt.

- 1) Es wurden die Stoder-Nordwand (soweit zugänglich), das Schwalbenfeld, Serzenmoos, die Zlattingalm, der Maißbach und die Nordflanken des Radlbaches ab der Brücke 1003 m bis ca. 300 m nordwestlich der Forststraßenabzweigung Maißbach aufgenommen. In diesem Bereich standen Gesteine der Habach-Serie, des Alten Daches und der Zentralgneise an.
- 2) Weiterhin wurde im Süden der Kolmrücken begangen. Aufgenommen wurden dort Bündner Schiefer und ostalpines Kristallin.

Nach eingehendem Studium der Literatur und Vergleichsbegehungen in den mittleren Hohen Tauern übertrage ich die von FRASL (1958) aufgestellte Nomenklatur auf die östlichen Hohen Tauern. Dies erleichtert wesentlich den Vergleich der geologischen Einheiten innerhalb des Tauernfensters und unterstützt damit die strukturelle Interpretation. Es liegt damit folgende grobe Gliederung vom Liegenden zum Hangenden vor:

- Zentralgneise: Granite, Granodiorite und verwandte Gesteine.
- Altkristallin des Penninikums: gebänderte Gneise und Migmatite.
- Habach-Serie: Amphibolite, Metagabbros u.ä. und saure Metavulkanite.
- Wustkogel-Serie: Albitblastengneise und Quarzite.
- Karbonatische Trias: Dolomite oder Marmore, gering mächtig oder fehlend.
- Bündner Schiefer: Kalkglimmerschiefer, Kalkmarmore etc. und damit vergesellschaftet Grünsteinzüge.

#### Zentralgneise

konnten im Schwalbenfeld und im Serzenmoos gefunden werden. Zwischen diesen Zentralgneisen sind Bändergneise und Amphibolite eingelagert (= eingefaltet). Sowohl im Schwalbenfeld (2300 m, 300 m westlich des Stodergipfels), als auch im Hochkar oberhalb der Zlattingalm (2070 m, ca. 1,1 km SSW der Zlattingalm) konnten Intrusionskontakte der Zentralgneise mit den Migmatiten und Amphiboliten der überlagernden Serien gefunden werden. Eine deckentektonische Stapelung der Zentralgneise oder des Alten Daches und der Habach-Serie (nach EXNER: Storz- und Kareck-Serie) kann damit ausgeschlossen werden. In den Zentralgneisen an der Zlattingalm und an der Nordflanke des Radlbaches sind Quarzite und quarzitisches Gneise eingeschaltet. Inwieweit es sich dabei um quarzitisches Aplite oder eingefaltete Paraserien handelt, kann im Gelände nicht entschieden werden.

#### Altkristallin des Penninikums

Durch die bestehenden Intrusionskontakte zwischen den variszischen Graniten und den gebänderten Gnei-