

hier ein wenig fehlerhaft, so daß eine richtige Einzeichnung des Schuttfeldes, das im Bereich des markierten Aufstiegsweges gelegen ist, nicht gelingt.

27.

Bericht 1970 über die Aufnahmen im unteren Zillergrund und im Tuxbachüberleitungsstollen (Blatt 150, Zell am Ziller, und 149, Lanersbach)

Von P. RAASE (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Sommer 1970 wurden im unteren Zillergrund petrographische Feldarbeiten durchgeführt, und es wurde der Tuxbachüberleitungsstollen zwischen Schlegeisspeicher und Hintertux übersichtsmäßig petrographisch aufgenommen.

Das Gebiet des unteren Zillergrundes im Viereck Mayrhofen—Ahornspitze—Hochsteinflach—Brandberger Kolm wird zum größten Teil von porphyrischen Gneisen und Schiefen eingenommen, die durch 1 bis 5 cm große, idiomorphe oder gerundete Kalifeldspäte in einer feinkörnigen Plagioklas-Biotit-Muskovit-Quarz Grundmasse gekennzeichnet sind. Nach mikroskopischer Untersuchung enthalten die porphyrischen Kalifeldspäte häufig zahlreiche, annähernd idiomorphe, mikrolithengefüllte Plagioklaseinschlüsse, die nach den Wachstumsflächen des Kalifeldspats orientiert sind. Dies deutet nach G. FRASL (1954) auf ein Wachstum im schmelzflüssigen Zustand hin. In wenigen relativ massigen Kalifeldspat-reichen Gesteinen im Bereich südöstlich des Brandberger Kolms enthält auch das Grundgewebe zwischen den Kalifeldspat-Großkristallen hypidiomorphe Plagioklase (1 bis 4 mm \varnothing) und zwickelfüllenden Quarz, was ebenfalls auf magmatische Bildung des Gesteins hinweist. Die meisten porphyrischen Gneise und Schieferneise zeigen jedoch mikroskopisch starke Deformationserscheinungen der mikrolithengefüllten Plagioklase, der Kalifeldspäte, Quarze und Biotite sowie tauernkristalline Umkristallisations- und Rekristallisationserscheinungen aller Minerale. Das ursprünglich magmatische Gefüge wird dabei weitgehend verwischt. Beständigste Relikte sind die orientierten Plagioklaseinschlüsse in Kalifeldspat-Großkristallen. Die porphyrischen Gneise sind demnach als tauernkristallin überprägte Porphyrgranite anzusehen. Sie setzen sich in ENE-streichender Richtung bis ins Wimmertal, nach SW in den Tuxer Hauptkamm fort und werden dort von O. THIELE (1951) bzw. W. FRISCH (1969) in ähnlicher Weise gedeutet. Die s-Flächen und B-Achsen in den Porphyrgranitgneisen schwenken von 60 bis 90° im Westteil des Arbeitsgebietes auf 70 bis 95° im östlichen Teil um. Das Einfallen der s-Flächen beträgt im gesamten Gebiet 70 bis 90° nach N, seltener nach S, das Abtauchen der B-Achsen erfolgt mit 10 bis 30° nach W.

Die Nordgrenze der Meta-Porphyrgranite wird durch die Hochstegenkalklage gebildet und verläuft im Arbeitsgebiet von Hochstegen über Brandberg (wenige Meter nördlich der Kirche) bis 200 m südlich des Brandberger Kolms. Der Kontakt ist auch bei besten Aufschlußverhältnissen durch eine 1 m breite Zerrüttungszone verdeckt. Unmittelbar südlich dieser Grenzzone folgen zum Teil graphitreiche Phyllonite, die nach ca. 4 m allmählich in Porphyrgranitgneise übergehen. Im Stockachbach wurde wenige Meter nördlich vom Kontakt im Hochstegenkalk eine Lage Chloritoid-führenden Phyllonits angetroffen. Der Hochstegenkalk selbst enthält dort reichlich Phlogopit. Der nördliche Teil des Meta-Porphyrgranits bis zur Linie Äußerer Falk—Wirtshaus Alpenrose ist durch posttauernkristalline Deformation aller Minerale außer Calcit gekennzeichnet. Im südlichen Teil überdauerte die hier an Intensität zunehmende Tauernkristallisation die tektonischen Bewegungen. Epidot-führende Gesteine enthalten in diesem Bereich Albite mit Oligoklassäumen, nahe dem Hochstegenkalk dagegen nur reine Albite. Der südliche Teil des Meta-Porphyrgranits ist insbesondere an den unteren Talhängen südöstlich Wirtshaus Klaushof nur wenig porphyrisch ausgebildet. Hier

sind auch migmatische Strukturen zu beobachten, und man findet Gänge von hellem feinkörnigem Granit bis Aplitgranit, die gleichfalls tauernkristallin überprägt sind. Diese feinkörnigen Meta-Granite machen mitunter den größten Anteil des Gesteins aus. Im Nöflachbruch nördlich Häusling wurde innerhalb dieser migmatischen Zone auch eine ca. 100 m mächtige Lage eines biotitreichen mittelkörnigen, fast massigen Meta-Granodiorits angetroffen, der eine gewisse Verwandtschaft zu den Meta-Tonaliten erkennen läßt, aber wesentlich Kalifeldspat-reicher ist. Die Südgrenze des \pm porphyrischen Meta-Granitzuges wird im Osten durch die Linie Häusling—Auf der Röte gegen die Gesteine der Schönachmulde gebildet, im Westen reichen die granitischen Gesteine bis unmittelbar südlich des Trenkners und nördlich der Ahornspitze. Im Tapenkar, Mitterkar und Steinkar sowie am Trenker sind feinkörnige migmatisierende Meta-Granite eingeschaltet. Der Name „Trenknermulde“ von E. KUPKA (1953) für die Gesteine der unteren Schieferhülle im Raume südlich Häusling und im Schönachtal sollte daher fallengelassen und statt dessen die Bezeichnung „Schönachmulde“ nach O. THIELE (1951) beibehalten werden. Am Nordabfall der Ahornspitze treten nochmals Meta-Porphyrgranite auf, die aber überwiegend schiefrig ausgebildet und stark tauernkristallin regeneriert sind. Der Gipfel der Ahornspitze selbst besteht dagegen aus phyllitischen Gneisen und Glimmerschiefern, die Geröll-führend sind und insbesondere kleine Graphitschiefer-Schmitzen enthalten. Sie werden als Meta-Grauwacken gedeutet und zu den Gesteinen der Schönachmulde gerechnet. Sie bilden gleichfalls im Osten des Arbeitsgebietes auf der Röte den Nordrand der Schönachmulde. Auf der Röte steht der Meta-Porphyrgranit in diskordantem Kontakt zu einer schmalen Lage von Graphitphylliten. Trotz tektonischer Einregelung der Kontaktfläche beträgt der Diskordanzwinkel oft mehr als 40° . Die Schieferungsflächen streichen im Granitgneis wie im Graphitphyllit ca. 90° und stehen seiger. Auf Grund des großen Diskordanzwinkels dürfte es sich wahrscheinlich um einen Intrusivkontakt handeln. Die Gesteine der Schönachmulde sollten danach älter als der Porphygranit des Tuxer Kerns sein.

Der Hauptteil der Gesteine der Schönachmulde im Höhenbergkar und im Raum südlich Häusling besteht aus einer Wechsellagerung von Quarzphylliten bis Muskovit-Quarziten mit phyllitischen Gneisen (Muskovit-Korngröße ca. 0,1 mm). Die Quarzphyllite sind meist völlig feldspatfrei, mitunter enthalten sie aber granoblastischen Kalifeldspat. Die phyllitischen Gneise sind makroskopisch durch weiße, cm-dm-lange Linsen oder Flatschen charakterisiert, die mikroskopisch erkennbar überwiegend aus feinstkörnigem Albit bestehen. Es ist meist ein granoblastisches Gefüge unverzwilligter Albite, in manchen tauernkristallin weniger stark regenerierten Gesteinen enthalten die weißen Linsen dagegen lamellar verzwilligte, radial verwachsene Albitleisten, wie sie nur in vulkanischen Gesteinen vorkommen. Größere Albitlinsen enthalten oft auch idiomorphe, komplex verzwilligte Albite. Die im Grundgewebe vorhandenen Albite haben dagegen eher gerundete Kornformen. Der vulkanische Anteil der Gesteine kann mitunter beträchtlich werden, wechselt aber stark; die Gesteine werden deshalb als tuffitische Gneise bezeichnet. Die tuffitischen Gneise, wechsellagernd mit Quarzphylliten, sind im Zillergrund und noch im Bodengrund ca. 1,5 km mächtig anstehend, enden aber bereits im Grünkard und Mittelkar östlich des Trenkners. Südlich des Trenkners, der aus granitischen Gesteinen besteht (siehe oben), verzahnen sich die tuffitischen Gneise mit Granat-führenden Phylliten bis Glimmerschiefern, Grauwackengneisen, Graphitphylliten bis -quarziten und selteneren Hornblende-Garbenschiefen. Diese Gesteine ziehen zusammen mit den Quarzphylliten südlich der Ahornspitze in ca. 800 m Mächtigkeit nach Westen.

Der Tuxbachüberleitungsstollen zwischen Schlegeisspeicher und Hintertux (6,8 km Länge) durchschlägt quer zum Schichtstreichen (NW-SE) eine wechselvolle Serie von

verschiedenen granitischen Gneisen, migmatischen Bändergneisen bis zu schwach metamorphen Gesteinen der unteren Schieferhülle. Am Schlegeisstausee und Stollenmundloch bis ca. 550 m in Richtung Hintertux steht eine relativ homogene Serie von Augen-Flasergranitgneisen an. Es sind helle Zweiglimmer-Granitgneise, die zum Teil durch cm-große Kalifeldspate ein augig-flasriges Gefüge erhalten, oft sind es aber auch gleichmäßig mittelkörnige Gneise, die fast massig werden können. Sie sind netzartig von mm-cm-dünnen glimmerreichen Scherflächen durchzogen, deren Richtung bis ca. 30° zum normalen s geneigt sein kann. Diese Scherflächen weisen auf eine intensive postgranitische Deformationsphase hin. Von 550 bis 600 m stehen dunklere, biotitreichere Augengneise an, die dann von feinkörnigen Granit-Granodioritgneisen abgelöst werden. Letztere bilden bis ca. 3400 m den Hauptanteil des Gesteins. Bis ca. 1500 m sind sie relativ homogen, enthalten aber m-20 m-mächtige Biotit-Amphibolitlagen und Schollen, die von feinkörnigem Granit durchädert sind. Außerdem kommen Schollen von dunklem Augengneis vor. Dagegen bildet ein heller grober Granitgneis, der dem Augengranitgneis ähnlich sieht, Adern und Schlieren im feinkörnigen Meta-Granit. Noch jünger sind Aplit- Pegmatit und Quarzadern. Von 1500 bis 2200 m wechsellagern die feinkörnigen Granitgneise im m- bis 100 m-Bereich mit dunklen biotitreichen Kalifeldspat-Augengneisen. Vorherrschend sind konkordante Kontakte, nicht selten aber dringt der feinkörnige Meta-Granit auch diskordant in den Augengneis ein. Lagen von Biotit-Amphiboliten und Schollenmigmatiten sowie jüngste Aplit-, Pegmatit- und Quarzadern sind weiterhin vorhanden. Von 2200 bis 2800 m treten Augengneise nur noch untergeordnet auf; stattdessen beginnen metatekte, feinkörnig gebänderte Gneise mit aplitoiden und pegmatoiden Mobilisaten.

Die Bändergneise werden von dem feinkörnigen Granit durchdrungen. Zwischen 2800 und 3400 m ist ein ziemlich gleichförmiger heller feinkörniger Granitgneis bis Aplitgranit anstehend, der nur gelegentlich von schmalen Biotit-Amphibolitlagen unterbrochen wird. Der Granitgneis enthält hier, wie auch bereits weiter im Süden, häufig cm-dm-große dunkle Flecken, Linsen oder Schmitzen. Sie sind nicht selten von hellen feldspatreichen Säumen umgeben und bestehen nach mikroskopischer Untersuchung überwiegend aus Muskovit, Quarz und Biotit. Von 3400 bis 4000 m sind überwiegend metatekte Bändergneise anstehend. Sie sind meist feinkörnig, enthalten zum Teil Kalifeldspataugen-reiche Lagen, Biotit-reiche Lagen und aplitoide und pegmatoiden Mobilisate. Aplit-, Pegmatit- und Quarzgänge durchkreuzen die Bändergneise. Feinkörnige Granitgneise sind noch bei 3500 m vorhanden, treten weiter nördlich jedoch kaum noch auf. Die Bändergneise sind intensiv verfaultet und zerschert, Quarzadern können pygmatische Fältelungen zeigen. Eine Deformation erfolgte jedoch nicht allein während der migmatischen Erweichung, sondern es ist noch eine jüngere tektonische Phase festzustellen. Während dieser zweiten Bewegungsphase reagieren die hellen Metatexite nahezu als starre Körper, denen sich glimmerreiche Lagen mit weichen Verfaltungen anschmiegen. Man findet sogar helle Metaxit-Schollen von gebänderten Biotitschiefern fluidal umgeben. Die zweite Bewegungsphase, zu der auch die erwähnten Scherflächen im Augengranitgneis gerechnet werden, wird nach mikroskopischen Untersuchungen an den Beginn der Tauernkristallisation gestellt und von dieser überdauert. Auch stärksten deformierte Biotitschiefer sind im Korngefüge nahezu vollständig rekristallisiert.

Zwischen 4000 und 4500 m erfolgt ein allmählicher Übergang der metatekten Bändergneise zu tuffitischen Gneisen, Grauwackengneisen und Glimmerschiefern der unteren Schieferhülle. Bis 4200 m sind zunächst Muskovit-Gneise anstehend, deren prämetamorpher Zustand infolge zu intensiver tauernkristalliner Metamorphose noch unsicher ist. Nach Norden zu lassen sich in zunehmendem Maße sedimentäre Reliktstrukturen erkennen. Von 4500 bis 5270 m sind zum überwiegenden Teil typische tuffitische

Gneise anstehend, die den oben kurz beschriebenen Gesteinen der Schönachmulde im Bereich südlich Häusling makroskopisch und mikroskopisch sehr ähnlich sind. Kennzeichnend sind vor allem die weißen Linsen und Lagen, die auch hier überwiegend aus feinstkörnigem Albit bestehen. Die Gneise zeigen häufig eine Bänderung im mm-dm-Bereich. Diese sedimentäre Bänderung mit einem Schichteinfallen von 40 bis 80° SE wird von einer steil nach NW einfallenden Schieferung überlagert. Dadurch werden die hellen Lagen zu Linsen- oder Knollen-ähnlichen Gebilden zerschert. Auch sind südvergente Verfaltungen der Bändergneise zu beobachten.

Von 5270 bis 5990 m sind Porphyrgnitgneise von ähnlicher Ausbildung, wie sie bereits aus dem Bereich des unteren Zillertales beschrieben wurden, anstehend. Es fehlen jedoch posttauernkristalline Deformationserscheinungen. Die recht intensiven tektonischen Bewegungen, die bis zur Verschiebung des Porphyrgnits geführt haben, wurden von der Tauernkristallisation überdauert. Die Kontakte zu den Gesteinen der unteren Schieferhülle sind im Süden und auch im Norden vermutlich tektonischer Natur oder zumindest intensiv tektonisch überprägt.

Von 5990 m bis zur Stollenmündung auf der Tuxer Seite sind wiederum tuffitische, oft fein gebänderte, zum Teil auch quarzitische Schiefergneise anstehend. Die sedimentären Strukturen sind hier noch besser erkennbar als im südlichen Teil der Schieferhülle. Dies ist durch die im nördlichen Bereich deutlich schwächere tauernkristalline Metamorphose erklärbar, die in Epidot-führenden Gesteinen nur zur Bildung von Albit, im Süden dagegen zu Oligoklas geführt hat. Bei 6300 bis 6400 m wurden auch geröllführende Lagen und insbesondere bunte Tuff-Konglomerate mit Albit- und Epidot-Albit-Geröllen von ganz ähnlicher Art, wie von O. THIELE (1951) aus der Schönachmulde und von F. KARL (1962) südlich der Wildalm beschrieben, vorgefunden.

Auf Grund der guten Vergleichbarkeit der tuffitischen Gneise im Tuxer Hauptkamm mit denen der Schönachmulde und der Habachmulde und auf Grund des im Stollen beobachteten kontinuierlichen Übergangs in Metatexite, dürften die tuffitischen Gneise paläozoischen Alters sein, wenn Metatexis und Porphyrgnitintrusion als variskisch angesehen werden. Das von V. HÖCK (1969) angenommene permotriadische Alter der Gesteine östlich des Spannagelhauses wird damit sehr in Frage gestellt.

Den Tauernkraftwerken danke ich für die Erlaubnis zum Besuch des Stollens. Herrn Dr. K. MIGNON danke ich für die freundliche Unterstützung und interessante Informationen. Für die finanzielle Unterstützung der Arbeit sei der Deutschen Forschungsgemeinschaft gedankt.

28.

Bericht über Aufnahmen im Bereich Zell Mitterwinkel—Zell Pfarre, Österreichische Karte 1 : 50.000/212 Zell Pfarre

VON GEORG RIEHL-HERWIRSCH (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen von Kartierungsarbeiten im weiteren Bereich von Zell Pfarre standen für Aufnahmen von Perm-Trias Profilen für das Jahr 1970 10 Aufnahmestage zur Verfügung. Begehungen wurden in Zell Mitterwinkel im Hainschgraben und auf Güterwegen SW „Puschel“ (W Zell Pfarre, E Ausläufer des Grünberg-Kammes) sowie im „Bösen Graben“ S Zell Pfarre durchgeführt. Die begangenen Profile liegen alle im S-Stamm. Ergänzungen ergaben sich durch die Aufnahmen von cand. phil. F. KUNZ (Profil S „Koschiel“ im oberen Freibachgraben SE „Puschel“).

Eine schematische Schichtfolge zeigt ganz grob die unten angeführte Abfolge:

10. Werfener Kalke und Schiefertone, stark braun verwitternd.
9. Helle, z. T. mittelgraue Dolomite, lokal bituminös.