

entspricht nach Ausweis der Kartierung des Lachtaler Zinken den Marmor-Pegmatit-Vorkommen von Oberzeiring—Pusterwald.

Unter dieser hangenden Gruppe findet sich ein etwas steiler gegen NNE-fallender Komplex von größeren Granatglimmerschiefern mit Quarziteinschaltungen (Glattjoch) und Amphiboliten; auffallend ist hier das Fehlen von Pegmatiten.

Von der Hochweberspitze gegen S in Richtung Hochstüben wurden im Liegenden des vorgenannten Komplexes weitere Granatglimmerschiefermassen kartiert. In diesem Komplex liegen schwarmweise konkordant Amphibolitbänder und -linsen (z. B. Westflanke der Schoberpitze, 2423 m) und im Westteil auch Marmore. Südlich des Stangereck an der E-Seite des Eselsherger-Grabens gelang darin ein Fund von Disthen-Granat-führenden Glimmerschiefern.

Im Raume des Hochstüben treten gefeldspatete Granatglimmerschiefer und Schiefergneise auf. Diese stehen im Melleckamm mit ihren Begleitgesteinen auffallend steil nordfallend oder senkrecht. Südlich anschließend, aber durch eine über die Haseneckscharte (2160 m) gegen E verlaufende Störung getrennt, folgen im Hochstüben—Keinhart (P. 2474 m) komplizierte Verhältnisse. Zunächst treten gefeldspatete Glimmerschiefer und Schiefergneise auf, deren Streichen südlich der Störung schon anders ist als nördlich davon. Sie bilden einen großen, gegen W konvexen Bogen des Streichens. Dieser wird auch von Marmoren mit örtlicher Hämatitvererzung und Amphibolitlinsen in den NNE-Gehängen des Keinhart mitgemacht.

Der Zusammenhang dieser Strukturen mit dem Melleck ist wegen der vorerwähnten Störung noch unklar. Die Fortsetzung und Ausweitung der Kartierung muß hier auch erst eine Abklärung der achsialen Verhältnisse bringen.

Das eingangs topographisch umrissene Kartierungsgebiet zeigt auffallend gegenüber den flachen Lagerungen des Hauptkammes im Norden und den flachliegenden Glimmerschiefern weiter im Süden eine steilflächige, komplizierte Verfallung. Diese kommt etwa in den Quarziten des obersten Schöttlgrabens besonders klar zum Ausdruck.

Bedeutende Störungen in den Tälern (NW—SE), N—S-Brüche sowie durchschnittlich NE—SW-streichende Brüche zerstückeln den Faltenbau beträchtlich.

Bericht 1964 über Aufnahmen auf den Blättern Partenen (169) und Mathon (170)

von GERHARD FUCHS

Außer der Teilnahme an einer Übersichtsexkursion im Grenzbereich Silvretta—Rätikon benützte der Berichtersteller die zur Verfügung gestandenen Aufnahmestage zum Abschluß der Kartierung im Klostertal und begann mit der Aufnahme des Bieltales.

Die orographisch rechten Hänge des Klostertales werden fast zur Gänze von Amphibolit mit untergeordneten Einschaltungen von Paragneis (z. T. mit Feldspatungung) aufgebaut. Durch das regional herrschende W- bis NW-Einfallen der Achsen und s-Flächen tauchen diese Gesteine im unteren Teil des orographisch linken Talhanges unter die Orthogneismasse vom Tälihorn und Klosterpaß ab. In diesem Granitgneiszug ist im Bereich des Schrofen P. 2655 im Verhupftäli eine N-abtauchende Großfalte zu beobachten, die durch ein eingeschaltetes, geringmächtiges Amphibolithband gut verfolgbar ist. Durch die vom Litzner-Sattel in den nördlichen Bereich des Verhupftäli ziehende Verwerfung wird der Granitgneis bei seinem Weiterstreichen nach NE zu etwas abgesetzt. N vom P. 2174 quert er das Tal und zieht zur Kleinen Schattenspitze empor. Im Bereich der Sonntagspitze folgen im Hangenden des Orthogneises Amphibolit und darüber ein Zug von Mischgneis. Beide Gesteinszüge queren das Verhupftäli und verbinden sich mit den bereits bekannten, betreffenden Gesteinszügen des Lobkamm-SE-Hanges. Darüber lagern die Amphibolite des Bereiches Winterlucke—Winterberg—Verhupfspitze.

Bieltal: Der den Bieltal-Ferner im E, SE und S einschließende Kamm wird von der mächtig basalen Amphibolitmasse des Silvretta-Kristallins aufgebaut. Im Tal reicht der Amphibolit bis unter den Zungenbereich des genannten Gletschers.

Westlich des Gletschers folgen im Hangenden des Amphibolits Mischgneise-, Paragneis- und Amphibolitzüge (in dieser Aufeinanderfolge).

Der überlagernde Orthaugengneis des Bieltal-K. zieht den westlichen Talhang hinab und quert das Bieltal in dem Bereich, wo der vom Radsattel kommende Touristenweg den Talgrund erreicht. Darüber folgt ein mächtigerer Zug von Paragneis mit eingeschalteten Bändern von Feldspatungsgneis (Perlgneis). NW vom Radsee findet sich in der Paragneisfolge auch ein Zug von Orthaugengneis. Das Hangende der Paragneise bildet der mächtige Orthogneis-Komplex, der den Sockel des Hohen Rades aufbaut. Die Gipfelpartie dieses Berges besteht aus Amphibolit mit am Gipfelgrat aufsitzenden, geringmächtigen Erosionsresten von Gneis.

In der NE-Flanke des Bieltal-K. und im Gebiet E und NE des Radsattels finden sich NW—SE-streichende Brüche, die vorwiegend die westliche Scholle abgesenkt haben. Die vom Bereich des P. 2697 (Sattel E vom Hohen Rad) zur NE-Flanke des Bieltal-K. ziehende Störungszone dürfte die Fortsetzung des Bruches sein, der westlich am Tiroler-K. und Ochsenkopf vorbei in annähernder N—S-Richtung verläuft.

Bericht 1964 über Aufnahmen auf Blatt Leonfelden (15)

von GERHARD FUCHS

Die im letzten Aufnahmsbericht beschriebenen Gesteinszonen wurden heuer gegen E bzw. SE weiterverfolgt.

Die im N des Bereiches Afiesl—Innenschlag nur stellenweise auf österreichisches Gebiet reichende Weinsberger-Granit-Zone gewinnt ab Guglwald sehr an Raum und baut den Sternwald auf. Die Weinsberger Granite dieser Böhmerwaldzone zeigen eine eigene Ausbildung. An Stelle der großen, gedrungenen Kalifeldspate der Weinsberger Granite der südlicheren Zonen findet man hier schlanke, dünntafelige, nach M gestreckte Kalifeldspate, die auch an Größe hinter den erstgenannten zurückbleiben. Da die Feldspate auch nicht so dicht beisammen liegen, bieten die Granite des Böhmerwaldes und Sternwaldes ein ausgesprochen hybrides Aussehen und wurden daher von uns größtenteils als Übergangstyp zum Grobkorngneis kartiert (bezüglich der Deutung der in ihnen häufig vorkommenden dioritischen Schollen siehe Verh. Geol. B.-A. 1963). Die weite Verbreitung dieser Gesteine, ihr gleichbleibender, petrographischer Habitus sowie das Fehlen richtiger Grobkorngneise machen allerdings wahrscheinlich, daß hier jenseits der Pfahlzone ein anderes Stockwerk des variskischen Orogens aufgeschlossen ist mit einer abweichenden Ausbildung des Weinsberger Granits. Es scheint sich um ein kühleres, höheres Intrusionsniveau zu handeln. Charakteristisch für diese Zone sind auch fein- bis mittelkörnige, nicht porphyrische Partien im Weinsberger Granit. Bei manchen dieser Vorkommen ist man im Zweifel, ob es nicht auch Gänge von feinkörnigem Eisgarner Granit sein könnten. Im Bereich von Dürnau findet man eine Intrusion von hybridem Mauthausener Granit mit ziemlich ausgeprägtem Parallelgefüge. Im Gebiet zwischen Vd. Weißenbach—Langsteiner-Berg und Gaisschlag sind die Weinsberger Granite oft recht intensiv von Mauthausener Granit durchdrungen. Letztgenannter Granit steht öfters in Zusammenhang mit Diorit Typ II.

Die tektonische Mischserie von Haid—Hintering—Afiesl, in der Perl- und Schiefergneise eine bedeutende Rolle spielen, keilt im Bereich von Ht. Weißen-