

## Blatt 185 Straßburg

### Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Grundgebirge auf Blatt 185 Straßburg

Von GEORG KLEINSCHMIDT, HANS-MARTIN BRAUN,  
CLAUDIA MEYER, UWE RING, PETRA SCHEURICH,  
HANS-MICHAEL SEITZ und PETER STOCK  
(auswärtige Mitarbeiter)

noch einmal kurz vorstieß und dabei den flachen Moränenwall der Prekowahöhe ablagerte – es erinnert dies an die Verhältnisse bei Draschen und Pölling (vgl. Aufnahmebericht 1983), ohne daß man hier freilich direkt parallelisieren kann. Der Gurkgletscher hatte sich in dieser Zeit schon etliche km von seinem Maximalstand zurückgezogen, sodaß seine Schmelzwässer in diesem Talabschnitt bereits Alluvionen ablagerten, die – nach Einschneiden der Engen Gurk und Tieferlegung der Erosionsbasis – nur mehr in Resten am Talrand vorhanden sind.

Im Gebiet der Ortschaft Tiebel sind die Reste von zwei oder drei verschiedenen Niveaus alluvialer Aufschüttung erhalten, die vermutlich hinter der sich zurückziehenden Gletscherzunge bei Zwischenhalten angeschüttet und später durch die rückschreitende Erosion der Tiebel wieder größtenteils abgetragen wurden. Ähnlich finden sich in dem tief eingeschnittenen Talabschnitt S Draschen in unterschiedlicher Höhenlage Reste von Aufschüttungen, die sich z. T. mit dem Talboden von Draschen, z. T. mit Eisrandterrassen links der Tiebel in Verbindung bringen lassen.

Im Gurktal, das 1984 von der Prekowa bis Maitratten begangen wurde, sind die Spuren des Gurkgletschers wesentlich schwerer zu verfolgen als jene des Draugletschers in der Feldkirchner Bucht, da dem Gurkgletscher charakteristisches Fremdmaterial (wie z. B. zentralalpines Gneisblockwerk beim Draugletscher) weitgehend fehlt; nur selten läßt sich auffälliges Material wie permo-karbone Quarzkonglomerate oder -sandsteine als sicher erratisches Gestein ansprechen. Mit Ausnahme eines kleinen, unsicheren Wallrestes S oberhalb Gensau geben nur Eisrandterrassen Anhaltspunkte über Mächtigkeit und Ausdehnung des Eises und über den Gletscherrückzug. Die höchstgelegenen Aufschüttungen liegen bei Maitratten auf beiden Talseiten in ca. 1060 m SH, im Bereich Weißenbach – Prekowa in 1000 bis 1010 m Höhe. Den besten Einblick in den Aufbau dieser höheren Terrassen bietet eine s-ki-Grube in Gnesau-Sonnseite (etwa 450 m N der Gurkbrücke beim „Bad“, ca. 1040 bis 1050 m SH): Eine 15–20 m lange und gegen 10 m hohe Steilwand zeigt im dm-Rhythmus geschichtete, i. a. horizontal lagernde s-ki-Ablagerungen (nur selten ist eine talabwärtsgerichtete, mäßige Schrägschichtung zu erkennen), deren gröbere Anteile vorwiegend aus Schiefergesteinen bestehen. Weitere kleine und undeutliche Aufschlüsse von fluviatilen Material auf der linken Talflanke lassen annehmen, daß auch während des Hochglazials am N-Rand des Gurkgletschers ein flußartiges Gerinne vorhanden war, das weiter gegen E am N-Rand des Draugletschers oberhalb der heutigen Engen Gurk floß und vielleicht auch die weiter oben beschriebenen fluviatilen Sedimente N Severgraben aufgeschüttet hat.

Der Wimitzgraben, der vom Abfluß des Goggauses durchflossen wird, wurde bis zur Ruine Wullroß begangen. Mit Ausnahme eines gegenüber dem Orte Wimitz gelegenen Restes einer höheren Terrasse ist nur der rezente, meist stark vernähte bis versumpfte Talboden entwickelt. Größere Schmelzwassermengen haben durch diesen Graben nur während des Gletscherhöchststandes und der ersten Rückzugsphase ihren Weg genommen; die flache Talwasserscheide SE Niederwinklern zeigt, daß schon nach einem Zurückweichen von 400–500 m vom Gletscherhöchststand die Abflüsse ihren Weg gegen S über den Raum Rennweg genommen haben.

Die 1983 durch eine Arbeitsgruppe der TH Darmstadt begonnene Aufnahme wurde 1984 fortgesetzt und konnte für einen Streifen entlang des nördlichen Blatt-randes abgeschlossen werden. Die 1984 bearbeiteten Teilgebiete sind von W nach E bzw. N nach S (\* = abgeschlossene Diplomkartierungen):

1. Wöbringbach – Preining – Teichl (SEITZ\*),
2. Teichl – Klachl – Ingolsthal (RING\*),
3. Ingolsthal – Moserwinkl – Spielberg (MEYER\*),
5. Schnatten – Zienitzen (KLEINSCHMIDT),
7. Roggbach – (Hoch-) St. Paul – Gößeberg (STOCK),
8. Pflugernhöhe – Sörger Berg – Sonntagsberg (SCHEURICH).

Die vorjährige prostratigraphisch-tektonische Giedering (KLEINSCHMIDT et al., 1984) wurde erfolgreich weiterbenutzt. Sie wurde in erster Linie von v. GÖSEN (1982:47) übernommen und deckt sich damit vor allem in den Teilgebieten 1–5. Die Aufnahmen konnten sich außerdem auf die Übersichtskartierung von BECK-MANNAGETTA (1959) und im SW auf die Arbeit HAJEK (1963) stützen, deren Grenzziehungen teils bestätigt, teils ergänzt werden konnten.

#### 1. Wöbringbach – Preining – Teichl

Im gesamten Gebiet konnte eine Untergliederung der Marmore (Murauer Kalke) und der Biotit-Chloritschiefer erreicht werden: phyllitische Marmore wurden um die Kapelle oberhalb Metnitz und um die Höhe 1313 abgetrennt, gelber Marmor westlich der Höhe 1169; bei den Biotit-Chloritschiefern wurden SE Metnitz Bereiche mit reichlich Magnetit, mit großen Muskoviten östlich entlang des Preiningbaches auskartiert.

Vor allem im Umkreis der Höhe 1313 wurden Schwärme von 20 bis 40 m langen Linsen verschiedener Marmor-, Phyllit- und Quarztypen präzise erfaßt, darunter besonders auffallend dunkle Granatquarzite.

Im Wöbringbachtal konnten bis 50 m mächtige Bewegungszonen kartiert werden, die am Blattrand NE Ebner und W Vökl auf 300–400 m bzw. über 50 m Länge abgeschlossen sind. Die Bewegungszonen bestehen aus einer Mélange von Quarzit, feinkörnigem Kohlenstoff-, Karbonat- und Glimmer-Chlorit-Phyllit mit zahlreichen Quarzboudins, die bis zu 0,5 m mächtig und 2 m lang werden können. Aufgrund der intensiven Durchbewegung und der räumlichen Lage der Bewegungszonen (= 60/25 NW = parallel  $s_3$ ) müssen sie als Überschiebungsbahnen beträchtlicher Schubweite aufgefaßt werden, deren östliche Fortsetzung in den Linsenschwärmen der Höhe 1313 zu vermuten ist.

Um im Raum Metnitz – Grades beiderseits des Metnitztales erzführende Biotit-Chloritschiefer exakt auskartieren zu können, wurden geomagnetische Messungen durchgeführt. Die bis zu 60 % Erzanteil führenden Schiefer konnten von Metnitz bis Zwatzhof mit gut 400 m Ausstrichbreite nachgewiesen werden. Es ließen sich räumlich relativ kleine magnetische Anomalien von 3000 bis 11.000 Gamma feststellen. Die Schuttbedek-

kung wird im Metnitztalboden von Metnitz bis 300 m W Schloß Grades, S Ma. Höfl und oberhalb des Sportplatzes von Grades jedoch so mächtig, daß die magnetischen Messungen offenbar beeinträchtigt wurden; eine befriedigende Interpretation der Meßergebnisse ist daher bis jetzt noch nicht gelungen. Erzmikroskopische Untersuchungen ergaben, daß die Magnetit- und Ilmenitvererzung der Biotit-Chloritschiefer sedimentogen und von einem prämetamorphen Abtragungsgebiet mit Basiten abzuleiten ist.

## 2. Teichl – Klachl – Ingolsthal

Die Kartierung konnte mit Detailergänzungen um den Höhenrücken 1056 und eingehenden strukturgeologischen Aufnahmen abgeschlossen werden.

Die Amphibolite der Übergangsserie (bzw. des „Altkristallins“?) westlich Scharlitzers ließen sich in einen zeitlichen und einen massigen Typ aufspalten und entsprechend kartieren.

Der Marmorzug Gatterkeusche – Höhe 1056 wurde in fünf Marmortypen untergliedert (etwa von unten nach oben: unreiner phyllitischer Marmor; gelbweißer Marmor; Dolomitmarmor; blaugrauer Marmor; blauschwarzer, graphitischer Marmor). Dabei kristallisierten sich insbesondere am Hang gegen das Ingolsthal (= Roßbachtal) drei bis vier unregelmäßige Wiederholungen der Abfolge heraus.

Im Aufnahmegebiet ließ sich beispielhaft die sechsfache Deformation durch variskische und alpidische Orogenese belegen (analog v. GOSEN, 1982). Von  $F_1$  sind in den Schiefen, Phylliten und Grüngesteinen nur noch die  $s_1$ -parallelen Quarzgänge überliefert (gesamtes Aufnahmegebiet). Die zweite Deformation ( $F_2$ ) erzeugt isoklinale E–W-Falten im cm-Maßstab, deren Schenkel meist stark zerrissen sind (besonders klar zwischen Hieming und Deiml).  $F_3$  stellt die Hauptgefügeprägung des Kristallins dar, es kommt zur Überschiebungstektonik, die eine starke Zerschneidung des Gesteinskomplexes im gesamten Gebiet zur Folge hat. Die zugehörigen  $B_3$ -Falten sind meist isoklinal im dm- bis m-Bereich, ihre Schenkel boudiniert (eindrucksvoll belegt in Kohlenstoffphylliten bei Punkt 985 südlich Gruber). Eine zugehörige lagekonstante Streckung ( $str_3$ ) liegt parallel zu den  $B_3$ -Achsen, d. h. wie diese E–W. Mit der vierten Deformation ( $F_4$ ) beginnen die Kaltdeformationen, während  $F_2$  und  $F_3$  mit grünschieferfaziellen Metamorphosen verbunden sind.  $F_4$  ist häufig an Überschiebungszonen gebunden und erzeugt auffällige Falten kleiner Amplitude (Koffer-, Pilz- und Fließfalten; beispielhaft in einer Wechselfolge von Marmor und Biotit-Chloritschiefer südöstlich Deiml). Die zugehörige Streckungsfaser ( $str_4$ ) liegt etwa parallel zu den  $B_4$ -Achsen (NW–SE). Die fünfte Deformation ( $F_5$ ) ruft z. B. im selben Bereich wie zuvor und im Bachanschnitt westlich Ingolsthal einen offenen Faltenbau mit Amplituden im 5- bis 10-m-Bereich hervor. Die Achsen streichen vermehrt N–S.  $F_6$  ist der finale Deformationsprozeß, der einen flachwelligen Faltenbau zeigt und lagekonstante NE–SW-Achsen aufweist, nachweisbar im Raum südlich Deiml.

Auf dem Höhenzug 906–1056 südwestlich des Ingols- (= Roßbach-)tals konnten drei Überschiebungsbahnen auf mehrere 100 m Länge verfolgt und kartiert werden. Sie sind der  $F_3$ -Deformation zuzuordnen und mit einer metamorphen Mylonitisierung (nicht Kataklaste!) der betroffenen Gesteine verbunden.

Zu den relativ großen, das Gebiet vom Punkt 757 im Metnitztal bis in den Bereich der Thoner Höhe in

SSE–NNW-Richtung durchziehenden Verwerfung konnten zwei kleinere Parallelstörungen kartiert werden:

1. W Senger – Weirerhube,
2. Grades – Riedl – ca. 500 m W Marak.

Die größere Störung Punkt 757 – Thoner Höhe gabelt sich südlich Deiml in mindestens vier Äste auf, die östlichsten mit N–S-Verlauf. Alle Störungen versetzen ostabschiebend die Gesteine um einige Zehnermeter.

Für die Amphibolite der Übergangsserie auf dem Rücken nordwestlich Scharlitzers konnte durch geochemische Untersuchungen orthogenes Ausgangsmaterial (basische Tuffe und Diabase) ermittelt werden.

## 3. Ingolsthal – Moserwinkl – Spielberg

„Altkristallin“ nimmt den Südosten des Gebietes zwischen Lambauer und Wiesen ein: Granatglimmerschiefer mit Quarzit- und südlich Lambauer auch Marmor- und Amphibolitzügen. Hier ist die Folge mehrfach durch etwa N–S verlaufende Brüche gestört, Marmore und Amphibolite werden abgeschnitten. Mylonite, vor allem von kleineren Parallelverwerfern, z. T. mit tektonischen Geröllen belegen die bruchtektonische Beanspruchung der Südostecke zusätzlich. Nach NW wird das „Altkristallin“ wesentlich eintöniger, und abgesehen von zwei sehr kleinen Marmorlinsen sind nur noch Quarzitlagen und -linsen eingeschaltet, die eine Mächtigkeit von 20 m erreichen.

Im oberen Teil des „Altkristallins“ (SE Wiesen) und im unteren Teil der Übergangsserie lassen zunehmende Chloritisierung der Minerale und Pseudomorphosen von Chlorit nach Granat die diaphthoritische Überprägung dieses Bereichs erkennen. Die Grenze des „Altkristallins“ gegen die Übergangsserie ist größtenteils von Hangschutt und eiszeitlichen Ablagerungen überdeckt. Südlich Wiesen sind die Glimmerschiefer des „Altkristallins“ gegen Amphibolite gestört, die amphibolitischen Einschaltungen in die Biotit-Chloritschiefer ähneln, aber etwas höher metamorph sind. Dieser Bereich wird daher vorläufig in die Übergangsserie gestellt.

Im Nordosten des Blattes südlich der Höhe 1188 und nordöstlich Oberwalk bildet eine flache Überschiebung die Grenze zwischen Biotit-Chloritschiefern und dem Murauer Kalk. Weiter im Westen (Südhang des Koglerkogels, in Leimersberg) verläuft die Grenze im üblichen SE–NW-Streichen und liefert keine Hinweis auf einen gestörten Kontakt. Auffällig ist hier nur, daß bereits an der Basis der Murauer Kalke bis zu 50 m mächtige Kohlenstoffphyllitbänder eingeschaltet sind.

In den tiefen Taleinschnitten westlich und östlich des Spielbergs werden  $\pm$ N–S verlaufende Störungen angenommen, da die Seriangrenze und Gesteinszüge im Bereich der Täler stark gegeneinander versetzt sind. Wegen der mächtigen und großflächigen Bedeckung mit Hangschutt und eiszeitlichen Ablagerungen sind diese Verwerfer nicht genau zu lokalisieren.

## 4. Metnitz – Grades – Kuster – Feistritz

Die tiefsten Gesteine des Kartiergebietes gehören der Glimmerschiefergruppe („Altkristallin“) an. Die wenigen Aufschlüsse erstrecken sich entlang des Feistritzbaches im Osten des Aufnahmegebietes. Es handelt sich um muskovitreiche, stark verfaltete Schiefer, die Granate unterschiedlicher Größe führen. In die Glimmerschiefer sind stark karbonatische, zoisit- und chloritreiche sowie biotitführende Quarzite eingeschaltet.

Über den Gesteinen der Glimmerschiefergruppe folgen im Feistritztal wie nördlich der Metnitz in unterschiedlicher Mächtigkeit Phyllonite der Übergangsserie. Die Phyllonite zeichnen sich wie üblich durch eine straffe, engständige Schieferung aus, die ältere Schieferungen überprägt. Quarz ist generell in ein zeiliges Gefüge parallel zur Schieferung eingeregelt und bildet kleine Linsen und Fältchen mit abgescherten Schenkeln. Partienweise kommen kleine Granate vor. In Gesteine der Decke eingeschaltet liegen diese Gesteine außerdem 500 m NE des Starnegger-Hofes, sowie etwas westlich davon im Bereich einer zusätzlichen Überschiebungszone an der Fahrstraße Grades – Habertzettl. Diese Bewegungsflächen liegen über der eigentlichen Deckenbahn, können durch lateral anschließende Schuttbedeckung jedoch nicht weiterverfolgt werden. Es könnte sich um eigenständige Bewegungsbahnen oder um eine von der Deckenbasis ausgehende Verschiebung handeln. Die Grenze zwischen Mittel- und Oberostalpin wird im Metnitztal von Talfüllung überdeckt, wurde im Kartiergebiet Ring jedoch in entsprechender Lage angetroffen.

In einem isolierten Vorkommen nördlich Untersteiner stehen Amphibolite in einem Wegaufschluß an. Zwei Varietäten können unterschieden werden: einerseits Amphibolite mit schwacher Regelung der Minerale nach der Schieferung und bis zu mehrere mm großen Hornblendeblasten, zum anderen geregelt Hornblendeschiefer. Aufgrund eines benachbarten Aufschlusses mit granatführenden Chloritschiefern wurden die Amphibolite den basalen Anteilen der Gurktaler Decke zugerechnet. Da jedoch eventuelle Überschiebungsbahnen durch Schutt überdeckt sein können, ist auch eine andere Einstufung denkbar. Im unteren Teil der Gurktaler Decke folgen vielfältige Schiefer mit wechselndem Chloritgehalt, der den Gesteinen fast durchwegs einen grünen Farbton verleiht. Die Entstehung des Chlorits folgt zumindest teilweise der retrograden Umwandlung (Granat-) Biotit-Chlorit, die in den höheren Partien am weitesten fortgeschritten bzw. abgeschlossen ist. Somit finden sich dort außer einem wechselndem Muskovitgehalt keine weiteren Glimmeranteile, während im unteren Abschnitt Biotitrelikte anzutreffen sind. Aufgrund dieser Beobachtung erfolgte eine Unterteilung der Biotit-Chloritschiefer in Biotit-Chloritschiefer i. e. S. (unten) und Muskovit-Chloritschiefer (oben). Die Biotit-Chloritschiefer konnten ausschließlich in den Bereichen um das Schloß Grades angetroffen werden. Neben Chlorit und Quarz sind Biotit, Epidot und (Klino-)zoisit prominent. In der Schlucht unterhalb des Schlosses wurden einzelne Bereiche mit starker Albitführung und Epidotflatschen angetroffen, die deutlich auf vulkanogenes Ausgangsmaterial hinweisen. In die Schiefer sind kleine Marmor- und Phyllonitlinsen eingeschaltet. Muskovit-Chlorit-Gesteine nehmen weite Bereiche des Kartiergebietes ein. Sie umlaufen das Kustermassiv von südlich Metnitz bis nach Feistritz mit einer Obergrenze bei etwa 1000 bis 1100 m Seehöhe. Das Kartenbild zeigt eine sehr unruhige Abfolge linsenförmiger Gesteinspakete, die oft nur über kurze Entfernungen aushalten oder kartenmäßig nicht mehr darstellbar waren. Einzelne Varietäten wurden zunächst nach wechselndem Quarz- und Karbonatgehalt unterschieden. Stark quarzführende Partien sind dabei deutlich massig und zeilig ausgebildet, während Karbonat sowohl in bräunlich verwitternden Einzelkristallen als auch in dünnen Lagen und Linsen vorkommt. Erwähnenswert ist der überall nachzuweisende Gehalt

an Magnetit und Ilmenit, der in einzelnen Schichtpaketen zu hohen Erzkonzentrationen kumuliert. Dort liegen Magnetit-Idioblasten bis zu mehreren mm Durchmesser vor. In erzreichen Zonen erfolgt eine deutliche Differenzierung des Gesteins in quarz- und feldspatreiche, helle Zonen einerseits, sowie chlorit- und erzreiche Zonen andererseits. Ferner erfolgt eine Anreicherung in den Scheiteln liegender Falten.

Die Mächtigkeiten der Chloritschiefer nehmen von Süd nach Nord zu. Im Süden des Kartierungsgebietes konnten keine Biotit-Chloritschiefer wie im Norden bei Grades gefunden werden.

Über den Chloritschiefern unterschiedlicher Ausprägung liegen bis in die Gipfelregion Karbonate, die alle Übergänge vom karbonatischen Phyllit zum reinen, massigen, blaugrauen Marmor aufweisen. Im Gegensatz zu der linsigen Struktur der Chloritschiefer lassen sich vor allem am W- und SW-Hang des Kusters einzelne Marmorzüge über weitere Strecken auskartieren, wengleich diese in sich ebenfalls intensiv gefaltet sind.

Der geologische Aufbau wird in weiten Bereichen von einer mächtigen Schuttbedeckung verhüllt. Hierbei handelt es sich sowohl um Hangschutt als auch um Relikte eiszeitlicher Moränen. Während diese um Feistritz in einigen Wegen direkt angeschnitten sind, lassen vielerorts bis in etwa 1200 m Seehöhe anzutreffende Einzelgerölle auf eine wesentlich weitere Verbreitung schließen. Auch der terrassenförmige Aufbau der NE- und E-Hänge des Kusters legt diesen Schluß nahe.

Das gesamte Kartierungsgebiet wurde von intensiver Faltung betroffen. Hierbei können präalpidische Falten-generationen ( $F_1$ ,  $F_2$ ) von mehreren Faltungen nach der Deckenüberschiebung (ab  $F_3$ ) getrennt werden. Die tektonische Beanspruchung endet mit einer intensiven Bruchtektonik, die besonders südlich Grades in einer Vielzahl kleiner Verwerfer aufgeschlossen ist und hier durch die Zerblockung zu einem unruhigen Kartenbild führt.

## 5. Schnatten – Zienitzen

Der gesamte Raum zwischen Schnatten (Schnatten) und Steiner/Priegertrate (Zienitzen) wird von Biotit-Chloritschiefern der „Liegenden Einheit“ der Murauer Teildecke/Phyllitgruppe eingenommen. Von der Masse der Biotit-Chloritschiefer ließen sich im einzelnen Biotit-Feldspatschiefer und Biotit-Chlorit-Feldspatschiefer, alle gelegentlich mit kräftiger Karbonatführung (im Bereich Priegertrate), unterscheiden; eine kartenmäßige Abtrennung dieser Untertypen ist jedoch wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht möglich gewesen. Etwa 300 m östlich Priegertrate geht aus Häufungen von Kohlenstoffphyllit-Lesesteinen hervor, daß hier ähnlich wie nördlich der Metnitz über den Biotit-Chloritschiefern im östlichen Gipfelbereich der Priegertrate Kohlenstoffphyllite anstehen; durch wenige Lesesteine ist außerdem belegt, daß sich auch hier Marmor (Murauer Kalk) zwischen diese beiden Einheiten in geringer Mächtigkeit einschiebt. Im Paßbereich östlich Priegertrate schalten sich in die Folge der Biotit-Chloritschiefer helle, feldspat- und magnetitreiche Typen ein, zwischen Haberland und Rötschacher auch Amphibolitlinsen. Die regionale Schieferung ( $s_3$ ) der Phyllitgruppe variiert zwischen 145/20 SW und 110/70 NE und liegt auf einem Großkreis, der zu einem  $B = 110/20$  NW paßt ( $B_4$ ?  $B_5$ ?).

Gesteine der Glimmerschiefergruppe („Altkristallin“) scheinen im unteren Hang des östlichen Schnatten und nördlichen Zienitzen gegen die Metnitz zu dominieren, sind jedoch weitgehend von quartärer Bedeckung verhüllt. Bisher wurde dort nur ein sicherer Aufschlußbereich mit Amphiboliten der Glimmerschiefergruppe gefunden (Bacheinschnitte westlich Kuchler). Das Vorkommen könnte die westliche Fortsetzung eines Amphibolitzuges sein, der von BECK-MANNAGETTA (1959) gut 1 km östlich aufgenommen wurde. Das Gestein ist kaskadenartig um etwa 20°-streichende  $B_4$ -Achsen offen verfalltet bzw. geknickt, zumindest in den Faltenscheiteln von  $s_4$  betroffen und außerdem stark bruchtektonisch beansprucht. Die Plankogelserie, die unmittelbar östlich auf Blatt 186 St. Veit den Moschitzberg aufbaut, reicht jedenfalls in den Ortslagen Zienitzen und Machuli nicht auf das Blatt Straßburg. Im Bereich der Blattgrenze muß daher eine bedeutende Störung zu finden sein. Die regionale Lagerung der Glimmerschiefergruppe wird durch das flache  $s_3$  (= 50/20 NW) bestimmt.

Phyllitische, diaphthoritische Glimmerschiefer (bzw. Phyllonite), die nach v. GOSEN (1982) die Übergangsreihe charakterisieren und die nördlich der Metnitz in stark wechselnder Mächtigkeit die Fuge zwischen „Altkristallin“ und Phyllitgruppe markieren, treten hier in tektonisch-stratigraphisch unsicherer Position auf: Der Zug von Walder über Gannacher in Richtung Höhe 1278 konnte durch einige typische Aufschlüsse ca. 500 m W Höhe 1278 bestätigt werden; der Verlauf der Fortsetzung des Zuges nach E oder SE und die Grenzziehung gegen die Biotit-Chloritschiefer ist jedoch zwischen Steiner und Saumarkt bis jetzt sehr unsicher (Aufschlußarmut; Übergänge?). Ein ähnlicher, im Gelände zunächst schwer anzusprechender Phyllonit zieht sich von gut 500 m E Steiner zur Höhe westlich Punkt 1254. Die Dünnschliffanalyse bestätigt die Gesteinsansprache: Mehrfach deformierte  $s_1$ -parallele Quarzgänge, stark rotierte zonare Granate, Chloritoid in  $s_2$  und/oder  $s_3$  eingeregelt und nachfolgend deformiert und weitgehende Biotitchloritisierung belegen dieselbe komplexe metamorph-tektonische Geschichte wie in den Phylloniten nördlich der Metnitz. Aus verwandten Gesteinen könnte der ganze Rücken von Punkt 1254 bis zur östlichen Blattgrenze bestehen. Im Gelände hat man zunächst den Eindruck, daß Biotit-Chloritschiefer in diesem Gesamttraum mit diesen diaphthorischen Glimmerschiefern bzw. Phylloniten wechseln, eine Verschuppung ist nicht ausgeschlossen. Wenn die tektonisch-stratigraphische Position für diese Gesteine auch hier die Schubbahn zwischen „Altkristallin“ und Gurktaler Decke ist, dann müßte hier eine größere westabschiebende Störung etwa vom Grabner/Zienitzen über den Einschnitt W Punkt 1254 in den Machuliwald ziehen. Indiz dafür ist die starke Störungsbeanspruchung der Amphibolite W Kuchler.

Würmzeitliche Moränensedimente reichen in Schnatten weiter bergauf, als 1983 angenommen: oberhalb Haberland/Haßhold tangieren sie die 1200 m- und oberhalb Grabner die 1100 m-Isohypse. Knapp unterhalb der 900 m Höhenlinie werden sie im Raum Grabner von fluviatilen/fluvioglazialen Schottern abgelöst. Die pleistozänen Sedimente sind wegen der mäßigen Aufschlußverhältnisse in diesem Bereich nicht immer gegen die verbreiteten Hangschuttbildungen abgrenzbar.

## 6. Straßburg – Perkova

Übersichtsbegehungen entlang des Fahrweges Straßburg – Perkova bestätigen im wesentlichen die Aufnahme BECK-MANNAGETTAS (1959). Die Hangendgrenze der Glimmerschiefergruppe ist bei Lärmatzen NW Straßburg nicht so gut faßbar wie weiter westlich auf dem Bergücken „Geier“. Die Glimmerschiefergruppe wird aus mehr oder weniger diaphthorischen Granatglimmerschiefern mit Amphiboliteinlagerungen (250 m N Lieding) aufgebaut.

Zwischen Lärmatzen und Oberwinkler dominieren die Phyllonite der Übergangsreihe, typisch bei Maier, mit Graphitquarzitlagen ca. 150 m N Lärmatzen. NW des Gruschitzer Kreuzes stören flach nordwestfallende Biotit-Feldspatschiefer mit Kohlenstoffphylliten im Liegenden das einheitliche Bild. Ob dies durch Bruch- oder Überschiebungstektonik bedingt ist, konnte noch nicht geklärt werden.

Gesteine der Phyllitgruppe sind westlich des Tales von Winklern, oberhalb Bachl bis Perkova vertreten: Murauer Marmore an der Paßhöhe und zwischen Bödendorf und Zedegger, im übrigen Biotit-Feldspatschiefer, beide Gesteine offenbar mit einander verschuppt. Die Natur der Grenze gegen die östlich anschließende, topographisch höher liegende Übergangsreihe ist offen.

## 7. Roggbach – (Hoch-)St. Paul – Gößberg

Die im Kartiergebiet anstehenden Gesteine der Glimmerschiefer- und der Phyllitgruppe bilden die mit ca. 20–30° nach SSE einfallende Flanke einer großräumigen Sattelstruktur, deren Achse flach nach WSW einfällt (Westende des abtauchenden Wimitzfensters). Der Sattelscheitel liegt ungefähr auf der Linie St. Paul – Lawesen – Göschl. Hier und in den Ortslagen Reggen und Zirkitz ist als stratigraphisch Tiefstes der recht einförmige Granatglimmerschiefer der Glimmerschiefergruppe aufgeschlossen. Seine Granate sind meist 2–5 mm groß und erreichen in einzelnen Horizonten mehr als Zentimetergröße. Im Bereich der Obergrenze sind die Granatglimmerschiefer phyllonitisiert.

Über den Granatglimmerschiefern folgen, durch mehrere Meter mächtige Mylonite getrennt (SSE Lawesen), möglicherweise als Vertreter der Übergangsreihe dunkle Biotit-Hornblende-Schiefer mit mehreren mm großen, zerbrochenen und unregelmäßigen Hornblenden. Dieser für den Grenzbereich Glimmerschiefer-/Phyllitgruppe charakteristische Horizont ist maximal 20 m mächtig (Hotel Simonhöhe) und scheint an der Nordgrenze des Kartierungsgebietes ganz auszufallen.

Die Phyllitgruppe beginnt mit ca. 300 m quarzitischem Serizit-Biotitschiefern. Vereinzelt enthalten sie Magnetit und Granat, der bis 1 mm Korndurchmesser erreichen kann. Die Serizit-Biotitschiefer umfassen den Gipfel des Paulsberges sowie das Hocheck und den Galler Berg. Am Südfall des Galler Berges folgt über den Serizit-Biotitschiefern, durch einen Phyllonit abgetrennt, phyllitischer und fast reiner Serizit-Quarzit, darüber Kohlenstoffquarzit. Durch einen weiteren Phyllonit begrenzt, folgt darüber Biotit-Chloritschiefer, der bei Hafenberg als Basis der am Südrand des Blattes anstehenden karbonatischen Serizit-Chloritschiefer ansteht. Letztere sind als stratigraphisch Höheres an einer südabschiebenden W–E-Störung von Trenk über Gall – Reidenwirt um ca. 350 m gegenüber den Serizit-Biotitschiefern abgesenkt. Die karbonatischen Serizit-Chloritschiefer haben eine Mächtigkeit von ca. 350 m und fallen mit ca. 20° nach S ein. Sie sind teilweise quarzitisches, enthalten

sehr häufig Quarzknuern und kalkige Horizonte und erstrecken sich über St. Urban bis zum Gößeberg/ Veitsberg. Sie bilden dessen Sockel in Form einer kleinen flach nach WSW einfallenden Mulde und setzen sich weiter bis nach Liemberg fort. Darüber folgen auf der Kleingradenegger Höhe und am Gößeberg Chlorit-Kalkschiefer mit zunehmender Mächtigkeit (ca. 50–150 m) von NE nach SW im Bereich des Göße-/ Veitsberges. Diese Chlorit-Kalkschiefer zeigen häufig eine typische Kalzitbänderung mit intensiver Mehrfach-faltung.

Die Gipfelregion von Göße- und Veitsberg werden von einer Deckscholle aus vermutlich sauren bis intermediären Meta-Alkalivulkaniten gebildet. Ihre basale Schubbahn wird durch Schuppen bzw. Schürflinge von weiß-blau gebändertem Dolomitmarmor (NE-/E-Hang des Gößeberges), von massigem Quarzit und Kohlenstoffphyllit (S-Hang des Gößeberges, W Veitsberg) markiert und ist in der Steilwand auf der Südseite des Veitsberges als über 10 m mächtiges Band aufgeschlossen, u. a. kenntlich durch den Reichtum an Gangquarzboudins und metergroßen Dolomitschürflingen. Die feldspatreichen Metavulkanite sind an der Basis der Deckscholle und in der tektonisch separaten, höheren Teilscholle des Veitsberges massiv und porphyrisch ausgebildet ( $\approx$  „Gneismylonite“ nach BECK-MANNAGETTA [1959] bzw. „Porphyrschiefer“ nach HAJEK [1963]), im übrigen wegen starker Durchschieferung und feineren Kornes zunächst als Feldspat-Chlorit-schiefer bezeichnet worden. Besonders hier sollen Bewegungs-bahnen und Begleitgesteine eingehender untersucht werden.

## 8. Pflugernhöhe – Sörger Berg – Sonntagsberg

Flach nach SE einfallende Gesteine der Phyllitgruppe (Muskovit-Biotit-Feldspatschiefer) am Gauerstall setzen sich nach W über die Höhe 1051 fort, unterlagert von granatführenden Glimmerschiefern (Übergangsserie? Glimmerschiefergruppe?), in die sich am E-Hang des Tatschniggrabens mehrere, bis zu 8 m mächtige Marmorlinsen einschalten. Die im Vorjahr beschriebene Scherzone, die am NE-Hang des Gauerstalls den sprunghaften Wechsel zwischen den Gesteinsgruppen markiert, konnte wegen starker Schuttbedeckung nicht weiter verfolgt werden. Dennoch ließ sich die Grenze mit Hilfe von Lesesteinen kartieren. Sie ist durch eine Reihe vermutlich NW–SE gerichteter Verwerfungen mehrfach versetzt, deren Fortsetzung jedoch in der gleichförmigen hangenden Serie nicht erfaßt werden kann.

Am W-Hang des Tatschniggrabens bis zum Gipfel der Pflugernhöhe stehen Biotit-Muskovit-Feldspatschiefer (Phyllitgruppe) an, in die sich zum Hangenden hin vermehrt helle Quarzite und Graphitquarzite einschalten. Der Tatschniggraben folgt somit dem Verlauf eines WNW–ESE gerichteten Störungsbündels, das die Gesteine der Phyllitgruppe am W-Hange gegen die granatführenden Glimmerschiefer des E-Hanges versetzt. Im Gebiet des Tatschnigteiches bilden diese Störungen mit einer Schar  $\pm$ E–W gerichteter Verwerfungen ein Mosaik wechselnd einfallender Bruchschollen: nach NW einfallende granatführende Glimmerschiefer stehen westlich des Tatschnigteiches bis etwa 890 m Seehöhe an, gegen die nach N im Verlauf des Tatschniggrabens und nach S in der Anhöhe nördlich Höhbauer die nach SE einfallende obere Serie abgeschoben wurde.

Der Gipfelbereich des Sörger Berges wird durch flach SE fallende Granatglimmerschiefer, quarzitisches Granatglimmerschiefer und lagenweise granatführende Quarzite gebildet. Granatglimmerschiefer mit makroskopisch erkennbarem Chloritoid stehen nördlich des Gipfels bis zum Einschnitt zwischen Sörger Berg und Schnee-bauerberg bei 1197 m Seehöhe an. Ein deutlich ausgeprägter morphologischer Einschnitt nördlich der Pflugernhöhe zwischen Glantschnig im W und Schenkenberg/Hofstätter im E markiert den Verlauf einer WSW–ENE gerichteten Störung, an der die Gesteine der Glimmerschiefergruppe des Sörger Berges gegen die Muskovit-Biotit-Feldspatschiefer der Pflugernhöhe grenzen.

Nördlich des Sörger Berges im Bereich Schwager – Urbonig – Fuchsbauer schalten sich in die Granatglimmerschiefer Marmore, Kalksilikatmarmore, Hornblendegarbenschiefer, Graphitquarzite und Amphibolite in geringmächtigen Linsen ein. Überlagert wird diese Abfolge in östlicher Richtung durch die Phyllitgruppe mit überwiegend quarzitisches Muskovit-Biotitschiefern und Biotitquarziten. Wegen der starken Hangschuttbedeckung im Gebiet Schaumboden ist der Wechsel zu diesen Gesteinen nicht direkt aufgeschlossen. Eine Bewegungs-bahn zwischen den Gesteinseinheiten, vergleichbar mit den Verhältnissen am Gauerstall, konnte nicht nachgewiesen werden.

Die im Mühlbachtal – Schaumboden NW–SE gerichtete Störung setzt ihren weiteren Verlauf bei Fuchsbauer in 1093 m Seehöhe und im nördlich anschließenden morphologischen Einschnitt westlich Predl in NNW-Richtung bis Hubenbauer in der Inneren Wimitz fort. Granatglimmerschiefer, Muskovit-Biotitschiefer und Marmore der Glimmerschiefergruppe bei Ruchmann – Pierre – Fuchsbauer befinden sich durch die NE-ab-schiebende Störung in gleicher Höhenlage mit den schwächer metamorphen Feldspatschiefern, Quarziten und Marmoren der Abfolge an der Straße Raspalter – Fuchsbauer und den flach überlagernden Feldspatschiefern mit eingeschalteten hämatitführenden Quarziten des Sonntagsberges.

Siehe auch Bericht zu Blatt 184 Ebene Reichenau von F. H. Učík.

## Blatt 186 St. Veit an der Glan

### Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 186 St. Veit an der Glan

Von THOMAS APPOLD (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Gebiet Zeltschach – Kräuping – Dobritsch wurden die Arbeiten des Vorjahres fortgesetzt. Im Westen konnte der kartierte Bereich bis in das Tal des Zeltschacher Baches erweitert werden. Neu aufgenommen wurde hier das Gebiet zwischen dem Pungarter Graben im Süden und dem Ort Zeltschach im Norden.

Nördlich von Zeltschach wurde der Zeltschacher Berg und das Gebiet um Sattelbogen begangen. Hierzu gehört auch der Westhang des Ratteingrabens und ein Teil der Bergflanke oberhalb von Zeltschach.

Die Arbeit wurde durch starke Bedeckung der Gesteine erschwert. Im Westen ist vor allem die Überdeckung durch Glazialsedimente zu erwähnen, die stellenweise