

ist von NW Sieghartsreith über Langau bis zur Staatsgrenze zu verfolgen. Ob die Marmor vom Hufnagelberg N Geras Scherlinge aus dem Moravikum sind — vergleichbar den Karbonatschiefern im südwestlichen Teil des Naturparks — oder zum Moldanubikum gehören, ist unsicher.

Im Raume N Kottaun schaltet sich zwischen der NE-streichenden Gföhler Gneis-Zone wie ein Keil der Granulit von Schaffa mit begleitenden Granat-Pyroxen-amphiboliten ein. Granulitische Gesteine finden sich jedoch am E-Rand des Gföhler Gneises bereits NW Geras. Sie markieren die Fuge, an der sich im NE der Granulit von Schaffa, im SW der Blumauer Granulit einschalten. Die tektonische Stellung des Granulits von Schaffa entspricht der des Blumauer Granulits bei Japons. Von der Bunten Serie ausgehend haben wir hier wie dort die Abfolge Bunte Serie — Amphibolite — Gföhler Gneis — Amphibolit — Granulit. Während aber diese Folge im W, N und S des Drosendorfer Fensters vom Liegenden ins Hangende geht, ist die Abfolge im E durch das generelle W- bis NW-Fallen umgekehrt, d. h. der Granulit taucht unter Gföhler Gneis und dieser unter die Marmorzone von Drosendorf ab. Wir haben hier ein weiteres Beispiel für die Inversion des moldanubischen Baues infolge Schlepplung an der Überschiebung über das Moravikum. Wir haben hier einen weiteren Beleg dafür, daß der interne Deckenbau des Moldanubikums im Zuge der variszischen Moldanubischen Überschiebung deformiert worden ist, somit älter sein muß.

Eine neue Erfahrung brachte die Entdeckung von Rehberger Amphibolit und Paragneis mit Graphitquarzit unmittelbar westlich der Gföhler Gneiszone im Raume W Wolfsbach—Heinrichsreith. Bisher kannten wir diese Gesteinsvergesellschaftung nur im E des Gföhler Gneises. Hier schaltet sie sich W des Gföhler Gneises zwischen diesen und die Amphibolit-Ultrabasis-Serie von Pingendorf ein. Beide gehören jedoch tektonisch zur Gföhler Einheit, welche die Drosendorfer Einheit (Bunte Serie) tektonisch überlagert (G. FUCHS, Verh. Geol. B.-A., 1971). Es ist hier offensichtlich ein ehemaliger Liegend-schnekel der Gföhler Einheit erhalten geblieben.

Auch im heurigen Aufnahmegebiet ließ sich nachweisen, daß die Glimmerschiefer im Sinne von F. E. SUESS aus den moldanubischen Paragneisen entstanden sind. Beim schrägen Hineinstreichen verschiedener moldanubischer Gesteinszonen in die Glimmerschieferzone ist die fortschreitende Verglimmerung in Gesteinen geeigneter Zusammensetzung immer wieder verfolgbar.

Die auf Blatt Geras angetroffenen geologischen Verhältnisse fügen sich somit ausgezeichnet in das von uns wiederholt gegebene Gesamtbild des östlicheren Waldviertels.

## 11.

### Bericht 1971 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Gaschurn (169) und Mathon (170)

VON GERHARD FUCHS

Im Berichtsjahr wurden die N-Flanke des Lob-Kammes, der Stock des Hohen Rades, das Bieltal sowie die S-Flanke des Kammes Kresper Spitze—Vallüla aufgenommen. Unsere Kenntnis des geologischen Aufbaues der zentralen Silvretta-Gruppe wurde dadurch erweitert.

Der mächtige Amphibolitkomplex, der im Jamtal die tiefsten Teile des Silvretta-Kristallins aufbaut, reicht bis in den Bereich des Bieltal Ferners. Darüber folgen Parabis Mischgneise mit einzelnen Augengneis- und Amphibolitziügen. Dieser Bereich zeigt intensive Durchbewegung. Die Zone quert das Moränenfeld des Bieltal Ferners (P 2403) und setzt über die Hintere Getschner Spitze zur Getschner Scharte fort.

Es überlagert eine an Orthogneis (meist Augengneis) reiche Zone. Sie ist vom Piz Buin-Stock über den Radsattel, ins Bieltal und bis in den Bereich der Engadiner Hütte zu verfolgen. Es ist interessant, daß sich in den geschlossenen Orthogneiskomplex des Piz Buin N des Ochsentaler Gletschers eine aus Paragneis und Körnelgneis-artigen Feldspatungneisen bestehende Mulde einschiebt. Eine sichere Sedimentserie, wie die den Paragneisen eingeschalteten Kalksilikatbänke, Graphitquarzitlagen und seltene Marmorlinsen zeigen, wurde z. T. granitisiert, gefeldspatet und trennt als riesige liegende Mulde zwei Orthogneislappen. N des Madlener Ferners vereinigen sich wieder Hangend- und Liegendlappen, die Paragneismulde endet hier. Dafür entwickelt sich im Bereich Henne Kopf—Henne Spitze in dem höheren Orthogneislappen eine andere aus Amphibolit und Para- bis Mischgneis aufgebaute Mulde. In äußerst komplizierter Weise sind die gegen NW überkippten Muldengesteine mit Augengneislamellen verfigert. Diese Verfaltungen erfolgen vielfach nach N-S bis NE-SW-Achsen.

Die überlagernde Paragneis-Amphibolitzone des Kleinen Buin setzt über Schneeglocke und Klostertaler Egghorn zum Hohen Rad fort, dessen NW- und N-Flanke aus Amphibolit aufgebaut werden. E der Bieler Höhe zieht der Amphibolit als schmales Band in Klein-Vermunt nach NE weiter.

Es folgt darüber eine weitere Orthogneiszone. Sie streicht vom Tälihorn durch die nordöstliche Talseite des Klostertales zum Silvretta Stausee und von dort nach NE weiter. Die Augengneisschollen vom Gipfel und der N-Seite des Hohen Rades gehören diesem Zug an. Amphibolite trennen den Augengneis von einem Zug von Mischgneis im Hangenden. Der Amphibolit gewinnt im Bereich westlich des Silvretta-Stausees große Mächtigkeit. Der Mischgneis ist von der Sonntag-Spitze durchs Klostertal bis zur Bieler Höhe und weiter in die Schrofenwände S Maisboden zu verfolgen.

Es überlagert ein Amphibolitzug, der vom Bereich Winterberg—Winterlücke durch die SE-Flanke des Lobkammes in das Gebiet Groß-Vermunt zu verfolgen ist. Von dort zieht der Zug N an der Bieler Höhe vorbei in den Maisboden und durch die S-Flanke der Großen Vallüla.

Mit etwas hybriden Gneisen an der Basis folgt darüber ein mächtiger Orthogneiskomplex. Es sind in diesem z. T. noch recht massige granitische Partien erhalten geblieben. Das Gipfelgebiet des Lobkammes sowie die W-Seite des Kromertales werden von diesen Granitgneisen aufgebaut. Sie setzen im Kamm Kresper Spitze—Vallüla gegen NE zu fort.

Das Silvretta-Kristallin bietet somit ein relativ einfaches Bild. Eine Wechselfolge von Ortho-, Misch- und Paragneisen und Amphiboliten taucht regional gegen NW ab. Dieser anscheinend einfache Bau ist tatsächlich aber weit komplizierter. Zwischen den Orthogneiskörpern liegen isoklinal eingeschichtete Gesteinsserien mit Sedimentabkunft. Deckenbau oder weiträumige Überfaltungen sind somit sicher vorhanden. Örtlich stoßen Gesteinskörper etwas diskordant aneinander, was auf Bewegungsbahnen subparallel schließen läßt. Die Liegendfalten wurden bereits erwähnt.

Unsicherheit besteht bezüglich der Bewegungsrichtungen des sicher mehrphasig durchbewegten Gebirges. Die verbreitetsten Achsen sind die gegen WNW bis NW abtauchenden. Gebietsweise wird der Bau aber durch SW-NE- bis N-S-Achsen bestimmt. Sie überprägen häufig die NW-Lineationen, waren aber noch unter Metamorphosebedingungen bestimmend, wie die Einregelung von Hornblenden zeigt. Phyllonitische Muskowit und Chlorit-führende Quetschgesteine, vermutlich alpidischen Alters, zeigen W-Achsen, die von den erwähnten WNW-Achsen schwer abzutrennen sind. Richtungsmäßig ist es daher derzeit noch nicht möglich, die verschiedenen voralpidischen von alpidischen Bewegungsakten zu trennen. In Anbetracht der aus dem schweizerischen Anteil der

Silvretta bekannten absoluten Altersdaten scheint der Innenbau des Silvretta-Kristallins jedenfalls weitgehend voralpidisch geprägt zu sein.

Die spätalpidische Bruchtektonik erzeugte zonenweise ein Schollenmosaik, z. B. N vom Henne Kopf. Die Sprunghöhen sind jedoch meist nicht allzu groß, so daß sich die ursprünglichen Zusammenhänge rekonstruieren lassen.

## 12.

### Bericht 1971 über Aufnahmen auf Blatt St. Pölten (56)

VON WERNER FUCHS

Die während dieser Kartierungssaison durchgeführten, geologischen Erhebungen erstreckten sich diesmal auf den Schildberg und den westlichen Haspelwald. Die dabei erzielten Ergebnisse sind in einer bereits in Druck befindlichen, umfangreicheren Jahrbucharbeit berücksichtigt.

Beide Hügelzüge, die zum größeren Teil von dichten Wäldern bedeckt sind, werden von Sedimenten des Jüngeren Schliers aufgebaut. Ihre charakteristische, lithofazielle Ausbildung wies sie als typisch entwickelter Robulus-Schlier aus, was bezeichnende Mikrofaunen in den Mergeln bestätigen. Die Mergel sind bergfrisch stets blaugrau und dünnbankig, sonst grüngrau, gelbgrau anwitternd, dünnschichtig, megafossilifer, oft feinsandig-glimmerig und mit Glimmer- und Mehlsandbestegen sowie nicht selten violett-schwarzen Manganhäuten auf den Schichtflächen. Mitunter sind den Mergelfolgen auch schmale Feinsand- und Mübbsandsteinlinsen eingelagert. SE von Wiesen führen die hangendsten Mergel noch ein dünnes Menilitband.

Im steilen Nordgehänge des westlichen Haspelwaldes beißen, im Liegenden und Hangenden von Mergeln des Robulus-Schliers eingeschlossen, mächtige, hellgrün- bis hellgelbgraue, fein- bis feinstkörnige, glimmerige, etwas schluffige, geschichtete und ungeschichtete Sande aus. Häufig sind sie mehr oder minder zu mürbem, unregelmäßig konkretionär verfestigtem Sandstein verhärtet, wobei sie lagenförmig, sphärisch, walzen- und brotlaibartig oder eckig mit Durchmesser bis 1,5 m gestaltet sein können. Die Schichtung der sie umgebenden Lockersande geht ungehindert durch sie hindurch, es ist also eine Konkretionsbildung in situ. Weiters bergen die Sande unbedeutende Mergellagen und -linsen, sowie nicht selten Horizonte bloß kantengerundeter Mergelplattelschotter als Aufbereitungsprodukte des Liegendmergels.

Sande gleicher Art nehmen den gesamten Nordabschnitt des Schildberges ein, etwa nördlich der Linie Oberzwischenbrunn—Weisching.

Dieser dem Robulus-Schlier zwischengeschaltete, beträchtliche Sandkomplex repräsentiert Prinzersdorfer Sande (W. FUCHS, 1969), die sich noch bis in die Gegend um Sieghartskirchen verfolgen lassen, wie das gemeinsam mit Herrn Hofrat Dr. R. GRILL unternommene Vergleichsexkursionen gezeigt haben.

Am Nordfuß des Westteiles des Haspelwaldes, etwa zwischen Schönbrunn und Gunnersdorf, liegt den Hangendmergeln des Robulus-Schliers konkordant eine dichte, bunte Wechselfolge von papierdünn geschichteten, schmutzig- bis fahlgraugrünen, safran-gelb bis bräunlich verwitternden Tönen, oft mit Glimmerbestegen und violett-schwarzen Manganhäuten auf den Schichtflächen, und von feinkörnigen, glimmerigen, tonigen, schluffigen, hellgrauen bis gelbbraunen Sanden mit gelegentlichen Sandsteinkonkretionen auf. Ton- und Sandlagen sind meist nur wenige Dezimeter dick. Erst weiter im Norden schließen echte Oncophora-Sande an. Der Verfasser sieht in den Tönen und Feinsanden