

Über geologische Aufnahmen beim Bau der Kampkraftwerke (Südliche Böhmisches Masse)

Von Christof Exner

(Mit Tafel IX, X, XI und 1 Abb. im Text)

Inhalt: Beschreibung eines Querprofils durch den westlichen Teil der moldanubischen kristallinen Schiefer bis zum Rastenberger Granitstock, der dem großen südböhmischen Granitgebiet östlich vorgelagert ist. B-tektonitischer Bauplan der moldanubischen kristallinen Schiefer. Fläche, N—S-streichende Faltenachsen. Einstürmen des Grobkorngranits (Rastenberger Granit) erfolgte mit Parallelkontakt nach der Prägung dieses Faltenbaues. Jüngere feinkörnige Ganggranite durchschlagen den Grobkorngranit. Später (wahrscheinlich alpidisch) erfolgte kratonische Zerrüttung des Grundgebirges mit Bildung mylonitischer Kluft- und Quetschzonen. Bildung von Mäanderterrassen des sich während der en bloc-Hebung der Südböhmischen Scholle epigenetisch einschneidenden Kampflusses. Nachweis von Löss im mittleren Kamptal.

Petrographische Detailbeschreibung der verschiedenen kristallinen Schiefer mit besonderer Berücksichtigung der Feldspatausbildungen, Reaktionsgefüge und zeitlicher Beziehungen zwischen Deformation und Kristallisation der Gesteinsgemengteile. Kennzeichnung einer sauren Varietät des Spitzer Gneises (älterer moldanubischer Orthogneis). Ichoretische Beeinflussung der moldanubischen Paragesteinsserie von seiten des Gföhler Gneises (jüngerer moldanubischer Orthogneis). Beschreibung der moldanubischen Paragesteinsserie längs des mittleren Kamptales westlich vom Gföhler Gneis.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Einleitung	218
Allgemeine geologische Lage	219
Morphologie, Diluvium, Tiefenverwitterung, Klüfte und Quetschzonen	220
Spitzer Gneis	223
Allgemeines	223
Detailbeschreibung	225
Granitischer Spitzer Gneis	225
Aplitischer Spitzer Gneis	227
Amphibolit im Spitzer Gneis	228
Andere geringmächtige Einlagerungen im Spitzer Gneis	229
Die Paragneislage im Spitzer Gneis des Schöberlberges	230
Ostgrenze des Spitzer Gneises	231
Moldanubische Paragesteinsserie westlich des Gföhler Gneises	232
Allgemeines	232
Detailbeschreibung	235
Die feinkörnige Paragesteinsserie im E-Trum des Stollens Dobra—Krumau	235
Die grobkörnigen Injektionsgneise unter dem Gföhler Gneis	238
Über einige ergänzende Beobachtungen obertags	241
Gföhler Gneis	243
Rastenberger Granit	245
Grobkorngranit und basische Schollen	245
Feinkörnige Ganggranite und Aplitite	247
Ausblick	250
Schrifttum	251

Einleitung

Im niederösterreichischen Waldviertel zwischen Zwettl und Rosenberg liegt das mittlere Kampthal. Hier waren in den Jahren 1950 bis 1952 im Raume: Ottenstein—Dobra—Krumau am Kamp—Thurnberg—Wegscheid vorzügliche künstliche geologische Aufschlüsse im Zuge der Ausbauarbeiten der Kampkraftwerke vorhanden.

Es wurde im genannten Zeitraum von der niederösterreichischen Elektrizitätswerke A. G. (NEWAG) an den Speicherwerken: Dobra—Krumau und Thurnberg—Wegscheid gebaut mit rund 3-8 km langen Stollenstrecken; ferner wurden vorbereitende Bauarbeiten für den Bau des Speicherwerkes Ottenstein ausgeführt, dessen Stausee bis in die Gegend von Zwettl reichen wird.

Da ich mich bereits als Student in den Jahren 1934—1935 mit den geologischen Verhältnissen der Umgebung von Krumau am Kamp befaßte, interessierte ich mich für die neuen prächtigen künstlichen Aufschlüsse in dieser obertags doch recht aufschlußarmen Gegend. Nach anfänglich selbständigen Untersuchungen in meinen Urlaubstagen der Jahre 1949—1950 wurde ich zur Aufnahme eines Stollenkatasters für technische Zwecke herangezogen und erhielt dann noch den Auftrag zur Erkundung eines geeigneten Steinbruchplatzes bei Ottenstein. Ermöglicht wurden diese geologischen Arbeiten durch die tatkräftige Förderung von Seiten der Direktion der Geologischen Bundesanstalt, wofür Herrn Direktor Dozent Dr. H. Küpper auch an dieser Stelle gedankt sei.

Herrn Prof. Dr. Ing. J. Stini, der die technisch-geologischen Gutachten beim Bau der Kampkraftwerke ausführt, danke ich für das mir geschenkte Vertrauen und für manche Anregung.

Um die an den künstlichen Aufschlüssen gewonnenen Beobachtungen abzurunden, nahm ich im Frühjahr 1952 das Gebiet des Kamptales zwischen Ottenstein und Wegscheid in Form der dieser Arbeit beiliegenden geologischen Übersichtskarte im Maßstab 1 : 25.000 auf. Dazu stellte die Generaldirektion der NEWAG in dankenswerter Weise eine Subvention zur Verfügung.

Für fachliche Hinweise danke ich dem großen Kenner der variszischen außeralpinen Grundgebirge, Herrn Prof. Dr. L. Waldmann. Herr Dr. O. Reithofer machte mich mit seiner praktisch gut erprobten Methode für die Stollenaufnahme mit einer einfachen 5 m-Holzlatte vertraut. Die Herren der Bauleitung, Herr Baurat Dipl.-Ing. G. Lahr, Herr Dipl.-Ing. F. Jordan und Herr Dipl.-Ing. R. Kersch förderten die Arbeit durch ihre stete Hilfe an Ort und Stelle.

Das in meine Studienjahre zurückreichende wissenschaftliche Interesse an den Problemen der Geologie und Petrographie des Grundgebirges der Böhmisches Masse wurde in den vergangenen Jahren auf Exkursionen und in Aussprachen mit unserem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. Alexander Köhler und mit den Kollegen, Herrn Dr. Max Sedlacek und Herrn Dr. Günther Frasl wieder wachgerufen. Die vorliegende Arbeit soll hauptsächlich Detailbeobachtungen in einem Raume bringen, der bisher weniger gut bekannt war.

Einige Auskünfte bezüglich lokaler Mineralvorkommen und historischer Daten verdanke ich dem Pfarrer von Krumau, Herrn Geistl. Rat Krelowetz

sowie dem verstorbenen Oberlehrer der Dorfschule, Direktor Pistracher und dem Herrn Lehrer Marcho.

Gedacht sei vor allem der Gastfreundschaft im Hause der Familie Gall-Skronicek in Krumau am Kamp.

Im Text werden für immer wiederkehrende Ausdrücke der petrographischen Detailbeschreibung folgende Abkürzungen verwendet: An = Anorthitgehalt; Knaf = Kalinatronfeldspat; Plag = Plagioklas; Polys = polysynthetisch; Polys Zw = polysynthetische Zwillingslamellen; Rh Karb = Rhomboedrisches Karbonat; Xen = xenomorph; Zw = Zwillingslamellen. — Zur Beschreibung der Korngröße der einzelnen gesteinsbildenden Minerale sind die längsten beobachteten Korndurchmesser angegeben. Zur Kennzeichnung des Pleochroismus bei Biotit, Hornblende, Titanit und Turmalin sind die bei gewöhnlicher Schlifffdicke in den Richtungen a und c beobachteten Farben mitgeteilt.

Allgemeine geologische Lage

Das untersuchte Gebiet (Tafel IX) befindet sich im tief denudierten Kristallinsockel des variszischen Gebirges. Auf der Geologischen Übersichtskarte des Grundgebirges von Österreich außerhalb der Alpen (L. Waldmann 1951 in Schaffers Geologie von Österreich) ist unser Untersuchungsgebiet leicht dort aufzufinden, wo sich der Kampfluß zwischen dem Granit bei Rastenfeld und dem Gföhler Gneis nördlich Gföhl durch die moldanubischen kristallinen Schiefer den Weg bahnt. Die entsprechende Waldmannsche Übersichtskarte ist auch der petrographischen Zusammenfassung von A. Köhler 1941 beigegeben.

Das Kampthal zwischen Ottenstein und Wegscheid folgt im allgemeinen der W—E-Richtung. Die Gesteinszüge streichen nordsüdlich und fallen steil gegen E. Die Faltenachsen sind im allgemeinen flach und streichen ebenfalls nordsüdlich. Das Tal bietet somit zwischen Ottenstein und Wegscheid ein geologisches Querprofil (senkrecht zu den Faltenachsen) folgender Gesteinszonen:

1. Rastenberger Granit;
2. Spitzer Gneis (moldanubischer Orthogneis);
3. Moldanubische Paragesteinsserie westlich des Gföhler Gneisses;
4. Gföhler Gneis (moldanubischer Orthogneis).

Der Rastenberger Granit ist das jüngste Glied dieser Serie. Er ist ein Teilkörper des großen spätvariszischen südböhmischen Granits. Im Untersuchungsgebiet ist sein recht scharfer Parallelkontakt mit den kristallinen Schiefem (Spitzer Gneis) sichtbar.

Die moldanubischen Paragesteine zwischen der Donau und dem Kampthal fallen bekanntlich synklynal unter den Gföhler Zentralgneis ein. Nur der W-Flügel der Synklinale ist im Untersuchungsgebiet vorhanden. Das stratigraphische Alter der Sedimentation der Sande, Tone, Mergel und Kalke, aus denen die moldanubischen Quarzite, Glimmerschiefer, Plagioklasgneise (= „Schiefergneise“), Augitgneise und Kalkmarmore durch Metamorphose hervorgegangen sind, ist noch ungeklärt. Nach L. Waldmann (1951) mehrten sich die Anzeichen für kambro-silurisches Alter. Über Entstehung und Alter der Amphibolite des Untersuchungsgebietes sagen meine Beobachtungen wenig aus.

Die beiden großen Orthogneiskörper, welche in das Untersuchungsgebiet hineinragen, nämlich Gföhler Gneis und Spitzer Gneis gehören zwar beide zu den moldanubischen kristallinen Schiefer, sind aber petrologisch und bezüglich des Alters ihrer Entstehung verschieden. Ihre Altersverschiedenheit hat L. Waldmann 1938 in dem Sinne geklärt, daß der Spitzer Gneis bedeutend älter ist als der Gföhler Gneis.

Die typischen Eigenschaften des Gföhler Gneises, seine Hybridität, seine unruhige kleingefaltete Anordnung der Glimmerlagen und vor allem die starke Injektionswirkung seiner leichtflüchtigen Bestandteile aufs Nachbargestein sind im Untersuchungsgebiet ausgeprägt.

Der Spitzer Gneis des Kamptales zeigt hingegen geringe Injektionswirkung und einen allmählichen Übergang ins Nachbargestein (moldanubische Paragesteinsserie). Makroskopisch ist er ein straff geregelter B-Tektonit mit annähernd konstanter N—S-Richtung der Faltenachsen und mit prachtvollen Falten vom Cm- bis zum 100 m-Bereich. Eine straffe Strömung (Elongation der Biotitblättchen) ist stets auf den s-Flächen deutlich ausgeprägt und streicht parallel den Faltenachsen. Durchwegs fehlen unruhige, wirr aussehende Kleinfaltungen, wie sie für manche Gföhler Gneise so typisch sind.

Morphologie, Diluvium, Tiefenverwitterung, Klüfte und Quetschzonen

In die flachwellige Rumpffläche („Hochebene“) des niederösterreichischen Waldviertels ist unvermittelt das Kamptal steil eingeschnitten. Im Tal hat man den Eindruck, sich in einem Mittelgebirge zu befinden. Der Höhenunterschied zwischen Hochebene und Talsohle beträgt im Untersuchungsgebiet 100—200 m und erreicht östlich von Wegscheid im Horner Wald (bereits außerhalb des Untersuchungsgebietes) 300 m.

Die oben genannten 4 Gesteinszonen treten morphologisch recht deutlich in Erscheinung. Spitzer Gneis und Gföhler Gneis bilden Härtingsrücken.

Im 615 m hohen Dobrawald und im Schöberlberg überragt der Spitzer Gneis die Hügelandschaft des Rastenberger Granits bei Rastefeld und die unübersichtliche kuppige Landschaft der moldanubischen Paragesteine. Die Paragesteine fallen bei den Ortschaften Idolsberg und Eisenberg unter den Gföhler Gneis ein, der über ihnen mit markantem morphologischem Gehängeknick das breite hohe Plateau des Gaibüchel aufbaut. Wo dieser Gehängeknick das Kamptal erreicht, erhebt sich die höchste Steilwand des Gebietes: Die Felswand aus Gföhler Gneis am rechten Kampufer gegenüber Thurnberg; der mäandrierende Fluß war hier dem harten Gestein ausgewichen und räumte die weiche Schiefergesteine ab.

Die Mäander des Kampflusses sind im Spitzer Gneis enge. Im Gebiet der weniger widerstandsfesten Paragesteine ist die Talsohle breiter und die Mäander sind weniger ausgeprägt, ja z. T. durch gerade Talstrecken ersetzt. Nun kann man aber bei näherer Betrachtung Mäanderterrassen im Gebiete der Paragesteinszone verfolgen und da erhält man den Eindruck, daß die heute geraden Talstrecken bloß sekundäre Erscheinungen sind, welche durch Zerstörung älterer Mäander hervorgerufen wurden.

So halte ich die Ebenheit bei Gföhler Hütte und westsüdwestlich Idolsberg für Mäanderterrassen und die Höhe nordwestlich Idolsberg für einen alten Umlaufberg. Idolsberg liegt demnach in einer alten Kampschlinge und die gerade Talstrecke zwischen „Weißer Wand“ bei Krumau und Sperre Thurnberg ist sekundärer Entstehung, indem sie einen komplizierten alten Mäanderlauf abgelöst hat.

Ganz einfach ist die Sachlage bei Krumau. Wie schon der Name sagt, hat sich hier eine breite krumme Au entwickelt mit zwei alten Umlaufbergen („Kuchelberg“ und

„Stoanmäuerl“) und zugehörigen Mäanderterrassen (besonders gut erhalten im Halbkreis nördlich des Kuchelberges). Ein dritter Umlaufberg ist wahrscheinlich der Krumauer Schloßfels selbst.

Ein sehr schmaler Umlaufberg befindet sich am rechten Kampufer östlich Wegscheid bei dem Buchstaben „d“ des Wortes „Wegscheid“ (altes österreichisches Aufnahmeblatt 1: 25.000). Sein Verlauf folgt dem Gesteinstreichen im Gföhler Gneis.

Im Gebiet des Spitzer Gneises dürfte die Ebenheit südlich Walldreichs als Mäanderterrasse aufzufassen sein, womit dann wieder der abnormal gerade Verlauf des Kampflusses zwischen Dobrabachmündung und Patzelmühle als sekundäre Erscheinung zu erklären ist.

Im Gebiet des Rastenberger Granits am rechten Kampufer halbwegs zwischen Brücke Ottenstein und Loismühle dürfte einst nördlich P. 553 eine Kampschlinge etwa 200 m nach SE gereicht haben. Hier ist keine Ebenheit mehr vorhanden, sondern ich möchte diese Stelle, einer anderwärtigen Anregung von Prof. J. Stini folgend, durch Talzuschub erklären. Heute ist ein kleines Tälchen ohne anstehendem Fels dort vorhanden.

Somit scheint folgende Schlußfolgerung berechtigt zu sein: Die geraden Strecken des Kamptales im Untersuchungsgebiet sind bloß sekundäre Durchbruchstrecken in dieser romantischen Mäanderlandschaft. Die geraden Strecken sind nicht schon primär vorhanden gewesen, als der Kamp noch freie Mäander auf der Rumpffläche des Waldviertels bildete, sondern sie haben sich erst im Laufe der Epigenese (Hebung des Blockes der Böhmischen Masse) auf Kosten eingesenkter Mäander gebildet. Letztere sind entweder noch als Mäanderterrassen erkennbar, oder sie sind durch Talzuschub (Abrutschen von Hangmassen) unkenntlich geworden.

Zur Aktuogeologie der Mäander konnte ich noch vor der Umwandlung der Landschaft in ein Seengebiet folgende Beobachtungen anstellen:

Das Stadium knapp vor dem Durchschneiden des Halses eines Umlaufberges (Mäanderdurchbruch) war zwischen Patzel- und Schloteinmühle, etwa 300 m südöstlich der Brücke bei der Patzelmühle zu sehen. Die niedrigste Stelle im Felsgrat des Halses lag nur 10 m über dem Flußspiegel. Die Breite des Halses an dieser engsten Stelle betrug etwa 40 m. Unter dem Hals befindet sich ein Stollen des Werkskanals der Schloteinmühle. An der westlichen Steiflanke des Halses befanden sich die Gneisplatten im Zustand der Lösung vom Fels.

Auskolkungen waren an den meisten Prallhängen zu sehen. Höhlen sind so entstanden. Z. B. die 3—4 m tiefen Löcher im Burgfelsen Krumau knapp über dem Flußniveau. Ferner das „Weberloch“, etwa 10 m über dem Flußspiegel am Prallhang östlich Kienberg. Auch die „Frauenlucken“ mit Magdalenen-Kultur höher oben am Hang dürfte hierher gehören. Eine kleinere Höhle befindet sich am linken Kampufer nahe der Mündung des Schmerbaches westlich Krumau.

Der Löß-artige Lehm in der Grube der Gerstlschen Ziegelei in Krumau am Kamp nahe dem rechten Kampufer führt die Lößschnecken *Succinea oblonga*, *Pupa muscorum* und *Helix hispida*.

Ähnliche Lehme finden sich in den verlassenen Ziegelgruben zwischen Walldreichs und Patzelmühle; ferner in den Ziegelgruben von Freinreichs. Eine Lehmdecke liegt auch meistens an den Gleithängen der Kampmäander. Beim Mundloch Kampbrücke des Stollens Dobra—Krumau (W. Trum) erforderten wenig standfeste Lehme beträchtliche Erdarbeiten. Sie besitzen dort mehrere Meter Mächtigkeit. Am linken Kampufer bei der Straßengabel Brücke Thurnberg lagert 4 m mächtiger Löß-artiger Lehm auf einer Kies-schichte über dem Gföhler Gneis.

Beim Aushub für die Schürzen des Erddammes Sperre Thurnberg fand man in einer Kiesschichte 9 m unter der Grasnarbe im rechtsufrigen Gleithang das kalzifizierte Fragment eines Rothirsch-Geweihabwurfes (*Cervus elaphus* L. Der Umfang der Rose beträgt 20·7 cm. Das Fragment des Basalsprosses ist 15 cm lang. Der Umfang des basalen Stangenbeines beträgt 14·5 cm. Nach freundlicher Ausmessung und Bestimmung von Herrn Dozent Dr. E. Thenius). Die Kiesschichte ist dort von 8·5 m mächtigem Lehm bedeckt, der auch bei den Kandlewieshütten in bedeutender Mächtigkeit ansteht. Das Alter der Kiesschichte mit dem Hirschgeweih, dessen Ausmaße größer sind, als die heute bei uns vorkommenden, dürfte diluvial sein.

Beim Vortrieb der Stollen machte man die Erfahrung, daß stellenweise tiefe Verwitterungsschläuche den Fels nördlich und südlich des Kampflusses bis ins Niveau der Talsohle durchsetzen. Die Verwitterungszonen sind an Schwächestellen im Felslaib und an die fossile und rezente Wasserführung des Gebirges geknüpft. Oberflächennahe Zerrüttungszonen und tiefgreifende Kluftmylonite und Quetschlagen kommen als Schwächestellen in Betracht. Für den Baufortschritt beim Stollenvortrieb und dann für die technische Beurteilung der Stollenstrecken waren diese Erscheinungen zusammen mit der Klufthäufigkeit oft wichtiger als die petrographischen Verschiedenheiten im unverwitterten Fels. Die betreffenden Angaben enthält der nicht publizierte Stollenkataster.

Oberflächennahe Zerrüttung und Verwitterung spielt im W-Trum des Stollens Dobra—Krumau im Abschnitt nahe der Kamprohrbrücke und im Stollen Thurnberg—Wegscheid eine große Rolle.

Auf Tafel XI sind für das W-Trum des Stollens Dobra—Krumau die „Zerrüttungszonen mit zahlreichen kleinen Klüftchen“ ausgeschieden. Der Fels war streckenweise kleinstückig mosaikartig zerrissen. Die Wasserführung war dementsprechend groß. Allerdings ist bezüglich der Eintragung „Firstentropf“ auf Tafel XI zu beachten, daß bloß die Wasserverhältnisse zur Zeit der geologischen Aufnahme dargestellt sind. Es handelt sich nur um qualitative, nicht unmittelbar vergleichbare Werte, weil jahreszeitliche Schwankungen und Auslaufen des Wassers aus dem Gebirge beim Vortrieb des Stollens in Nähe der Stollenbrust nicht für die Darstellung in Tafel XI reduziert wurden. Im Stollen Thurnberg—Wegscheid waren sehr häufig die Glimmerschiefer angewittert und zu sandigem Grus zerfallen.

Die tektonischen postkristallinen (kratonischen) Beanspruchungen, wahrscheinlich während der alpidischen Orogenese, wirkten sich im Grundgebirge des Untersuchungsgebietes in zweierlei Weisen aus: In den kompakten, weniger gleitfähigen Gesteinen (Spitzer Gneis, Amphibolit, Augitgneis, Kalkmarmor) bildeten sich steile Mylonit-Klüfte. Sie streichen hauptsächlich entweder N—S oder E—W und erreichen im Spitzer Gneis 2—3 m Mächtigkeit.

Die Gneismylonite des Spitzer Gneises sind grüne Kakirite. Im Mikroskop (Kluft bei Meter 2090 im Mitteltrum des Stollens Dobra—Krumau) sind Quarz, Knauf und Plag in runden Körnern zu sehen, schwimmend in einer Masse von neugebildetem rh Karb und Chlorit (Pennin). Die Feldspate sind intensiv mit Heiliglimmermikrolithen gefüllt und teilweise granuliert.

Die bedeutenderen Kluft-Mylonitzonen sind auf Tafel XI maßstabgetreu eingetragen. Viele kleinere Klüfte sind im nichtpublizierten Stollenkataster festgehalten. Für eine statistische Behandlung reichen meine Messungen nicht aus; ferner bedingte es die E—W-Orientierung der Stollen, daß die Daten über E—W-streichende Klüfte spärlich blieben. Immerhin verdient festgehalten zu werden, daß solche E—W-streichende Klüfte (senkrecht zur Faltenachse) in bedeutender Mächtigkeit vorhanden sind.

Die andere Weise der Auswirkung kratonischer Tektonik findet man in den gleitfähigen glimmerreichen Plagioklasgneisen, Glimmerschiefern, Graphitschiefern usw. In diesen Gesteinen sucht man vergebens nach diskordanten Kluftmyloniten. Hier handelt es sich um Quetschzonen, konkordant mit der Hauptschieferung der betreffenden Gesteine. Besonders die Graphitschiefer bilden stets vortreffliche kratonische Gleithorizonte. Sehr häufig sind lettige Mylonitschiefer mit graphitischen Bestegen. Natürlich sind auch die sehr zahlreichen Glimmerschieferlagen prädestinierte kratonische Gleithorizonte. Man findet dann immer wieder mylonitische

Glimmerschiefer mit Lettenbestegen. Wo die Lettenfüllungen der Quetschzonen beim Stollenvortrieb angefahren wurden, liefen sie mitsamt dem Wasser aus und es entstanden örtlich mehrere Meter lange Schläuche im Gestein.

Spitzer Gneis

Allgemeines

Beim Bau der Kampkraftwerke wurde ein 6 km breiter Orthogneiskörper gefunden. Das Kamptal quert diesen N—S-streichenden Orthogneis im Dobrawald, der seit der geologischen Aufnahme von J. Čížek im Jahre 1849, also in den vergangenen 100 Jahren, kaum von einem Geologen oder Petrographen untersucht wurde.

Da ich zunächst nicht wußte, wie sich dieser Orthogneiskörper räumlich und zeitlich in die Geologie des niederösterreichischen Waldviertels einfügt, bezeichnete ich ihn als „Dobragneis“. Diesen Namen erwähne ich nur, da er in einige nicht publizierte technisch-geologische Ausarbeitungen einging und sich auf Baustellen einbürgerte. Den Namen ließ ich aber fallen, nachdem Herr Prof. L. Waldmann im Herbst 1950 bei einem Besuch der Baustellen Dobra—Krumau die Zugehörigkeit dieses Orthogneises zum Spitzer Gneis erkannt hatte und mich auf diesen Zusammenhang aufmerksam machte.

Bekanntlich prägte L. Waldmann 1938 den Begriff: Spitzer Gneis als geologischen Sammelbegriff für eine Reihe von Orthogneisen, deren petrographische Zusammensetzung von aplitischen Gneisen bis zu Granodioritgneisen und noch basischeren Typen schwankt, deren Durchbewegung, Altersstellung und auch räumliche Ausbreitung aber recht einheitlich sind. Nach den Beobachtungen von L. Waldmann im Sommer 1937 im Raume: Scheideldorf—Göpfritz—Allentsteig (also einige Kilometer nördlich unseres Untersuchungsgebietes) ist der Spitzer Gneis älter als der Granulit und mithin auch älter als der Gföhler Gneis. Die Vorkommen des Spitzer Gneises streichen aus dem Donautal in die Gegend von Waidhofen a. d. Thaya.

Unser Orthogneis im Kamptal (Dobrawald) fügt sich in diese Reihe der Spitzer Gneis-Züge gut ein. Makroskopisch handelt es sich um einen Gesteinshabitus, der den Spitzer Gneisen im Kremstal (nördlich Eppenberg) analog ist, wovon ich mich auf einer Vergleichsexkursion überzeugen konnte. Zum dunkleren Granodioritgneis des Jauerling ergeben sich enge Beziehungen: Analoger Habitus der Durchbewegung, straffe Paralleltexur und Striemung (Vergleich mit Gesteinsproben, welche Herr Prof. Waldmann im Gebiete des Jauerling aufsammete).

F. Becke 1880 fand unseren Orthogneis auf der Hochfläche bei Marbach und Großmotten, also 5 km südlich des Kamptales. Er bezeichnete das Gestein als „Unteren Gneis“ und gab eine kurze, sehr treffende petrographische Beschreibung (F. Becke 1882, S. 220—221), welche ausgezeichnet mit meinen Beobachtungen übereinstimmt. Bloß ist zu bemerken, daß Sillimanit auch vorhanden ist, u. zw. in wahrscheinlich sedimentogenem Zweiglimmergneis innerhalb des Spitzer Gneises im Kamptal.

Nördlich unseres Untersuchungsgebietes fand L. Waldmann 1937 — worauf oben schon hingewiesen wurde — mächtige Orthogneisvorkommen (Spitzer Gneis) im Gebiete Scheideldorf—Neunzen—Göpfritz und im Raume Scheideldorf—Stögersbach—Thaua—Allentsteig. Leider war

es mir nicht möglich, diese Gebiete selbst kennenzulernen, weil sie derzeit als Truppenübungsplatz Verwendung finden. Nach der Beschreibung von L. Waldmann 1938 (S. 44) ist dort eine beträchtliche petrographische und tektonische Mannigfaltigkeit vorhanden, welche unserem Untersuchungsgebiet fehlt. Das mag damit zusammenhängen, daß in dem Raum um Göpfritz die Göpfritzer Granulite und der Predigtstuhler Gföhler Gneis nahe an den Spitzer Gneis herantreten. Neben den Gesteinstypen, die auch im Kamptal leitend sind, nennt L. Waldmann fast granitisch körnige, nur leicht gestreckte Spitzer Gneise, die meinem Untersuchungsgebiet fehlen. Ebenso konnte ich in meinem Untersuchungsgebiet im Kamptal keine Fleckamphibolite *) finden und auch keine basischen Gesteine mit noch erhaltenem Erstarrungsgefüge von ophitischer oder porphyrischer Art, wie sie L. Waldmann in der genannten Gegend angetroffen hat. Weiters beschrieb L. Waldmann im Gebiete Stögersbach—Göpfritz—Allentsteig Einschlüsse massiger Granite in blastoporphyrischen Amphiboliten und auch gangförmige Amphibolite. Er zog daraus die Schlußfolgerung, daß die basischen Gesteine (Amphibolite) jünger seien als die Orthogneise (Spitzer Gneis). Beide zusammen sind dann in einer späteren Phase von mobilen Alkalilösungsumsätzen (pegmatitische Adern und Linsen) beeinflusst worden. Die Ansicht von L. Waldmann, daß das Ausgangsgestein der Spitzer Gneise zuerst vorhanden war und dann im Zuge einer Intrusion basischen Magmas das Gesteinsmaterial der Amphibolite intrudierte, wurde von A. Köhler 1941 und F. Ellenberger 1948 diskutiert. Neuere diesbezügliche Beobachtungen hat L. Waldmann 1951, 1952 und 1953 aus dem Gebiet der Wachau mitgeteilt.

Zwischen dem Spitzer Gneis des Kamptales und der östlich anschließenden moldanubischen Paragneisserie sind makroskopisch kontinuierliche Übergänge innerhalb einer Übergangszone von einigen Meterzehnern Mächtigkeit (bei der Mündung des Genitzbaches in den Kamp) vorhanden. Leider war es mir nicht möglich, in dieser Grenzzone eine wirklich befriedigende petrographische Bearbeitung mit mehrfacher Wechselbeobachtung zwischen Mikroskop und Aufschluß vorzunehmen.

Im Spitzer Gneis des Kamptales fanden sich einige sedimentogene Einlagerungen (z. B. Kalkmarmorlage im Amphibolit beim Mundloch des Mitteltrums des Stollens Dobra—Krumau bei der Kamprohrbrücke und die Paragesteinslage im Spitzer Gneis des Schöberlberges).

Auf Grund meiner lokalen Erfahrung aus dem Kamptal meine ich, daß der Spitzer Gneis des Kamptales älter ist als die Sedimentation der östlich anschließenden moldanubischen Quarzite, Kalkmarmore, Augitgneise, Graphitschiefer, Glimmerschiefer und Paragneise. Beide Serien sind dann gemeinsam gefaltet worden, wobei metasomatische Stoffumsätze unscharfe Grenzen geschaffen haben (Granitisation). In Synklinalen des Spitzer Gneises wurden Paragesteinskomplexe steil eingefaltet. Die Amphibolitlagen im Spitzer Gneis scheinen mir in meinem Untersuchungsgebiet älter zu sein als der Orthogesteinskörper des Spitzer Gneises. Diese im Spitzer Gneis so regelmäßig anzutreffenden Amphibolitlagen würden demnach Reste einer noch älteren präkambrischen Formation darstellen.

*) Im Sinne der von F. Becke und A. Marchet im Gebiete um Spitz an der Donau beschriebenen.

Detailbeschreibung

Granitischer Spitzer Gneis

Der 6 km breite, N—S-streichende und östlich einfallende Orthogneiskörper im Kampthal zwischen Waldreichs und Mündung des Genitzbaches besteht aus mittelkörnigem bis feinkörnigem hellem Gneis. Sein Mineralbestand entspricht granitischer bis aplitischer Zusammensetzung. Rein beschreibend ohne genetische Betonung seien die Ausdrücke „granitischer Gneis“ und „aplitischer Gneis“ hier in Anwendung gebracht. Das Gestein hat meist ebenflächiges Parallelgefüge mit stets deutlicher Striemung auf s. Außerdem kamen prachtvolle Faltenbilder in diesem Gneis zum Vorschein. Die Faltenscheitel sind verdickt. Biotit ist parallel zur Striemung elongiert. Nicht nur im *cm*- und *m*-Bereich wurden Falten beobachtet, in Handstücken aufgesammelt und bei der Stollenaufnahme gezeichnet (z. B. Antiklinale bei M 525 im W-Trum des Stollens Dobra—Krumau, Tafel XI), sondern sie lassen sich auch im 100 *m*-Bereich im Umkreis der Ruine Dobra ausgezeichnet obertags verfolgen. Die s-Flächen rotieren dort tautozonar um die flach südlich einfallenden B-Achsen (Tafel IX und X).

Im Quer- und Längsbruch des Gesteines ist deutlicher Zeilenbau, also Abwechslung von Quarzfeldspat- und Biotitzeilen vorhanden. In den Biotitzeilen findet sich mitunter auch Hornblende. Die Biotitzeilen gehen häufig in dünne amphibolitische Lagen über, welche dem granitischen oder aplitischen Gneis konkordant eingelagert sind. Der Wechsel des Biotitgehaltes im Gestein bedingt etwas dunklere (granitische) und hellere (aplitische) Gneise. Mitunter bringt der Wechsel beider Typen im *cm*-Bereich Bändergneise hervor. Typisch für den Spitzer Gneis des Kamptales sind in regelmäßigen Abständen eingeschaltete, stets geringmächtige feinkörnige Amphibolit- und Biotitschieferlagen. Ihre Kartierung wurde hauptsächlich im Mitteltrum des Stollens Dobra—Krumau sorgfältig vorgenommen und illustriert diese sonderbare Regelmäßigkeit der amphibolitischen Lagen im Spitzer Gneis (Tafel XI). Vorwiegend handelt es sich um geringmächtige Lagen von wenigen Zentimetern bis zu 2 *m* Dicke; selten erreichen sie mehrere Meter Mächtigkeit. Im *cm*-Bereich sind kontinuierliche Übergänge zu den gewöhnlichen Biotit-Hornblende-Zeilen des Spitzer Gneis reichlich vorhanden.

Streckenweise ist der Spitzer Gneis des Kamptales als Augengneis entwickelt. Es handelt sich um Kristallaugen von Kalinatronfeldspat (häufig Karlsbader Zwillinge, maximal 4 *cm* lang) in einem Gesteinsgewebe, das durchaus dem gewöhnlichen granitischen oder aplitischen Spitzer Gneis des Untersuchungsgebietes entspricht. Die Kristallaugen erscheinen in den wenigen Schliffen, die bisher von ihnen angefertigt werden konnten, mechanisch und optisch unverletzt (Kristallisation überdauerte die letzte Kornföhrkorndurchbewegung des Gesteines). Von Gesteinsbereichen, in denen nur vereinzelte Kristallaugen auftreten, vermitteln Übergänge bis zu pegmatoiden Augengneisen, in denen die Kristallaugen mengenmäßig vorherrschen.

Der mikroskopische Mineralbestand des granitischen Gneises (Spitzer Gneis) in einer Serie von 11 Dünnschliffen aus den Gesteinsproben des W- und Mitteltrums des Stollens Dobra—Krumau stellt sich folgendermaßen dar:

Hauptgemengteile sind Knauf, Plag, Quarz und Biotit. Der herrschende Feldspat ist Knauf. (Bloß in einer Probe bei der Sperre Dobra wurde Plag in Vormachtstellung gefunden;

das entsprechende, dort im Umlaufstollen anstehende Gestein ist auch makroskopisch dunkler als der gewöhnliche granitische Spitzer Gneis des Untersuchungsgebietes.)

Biotit (2.5 mm): Hellgelb bis dunkelbraun, selten grünlichbraun oder rotbraun. Zahlreiche radioaktive Höfe um Einschlüsse von Zirkon und Titanit. Lappige Korrosionsformen. Anordnung in s. Querbiotit vorhanden.

Chlorit (2 mm) ist mitunter reichlich vorhanden und meist sekundär aus Biotit unter Ausscheidung von Erz entstanden. Die Umwandlungsstadien sind zu sehen. Radioaktive Höfe um Zirkon und Titanit.

Granat (0.75 mm) ist stets vorhanden. Idiomorphe oder rundliche Körner. Farblos bis hellrosa. Häufig korrodierte Umrißformen. Umwandlung zu Chlorit.

Apatit (0.28 mm) und **Zirkon (0.08 mm)** sind stets vorhanden. Idiomorph oder rundlich.

Nur sporadisch treten auf: Hornblende, Titanit, Orthit, Turmalin, Magnetit, Pyrit, Eisenglanz und Muskowit. — **Hornblende (1.2 mm):** Farblos, hellgelb bis grün. Korrodierte Umrißformen. Radioaktive Höfe um Einschlüsse von Zirkon und Orthit. — **Titanit (0.6 mm):** Tendenz zu Idiomorphie. Mitunter Zonenbau. Apatit findet sich in ihm als Einschuß. — **Orthit (1.2 mm)** bildet graubraune bis honigbraune idiomorphe Einzelkörner mit randlichem Zoisitsaum. — **Turmalin (0.45 mm):** Farblos bis blau oder braun. Korrodierte Säulchen. Selten. — **Magnetit (1 mm):** Idiomorph und xen. Mitunter mit Biotit parallel verwachsen. — **Pyrit** findet sich auf Klüftchen und in Quarzadern. — **Eisenglanz** ist selten. — **Muskowit (1 mm)** ist selten.

Plag (3 mm). 18—31% An. Mengenmäßig gegenüber Knauf zurücktretend. Leistenförmig bis xen. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Es findet sich häufig invers-zonarer Plag mit Kern 18—25% An und Hülle 26—28% An. Reich an Einschlüssen der übrigen Gemengteile. Harmonisch verteilte Hellglimmermikrolithen sind häufig vorhanden.

Knauf (4 cm) ist der herrschende Gesteinsgemengteil. Er findet sich sowohl im Grundgewebe als auch in Form der Kristallaugen. Xen. Die Großkörner besitzen Leistenform mit xen Rand, der amöbenartige Fortsätze ins nachbarliche Gesteinsgrundgewebe aufweist. Karlsbader Zwillinge sind auf die Großkörner beschränkt und zeigen die charakteristische Einwinkelung der Zwillingsnaht. Ein Zonenbau ist vor allem mit U-Tisch häufig zu beobachten. Der Achsenwinkel $2 V_{\alpha}$ schwankt zwischen 55 und 73°. Die Auslöschungsschiefe nach P (auf Spaltplättchen parallel M) beträgt 5—6°. Orthoklas wurde mittels Spaltpräparaten festgestellt und unabhängig davon im Dünnschliff mit U-Tisch eingemessen (Winkel zwischen Optik und Spaltstrissen) mit dem eindeutigen Resultat: Orthoklas, der zugleich perthitfrei oder sehr schwach perthitisch ist. Häufiger als Orthoklas ist im Spitzer Gneis des Untersuchungsgebietes Mikroklin vorhanden; dieser ist „flau“, d. h. die Mikroklingitterung ist auch in Schnitten parallel P nur schwach angedeutet. Scharf gegitterte Mikrokline sind selten. Übergänge von fehlender zu schwacher bis zu beträchtlicher Perthitbildung sind vorhanden und nicht bloß durch verschiedene Schnittlage bedingt. Faserperthit wird schräg von jüngerem Aderperthit, der von perthitfreien Resorptionsrändern begleitet ist, durchschnitten. Große Plag-Körner sind häufig im Knauf eingeschlossen. Auch die übrigen Gesteinsgemengteile finden sich als Einschlüsse. Knauf verdrängt Plag. Das zeigen zergangene Randpartien von Plag-Körnern, welche an Knauf angrenzen oder im Knauf eingeschlossen sind.

Quarz (4.2 mm): Xen. Gelängt in s. Undulös. Unverlegtes Biotit-Interngefüge kommt vor. Einschlüsse sind jedoch sonst selten. Zahlreiche Porenflächen mit Flüssigkeitseinschlüssen.

Antiperthit ist in allen untersuchten Dünnschliffen des Spitzer Gneises im Untersuchungsgebiet vorhanden. Im Plag befinden sich Spindeln und Flecke von Knauf. Die Spindeln sind meist parallel P oder M des Wirtes angeordnet. Verbindungen zum Kornrand sind nicht sichtbar.

Myrmekit ist ebenfalls in allen untersuchten Proben des Spitzer Gneises im Untersuchungsgebiet vorhanden. Der Myrmekitquarz ist häufig parallel P und M des Myrmekitplagioklas angeordnet. Der Myrmekitplagioklas ist polys nach Albit- und Periklingesetz zwillingsartig. Die durch Myrmekitquarz abgeteilten Einzelfelder des Myrmekitplagioklas kongruieren nicht bezüglich der Anordnung ihrer polys Zw. Daraus kann gefolgert werden, daß die Zw im Myrmekitplagioklas erst nach Genese des Myrmekitquarzes entstanden. In genetischer Hinsicht handelt es sich um Myrmekit Typ I (Myrmekit in Plag-Körnern des Grundgewebes abseits von Knauf. Myrmekit in Plag-Körnern, welche in Knauf eingeschlossen sind und sich bezüglich Form, Größe und Ausbildung nicht von den anderen in Knauf eingeschlossenen Plag-Körnern unterscheiden).

Im chemischen Laboratorium der Geologischen Bundesanstalt wurde eine Analyse des granitischen Spitzer Gneises aus dem westlichen Abschnitt des Mitteltrums des Stollens Dobra—Krumau durchgeführt (1 in nebenstehender Tabelle).

	1	2
SiO ₂	73.42	46.78
TiO ₂	0.18	1.95
Al ₂ O ₃	13.36	15.25
Fe ₂ O ₃	0.69	2.53
FeO.....	1.40	10.44
MnO.....	0.03	0.03
CaO.....	1.49	9.73
MgO.....	0.38	7.35
K ₂ O.....	5.84	0.65
Na ₂ O.....	2.84	2.66
H ₂ O bis 110° C.....	0.19	0.46
H ₂ O über 110° C.....	0.22	1.69
CO ₂	0.10	0.19
P ₂ O ₅	0.07	0.18
Ges. S.....	0.03	0.13
BaO.....	0.07	0.015
Cr ₂ O ₃	0.019	0.037
V ₂ O ₅	0.006	0.039
ZrO ₂	0.01	0.018
Ges. Cl.....	Spur	0.05
		abzüglich O (für Cl) --- 0.01
	100.35	100.17
Spezifisches Gewicht...	2.65	3.02

1) Spitzer Gneis. 2) Amphibolit in Spitzer Gneis. Analytiker: K. Fabich.

Die Probe (1) führt Kalialronfeldspat sowohl im Grundgewebe als auch in 2-5 cm langen Kristallaugen mit pseudopodienförmig ins Grundgewebe eindringendem Randsaum; flauer Mikroklin mit Faser- und Aderperthit. Plagioklas enthält Heilglimmermikrolithen. Ferner sind vorhanden: Biotit, Granat, Chlorit, Apatit, Zirkon, Quarz, Antiperthit und Myrmekit.

Die Berechnung nach der Methode von A. Köhler-F. Raaz 1951 ergibt die Werte: qz = +63; F = 31; fm = 6; F—fm = +25. Vergleicht man die Lage des Analysenpunktes (1) mit anderen kristallinen Schieferne des niederösterreichischen Waldviertels im Diagramm (Köhler-Raaz 1951, Abb. 5), so wird folgendes ersichtlich: Der analysierte granitische Spitzer Gneis aus dem Mitteltrum des Kampstollens Dobra—Krumau liegt dem F-Punkt näher als der granodioritische Spitzer Gneis vom Jauerling (Wachau) und besitzt eine bedeutend größere +qz-Zahl. Chemisch fällt unser granitischer Spitzer Gneis des Kampstaales ins Feld der reinen Granulite.

Aplitischer Spitzer Gneis

Feinkörnig und arm an dunklen Gemengteilen. Der Mineralbestand kommt dem des granitischen Spitzer Gneises sehr nahe. Es fehlen Hornblende und Titanit. Die Umwandlung des Biotits zu Chlorit ist besonders häufig. Granat bildet 2 mm große korrodierte Körnchen und zeigt Umwandlung zu

Chlorit. Die im granitischen Spitzer Gneis nicht seltene inverse Zonenstruktur der Plagioklase fehlt dem aplitischen Spitzer Gneis. Myrmekit kann fehlen. Antiperthit wurde nicht gefunden. Makroskopisch sind Pyrit-reiche Quarzadern zusammen mit Aplitadern häufig.

Amphibolit im Spitzer Gneis

Auf das eigenartige geologische Auftreten des Amphibolits im Spitzer Gneis des Kamptales wurde bereits oben hingewiesen. Es handelt sich um geringmächtige, sehr zahlreiche konkordante Lagen.

Der Amphibolit ist feinkörnig. Stets ist ein deutliches flächiges und lineares Parallelgefüge — konform mit demjenigen des Spitzer Gneises — vorhanden. Biotit tritt gegenüber Hornblende mengenmäßig zurück. Mitunter sind Biotitamphibolite entwickelt. Von diesen finden sich Übergänge zu Biotitschiefern und Biotitgneisen. Grobkörnige Partien, in welchen die Hornblendesäulchen 1.5 cm Länge erreichen, fand ich nur an Kontaktstellen des Amphibolits mit aplitischen Adern des Spitzer Gneises (Wirkung der mobilen Alkali-Lösungsumsätze). Aplitische Durchädern des Amphibolits war in den Stollenaufschlüssen häufig zu beobachten. Im Gefolge der aplitischen Durchädern sind lokal Grobmengungen zwischen Amphibolit und aplitischen Stoffen vorhanden: Bändergneise, geaugte Biotitamphibolite und Biotitgneise und diffus von aplitischen Stoffen durchtränkte Amphibolitschollen.

Drei Dünnschliffe von Proben aus dem W. und Mitteltrum des Stollens Dobra-Krumau zeigen folgenden mikroskopischen Mineralbestand:

Die Hauptgemengteile sind Hornblende und Plag. Quarz fehlt.

Hornblende (1.3 mm): Hellgelblichgrün bis olivgrün oder blaßgrün. $\gamma/z = 17^\circ$. Idiomorph bis xen. Säulchen vorwiegend in s angeordnet. Radioaktive Höfe um Einschlüsse von Zirkon und Titanit. — Plag (0.8 mm): 15—31% An. Xen. Polys Zw, Einfachzwillinge und sehr häufig auch nicht verzwilligte Individuen. Zwillinge nach Albit- und Periklingesetz. Inverser Zonenbau ist allgemein vorhanden: Kern 15—24% An, Hülle 27—31% An. Der Plag ist häufig getrübt; mitunter Mikrolithen im Plag. — Magnetit (0.44 mm) ist in beträchtlicher Menge vorhanden. Xen. — Biotit (0.9 mm): Farblos, hellgelb bis fuchsrot, rotbraun. Wenige, aber große Scheiter, deren Umrisse gegen Hornblende den Anschein erwecken, daß Biotit metasomatisch auf Kosten der Hornblende wächst. Erz ist parallel eingelagert. Radioaktive Höfe um Einschlüsse von Zirkon. Biotit kann auch fehlen und an seiner Stelle findet sich Chlorit. — Chlorit (0.75 mm): Klinochlor und Pennin. Mitunter ist an entsprechenden Umwandlungsstadien die Umwandlung von Biotit zu Chlorit erkennbar. — Pyrit (0.6 mm); Apatit (0.08 mm) und Zirkon (0.045 mm). Stellenweise findet sich Titanit. Auf sekundären Klüftchen kommt rh Karb zusammen mit Chlorit vor.

Eine Amphibolitprobe aus dem Spitzer Gneis wurde im Laboratorium der Geologischen Bundesanstalt chemisch analysiert (siehe vorstehende Tabelle, 2).

Die Probe stammt aus einer Amphibolitlage im Spitzer Gneis bei der Sperre Dobra, aus dem Umlaufstollen. Das Gestein ist feinkörnig (Korndurchmesser < 0.6 mm). Der volumetrische Mineralbestand (Indikatrilänge = 522 mm) beträgt: Hornblende 60, Plag 34, Magnetit und Pyrit 3, Chlorit 2 und Biotit 1 Vol.-%. Plag besitzt inversen Zonenbau: Kern 24% An, Hülle 36% An. Nicht zonarer Plag wurde mit 35% An beobachtet. Auf jungen Klüftchen sitzt rh Karb.

Die Berechnung nach Köhler-Raaz ergab; $qz = -21$; $F = 24$; $fm = 55$; $F - fm = -31$. Im Diagramm des Chemismus der kristallinen Schiefer des niederösterreichischen Waldviertels (Köhler-Raaz 1951,

Abb. 5) liegt die Amphibolitprobe aus dem Spitzer Gneis bei Dobra (2) in nächster Nähe des Fleckamphibolits von Spitz a. d. Donau.

Andere geringmächtige Einlagerungen im Spitzer Gneis

Neben den Amphiboliten finden sich als Einlagerungen im Spitzer Gneis: Biotitschiefer, Biotitamphibolite, Biotitgneise, Zweiglimmerschiefer und bei der Kamprohrbrücke auch Kalkmarmor. Auf der Čžžek-Karte ist ein Kalkvorkommen südsüdöstlich Strones im Gebiet des Schloteinbachgrabens eingetragen, das ich nicht finden konnte.

Ein faseriger Biotitglimmerschiefer mit Plagioklasporphyroblasten (helle Knoten) von M 420 hat als Hauptgemengteile: Biotit, Plag und Quarz.

Biotit (2·2 mm): Hellgelb bis rotbraun. Postkristallin verbogen. Radioaktive Höfe um Zirkon. — Plag (1·7 mm): 27—36% An. Xen. Gelängt in s. Pol Zw nach Albit- und Periklingesetz. Auch nichtverzwillingte Individuen vorhanden. Inverse Zonenstruktur ist häufig: Kern 27% An, Hülle 36% An. Biotit ragt vom Rande her in die Plag-Körner ein Stück hinein; somit Andeutung eines randlichen Internreliktgefüges in den Plag-Porphyroblasten. — Quarz (0·85 mm) ist xen und schwach undulös. — Chlorit sekundär aus Biotit. — Ferner: Apatit (0·18 mm) und Zirkon (0·09 mm).

Biotitamphibolit aus dem westlichen Teil des Mitteltrums des Stollens Dobra—Krumau zeigt ebenflächiges s und Elongation von Hornblende und Biotit parallel der Striemung. Magnetit ist makroskopisch zu sehen.

Hauptgemengteile sind Hornblende, Biotit und Plag. — Hornblende (1·2 mm): Hellgelblichgrün bis olivgrün. $\gamma/z = 16^\circ$. Radioaktive Höfe um Zirkon und Titanit. — Biotit (1 mm): Hellgelb bis rötlichbraun. Radioaktive Höfe um Zirkon und Titanit. — Apatit (0·24 mm) ist idiomorph oder rundlich. — Magnetit (0·4 mm), Pyrit (0·45 mm), Titanit (0·13 mm), Chlorit (0·51 mm) und Zirkon (0·09 mm). — Plag (0·6 mm): Xen. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Auch nichtverzwillingte Individuen vorhanden. Inverser Zonenbau. — Quarz (0·3 mm): Xen. Schwach undulös. Gelängt in s.

Die Probe einer aplitischen Injektionslage in Biotitamphibolit aus Spitzer Gneis ist wegen des Fehlens der inversen Zonenstruktur der Plagioklasse bemerkenswert. Die 3·5 m mächtige aplitische Lage zeigt unter dem Mikroskop einen offensichtlich aus dem angrenzenden Amphibolit stammenden Mineralreichtum:

Hauptgemengteile sind Plag und Quarz. — Hornblende (3·6 mm): Hellgelb bis grün. Radioaktive Höfe um Zirkon und Titanit. — Titanit (0·41 mm). — Biotit (0·42 mm): Hellgelb bis dunkelgrün. Radioaktive Höfe um Zirkon und Titanit. — Granat (1·1 mm): Hellrosa. Korrodiert. Teilweise Umwandlung zu Chlorit und Karbonat. — Chlorit: Klinochlor. Sekundär aus Biotit und Granat. — Orthit (0·32 mm): Teilweise pseudomorphisiert. — Apatit (0·13 mm) und Zirkon. — Plag (0·7 mm): Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Auch nichtverzwillingte Individuen. Xen. — Knaf (0·2 mm) ist sehr wenig vorhanden. — Antiperthit bildet Spindeln und Flecke in den Plag-Körnern. — Quarz (0·85 mm): Xen. Schwach undulös. Gelängt in s.

Wahrscheinlich als sedimentogene Einlagerung im Spitzer Gneis dürfte Sillimanit-führender Zweiglimmergneis im Mitteltrum des Stollens Dobra—Krumau, M 1390, zu deuten sein. Es handelt sich um Biotit-reichen feinkörnigen Gneis mit ebenflächigem s und deutlicher Striemung (Elongation des Biotits). Hauptgemengteile: Biotit, Plag, Sillimanit und Quarz.

Biotit, Pyrit, Muskowit und Sillimanit sind streifenförmig parallel angeordnet; Falten bilden sie polygonal ab. In Plag erscheint hauptsächlich Pyrit und Biotit, aber auch Muskowit und Sillimanit als internes reliktisches Parallelgefüge. — Biotit (3 mm): Farblos bis fucharot. Radioaktive Höfe um Zirkon. Querbiotit kommt vor. — Sillimanit

(0.85 mm) bildet Säulchen. — Pyrit (1.3 mm); Xen. Häufig mit Biotit parallel verwachsen. — Muskowit (1.4 mm) ist ebenfalls mit Biotit parallel verwachsen. — Magnetit und Zirkon. — Plag (1.2 mm) ist mengenmäßig der wichtigste Gemengteil dieses Gesteins. 25–30% An. Gelängt in s. Nichtverzwillingte Körner besitzen internes reliktsches Parallelgefüge von Pyrit, Glimmer und Sillimanit. Polys nach Albit- und Periklingesetz verzwillingte Individuen zeigen nur spärliche Andeutungen internen reliktschen Parallelgefüges; Einschlüsse liegen in ihnen mehr oder minder desorientiert. Harmonisch verteilte Hellglimmermikrolithen kommen vor. — Quarz (1.15 mm); Xen. In s gelängt. Schwach undulös.

Eine Tremolit-reiche Kalkmarmorlage ist dem Amphibolit bei dem Mundloch östlich der Kamprohrbrücke eingeschaltet (M 1347). Es handelt sich um grauen mittelkörnigen Kalkmarmor mit ebenflächigem Parallelgefüge. Tremolit ist makroskopisch als zarter Filz parallel s sichtbar. Hauptgemengteile sind Kalzit und Tremolit.

Kalzit (1.4 mm) ist granoblastisch. — Tremolit (2.3 mm): Farblos. Poikiloblastisch. — Muskowit (0.75 mm) und Apatit.

Die Paragneislage im Spitzer Gneis des Schöberlberges

Eine mächtigere Paragesteinslage im Spitzer Gneis findet sich nahe der E-Grenze des Spitzer Gneises im Schöberlberg (siehe Tafel IX und X). Östlich P. 548 wird das Plateau des Schöberlberges von einer Mulde unterbrochen, die zum Kamp entwässert. Ihr entspricht die Paragesteinslage im Mitteltrum des Stollens Dobra—Krumau von M 1824—2063 (Tafel XI). Ihre östliche Begrenzung ist unscharf, da sich Übergänge zwischen Paragneis und Spitzer Gneis einstellen. Ihre westliche Begrenzung ist durch Mylonit verwischt. Die wesentlichen Gesteinstypen der Paragneisserie des Schöberlberges seien im folgenden beschrieben.

Granatführender Plagioklasgneis ist sehr häufig. Er besitzt flächiges Parallelgefüge. Biotit bildet Schuppen bis zu 5 mm Länge und ist parallel der Striemung elongiert. Die Granaten erreichen 4 mm Durchmesser. Eine Probe von M 1900 zeigt folgenden Mineralbestand:

Hauptgemengteile sind Biotit, Granat, Plag und Quarz. Die Granatkörner werden von den Glimmerscheitern in Polygonalzüge umgeben. — Biotit (5 mm): Hellgelb bis rotbraun. Radioaktive Höfe um Zirkon. — Chlorit (Pennin) ist aus Biotit unter Erzausscheidung hervorgegangen. Übergangsstadien sind sichtbar. — Granat (4 mm): Korrodierte Rundlinge. Umwandlung zu Pennin und rh Karb. — Magnetit und Graphit (0.24 mm). — Zirkon (0.1 mm). — Plag (1.4 mm): 20–30% An. Xen. Inverse Zonenstruktur. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Internes reliktsches Parallelgefüge von Biotit ist randlich im polys verzwillingten Plag vorhanden. Ferner sind Erzkörnchen im Plag-Korn eingeschlossen. — Quarz (2.8 mm): Xen. Gelängt in s. Schwach undulös.

Biotitschiefer und Zweiglimmerschiefer (grobschuppig, gefältelt) bilden mehrere Meter mächtige Lagen. Auch Graphitschiefer sind vorhanden.

Durch Zunahme des Feldspatgehaltes entwickeln sich aus dem granatführenden Plagioklasgneis Streifengneise, in denen aplitische Partien häufig sind. Diese aplitischen Lagen besitzen keine inverse Zonenstruktur der Plagioklase.

Ein sehr quarzreicher aplitischer Gneis im Streifengneis bei M 2035 führt als Hauptgemengteil Quarz (2.5 mm). Xen. Gelängt in s. Flüssigkeitseinschlüsse längs Porenflächen. — Biotit (0.5 mm): farblos bis rotbraun. — Chlorit (Pennin) ist sekundär aus Biotit unter Erzausscheidung hervorgegangen. — Granat (0.34 mm): Farblos. Korrodiert. — Apatit und Zirkon. — Plag (0.55 mm): 27% An. Nur in kleinen Mengen vorhanden. Xen. Polys nach Albit- und Periklingesetz verzwillingt. Auch nichtverzwillingte Indi-

viduen sind vorhanden. Keine inverse Zonenstruktur. — Knaf (1·2 mm): Mengenmäßig dem Plag überlegen. Scharfe Mikroklingitterung. Aderperthit. Xen. Keine Zwillinge. — Myrmekit ist wenig vorhanden.

Ein anderer aplitischer Gneis steht bei M 2002 zwischen Amphibolit und Streifengneis an: Hauptgemengteile sind Biotit, Plag und Quarz. — Biotit (1·7 mm): Farblos, hellgelb bis rotbraun. Radioaktive Höfe. — Muskowit (1·4 mm), Titanit (0·2 mm), Apatit und Zirkon. — Plag (0·85 mm): Xen. Keine Zonenstruktur. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Auch nichtverzwillingte Individuen sind vorhanden. — Knaf (1·2 mm): Scharf gegitterter Mikroklin. Aderperthit. Keine Zwillinge. — Quarz (0·56 mm): Xen. Schwach undulös. — Quarzgewächse greifen aggressiv Knaf und Plag an.

Die Amphibolite der Paragneislage des Schöberlberges unterscheiden sich nicht wesentlich von denjenigen Amphiboliten, die unmittelbar dem Spitzer Gneis eingelagert sind (siehe S. 228). Sie sind feinkörnig und besitzen ebenflächiges Parallelgefüge.

Ein Amphibolit bei M 1906 zeigt folgende Hauptgemengteile: Hornblende und Plag. — Hornblende (2 mm): Farblos, blaßgelblichgrün bis blaßgrün. $\gamma/z = 14\cdot5^\circ$. Zwillinge häufig Radioaktive Höfe um Zirkon. — Biotit (1·12 mm): Farblos bis rotbraun. — Chlorit (0·73 mm): Klinochlor. Sekundär aus Biotit unter Erzausscheidung. — Magnetit (0·75 mm), Pyrit, Apatit (0·12 mm) und Zirkon (0·022 mm). — Plag (0·6 mm): 24–39% An. Xen. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Inverser Zonenbau: Kern 24% An, Hülle 39% An. — Quarz (0·47 mm): Xen. Schwach undulös.

Biotitamphibolit bei M 1953 zeigt folgenden Mineralbestand. Hauptgemengteile sind Hornblende, Biotit und Plag. — Hornblende (1·7 mm): Farblos bis blaßgrün. $\gamma/z = 14^\circ$. Zwillinge häufig. — Biotit (2 mm): Farblos, hellgelb bis rotbraun. Massenhaft radioaktive Höfe um Zirkon. — Muskowit (0·45 mm) ist nur wenig vorhanden. Parallel mit Biotit verwachsen. — Magnetit (0·44 mm), Pyrit (0·15 mm), Apatit (0·09 mm) und Zirkon. — Plag (0·65 mm): 22–40% An. Xen. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Inverser Zonenbau: Kern 23% An, Hülle 40% An. — Quarz (0·73 mm): Xen. Gelängt in s. Schwach undulös.

Kleinkörniger grünlichgrauer Augitgneis findet sich angrenzend an Amphibolit oder Kalkmarmor.

Augitgneis bei M 1920 zeigt folgenden Mineralbestand. Hauptgemengteile sind Augit, Hornblende und Plag. Es wechseln Augit- mit Hornblendelagen ab. Mitunter finden sich Parallelverwachsungen von Augit und Hornblende. — Augit (2·3 mm): Farblos. $\gamma/z = 47^\circ$. Die dickprismatischen Säulchen sind meist korrodiert. — Hornblende (1·7 mm): Hellgelb bis grün. $\gamma/z = 16^\circ$. Zwillinge vorhanden. Radioaktive Höfe um Zirkon und Titanit. — Biotit (0·3 mm): Hellgelb bis rotbraun. — Chlorit (0·85 mm): Pennin. Sekundär unter Erzausscheidung aus Biotit und Hornblende hervorgegangen. — Magnetit (0·24 mm), Titanit (0·3 mm), Apatit (0·15 mm), Zirkon (0·02 mm). — Rh Karb (0·28 mm) und Muskowit (0·24 mm) sind sekundäre Bildungen. — Plag (1·5 mm): 34–55% An. Xen. Mitunter idiomorph gegenüber Quarz. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Neben nichtzonaren Körnern finden sich Körner mit kräftiger inverser Zonenstruktur: Kern 34% An bis Hülle 55% An. Nichtzonare Körner wurden mit 55% An gemessen, entsprechen also der Hülle. — Knaf (0·56 mm): Xen. Flauer Mikroklin. Schwache Aderperthite. — Quarz (1·8 mm): Xen. Schwach undulös. Gelängt in s.

Die drei Kalkmarmorlagen der Paragneisserie des Schöberlberges bestehen aus grau-weiß-gebändertem Tremolit-führendem Kalkmarmor mit ebenflächigem Parallelgefüge.

Eine Probe von M 1978 zeigt granoblastische Struktur. Rh Karb (1 mm) ist herrschender Gemengteil. — Tremolit (1·3 mm): Farblos. $\gamma/z = 11^\circ$. $2Va = 76\text{--}76^\circ$. Poikiloblastisch. — Chlorit ist in geringen Mengen vorhanden.

Ostgrenze des Spitzer Gneis

Beim Mundloch Genitzbrücke des Mitteltrums (Stollen Dobra—Krumau) steht glimmerreicher Streifengneis an, der auch Muskowit führt. Ebenflächiges Parallelgefüge und Strömung sind gut entwickelt. Das Gestein

unterscheidet sich nicht wesentlich von den Paragneisen östlich des Genitzbaches.

Vom Mundloch bei der Genitzbrücke in westlicher Richtung stollen einwärts nimmt der Feldspatgehalt des Streifengneises zu. Das Gestein wird heller. Adergneise und Augengneise sind vorhanden. 45 m westlich des Mundloches steht bereits ein bedeutend hellerer Streifengneis an, der schon mehr dem Spitzer Gneis ähnlich sieht. 70 m westlich vom Mundloch befindet man sich im typischen hellen Spitzer Augengneis. Der Übergang vom moldanubischen Paragneis zum Spitzer Augengneis ist also nicht scharf. Der analoge kontinuierliche Übergang ist obertags am rechten Kampufer westlich der Genitzbachmündung an den Aufschlüssen des Fahrweges zu beobachten und könnte hier noch detailliert petrographisch untersucht werden.

Moldanubische Paragesteinserie westlich des Gföhler Gneises

Allgemeines

Die Paragesteinserie westlich des Gföhler Gneises (W-Flügel der großen Synklinale) war bedeutend weniger gut bekannt und petrographisch durchgearbeitet als der E-Flügel. Bezüglich des E-Flügels, der ja schon außerhalb unseres Untersuchungsbereiches liegt, sei auf die Arbeiten von F. Becke und mehrerer seiner Schüler verwiesen, vor allem auf die grundlegende moderne Monographie der moldanubischen Paraschiefer östlich vom Gföhler Gneis von H. Schumann 1929.

Auf den W-Flügel im Kämtal beziehen sich nur wenige Notizen von J. Čížek, 1853, F. Becke, 1882, und A. Himmelbauer, 1913. Es kann hier unmittelbar an eine Anregung von F. Becke, 1913, die wir in seiner zusammenfassenden Schrift über das niederösterreichische Waldviertel (S. 27) lesen, angeknüpft werden:

F. Becke schildert zunächst für den E-Flügel die Zunahme der Kristallinität (Größerwerden des Kornes) der Paragesteinserie mit Annäherung an den Gföhler Gneis und die aplitisch-pegmatitische Durchädern der dem Gföhler Gneis östlich benachbarten Paragneise (Schumann hat dann später diese Verhältnisse eingehend studiert und auch in einer geologischen Übersichtskarte des E-Flügels festgehalten). Daran schließt F. Becke folgende Überlegung: „Dieselben hochkristallinen Schiefergneise tauchen auch im W unter dem flachen Gesteinskörper des Gföhler Gneises wieder auf, und es entsteht die Frage, ob man in dieser Zunahme der Kristallinität denn etwa noch eine Kontaktwirkung des Intrusionskörpers des Gföhler Gneises zu erblicken hat? Dies würde als bewiesen gelten können, wenn sich dieselbe Reihe von Erscheinungen auch westlich in umgekehrter Reihenfolge nachweisen ließe¹⁾. Das ist aber bis jetzt nicht unzweifelhaft dargetan; der W ist noch zu wenig genau untersucht. Es könnte auch sein, daß die erwartete Erscheinung verdeckt würde durch eine in ganz großem Maßstabe zunehmende Kristallinität bei der Annäherung an die in Entfernungen von 10 bis 20 km westlich auftretenden S-böhmischen Granitmassive, die nach den weitausgreifenden Untersuchungen von F. E. Suess ohne Zweifel vorhanden ist.“

¹⁾ Im Original nicht ausgezeichnet.

Meine Detailuntersuchungen im Kampthal bringen eine eindeutige Bestätigung, daß die Kristallinität (Korngröße) auch im W-Flügel gegen den Gföhler Gneis hin zunimmt. Die im E von Schumann kartierten Injektionsgneise im Grenzbereich zum Gföhler Gneis sind symmetrisch auch im W des Gföhler Gneis vorhanden.

Das E-Trum des Stollens Dobra—Krumau lieferte feinkörnige Plagioklasgneise meist ohne aplitisches pegmatoide Durchtränkung. Das gleiche gilt für die Glimmerschiefer, Amphibolite, Quarzite, Kalkmarmore, Augitgneise usw. dieses Stollens.

Hingegen befindet sich der Stollen Thurnberg—Wegscheid in der Injektionsgneisserie unmittelbar unter dem Gföhler Gneis. Hier ist ein mit Worten nicht zu schildernder Reichtum an aplitisches pegmatoide Durchtränkung der moldanubischen Paragesteinserie vorhanden. Plagioklasgneise, Graphitgneise und Glimmerschiefer sind grobkörnig und durchhäutert. Die Amphibolite sind gefeldspatet, durchtränkt, zu Adergneisen bis zu makroskopisch regellos grobkörnigen Meta-Dioriten umgewandelt. Kalkmarmore und Augitgneise sind gefeldspatet. In den Adern besteht Plagioklas-Vormacht, obwohl der Gföhler Gneis, von dem die Injektion zweifellos ausgeht, Kalinatronfeldspat-Vormacht besitzt. Die analoge Erscheinung beobachteten bekanntlich F. Becke, F. Reinhold, Ch. Bacon und H. Schumann hauptsächlich im Gebiete östlich des Gföhler Gneis, F. Reinhold auch westlich des Gföhler Gneises.

Auf Grund der lokalen Beschränkung der Adergneise meines Untersuchungsgebietes auf die nächste Nähe des Gföhler Gneises und auf Grund der eindeutig erwiesenen Zunahme der Korngröße der kristallinen Schiefer meines Untersuchungsgebietes in Richtung zum Gföhler Gneis scheint mir zweifellos die Auffassung von L. Waldmann richtig zu sein, daß die Metamorphose der kristallinen Schiefer unseres Bereiches nur sehr wenig, ja ich möchte für mein Untersuchungsgebiet sagen, überhaupt nicht vom S-Böhmischen Granit abhängig ist. Dazu kommen noch die makro- und mikroskopischen Gefügeeigenschaften, auf die ja L. Waldmann in diesem Zusammenhang auch immer wieder hinwies. Im Abschnitt Krumau am Kamp—Wegscheid sah ich schon als Student keine eigene Intrusionstektonik *) und wurde darin auch durch meinen Lehrer, Herrn Prof. Dr. L. Kober, bestärkt. Es liegt ein straffer Faltenbau mit annähernd parallelen Faltenachsen vor, der, wie der letzte Abschnitt dieser Arbeit zeigen wird, älter ist, als der mit Parallelkontakt aufdringende Rastenberger Granit. Mikroskopisch sind postkristalline Verbiegungen und Quälungen der Gesteinsgemengteile trotz des kristallinen Charakters der moldanubischen Paragesteine häufig, worauf ja neben anderem L. Waldmanns (1929) polymetamorphe Gliederung beruht.

Einige Anregungen erhielt ich auch durch die sehr ausführliche und mit vielen Abbildungen versehene Arbeit des französischen Alpengeologen F. Ellenberger, 1948, der vor allem die differentielle Durchbewegung der moldanubischen Paragneise studierte und das Wachstum von Kalinatron-

*) Im Sinne von F. E. Sueß, 1926: „Intrusionstektonik“ der moldanubischen Kristallinen Schiefer als ein Bewegungsbild, das nach F. E. Sueß wesentlich von den Graniten mitverursacht sei und von alpinotypen Falten recht weitgehend unterscheidbar wäre.

feldspat und Quarz in den zugehörigen Adergneisen (Alkali- und SiO_2 -Metasomatose) verfolgte:

Zirka 11 km nördlich von Krumau am Kamp lag das Kriegsgefangenenlager Edelbach. Hier untersuchten französische Geologen und Studenten als Kriegsgefangene in den Jahren 1940–1945 mit rein wissenschaftlichem Interesse ohne Wissen oder Unterstützung von deutscher Seite die geologischen Verhältnisse des bloß 400 m² großen Platzes innerhalb der Umzäunung des Gefangenenlagers. F. Ellenberger schreibt: Wir haben 5 Jahre hindurch eine überbevölkerte Wüste durchforscht, die man in 3 Minuten traversieren konnte und die stärker als eine Insel im Ozean von der übrigen Welt abgeschnitten war. Wir mußten alles improvisieren außer dem wenigen, das wir uns in familiären Paketen an Stelle der doch so unentbehrlichen Lebensmittel schicken ließen. Trotzdem bauten sich die gefangenen Geologen zwei Polarisationsmikroskope auf; sie fertigten 300 Dünnschliffe an, indem Gesteinssplitter mit einer Mischung von Kolophonium (eines Geigenspielers) und Speiseöl auf Glasscherben aufgeklebt, geschliffen und mit einem anderen Glasscherben abgedeckt wurden. Außer dem Wissen, das sie im Kopfe trugen, besaßen sie als einzige schriftliche Anregung die Monographie über Mikrotektonik von Demay, 1942. Die Beobachtungen im Lager Edelbach sind unter der Leitung von Ellenberger in einer 170 Seiten starken Schrift nach dem Krieg und nach Einsichtnahme der Waldmannschen Arbeiten veröffentlicht worden mit einem meisterhaften Vorwort von Prof. E. Wegmann und bringen sehr wesentliche Erkenntnisse.

Zur Untersuchung gelangte eine 200 m mächtige Biotit, Graphit oder Hornblende führende Plagioklasgneissserie mit syntektonischen Alkali-Injektionen. Die Faltenachsen streichen NNE; sie sind durch Elongation des Biotits und der Hornblende charakterisiert und stellen außerdem Schnittgerade der s-Flächen dar, die sich keilförmig mit Winkeln von 15 bis 30° schneiden. Ellenberger fand 25 m mächtige reine Plagioklasaplite (also analog den unten zu beschreibenden reinen Plagioklaspegmatoiden im Stollen Thurnberg—Wegscheid). Ferner beschreibt Ellenberger basische Fronten im Kleinbereich: Am Rand der Plagioklasaplite z. B. sammelt sich grobkörnige Hornblende und Biotit an.

Die Kristallisation des Biotits und Graphits erfolgte vor Abschluß der Feldspatkristallisation. Häufig ist der Biotit gestaucht und gequält. Es ist überhaupt erstaunlich und wird von Ellenberger hervorgehoben und mit vielen Details belegt, daß postkristalline Deformationen gar nicht selten sind, was ebenfalls mit meinen Beobachtungen übereinstimmt. So wie bei Demay, 1942, scheint mir allerdings auch bei Ellenberger, 1948, an manchen Stellen des Guten zu viel getan zu sein, wenn versucht wird, die zeitlichen Beziehungen zwischen rupturer Deformation und syntektonischer Alkali-Intrusion bis ins kleinste Detail zu gliedern. So wünschenswert eine solche Rekonstruktion auch ist, so ist es in den pt-Starkwirkungsbereichen des variszischen Grundgebirges, wo internes Reliktgefüge in den Porphyroblasten häufig fehlt, nicht so einfach zu entscheiden, ob z. B. Biotit vor oder nach der Feldspat-Blastese verbogen wurde.

Besonders wertvoll sind Ellenbergers genaue Beschreibungen der Kalinatronfeldspat- und Quarz-reichen Injektionsbänder und diffusen Injektionszonen in den Plagioklasgneisen. Kalinatronfeldspat korrodiert

die älteren Plagioklase. Dabei bildet sich Antiperthit und Myrmekit. Myrmekitquarz findet sich in Plagioklasvorsprüngen und -inseln; die von großen perthitischen Kalinatronfeldspaten umgeben sind. Ellenberger nimmt syntektonisches Wachsen von 2 bis 3 cm langen Kalinatronfeldspat-Augen (Karlsbader Zwillinge) an. Die verschiedenen Stadien der metasomatischen Verdrängung des Plagioklasgneises durch die sprossenden Kalinatronfeldspate werden beschrieben. Reste des Grundgewebes sind im Kalinatronfeldspat eingeschlossen. Übergänge der Kalinatronfeldspatzeilen zu Kalinatronfeldspat-Augen (Porphyroblasten) sind vorhanden. Die Kalinatronfeldspat-Augen sind teilweise zerbrochen und von jüngerem Kalinatronfeldspat umwachsen und ausgeheilt, wobei ältere und jüngere Generation gleichzeitig optisch in Auslöschung gehen. Quarz wächst poikilitisch im Grundgewebe; er umwächst Plagioklasinseln, Graphitschüppchen und Hornblenderelikte; er korrodiert große Hornblenden. Im Quarz finden sich Einschlüsse von Biotit, Apatit und Titanit. Auch diskordant das Gestein durchsetzende Risse füllt der Quarz aus. In einem Spätstadium der Metamorphose verheilten diagonale Diaklasen (Haarrisse). Erst viel später (wahrscheinlich während der alpidischen Orogenese) bildeten sich Serizitlagen als Scherzonen im Plagioklasgneis. An solchen Zonen wirken besonders hydrothermale SiO_2 -Infiltrationen, über die ein eigener Abschnitt der inhaltsreichen Schrift berichtet.

Detailbeschreibung

Die feinkörnige Paragesteinsserie im Osttrum des Stollens Dobra—Krumau

Das E-Trum des Stollens Dobra—Krumau durchörtert eine meist feinkörnige Paragesteinsserie mit mächtigen Glimmerschieferlagen und feinkörnigen Biotitplagioklasgneisen. Die Serie ist reich an Graphitgneisen, Graphitschiefern, Quarziten, nicht gefeldspateten Kalkmarmoren, feinkörnigen Amphiboliten und Augitgneisen. Graphit-reiche Kalke sind feinkörnig geblieben und führen viel Pyrit. Es folgt eine Detailbeschreibung der von W nach E im Stollen angetroffenen Gesteine (Tafel XI).

Im E-Trum des Stollens Dobra—Krumau sind nahe dem Mundloch Genitzbrücke tremolitführende Kalkmarmore, Graphitphyllite und Glimmerschiefer dem Plagioklasgneis eingelagert. An der Grenze zum Kalkmarmor zeigt der Plagioklasgneis postkristalline Deformationen.

Granat-führender feinkörniger Plagioklasgneis von M 2417 ist ein Beispiel für die typischen feinkörnigen Schiefergneise dieses Gebietes. Es handelt sich um ein feinkörniges graues Gestein mit ebenflächigem Parallelgefüge und viel Biotit.

Hauptgemengteile sind Biotit, Plag und Quarz. — Granat (0.5 mm): Korrodierte Formen. Umwandlung zu Pennin. — Biotit (0.6 mm): Hellgelb bis dunkelbraun. Postkristallin schwach deformiert. Radioaktive Höfe um Zirkon. Umwandlung zu Klinochlor. — Chlorit: Sekundär aus Granat und Biotit. — Graphit (0.6 mm), Apatit (0.15 mm) und Zirkon (0.68 mm). — Plag (0.9 mm): 28% An. Xen. Zw nach Albit und Periklingesetz. Auch Einfachzwillinge und Einfachindividuen. — Quarz (2.2 mm): Xen. Undulös.

Bei feinkörnigem glimmerarmem Plagioklasgneis ist es schwer zu entscheiden, ob der Stoffbestand des Gesteines mehr sedimentogenes Material oder mehr aplitischen Lösungsumsatz (Plagioklasaplit) enthält.

So zeigt feinkörniger quarzreicher glimmerarmer Plagioklasgneis bei M 2355 makroskopisch quarzitisches Habitus. Es ist etwas mehr Quarz als Plagioklas vorhanden. Die übrigen Gemengteile treten ganz zurück.

Das Gestein zeigt postkristalline Deformation (undulöser Quarz und gequälter Muskowit). — Quarz (0.6 mm): Xen. Gelängt in s. Stark undulös. — Plag (0.8 mm): Opt. negativ. Xen. Gelängt in s. Hellglimmermikrolithen. Polys Zw nach Albit-, seltener nach Periklingsetz. Auch nichtverzwillingte Individuen vorhanden. — Muskowit (0.45 mm): Korrodiert. Postkristallin deformiert. — Chlorit (0.3 mm): Fennin. Sekundär aus Biotit unter Ausscheidung von Erz. — Ferner: Pyrit, Magnetit und Titanit.

Bei M 2550 findet sich, angrenzend an Kalkmarmor, ein sehr feinkörniger graphitreicher Plagioklasgneis mit den Hauptgemengteilen: Biotit, Graphit, Quarz und Plagioklas.

Biotit (1.4 mm): Hellgelb bis braun. Mitunter postkristallin verbogen. — Graphit (1.8 mm), Titanit (0.15 mm), Apatit (0.12 mm) und rh Karb. — Turmalin (0.17 mm): Farblos bis gelb. — Quarz (0.4 mm): Xen. Schwach undulös. — Plag (0.42 mm): Xen. Polys Zw nach Albit- und Periklingsetz.

Im Verbande mit Kalkmarmor folgt feinkörniger Amphibolit und bei M 2583 weiß-grün gebänderter Quarzit mit ebenflächigem Parallelgefüge. Hier handelt es sich wohl um einen echten sedimentogenen Quarzit. Quarz ist alleiniger Hauptgemengteil. Die Bänderung des Gesteines beruht auf lagenförmig wechselndem Augitgehalt.

Quarz (1 mm): Xen. Kaum undulös. Nur wenige Porenflächen vorhanden. — Augit (0.52 mm): Farblos. Korrodiert. — Plag (0.28 mm): Xen. Polys Zw nach Albit- und Periklingsetz. — Graphit und Erz (1.1 mm), Apatit (0.1 mm); rh Karb (0.2 mm) als syngenetischer Gemengteil und auf sekundären Spalten.

Der mächtige Kalkmarmorzug zwischen M 2597 und 2685 besteht vorwiegend aus grobkörnigem grau-weiß gebändertem Kalkmarmor. Pyrit siedelt reichlich auf Klüftchen.

Eine Probe von M 2642 zeigt granoblastisches Kalzitgefüge (2 mm), mitunter mit etwas verbogenen Zw. Zwischen den Kalzitkörnern findet sich nur wenig Quarz (0.2 mm), der absolut nicht undulös ist. Ferner: Pyrit (0.75 mm), Muskowit und Graphit.

Besonders Graphit-reicher Kalk ist bei der Metamorphose feinkörnig geblieben, färbt schwarz ab, ist Pyrit-reich und erreicht einige Meter Mächtigkeit (M 2600—2613). Häufig finden sich Graphitphyllite mit Graphitschmitzen. Pyritkristalle in den Kalzitadern erreichen 2 cm Durchmesser.

Bei M 2687 folgen mächtige graphitreiche feinkörnige Plagioklasgneise.

Hauptgemengteile: Biotit, Graphit, Quarz und Plag. — Biotit (1.4 mm): Hellgelb bis rotbraun. Mitunter postkristallin deformiert. — Quarz (0.5 mm): Gelängt in s. Xen. Undulös. — Plag (0.26 mm): Xen. Polys Zw nach Albit- und Periklingsetz. — Turmalin (0.09 mm): Farblos bis gelb. — Graphit (0.5 mm), Chlorit (0.5 mm), Apatit (0.07 mm) und rh Karb (0.25 mm).

Sie gehen in feinkörnige Biotit-reiche Plagioklasgneise über, z. B. M 2707 mit den Hauptgemengteilen: Biotit, Plagioklas und Quarz. Postkinematische Kristallisation bezüglich sämtlicher Gemengteile.

Turmalin (0.3 mm): Farblos bis graugrün. Die kleinen Säulchen sind sehr zahlreich. — Biotit (0.85 mm): Hellgelb bis rotbraun. Radioaktive Höfe um Zirkon und Epidot. — Chlorit: Sekundär aus Biotit unter Ausscheidung von Erz. — Apatit (0.07 mm), Graphit und Magnetit (0.45 mm), Zirkon. — Feinkörnige Epidot-ähnliche Aggregate (0.25 mm) stellen offensichtlich Pseudomorphosen dar. — Plag (0.5 mm): 38% An. Xen oder leistenförmig. Polys Zw nach Albit- und Periklingsetz. Mitunter inverser Zonenbau. — Quarz (0.45 mm): Xen. Schwach undulös. Gelängt in s.

Einen Wechsel Quarz-reicher und Augit-reicher Lagen zeigt feinkörniger hellgrauer Augitgneis bei M 2767.

Hauptgemengteile: Quarz, Plag und Augit. — Quarz (0.94 mm): Xen. Undulös. Gelängt in s. — Plag (0.5 mm): Xen. Gelängt in s. Dicht gefüllt mit Hellglimmermikrolithen. — Augit (0.6 mm): Farblos. Korrodiert. — Biotit (0.5 mm): Hellgelb bis rotbraun. — Chlorit sekundär aus Biotit unter Ausscheidung von Titanit und Erz. — Ferner: Magnetit (1.2 mm), Titanit (0.22 mm), Apatit (0.14 mm) und Zirkon (0.09 mm).

Es folgt Biotit-führender Hornblende-reicher Kalkmarmor (M 2772). Teilweise radialstrahlige grüne Hornblendegarne und zahlreiche Biotit-täfelchen durchsetzen das Gestein.

Kalzit (2.5 mm). — Hornblende (3 cm): Farblos bis hellgrün. $\gamma/z = 17.5^\circ$. — Biotit (1.4 mm): Farblos bis hellbraun.

Feinkörniger grüner Augitgneis (M 2777) besitzt ebenflächiges Parallelgefüge, das durch spärliche Biotitfasern angedeutet ist. Schwaches Brausen mit HCl. Hauptgemengteile sind: Augit, Kalzit, Plag, Knauf und Quarz.

Augit (1.4 mm): Farblos bis hellgrün; nicht pleochroitisch. $\gamma/z = 49^\circ$. Prismatisch mit xen Umrandung. — Rh Karb (3.4 mm): Häufig postkristallin deformiert. — Titanit (0.45 mm): Farblos bis hellbraun. Idiomorph. Spitzrhombisch. — Biotit (0.22 mm): Hellgelb bis rotbraun. — Chlorit sekundär aus Biotit. — Plag (0.6 mm): Xen. Polys Zw nach Albitgesetz. Dicht mit Hellglimmermikrolithen gefüllt. — Knauf (1.9 mm): Xen. Undulös. Mitunter Mikroklingitterung sichtbar. Aderperthit. Gelängt in s. — Quarz (0.55 mm): Xen. Undulös.

In Graphit-reichem Kalkmarmor bei M 2817 sind Quarz und Kalzit nebeneinander beständig und wechseln lagenförmig miteinander ab.

Rh Karb (1 mm): Xen. — Quarz (0.5 mm): Xen. Schwach undulös. — Graphit und Erz (0.3 mm), Muskowit (0.5 mm), Turmalin (0.2 mm), Apatit (0.12 mm) und sehr wenig Feldspat.

Aus einem mächtigen Augitgneiszug stammt der feinkörnige dunkelgraue Augitgneis von M 2882.

Hauptgemengteile: Augit, Plag, Quarz, Biotit und Magnetit. — Augit (5.4 mm): Farblos. Poikiloblastisch. — Biotit (0.5 mm): Hellgelb bis rotbraun. — Magnetit (0.48 mm), Chlorit (sekundär aus Biotit), Titanit (0.73 mm), Apatit (0.2 mm). — Plag (0.6 mm): gemessen wurden Körner mit 30.51 und 75% An. Also auffallend große Spannweite des An-Gehaltes. Xen. Polys Zw nach Albit-, seltener nach Periklingesetz. Hellglimmermikrolithen. In nichtverzwillingten Individuen findet sich unverlegtes internes reliktsches Parallelgefüge von Biotit. — Quarz (0.84 mm): Undulös. Xen. Gelängt in s.

Ein Beispiel für mittelkörnige Plagioklasgneise dieser Serie liefert der flasrige Granat-führende Plagioklasgneis von M 2939. Makroskopisch deutliches lineares Parallelgefüge der elongierten Biotite auf s.

Hauptgemengteile sind Plag, Biotit und Quarz. — Postkinematische Kristallisation. — Biotit (1.3 mm): Hellgelb bis rotbraun. Radioaktive Höfe um Einschlüsse von Zirkon. — Granat (10 mm): Hellrosa. Rundliche und in s gelängte Formen. Umwandlung zu Chlorit. — Graphit und Magnetit (0.5 mm), Chlorit (Klinochlor, sekundär aus Granat), Zirkon (0.06 mm), Epidot (0.2 mm). — Plag (1.6 mm): 42–48% An. Xen. Polys Zw nach Albit-, Periklin- und Karlsbader Gesetz. Klares Korn. Kein Zonenbau. — Quarz (1.7 mm): Xen. Schwach undulös.

Anschließend folgt Granatamphibolit mit 6 mm großen Granaten (M 2948 bis 2980) und Magnetkies-führender Kalkmarmor mit amphibolitischen Einlagerungen.

Eine schmale Kalkmarmorlage im Amphibolit bei M 3013 führt reichlich Augit und phlogopitischen Glimmer.

Hauptgemengteile sind Kalzit, Augit und phlogopitischer Glimmer. — Rh Karb (1.2 mm): Granoblastisch. Stellenweise postkristallin verbogene Lamellen. — Augit (3 mm): Farblos. Poikiloblastisch. — Phlogopitischer Glimmer (0.8 mm): Farblos bis hellgelb. Mitunter postkristallin deformiert. — Muskowit (1 mm), Tremolit (1.3 mm), Titanit (0.6 mm), Graphit (0.5 mm) und Magnetit.

Im Plagioklasgneis vor dem Steigschacht findet sich Kalinatronfeldspatführender Aplitgneis (M 3106).

Hauptgemengteile sind Plag, Quarz und Knaf. Postkinematische Kristallisation. — Muskowit (0.17 mm), Graphit und Pyrit (0.2 mm), Chlorit (0.45 mm, Klinochlor und Pennin). — Plag (1.5 mm): Xen. Polys Zw nach Albitgesetz und nichtverzwillingte Individuen. Kein Zonenbau. — Knaf (0.6 mm): Xen. Perthitfrei. Keine deutliche Mikroklingitterung. — Antiperthit: Flecke im Plag. — Quarz (1.5 mm): Schwach undulös. Gelängt in s.

Zwischen Steigschacht und Schrägstollen befindet sich eine pegmatistische Lage (M 3123) mit flächigem und linearem Parallelgefüge, 7 mm großen Muskowitblättchen, Granat und Turmalin.

Hauptgemengteile sind Knaf, Plag, Quarz und Muskowit. Postkinematische Kristallisation. — Muskowit (7 mm). — Granat (1 mm): Rundlich. — Biotit (0.2 mm): Hellgelb bis rotbraun. Nur in geringer Menge vorhanden. — Turmalin, Eisenglanz, Magnetit und Pyrit. — Plag (4.6 mm): Leistenförmig bis xen. Polys Zw nach Albitgesetz, Einfachzwillinge und nichtverzwillingte Individuen. — Knaf (7.6 mm): Schwache Mikroklingitterung. Faser- und Aderperthit. Die Großindividuen sind häufig Karlsbader Zwillinge und leistenförmig, randlich xen und von einem Quarzsaum umgeben. Sonstige Körner sind xen. — Antiperthit: Flecke in Plag. — Myrmekit Typ I. — Quarz (2.5 mm): Xen. Gelängt in s. Schwach undulös.

Die grobkörnigen Injektionsgneise unter dem Gföhler Gneis

Auf die große Mannigfaltigkeit der Grobmengungen aplitisch-pegmatoider Stoffe mit Amphiboliten, Plagioklasgneisen, Glimmerschiefern, Graphitgneisen, Kalkmarmoren und Augitgneisen im Stollen Thurnberg—Wegscheid wurde schon oben hingewiesen. Die Plagioklasgneise sind hier grobkörnig entwickelt.

Der Stollen Thurnberg—Wegscheid (Tafel XI) beginnt bei der Sperre Thurnberg mit Granatamphibolit. Diesem sind Plagioklasgneise eingelagert. Die Granatkristalle im Amphibolit werden 1 cm groß. Die Serie ist aplitisch-pegmatoid injiziert.

Der injizierte Amphibolit (M 650) ist mittelkörnig und zeigt helle Äderung und diffuse Feldspatisation. Wo besonders viel Ichor eindrang, bildeten sich 2 cm große Feldspate und 1 cm lange Hornblenden.

Hauptgemengteile sind Hornblende und Plag. — Hornblende (1 cm): Hellgelb bis dunkelgrün. Automorph. — Titanit (2 mm): Idiomorph. Besonders in den Hornblenden und an deren Rändern massenhaft vorhanden. — Chlorit (1.7 mm) ist Pennin. — Biotit (0.75 mm): Hellbraun bis dunkelbraun. — Apatit (0.45 mm) und Zirkon. — Plag (2 cm): 28–33% An. Leistenförmig bis xen. Polys Zw nach Albit-, seltener nach Periklingesetz. Häufig ist das Zentrum des Kornes nicht verzwillingt und polys Zw sind nur am Rande des Kornes vorhanden. Es kommen auch nichtverzwillingte Individuen vor. Zw sind mitunter verbogen.

Wo die aplitisch-pegmatoiden Stoffe die mengenmäßige Vorherrschaft in den injizierten Amphiboliten erringen, treten Plagioklaspegmatoiden auf. Bei M 195 steht ein Plagioklaspegmatoid in injiziertem Granatamphibolit an. Das grobkörnige weiße Feldspat-Quarzgestein blättert den Amphibolit auf, der an der Grenze zum Pegmatoid als Biotitschiefer entwickelt ist. Der im Pegmatoid eingeschlossene restliche Biotit des aufgezehrten Biotitschiefers ist in Chlorit umgewandelt.

Hauptgemengteile: Plag und Quarz. — Plag (2 cm): 33% An. Leistenförmig. Gegenüber Quarz meist idiomorph. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Zw sind häufig verbogen, oder es sind Teile der Kristalle blockförmig gegeneinander verschoben. — Quarz bildet Überindividuen mit Durchmesser bis zu 8·4 mm Länge. Diese Überindividuen füllen die einmal breiteren, dann wieder ganz schmalen Zwischenräume zwischen den Plag-Körnern aus. Die Überindividuen bestehen aus zackig umgrenzten, kompliziert verzahnten, in Richtung der z-Achse gelängten Subindividuen. — Chlorit ist Pennin, sekundär aus Biotit unter Ausscheidung von Titanit hervorgegangen. — Biotit (2 mm): Hellgelb bis dunkelbraun. Radioaktive Höfe um Zirkon. Korrodiert. — Muskowit (0·2 mm): Parallel verwachsen mit Chlorit. — Ferner: Apatit (2·2 mm), Zirkon (0·06 mm), Granat (0·5 mm) und Titanit (0·1 mm).

Bei M 5 stellt mittelkörniger Hornblendegneis, teilweise Granat-führend, ein Grobmengungsprodukt zwischen Amphibolit und aplitisch-pegmatoiden Substanzen dar. Die schwarze Hornblende ist in dem farblos bis grünlichgrauen Gesteinsgewebe recht gleichmäßig verteilt. Flächiges Parallelgefüge. Granatkörner erreichen 4 mm Durchmesser. Ein Dünnschliff aus einer Granat-freien Lage zeigt folgendes:

Hauptgemengteile: Plag, Quarz und Hornblende. — Plag (0·5 mm): 32% An. Leistenförmig. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Zw häufig auskeilend. Die Zw sind mitunter auf den Kornrand beschränkt. Hellglimmermikrolithen. — Quarz (4·2 mm): Xen. Undulös. — Hornblende (2·3 mm): Hellgelb bis blaßgrün. Unregelmäßige Umrisse. Siebstruktur. — Chlorit (1·4 mm): Sekundär aus Hornblende unter Ausscheidung von Titanit. — Titanit (0·33 mm), Magnetit (1 mm) und Apatit (0·22 mm).

Ein anderes derartiges Grobmengungsprodukt ist der eingangs genannte Meta-Quarzdiorit. Eine Probe von M 135 zeigt grobkörniges, schwarzweiß geflecktes, annähernd richtungslos körniges Gestein, das alle Übergangsstadien zu Amphibolit besitzt. Die schwarzen Hornblenden erreichen 5 mm Länge.

Hauptgemengteile: Hornblende, Biotit, Plag und Quarz. — Hornblende (5 mm): Hellgelb bis grün. $\gamma/z = 9^\circ$ (erstaunlich niedriger Wert!). Radioaktive Höfe um Einschlüsse von Orthit, Titanit und Zirkon. — Biotit (5 mm): Hellgelb bis dunkelbraun. Parallel verwachsen mit Hornblende. Radioaktive Höfe um Orthit und Zirkon. Mitunter postkristallin deformiert. — Chlorit sekundär aus Biotit. — Apatit (0·24 mm): Idiomorph. Reichlich vorhanden. — Titanit (0·28 mm) ist besonders am Rande der Hornblenden angereichert. — Orthit (0·2 mm): Hellgelb. Deutliche Spaltbarkeit. $Ch_M = \text{negativ}$. $Ch_Z = \text{positiv und negativ}$. Opt. zweiaxsig. α/z ist annähernd 38° . Breite des radioaktiven Hofes in Hornblende = 0·035 mm. Die Interferenzfarben bei normaler Schliffdicke sind abnormal niedrig: Grau I. Ordnung. — Magnetit (0·2 mm). — Zirkon (0·15 mm) ist reichlich vorhanden. — Plag (4 mm): 38—45% An. Leistenförmig bis xen. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Auch nichtverzwillingte Individuen sind vorhanden. — Quarz (3·3 mm): Xen. Undulös.

Pegmatit in Amphibolit bei M 615 führt Kalinatronfeldspat mit Karlsbader Zwillingen. Leider konnte ich keine Beobachtungen der räumlichen Beziehung dieses Pegmatits zu den Plagioklaspegmatoiden und Plagioklasaplitzen der injizierten Amphibolite anstellen.

Injizierter Graphitgneis mit hohem Pyrit-Gehalt findet sich bei M 480.

Granat-führender Biotit-Sillimanitglimmerschiefer bei M 410 hat flächiges Parallelgefüge und deutliche Striierung durch Elongation des Biotits. Fibrolith ist makroskopisch deutlich. Die roten Granatkristalle erreichen 6 mm Durchmesser.

Hauptgemengteile: Granat, Biotit, Chlorit, Sillimanit, Graphit und Quarz. — Granat (6 mm): Idiomorph und rundlich. — Biotit (4 mm): Hellgelb bis dunkelbraun. Sagenit. Umwandlung zu Chlorit. Radioaktive Höfe um Zirkon und Orthit. Häufig postkristallin verbogen. — Sillimanit (0·5 mm): Säulehen und kurze Einzelindividuen mit Basis-

schnitten. — Quarz (1.8 mm): Xen. Gelängt in s. Schwach undulös. — Chlorit, Graphit und Magnetit, Zirkon (0.06 mm) und Orthit.

Auch die Glimmerschiefer sind aplitisch injiziert mit Bildung von Adergneisen.

In den Plagioklasgneisen finden sich mannigfaltige Grobmengungen im Zuge der Injektion. Sie führen von Perlgneisen zu Adergneisen und Nebuliten.

Granat-führender Perlgneis mit flasrigem Biotit bei M 325 führt als Hauptgemengteile Biotit, Granat und Plagioklas.

Granat (4 mm): Rundlich. — Biotit (3 mm): Hellgelb bis dunkelbraun. Radioaktive Höfe um Zirkon. Mitunter postkristallin verbogen. Graphit (1.4 mm). — Chlorit: Klinochlor und Pennin; sekundär aus Biotit. — Zirkon (0.09 mm). — Plag (6 mm): 27% An. Xen. Polys Zw nach Albit-, selten Periklingesetz. Karlsbader Gesetz kommt vor. Polys Zw sind häufig auf den Kornrand beschränkt, während das Kornzentrum nichtverzwillingt ist. Einschlüsse von Biotit sind häufig. Die polys Zw sind mitunter verbogen. — Quarz (1.1 mm): Xen. Schwach undulös.

Der Granat-führende Perlgneis von M 245 ist ein mittelkörniger Biotitgneis mit kleinen Granatkörnchen.

Hauptgemengteile sind Biotit, Granat, Plag und Quarz. — Granat (1.4 mm): Zahlreiche kleine rundliche Kristalle. — Biotit (2 mm): Hellgelb bis dunkelbraun. Radioaktive Höfe um Einschlüsse von Zirkon. Mitunter schwach postkristallin deformiert. — Chlorit sekundär aus Biotit unter Ausscheidung von Titanit und Erz. — Zirkon (0.1 mm), Titanit (0.05 mm) und Erz. — Plag (8 mm): 29% An. Xen. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Auch einfache Zwillinge und nichtverzwillingte Individuen vorhanden. Sehr häufig sind Biotiteinschlüsse, teilweise mit unverlegtem reliktischem Parallelgefüge. Oft sind die Zw nur am Rande der Plag-Körner vorhanden, während das Kornzentrum nicht verzwillingt ist. — Quarz (3.4 mm): Xen. Undulös.

Der geaugte Granat-führende Plagioklasgneis von M 125 besitzt in geringen Mengen Kalinatronfeldspat in Form von Antiperthit. Zugleich stellt sich Myrmekit ein. Es handelt sich um ein mittelkörniges graues Biotit-reiches Gestein mit ebenflächigem Parallelgefüge. Helle Quarz-Feldspat-Adern und -Augen sind vorhanden. Mitunter ist Granat makroskopisch erkennbar.

Hauptgemengteile: Biotit, Plag und Quarz. — Biotit (2 mm): Hellgelb bis dunkelbraun. Radioaktive Höfe um Zirkon. Parallel mit Graphit verwachsen. — Graphit (0.6 mm), Granat (1.3 mm), Chlorit, Zirkon (0.08 mm) und Apatit (0.18 mm). — Plag (5 mm): 30% An. Xen. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Einfachzwillinge und nichtverzwillingte Individuen. Biotiteinschlüsse. Mitunter sind die polys Zw verbogen. Häufig sind polys Zw nur am Rande der Plag-Körner vorhanden, während das Kornzentrum nicht verzwillingt ist. — Quarz (1 mm): Xen. Schwach undulös. Gelängt in s. — Antiperthit: Orientierte Lamellen und unregelmäßige Flecke in Plag. — Myrmekit in geringer Menge vorhanden.

Bemerkenswert ist gefeldspateter Augit-führender Kalkmarmor aus dem Stollen nahe dem Steigschacht. Farblose automorphe 1.3 cm lange Feldspatkristalle sind in mittelkörnigem grünem Augit-führendem Kalkmarmor eingewachsen. Wo die Feldspate eng aneinandergesetzt sind, ist auch Quarz vorhanden, so daß pegmatoide Gesteinspartien entstehen. Quarzfrei hingegen sind die Gesteinsteile, die vorwiegend aus Augit-führendem Kalkmarmor mit diffus im Gestein verstreuten Feldspatkristallen bestehen. Die letztgenannte Ausbildungsart stellt sich mikroskopisch folgendermaßen dar:

Hauptgemengteile sind Knaf, Plag, Kalzit und Augit. — Rh Karb (1.4 mm): Xen. — Augit (2.5 mm): Farblos bis hellgrün. Nicht pleochroitisch. $\gamma/z = 50^\circ$. Poikiloblastisch. —

Hornblende (0.56 mm): Blaugelb bis hellgrün. $\gamma/z = 20^\circ$. Nur in geringen Mengen vorhanden. — Biotit (0.3 mm): Farblos bis hellbraun. Parallel verwachsen mit Hornblende. Radioaktive Höfe um Zirkon. — Chlorit, Titanit (0.84 mm), Apatit (0.2 mm) und Zirkon (0.06 mm). — Plag (2.3 mm): 23–28% An. Mengennmäßig gegenüber Knaf zurücktretend. Xen. Polys Zw nach Albitgesetz. Einfachzwillinge und nichtverzwillingte Individuen vorhanden. Häufig sind die zentralen Teile des Plag-Kornes nicht verzwillingt und der Rand des Kornes ist polys enge verzwillingt. Nicht selten sind die Zw verbogen. Helliglimmermikrolithen. — Knaf (1.3 cm): Automorphe Großkörner mit xen Rändern. Mikroklingitterung. Keine Zwillinge. Faserperthit. Einschlüsse aller übrigen Gemengteile. Besonders häufig ist Plag in Knaf eingeschlossen. Auch lamellierter Kalzit findet sich als Einschluss in Knaf. — Myrmekit Typ I.

Feinkörniger grüner Granat-führender Augitgneis mit roten Lagen, die hauptsächlich aus Granat und Quarz aufgebaut sind, findet sich ebenfalls im Stollen nahe dem Steigschacht. Flächiges Parallelgefüge. Granat ist auch im feinkörnigen Augitgneis in Form einzelner 1–2 mm großer Körner vorhanden.

Hauptgemengteile: Quarz, Granat, Augit und Plag. — Quarz (2.3 mm): Xen. Undulös. Gelängt in s. — Granat (2.6 mm): Hellgelb. Unregelmäßige Umrisse. Teilweise gelängt in s. Siebförmig durchlöchert. — Augit (1.2 mm): Farblos bis hellgrün. Nicht pleochroitisch. $\gamma/z = 48–52^\circ$. — Plag (1.7 mm): 39% An. Xen. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Zw sind häufig verbogen. — Muskowit (0.56 mm), Apatit (0.26 mm) und Pyrit.

Kalzit-reicher Augitgneis bei M 70 ist ein grün-weiß getupftes Gestein mit flächigem Parallelgefüge. Braust schwach mit HCl.

Hauptgemengteile: Augit, Kalzit, Plag und Quarz. — Augit (1 mm): Hellgrün. Nicht pleochroitisch. Dickprismatisch. — Biotit (0.44 mm): Hellgelb bis dunkelbraun. — Muskowit (1.4 mm), Titanit (0.59 mm), Graphit (0.44 mm) und rh Karb (0.8 mm). — Plag (0.56 mm): 37% An. Xen. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Auch nichtverzwillingte Individuen. — Quarz (2 mm): Xen. Undulös.

Über einige ergänzende Beobachtungen obertags

Die Injektionsgneiszone westlich des Gföhler Gneises ist im Kampthal etwa 1.5 km breit. Die Zone ist reich an Turmalinpegmatiten, Aplit und Gangquarz. Besonders schön sind die Faltenmigmatite im Liegenden des Gföhler Gneises an der Straße von Thurnberg in Richtung Tiefenbach aufgeschlossen. Hier findet sich auch Kalkmarmor, der von Aplit durchädert ist. Die Ruine Thurnberg steht auf Kalkmarmor in streichender Fortsetzung des Marmors beim Krafthaus Wegscheid. Unsere Injektionsgneiszone im Kampthal entspricht der streichenden Fortsetzung der prachtvollen Migmatitaufschlüsse im Kremstal, ebenfalls unmittelbar westlich des Gföhler Gneis zwischen Königsalm und Untermeisling.

In der feinkörnigen Paragesteinsserie von Krumau sind die folgenden Gesteinsausbildungen besonders erwähnenswert:

Sedimentogene Quarzite erreichen bis 35 m Mächtigkeit in dem Zug, der von Krumau in nördlicher Richtung über Tiefenbach in den Töpenitzgraben streicht, den er etwa 400 m westlich der Straßenbrücke (Straße Tiefenbach—Altpölla) quert (siehe Tafel IX). Die Faltenachsen sind in diesen Quarziten so prächtig entwickelt wie in alpinen Gesteinen. Es kommt stellenweise zur Ausbildung typischer Stengeltekonite. Im Töpenitzgraben fallen die Faltenachsen flach nördlich ein.

Der Töpenitzgraben zeichnet sich durch gute Aufschlüsse und zahlreiche Steinbrüche aus. Etwa 600 m westlich der eben genannten Straßenbrücke

steht am linken Hang des Töpenitzgrabens ein 10 m mächtiger Kalkmarmor mit einem 0.4 m mächtigen Saliband aus Salit an. Der kleine Steinbruch hier ist heute verlassen; bei meinem ersten Besuch im Jahre 1935 baute ein Steinmetz den rein weißen Tremolit-führenden Kalkmarmor ab und Herr Prof. Dr. A. Köhler hatte damals die Freundlichkeit, den von mir gesammelten Salit zu bestimmen. Heute ist die Salit-reiche Randzone des Kalkmarmors gegen den angrenzenden Plagioklasgneis ebenfalls noch gut zu beobachten. Ich habe den Eindruck, daß die Salit-reiche Randpartie des Kalkmarmors einer Reaktionszone des metamorphen Lösungsumsatzes entspricht.

Die dicken Prismen der im frischen Zustand glänzend milchig-weißen, im angewitterten Zustand porzellanartig matt-weißen Salitkristalle erreichen 5 cm Länge und 3 cm Breite. Der Winkel zwischen den Prismenspaltflächen beträgt 87° . $\gamma/z = 37^\circ$. Die Säulchen des ebenfalls weißen Tremolits erreichen 5 cm Länge ($\gamma/z = 13-14^\circ$). Der Kalkmarmor ist rein weiß und grobkörnig (3 mm Korngröße). Trotzdem stinkt der Kalkmarmor beim Anschlagen penetrant nach H_2S (wahrscheinlich organische Substanz in gasförmigem Zustand in den Porenräumen des Gesteines).

Nicht nur grobkörnige, sondern auch graue feinerkörnige Kalkmarmore des Untersuchungsgebietes stinken beim Anschlagen nach H_2S (Tiefenbach, Krumau, Eisengrabner Amt). Im Töpenitzgraben (östlich der genannten Straßenbrücke), ferner bei Tiefenbach, Krumau und vor allem im Reisltingtal führen graue gebänderte Kalkmarmore reichlich Tremolit. Monomikt, 3 m mächtiger Hornblendefels wurde bei den Bauarbeiten in der Felswand hinter dem Krafthaus Krumau freigelegt; in seinem Liegenden befindet sich feinkörniger Amphibolit (8 m mächtig) und in seinem Hangenden liegt Kalkmarmor (4 m mächtig). Diesen Hornblendefels wird man wohl ebenfalls als Reaktionsprodukt der metamorphen Lösungsumsätze zu betrachten haben. Lesesteine von monomiktem Hornblendefels kommen im Reisltingtal vor. Hinter dem Krafthaus Krumau waren auch schöne Boudinagen starrer Amphibolitschollen in plastischem Kalkmarmor zu sehen; ebenso auch im E-Trum des Stollens Dobra—Krumau und im Stollen Thurnberg—Wegscheid. Der schon beschriebene (S. 236) reichliche Pyritgehalt des Kalkmarmors im E-Trum des Stollens Dobra—Krumau hat in der streichenden Fortsetzung dieser Kalkmarmorbänder Veranlassung zu Bergbauversuchen in früheren Zeiten gegeben. Eine 5 m hohe und 6 m tiefe Pinge, angeblich auf silberhaltigen Pyrit, befindet sich in grauem Bändermarmor am linken Hang des Schmerbachgrabens nahe dessen Mündung ins Kamptal.

Ein Graphitbergbau war noch vor wenigen Jahrzehnten halbwegs zwischen Krumau und Tiefenbach (zwischen P. 526 und P. 497) in Betrieb. Neben Graphitschiefern und Graphitgneisen findet man dort viel Gangquarz umherliegend mit kleinen Bergkristallen (auch Amethyst). Der Gangquarz dürfte einer sekundären Mineralisation längs einer an Graphitschiefer gebundenen Quetschzone entsprechen (bloß Vermutung! Aufschlüsse sind nicht vorhanden).

Wie die Vorkommen von Chaledon in der Umgebung von Krumau am Kamp (eingetragen in der geologischen Übersichtskarte, Tafel IX. Es handelt sich nur um Funde von Lesesteinen!) zu erklären sind, weiß ich nicht. Die ältere Auffassung (A. Himmelbauer 1913), daß es sich um SiO_2 handle, die bei der Serpentinbildung aus Olivinfels frei wurde, sagt mir für die Krumauer Chaledon-Vorkommen nicht zu, weil keine zugehörigen Serpentine aufzufinden sind. Der einzige Serpentin unseres Untersuchungsgebietes ist der altbekannte, etwa 150 m mächtige Zug bei Wegscheid, mit gut erhaltenem Olivinfels. SiO_2 -Infiltration längs Klüften zur Zeit der Alpenfaltung kommt mir zur Erklärung der Chaledon-Bildung wahrscheinlicher vor.

Ein basisches Ganggestein habe ich nur an einer Stelle, u. zw. recht schlecht aufgeschlossen gefunden. Die Lokalität ist der Hohlweg westlich Lempenhütten. Der Gang scheint nordsüdlich konform mit den kristallinen Schiefern zu streichen. Natürlich ist das Gestein unfrisch. In dunklem

feinkörnigem Grundgewebe befinden sich idiomorphe leistenförmige Feldspat-Einsprenglinge (7 mm) und selten Augit-Einsprenglinge (idiomorph, 2 mm). Größtenteils dürften sie bereits der Verwitterung zum Opfer gefallen sein). So kann man das Gestein als Augitporphyrit bezeichnen.

Das Grundgewebe besteht hauptsächlich aus feinkörniger Hornblende (hellgelb bis grün, γ/z um 12°); dazu: Magnetit, rh Karb, Apatit, Chlorit und Heliglimmer. — Augit-Einsprenglinge: Farblos. Idiomorph dickprismatisch mit ausgebildeten Pyramidenflächen. $\gamma/z = 37.5^\circ$. — Plag-Einsprenglinge: 49–91% An. Idiomorph leistenförmig. Zonenbau: Kern 91% An, mittlere Schale 71% An, Randsaum 49% An. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Karlsbader Zwillinge sind vorhanden.

In Fortsetzung der oben (S. 232) beschriebenen Grenzzone der Paragesteinsserie gegen den Spitzer Gneis ist noch zu erwähnen, daß diese Grenzregion recht dürtig einerseits im Schmerbachgraben zu finden ist; bachaufwärts der Stelle, wo der gelb markierte Weg den Bach quert, steht Glimmerschiefer mit viel Muskowit an und höher oben geaugter Streifengneis, der in Spitzer Gneis übergeht. Andererseits ist die Grenze 150 m westlich der Einmündung des Nondorf-Grabens in den Töpenitzgraben morphologisch deutlich; die ungenügenden Aufschlüsse dort zeigen ebenfalls Streifengneise, welche in den Spitzer Gneis überzugehen scheinen.

Gföhler Gneis

L. Kölbl (1925) fand die richtige Grenzlinie des Gföhler Gneises bei Wegscheid. Wenn Kölbl im Rahmen seiner großtektonischen Untersuchung auch nur schematische Profile durch Wegscheid und Idolsberg legt (L. Kölbl, 1925, S. 534–535), so sind an seiner Darstellung doch vor allem die Proportionen und die Einfallswinkel der Schieferungsflächen, mithin auch der Basisfläche des Gföhler Gneises über dem W-Flügel der Paragesteinsserie, gut getroffen. Nach Kölbl liegt der Gföhler Gneis diskordant (in regionaltektonischer Hinsicht) auf der Unterlage.

Aus meiner Aufnahme in dem allerdings schlecht aufgeschlossenen Terrain unmittelbar südlich der Ortschaft Wegscheid kann ebenfalls auf eine diskordante Auflagerung des Gföhler Gneises über den darunterliegenden Plagioklasgneisen und Amphiboliten geschlossen werden. Trotz eifrigen Suchens konnte ich keine Fortsetzung des Serpentin südlich des Kampflusses bei Wegscheid erkennen.

Einige Details längs der Gföhler Gneis-W-Grenze sind folgende (Tafel IX): Am E-Rand der Ortschaft Wegscheid nördlich des Kamps folgt über dem Serpentin Plagioklasgneis (15 m mächtig) und darüber Gföhler Gneis (St. 18°, F. 45° E). Südlich des Kamps befinden sich im Tal des Bruchetbaches nahe der Mündung in den Kamp drei Steinbrüche im Gföhler Gneis (St. 165°, F. 45° E) mit typischen Migmatitstrukturen und Kleinfaltungen. Am rechten Kampufer, zirka 80 m unterhalb des Wehres der Mühle und des Sägewerkes Thurnberg ist die unmittelbare Basisfläche des Gföhler Gneises aufgeschlossen. Amphibolit liegt unter dem Gföhler Gneis. Zwischen beiden befinden sich 5 m mächtige Bändermigmatite. Sie streichen 30° , F. 52° E. Auch im südlich folgenden Graben am rechten Kampufer gegenüber dem Sägewerk Thurnberg liegt unter dem Gföhler Gneis (St. 15°, F. 44° E) Amphibolit. Nun quert die Grenze den Kampfluß und ist sehr bequem neben der Straße wieder aufgeschlossen, zirka 100 m von der Straßenkreuzung bei Brücke Thurnberg entfernt, in Richtung nach Tiefenbach. Über Amphibolit folgen 2 m Mylonit und Letten. Darüber lagert der Gföhler Gneis (St. 170°, F. 45° E). 20 m südlich befindet sich ein kleiner Steinbruch im Gföhler Gneis (St. 7°, F. 42° E). Die imposante Felswand gegenüber Thurnberg wird von einem Trigonometerturm gekrönt.

Dort streichen die Faltenachsen im Gföhler Gneis 155° und fallen mit 18° nach S. Die s-Flächen streichen 168° und fallen 48° E. Überhaupt habe ich im Gebiet um Wegscheid mit wenigen Ausnahmen hauptsächlich S-fallende Faltenachsen beobachtet. Unter der Wand, am rechten Kampufer der Kampschlinge ist der Gföhler Gneis stark hybrid und streicht 3° , F. 50° E. Es handelt sich um den typischen klein- bis mittelkörnigen faserigen Gföhler Gneis mit flächigem Parallelgefüge Biotit-reicher und -ärmerer Lagen und unruhiger Fältelung. Granat ist makroskopisch erkennbar.

Hauptgemengteile sind Biotit, Plag, Knaif und Quarz. — Granat (0.9 mm): Hellgelb. Xen. Häufig gelangt in s. — Biotit (1.2 mm): Hellgelb bis rotbraun. Korrodiert. — Chlorit (1.1 mm): Sekundär aus Biotit. — Magnetit (0.4 mm) und Apatit (0.11 mm). — Plag (1.2 mm): 15% An. Xen. Polys Zw nach Albit-, seltener Periklingesetz. Auch auskeilende Zw, Einfachzwillinge und nichtverzwillingte Individuen vorhanden. Mitunter sind die Zw verbogen. — Knaif (2 mm): Xen. Teils flauer, teils etwas schärfer gegitterter Mikroclin. Perthitarm bis Aderperthit. Häufig gelangt in s. — Antiperthit: Scharf nach P und M des Plag-Wirtes eingeregelt Knaif-linsen und -flecke. Bemerkenswert ist, daß Knaif des Antiperthits selbst wiederum Faser- und Aderperthit besitzt. — Quarz (1.9 mm): Xen. Undulös. Gelängt in s. — Myrmekit.

Auf Vergleichsexkursionen in den Steinbrüchen Kienstock und Lehen Ebersdorf sammelte ich Proben von Gföhler Gneis, die denen bei Wegscheid gleichen, obwohl Kölbl den Gföhler Gneis von Wegscheid und Idolsberg zum Typus Grimsing stellt. Es lassen sich eben, wie ja auch Kölbl betont, die beiden Typen stellenweise schwer trennen. Südlich unseres Untersuchungsgebietes liegen aus der Gegend von Gföhl bis zu den Injektionsgneisen von Eisenberg—Preinreichs interessante Beobachtungen von L. Waldmann (1938, S. 42) über Zusammensetzung, Tektonik und Begleitgesteine des Gföhler Gneises vor.

In der NE-Ecke des von mir aufgenommenen Gebietes ist noch ein kleines Stück der E-Grenze des Gföhler Gneises vorhanden. Hier herrscht bereits ein anderer Bauplan, nämlich der der St. Leonharder Granulit-scholle. Die Faltenachsen fallen nach SE ein.

Am rechten Kampufer, 700 m östlich Kapelle Wegscheid, ist die E-Grenze des Gföhler Gneises ganz vortrefflich gut in den Felsen des Frallhangs aufgeschlossen. Wie schon L. Kölbl gezeigt hat, fällt hier der Gföhler Gneis unter den Amphibolit ein, der die Granulit-scholle umgibt. Die Grenze zwischen dem Gföhler Gneis und dem auflagernden Amphibolit ist durch Schwarz-Weiß-Bändermigmatite (injizierter Amphibolit) mit meta-dioritischen Reaktionszonen gekennzeichnet. Der Amphibolit streicht 150° , F. 60° E; seine Faltenachsen streichen 137° , F. 22° S.

Die Frage nach der Entstehung der heutigen Lagerung des Gföhler Gneises über den westlich anschließenden moldanubischen Paragesteinen ist die Teilfrage eines der interessantesten Probleme des niederösterreichischen Waldviertels. Ich möchte vor allem den groben Unterschied zwischen der Beschaffenheit der Grenze des Gföhler Gneises einerseits und der Grenze des Spitzer Gneises zu der Paragesteinsserie andererseits betonen. Die Grenze des Gföhler Gneises ist trotz der ihn umgebenden Migmatite scharf. Man kann die Hand auf die Grenze legen. Die Grenze des Spitzer Gneises gegen die Paragesteinsserie ist unscharf. Trotzdem zeigt der Gföhler Gneis viel ausgeprägtere Merkmale eines hybriden Gesteines als der Spitzer Gneis. Der Migmatitmantel des Gföhler Gneises beruht ganz offensichtlich auf Injektion alkalireicher Stoffe aus dem Gföhler Gneiskörper ins Nebengestein. Doch sind die Anzeichen für diskordante Auflagerung des Gföhler Gneises über der Paragesteinsserie vorhanden, was wieder mehr für eine mechanisch verfrachtete Decke spricht. So birgt der Gföhler Gneis die typischen Zentralgneisprobleme.

Rastenberger Granit

Grobkorngranit und basische Schollen

Über den Rastenberger Granit liegen neuere Beobachtungen von L. Waldmann (1929, 1938 b), A. Köhler (1941) und E. Nickel (1950) vor. Die Ausbildung des Rastenberger Granits bei Ottenstein entspricht makro- und mikroskopisch dem Mischgestein vom Typus Echsenbach, von dem E. Nickel eine mustergültige Petrographie geliefert hat. Wo ich eigene Beobachtungen anstellte, fand ich Übereinstimmung mit den entsprechenden Beobachtungsdaten von E. Nickel. Und auch bezüglich der Deutung dieses interessanten grobkörnigen Hornblendegranits und seiner ultrabasischen bis dioritischen Schollen möchte ich mich E. Nickel anschließen. So bleibt außer einigen lokalen Beobachtungen, welche als Zusatz zur vorzüglichen Arbeit von Herrn Kollegen Dozent Dr. E. Nickel (Münster) gedacht sind, nichts wesentlich Neues mehr zu berichten.

Der Rastenberger Granit bei Ottenstein führt massenhaft basische Schollen mit mannigfaltigen Umwandlungsstadien (Sprossen von Kalinatronfeldspat in basischen Schollen, ichoretische Durchtränkung, diffuse Auflockerung, Nebulite). Pilitknödel im Hornblendegranit sind ebenso häufig und staunenswert gut erhalten wie im Echsenbacher Steinbruch. Die idiomorphen Kalinatronfeldspate mit zonaren Biotiteinschlüssen sind wie in Echsenbach häufig als Karlsbader Zwillinge ausgebildet und erreichen 11 cm Länge. Die idiomorphen Hornblendesäulen werden in pegmatoiden Partien des Granits 4 cm lang. Gänge von Pegmatoid wurden anstehend (z. B. an der Straße von Brücke Ottenstein nach Peigarten), Turmalinpegmatite nur als Lesesteine gefunden. Niemals habe ich Gneiseinschlüsse im Rastenberger Granit gesehen, sondern stets nur basische Schollen: Pilitknödel, Diorite und nur am Rande des Granits auch Amphibolitschollen.

Die E-Grenze des Rastenberger Granits gegen den Spitzer Gneis ist im Kemptal östlich Ottenstein folgendermaßen beschaffen (Tafel IX): 300 m flußabwärts der Loismühle nimmt der gewöhnliche grobporphyrische Rastenberger Granit das Gefüge eines augig-grobfasrigen Granitgneises oder „Flasergranits“ an, der N—S streicht und 75° E einfällt. Es handelt sich um einen zirka 50 m mächtigen migmatischen Flasergranitgneis mit 3 cm langen Kalinatronfeldspatkristallen. Amphibolitschollen sind eingeschaltet. Ein 3 m mächtiges Aplitband trennt ihn vom konkordant darüber folgenden Spitzer Gneis, dem auch die typischen dünnen Amphibolitbänder des Spitzer Gneis eingeschaltet sind. Mitunter finden sich, besonders südlich des Kamps, Gneise im Zustande der Granitisation (Sprossen von Kalinatronfeldspat im Gneisgrundgewebe und eckige Gneiseinschlüsse in Migmatitgranit); diese Granitisationszone südlich des Kamps ist jedoch nur wenige 100 m mächtig. Denn schon an der Mündung des Dobrabaches trifft man nur noch den ganz gewöhnlichen Spitzer Gneis, ohne Anzeichen einer stofflichen Veränderung von seiten des Rastenberger Granits; die s-Flächen stehen steil, häufig saiger; die Faltenachsen fallen steil südlich ein (Neigungen bis 60°). Da im übrigen Untersuchungsgebiet (östlich anschließende kristalline Schiefer) keine so steilen Faltenachsen vorkommen, kann man vermuten, daß beim Aufdringen des zähen Granitkuchens die s-Flächen des Spitzer Gneises unmittelbar neben der Granitgrenze etwas steiler aufgebogen und somit die präexistierenden Faltenachsen steiler

gestellt wurden. Abhängigkeit der Faltenachsen in den kristallinen Schiefern vom Hebungsvorgang des Rastenberger Granits mitsamt seinem Schieferdach hat L. Waldmann (1938 b, S. 116) an der W- und S-Flanke des Granitkörpers schon beschrieben. Eine gefügliche Gesamtuntersuchung dieser Erscheinungen wäre wünschenswert.

Der Rastenberger Granit taucht also mit 75° Neigung unter die Spitzer Gneise östlich ein und die N—S verlaufende Granitgrenze verläuft konform mit dem Streichen der Gneise. Wie die nur geringen und auf eine schmale Zone beschränkten Veränderungen des Gneises andeuten, scheint der Rastenberger Granitkörper hier in wenig reaktionsfähigem Zustand („kalter“ Teig), den Unstetigkeitsflächen eines weit älteren kristallinen Schiefergebirges folgend, eingeströmt zu sein. Zeitlich vor dem Einstürmen des Granitkörpers ist ortsfremd (irgendwo in der Tiefe wahrscheinlich) die Granitisation des basischen Muttergesteines (Genese des Rastenberger Granitkörpers) anzunehmen. Wie das basische Muttergestein aussah, wie weit der Spitzer Gneis vor dem Aufdringen des Granits nach W reichte und wohin die vor dem Aufdringen des Granits an Ort und Stelle vorhanden gewesen Gesteine verschwunden sind? Das wissen wir nicht. Es handelt sich um das allgemeine physiko-chemische Rätsel derartiger Intrusionsgranite.

Warum der Granit eigentlich Rastenberger (nach Schloß Rastenberg im Tal des Fuzzellkamp) und nicht — wie man meinen möchte — Rastenfelder (nach der immerhin bekannten größeren Ortschaft Rastenfeld) heißt, wurde ich auf den Baustellen mehrfach gefragt. Die Antwort darauf lautet: Ursprünglich hieß der Granit natürlich „Granit von Rastenfeld“ (J. Čížek 1853). Aber dann sammelte F. Becke einige Gesteinsproben dieses Granits beim Schloß Rastenberg (im selben Gestein, bloß 2 km von Rastenfeld entfernt) und überließ sie zur petrographischen Bearbeitung einem Schüler des großen Mineralogen G. Tschermak. Dieser Schüler (R. Koller) scheint hauptsächlich die Etiketten mit der Aufschrift: Rastenberg aber kaum den geologischen Granitkörper in natura gesehen zu haben. Und so trug seine 1883 erschienene Arbeit prompt die Überschrift: „Der Granit von Rastenberg“. F. Becke (1882) gebraucht noch den Ausdruck: „Granit von Rastenfeld“ und spricht erst später vom „Granitstock von Rastenberg“ (Becke, 1882, S. 396 und 397), weil er an Stelle einer falschen Grenzföhrung der älteren geologischen Karten bei Schloß Rastenberg auch Granit fand. So geht der Namen „Rastenberger Granit“ auf Zufälligkeiten zurück; er hat sich in der geologischen Literatur eingebürgert, obwohl er unpraktisch ist und auch nicht dem Prioritätsprinzip entspricht.

Übrigens ist auf Čížek's geologischer Karte (1853) die Grenze des Rastenberger Granits gegen die kristallinen Schiefer im Kamptal schon im wesentlichen richtig eingetragen. In den Erläuterungen schreibt Čížek: „An den Grenzen dieses (Rastenfelder) Granites stellt sich sein Glimmer nach einer Richtung, so daß er faserig wird und einen großkristallinen Gneis bildet.“ Das entspricht meinen Beobachtungen, 300 m fußabwärts der Loismühle (siehe oben). F. Becke (publiziert in der Arbeit von R. Koller, 1883) beobachtete im Umkreis von Schloß Rastenberg „Aufschlüsse im typischen, porphyrtartigen Granit und im unverkennbaren viel feinkörnigeren faserigen Gneis“ (unser Spitzer Gneis) „... oft hart nebeneinander, wenn es auch wegen Mangelhaftigkeit der Aufschlüsse nirgends gelang, die Gesteinsgrenze nachzuweisen“. L. Waldmann (1938) stellte bei der Untersuchung des Gebietes: Söllitz—Döllersheim—Nieder Plöttbach—Pötzles—Gerrotten—Friedersbach—Looschberg Beobachtungen über das flächige Parallelgefüge des Granits an und beschrieb Verzahnung des Granits mit Cordieritgneisen und Amphiboliten am Looschberg.

Eine petrographische Untersuchung der basischen Schollen im Rastenberger Granit bei Ottenstein wäre noch eine dankbare Aufgabe. Hier seien nur wenige Beispiele herausgegriffen:

Neben der Straße nördlich der Ortschaft Peigarten (Tafel IX) steht im Rastenberger Granit ein mehrere Meterzehner langer und einige Meter breiter dioritischer Fisch

an; der makroskopisch durch wirrstrahlig angeordnete Biotitleisten in Quarz-Feldspat-Grundgewebe gekennzeichnet ist. Dunkle Anreicherungen bestehen aus Augit.

Hauptgemengteile dieses Gesteines sind Biotit, Augit, Plag und Quarz. Da auch Plag und Augit leistenförmig entwickelt sind, besitzt das Gestein typisches Intersertalgefüge. Quarz ist nur wenig vorhanden und füllt Zwischenräume, wobei isolierte, voneinander weit abstehende Zwickel häufig zu einem Quarzgroßindividuum zusammengehören und optisch gleichzeitig in Auslöschung gehen. — Biotit (1 cm): Gelb bis dunkelbraun. Auffallend lange schmale Leisten. Mitunter postkristallin deformiert. Korrosionsränder. Radioaktive Höfe. — Augit (2·3 mm): Farblos. $\gamma/\alpha = 43\cdot5^\circ$. — Titanit (0·5 mm), Magnetit (0·6 mm), Apatit (0·52 mm). — Chlorit ist wenig vorhanden. Sekundär aus Biotit und Augit. — Plag (2 mm): 53—36% An. Zonenbau ist häufig: Kern 53% An, Hülle 38% An. Nichtzonare Körner besitzen 36—40% An. Leistenförmig. Lange schmale Leisten sind nicht selten. Idiomorph gegenüber Quarz. Polys Zw nach Albit- und Periklin-gesetz. Karlsbader Zwillinge wurden beobachtet. Nicht mit U-Tisch untersuchte Zwillingsstücke beherbergen wahrscheinlich auch noch andere Zwillinge. — Quarz (4·8 mm): Xen. Undulös. Bildet die Ausfüllung der Zwickel und ist auffallend reich an Einschlüssen der übrigen Gemengteile. Selten sind Quarzschläuche in den Randteilen der Plagioklasse (aggressiver Quarz).

Besonders gut können die Grobmengungen zwischen basischen Fischen und granitischem Ichor an den Felsaufschlüssen des linken Kampufers zwischen Brücke Ottenstein und Loismühle studiert werden. Auch die Strecke Kamp-aufwärts Ottenstein bis Bruggmühle ist reich an diesen Bildern.

In der nordöstlichen Felswand des Schloßfelsens Rastenberg liegt feinkörniger Amphibolit konkordant im flächigen Parallelgefüge des Granits. Bemerkenswerterweise ist hier die Grenze des Fisches gegen den Granit sehr scharf. Ähnliche konkordante, bis 4 m lange basische Fische mit recht scharfer Grenze gegen den Granit finden sich in der Felswand neben der Schöpfungmühle ebenfalls im Puzzelkamptal. Große idiomorphe Kalinatronfeldspate (5 cm lange Karlsbader Zwillinge) sprossen isoliert in diesen basischen Schollen. Wunderschöne Aufschlüsse basischer Schollen bilden die Felsen des Puzzelkamptales zwischen Rastenberg und Lichtenfels.

Die Haupt-s-Fläche des Rastenerberger Grobkorngranits konnte ich mangels genügender Graniterfahrungen nur schätzungsweise erraten, indem die Absonderungsfächen in den Wänden der Kamptäler angesehen wurden. In der m- und cm-Dimension konnten Haupt-s-Fläche (foliation) und Klüfte selten unterschieden werden. Im Kamptal auf der Strecke: Bruggmühle—Ottenstein streicht die Haupt-s-Fläche des Granits N—S und fällt scheinbar flach (25—30°) nach E, während sie talabwärts Ottenstein bei gleichem Streichen steil östlich einfällt.

Feinkörnige Ganggranite und Aplite

Saigere oder sehr steil einfallende, bis 25 m mächtige und bis 600 m im Streichen verfolgbare Feinkorngranitgänge durchschlagen den Rastenerberger Granit. Die schnurgeraden bis sanft gebogenen, im kuppigen Gelände als widerstandsfähige mauernförmige Felsblockzüge auswitternden Feinkorngranitgänge (siehe Textabbildung S. 248) sind besonders nahe der E-Grenze des Rastenerberger Granits bis etwa 2 km westlich derselben zahlreich vorhanden. Sie scheinen weiter im Inneren des Rastenerberger Granitkörpers bedeutend seltener zu sein.

Makro- und mikroskopisch entspricht der feinkörnige Ganggranit (mit Ausnahme der weiter unten zu besprechenden Gangdiorite) dem Typus: Mauthausener Granit.

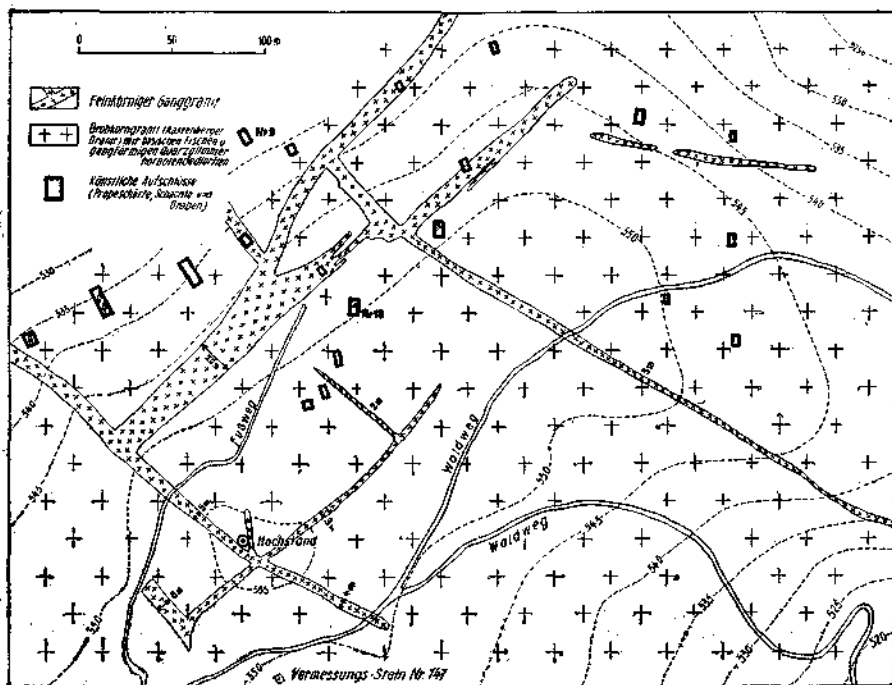
Eine Probe vom rechten Kampufer gegenüber Loismühle hat hellgraue bis weiße Farbe; 2 mm lange Biotitschüppchen. Makroskopisch ist eine Regelung schwach angedeutet. Automorphe Knaf-Individuen erreichen 7 mm Durchmesser. Die Biotite bilden mitunter Aggregate von 1 bis 2 cm Größe, die parallel der Haupt-s-Fläche liegen und im Längsbruch als Linsen erscheinen. Im Mikroskop: Biotit (1·5 mm): Hellgelb bis dunkelbraun. Korrodiert. Teilweise postkristallin schwach deformiert. Zahlreiche radioaktive Höfe um Zirkon. — Chlorit: Sehr wenig. Sekundär aus Biotit. — Apatit (0·16 mm), Zirkon (0·06 mm). — Plag (2 mm): 32—19% An. Zonenstruktur: Kern 31—32% An,

Hülle 19—22% An. Leistenförmig. Zwillinge nach Albit- und Karlsbadergesetz, selten Periklingesetz. — Knauf (7 mm): Mikroklin, Karlsbader Zwillinge. Schwacher Zonenbau. Aderperthit. Orientierte Verwachsung mit Plag. — Quarz (1.7 mm): Xen. Schwach undulös. — Myrmekit.

Aplitgänge finden sich besonders zahlreich unmittelbar an der Granitgrenze; sie werden kaum über 2 m mächtig. Solche Aplitgänge und einzelne mächtige Feinkorngranitgänge reichen auch noch in das Areal des Spitzer Gneises hinein bis etwa 400 m Horizontalentfernung von der E-Grenze des Rastenberger Granits.

Eine Probe des Aplitganges der Baustelle Sperre Ottenstein (linkes Kampufer) zeigt hellweißes, anscheinend regellos körniges Gestein mit porzellanweißem Feldspat und grauem Quarz. Hauptgemengteile sind: Plag, Knauf und Quarz. — Biotit (0.8 mm): Hellgelb bis dunkelbraun. Korrodiert. Mitunter postkristallin schwach deformiert. — Chlorit: Sekundär aus Biotit. — Muskowit (0.8 mm), Ilmenit (0.28 mm). — Plag (3.4 mm): 10% An. Leistenförmig. Zonenbau ist durch zonare Anordnung von Helligimmermikrolithen angedeutet. Polys Zw nach Albit- und Karlsbader-, seltener Periklingesetz. — Knauf (2.8 mm): Xen. Mikroklin. Aderperthit. Karlsbader Zwillinge. — Quarz (2.4 mm): Xen. Schwach undulös.

Aplit mit granophyrischen Quarzgewächsen findet sich unmittelbar an der E-Grenze des Rastenberger Granits, am oberen Ende des Tälchens westlich Buchstaben „B“ des Wortes „Dobra Bach“ des alten österreichischen Aufnahmeblattes 1:25.000. Makroskopisch sind im weißen Gestein 5 mm lange Feldspatkristalle, Quarz und etwas Biotit erkennbar. Hauptgemengteile: Knauf, Plag und Quarz. — Biotit (2.5 mm): Hellgelb bis braun. Umwandlung zu Chlorit und Sagenit. — Chlorit, Magnetit (0.08 mm). — Plag



Textabbildung 1. Feinkorngranit-Gänge (Typus: Manthausener Granit) im Rastenberger Grobkorngranit. Gebiet der Kuppe nördlich P. 537 (1.2 km südwestlich Schloß Ottenstein). Vermessungsunterlage: Detailvermessung der NEWAG. Geologische Aufnahme: Ch. Exner 1951.

(1,5 mm): Xen. Polys Zw nach Albitgesetz. — Knaf (5 mm): Xen. Mikroclin. Aderperthit. Karlsbader Zwillinge. — Quarz (1 mm): Xen. Undulös. — Myrmekit. — Granophyr: 2-7 mm große Quarzgewächse in Knaf. In der Mitte befindet sich ein rechteckig oder quadratisch umgrenzter Bereich kleiner isometrischer Quarzdurchschnitte. Die Peripherie wird von langen radialstrahligen Quarzstengeln eingenommen, die nach außen immer breiter werden. Sämtliche Quarzstengeln eines Gewächses gehen optisch gleichzeitig in Auslöschung. Jedes Gewächs ist jeweils auf ein Knaf-Korn beschränkt.

Die häufigsten Gangstreichen der Feinkorngranite und Aplite sind N—S und E—W, entsprechend dem flächigen Parallelgefüge des Rastenberger Granits. Bei der Loismühle (Wände am linken Kampufer) streichen die Feinkorngranit- und Aplitgänge N—S und fallen um 60° E ein; sie folgen hier konkordant dem Haupt-s des Rastenberger Granits. Andernorts kommen schräge Richtungen vor (Tafel IX).

Im Feinkorngranitgang 200 m südöstlich Kampbrücke Ottenstein finden sich unverdaute basische Schollen (Diorit) von 5 bis 15 cm Durchmesser, die von auffallend regelmäßigen 1—2 cm dicken aplitischen Schalen (Reaktionshüllen) umschlossen werden. Diese Dioritkugeln mit den aplitischen Hüllen schwimmen also im gewöhnlichen Feinkorngranitgang und sehen wie unverdaute Fremdschollen aus.

Die Lokalität befindet sich östlich über der Quellmulde des kleinen Tälchens, das bei der Brücke Ottenstein am rechten Kampufer mündet. Der Gang ist dort in einer 20 m hohen und 15 m breiten Felswand aufgeschlossen. Er streicht 82° und fällt 78° N. Nach E läßt er sich längs der Kante der Hochfläche noch 150 m weiterverfolgen.

Schließlich wurden in den Probeschürfen nördlich P. 537 (Textabb. S. 248) im geologischen Verband mit Ganggraniten auch makroskopisch regellos körnige, gangförmige Quarzglimmerhornblendediorite freigelegt, die petrographisch gewissen basischen Schollen im Rastenberger Granit sehr ähnlich sind, hier aber im Verlande jüngerer Gänge den Rastenberger Granit mitsamt seinen basischen Schollen durchschlagen. Ihre Genese ist noch unklar. Es ergibt sich die Frage, die ja auch anderwärts (z. B. in den Hohen Tauern) heute eine petrologische Kardinalfrage ist, ob und in welcher Art und Weise sich alte basische Schollen des Granits bei metasomatischer Granitisation zu jungen diskordanten dioritischen Gängen umformen. Echte Lamprophyre wurden im Gebiet des Rastenberger Granits nicht gefunden.

Im Probeschurf Nr. 18 (Textabb. S. 248) ist gangförmiger Quarzglimmerhornblendediorit mittelkörnig ausgebildet. Es handelt sich um ein schwarz-weiß gesprenkeltes Gestein, an dem makroskopisch Feldspat, Quarz, Biotit und Hornblende zu erkennen sind. An Stelle einheitlicher Hornblendekristalle sind meist Aggregate feinkörniger Hornblende mit Biotit vorhanden. Diese Aggregate zeigen annähernd rechteckige Umrisse und dürften Pseudomorphosen nach einst bestandenen Großhornblenden darstellen. Unter dem Mikroskop beobachtet man als Hauptgemengteile des Gesteines: Hornblende, Biotit, Plag, Knaf und Quarz. — Hornblende (2-5 mm): Hellgelb bis rotbraun. Korrodiert. Radioaktive Höfe um Zirkon. — Chlorit: Pennin und Klinochlor. Sekundär aus Biotit. — Apatit (0-22 mm), Titanit (0-15 mm) und Zirkon (0-03 mm). — Plag (1 cm): 29—20% An. Leistenförmig. Zonenbau: Kern 29% An, Hülle 20% An. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Der Zonenbau tritt auch sehr deutlich durch Trübung (Mikrolithen) des Kernes, jedoch klare Hülle in Erscheinung. Die Zw übersetzen die Grenze zwischen Kern und Hülle. Biotit ist im Kern in Form von Einschlüßringen, hingegen in der Hülle regellos verteilt. Die Grenzschale zwischen Kern und Hülle ist besonders dicht mit Mikrolithen gefüllt. — Knaf (1-2 cm): Mikroclin. Schwach perthitisch. Zonenbau. Karlsbader Zwillinge. — Quarz (1-7 mm): Xen. Undulös. — Myrmekit.

Im Probeschurf Nr. 9 (Textabb. S. 248) ist gangförmiger Quarzglimmerhornblendediorit als feinkörniges, schwarz-weiß getüpfeltes Gestein entwickelt. Ein flächiges

Parallelgefüge ist schwach angedeutet. Mikroskopisch ist ersichtlich, daß Plag gegenüber Knaf vorherrscht. Auffallend ist an den zonaren Plagioklassen eine besonders dicht mit Mikrolithen gefüllte Zone an der Grenze zwischen Kern und Hülle der Plagioklasse. Hauptgemengteile des Gesteines sind Hornblende, Biotit, Plag, Knaf und Quarz. — Hornblende (1.7 mm): Gelblichgrün bis grün. Korrodiert. $\gamma/z = 17^\circ$. — Biotit (1.3 mm): Hellgelb bis dunkelbraun. Korrodiert. Zahlreiche radioaktive Höfe. — Orthit (0.4 mm), Apatit (0.22 mm) und Titanit (0.34 mm). — Plag (1.3 mm): 27–28% An. Die Kernteile der Plagioklasse haben An-reichere Zusammensetzung, konnten jedoch nicht gemessen werden. Leistenförmig. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Oszillierender Zonenbau. Eine deutliche Zone trennt den Kern vom Randsaum; diese Zone ist durch feine dichte Trübung markiert; hingegen sind Kern und Hülle klar (füllungsfrei). Mitunter sind die polys Zw schwach verbogen. — Knaf (1.2 mm): Leistenförmig oder xen. Mikroklitterung ist mitunter sichtbar. Faser- und Aderperthit. Deutlicher Zonenbau. Karlsbader Zwillinge kommen vor. — Quarz (0.7 mm): Undulös. Xen. — Myrmekit.

Ausblick

Entsprechend dem Zweck dieser Arbeit, die vergänglichen Aufschlüsse bei den Bauarbeiten für die geologische Forschung festzuhalten und das reiche frische Gesteinsmaterial, das bei den Bauarbeiten anfiel, zu beschreiben, wurden hauptsächlich Detailbeobachtungen mitgeteilt. Ich habe mich im Text bemüht, auch die Fragestellungen regionalgeologischer und petrologischer Art hervorzuheben. Jede einzelne dieser Fragen erscheint mir so interessant, daß ich sie nicht durch voreilige, auf mein kleines Untersuchungsgebiet basierte Hypothesen verunstalten möchte.

Um die Weiterarbeit zu erleichtern, will ich bloß in übersichtlicher Form wiederholen, wo Ansätze für fruchtbringende, auf Beantwortung wissenschaftlicher Probleme ausgerichtete Arbeiten zu liegen scheinen:

1. Die Beziehung des Spitzer Gneises zur moldanubischen Paragesteinsserie. Wurden die Paragesteine auf dem Spitzer Gneis sedimentiert und dann zusammen mit dem Spitzer Gneis bei einer nachfolgenden Orogenese gefaltet und zusammen mit dem Spitzer Gneis metamorph (meine derzeitige Auffassung) oder entspricht der Spitzer Gneis einer magmatischen Intrusion in die Paragesteine? Oder ist der Spitzer Gneis nichts anderes als granitisiertes Paragesteinsmaterial? (Wobei keinesfalls der Rastenberg Granit als Granitisor in Frage kommt.) Die Antwort könnte eine regionale Untersuchung der Grenzverhältnisse, verbunden mit einer petrographischen Untersuchung der vorhandenen, einige Meterzehner mächtigen Übergangsreihe: Paragneis $\rightarrow$ Streifengneis $\rightarrow$ Spitzer Gneis bringen.

2. Wie reimt sich die scheinbar vorhandene diskordante Lagerung des Gföhler Gneises über den Paragesteinen mit der vom Gföhler Gneis ausgehenden ichoretischen Injektion in die Paragesteine zusammen? Handelt es sich hier um synorogenen Einschub einer Gneisdecke unter pt-Verhältnissen, bei welchen der Ichor mobil war (dahin zielen meine gegenwärtigen Vermutungen), oder kommt autochthon Magma aus der Tiefe heraus und quillt pilzförmig seitlich über die Paragesteine, wobei die Intrusionsspalte diskordant zum Streichen der Paragesteine verläuft? Oder haben wir mehrere (polymetamorphe) Prägungsphasen vor uns? Die Aufnahme eines regionalen Achsenplanes könnte die tektonische Position des Gföhler Gneises klären helfen.

3. Welche geologische Bedeutung kommt der sonderbaren Ausbildung der Plagioklasse in den Injektionsgneisen unter dem Gföhler Gneis zu, nämlich den polysynthetischen Zwillingsslamellen im Randsaum der Plagioklasse,

deren Kern nicht verzwillingt ist? Im Spitzer Gneis, seinen Amphiboliten und den angrenzenden Paragesteinen hat sich ergeben, daß die Plagioklase häufig inverszonar gebaut sind, während die aplitischen Partien keine inverse Zonenstruktur der Plagioklase besitzen.

4. Bei meinen Aufsammlungen habe ich zwar einige Gesteinsproben orientiert dem anstehenden Fels entnommen, jedoch nicht gefügeanalytisch untersucht. Hier liegt noch ein reiches Arbeitsfeld mit der Möglichkeit, Näheres über die Tektonik der moldanubischen Serien zu erfahren.

5. Daß die Tektonik und Metamorphose der moldanubischen kristallinen Schiefer des vorliegenden Untersuchungsgebietes älter ist als der Rastemberger Granit, scheint mir evident. Eine „Intrusionstektonik“ in dem Sinne, daß der Granit bei seinem Einströmen die typisch B-tektonische Faltung im Spitzer Gneis und in den Paragesteinen erzeugt hat, möchte ich ausgesprochen ablehnen. Jedoch dürfte der Granit bei seiner Hebung randlich die zunächst liegenden Gneise etwas aufgerichtet und dabei die präexistenten flachen Faltenachsen sekundär innerhalb einer schmalen Randzone steilgestellt haben. Hier ist zur Entzifferung und Prüfung dieses vermuteten Vorganges wiederum ein regionaler Achsenplan in den Gneisen rund um den Rastemberger Granit erforderlich. Und es wäre immerhin auch denkbar, daß Mittel und Wege gefunden werden zu einer exakten tektonischen Erforschung des Grobkorngranit-Körpers (z. B. mit Hilfe von Einmessung der stellenweise scheinbar konkordant zum Haupt-s des Granits lagernden basischen Schollen).

An Reichtum der Forschungsmöglichkeiten, die bei gewissenhafter Arbeit zu wichtigen Schritten nach vorwärts in der geologisch-petrographischen Erkenntnis führen, können wir uns in diesem schönen, der Großstadt so nahe gelegenen Gebiet also wirklich nicht beklagen!

Schrifttum

- Aurada, F.: 1950, Die „Kraftwerkkette“ am Kamp. Mitt. geogr. Ges., Wien, 92.
 Bacon, Ch.: 1927, Moldanubische Orthogneise des niederösterreichischen Waldviertels. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., 37.
 Becke, F.: 1882, Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., 4.
 Becke, F.: 1913, Das niederösterreichische Waldviertel. I. Übersicht der petrographischen Verhältnisse. In: F. Becke, A. Himmelbauer, F. Reinhold und R. Görgy, Das niederösterreichische Waldviertel. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., 32.
 Čížek, J.: 1853, Geognostische Karte der Umgebungen von Krems und vom Manhardsberg, Wien.
 Čížek, J.: 1853, Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebungen von Krems und vom Manhardsberg. Beilage zum VII. Bande der Sitz. Ber. Ak. d. W. Wien, math.-nat. Kl.
 Demay, A.: 1942, Microtectonique et tectonique profonde. Cristallisations et injections magmatiques syntectoniques. Mémoires d. l. Carte géol. dét. d. l. France.
 Drescher-Kaden, F. K.: 1948, Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. Mineralogie und Petrographie in Einzeldarstellungen, 1, Berlin.
 Ellenberger, F. und Mitarbeiter: 1948, Métamorphisme, Silicifications et Pédogénèse en Bohême Méridionale. Travaux pétrographiques et paléobotaniques de l'Université de captivité d'Edelbach (Oflag XVII A 1940—1945). Annales scientifiques de Franche-Comté, 3. Organe de l'Université de Besançon et de l'Institut d'Etudes Comtoises et Juraissiennes. Besançon.
 Exner, Ch.: 1952, Aufnahmen beim Bau der Kampkraftwerke (Bericht 1951). Verh. geol. B. A., Wien 1952.

Exner, Ch.: 1953, Aufnahmen beim Bau der Kampkraftwerke (Blatt Horn 4655/3) (Bericht 1952). Verh. geol. B. A., Wien 1953.

Himmelbauer, A.: 1913, Das niederösterreichische Waldviertel. II. Die kristallinen Schiefer zwischen dem mittleren Kremstal und der Horner Buche. In: F. Becke, A. Himmelbauer, F. Reinhold und R. Gorgey, Das niederösterreichische Waldviertel. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., 32.

Kober, L.: 1938, Der geologische Aufbau Österreichs. Wien.

Köhler, A.: 1941, Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seiner Randgebiete. I. Die petrographischen Verhältnisse. Fortschr. d. Mineralogie, Krist. u. Petr., 25.

Köhler, A.: 1948 (a), Erscheinungen an Feldspäten in ihrer Bedeutung für die Klärung der Gesteinsgenesis. (Ein Versuch und eine Anregung.) Tschermaks Min. u. Petr. Mitt. (3. Folge). 1

Köhler, A.: 1948 (b), Zur Entstehung der Granite der Südböhmischen Masse. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt. (3. Folge), 1.

Köhler A. und Raaz, F.: 1951, Über eine neue Berechnung und graphische Darstellung von Gesteinsanalysen. Neues Jb. f. Mineralogie. Monatshefte. Jg. 1951.

Kölbl, L.: 1925, Die Stellung des Gföhler Gneises im Grundgebirge des niederösterreichischen Waldviertels. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., 38.

Koller, R.: 1933, Der Granit von Rastenbergl. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., 5.

Leitmeier, H.: 1950, Einführung in die Gesteinskunde. Wien.

Marchet, A.: 1924, Zur Kenntnis der Amphibolite des niederösterreichischen Waldviertels. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., 36.

Marchet, A.: 1925, Über Hornblendens aus dem niederösterreichischen Waldviertel. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., 38.

Marchet, A.: Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seiner Randgebiete. II. Teil: Der Gesteinschemismus. Fortschr. d. Mineralogie, Krist. u. Petr., 25.

Nickel, E.: 1950, Das Mischgestein vom Typus Echsanbach (Niederösterreich) und seine Stellung im Rastenberger Tiefenkörper. Neues Jb. f. Mineralogie. Abhandl. 81.

Reinhold, F.: 1910, Pegmatit- und Aplitadern aus den Liegendeschiefern des Gföhler Zentralgneises im niederösterreichischen Waldviertel. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., 29.

Sander, B.: 1914, Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik des Grundgebirges. Verh. geol. B. A., Wien 1914.

Sander, B.: 1927, Referat des Buches von F. E. Sueß: Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge (Berlin 1926). Verh. geol. B. A., Wien 1927.

Sander, B.: 1948, Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. I. Teil. Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil. Wien.

Schumann, H.: 1930, Über moldanubische Paraschiefer aus dem niederösterreichischen Waldviertel zwischen Gföhler Gneis und Bittescher Gneis. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., 40.

Stini, J.: 1952, Ganggestein und Bauwesen. Geologie und Bauwesen, 19.

Sueß, F. E.: 1926, Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Berlin.

Waldmann, L.: 1929, Umformung und Kristallisation in den moldanubischen Katagesteinen des nordwestlichen Waldviertels. Mitt. geol. Ges., Wien, 20.

Waldmann, L.: 1938 (a), Bericht über die geologischen Aufnahmen im Raume des Kartenblattes „Horn“. Verh. geol. B. A., Wien 1938.

Waldmann, L.: 1938 (b), Über weitere Begehungen im Raume der Kartenblätter Zwettl—Weiters, Ottenschlag und Ybbs. Verh. geol. B. A., Wien 1938.

Waldmann, L.: 1949, Der Kamp. Geologische Beschreibung. Österreichischer Wasserkraftkataster: Kamp. Wien.

Waldmann, L.: 1951 (a), Aufnahmen auf den Kartenblättern Krems (4655/3) und Ottenschlag (4654/4) (Bericht 1950). Verh. geol. B. A., Wien 1950/51.

Waldmann, L.: 1951 (b), Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. In: F. X. Schaffers Geologie von Österreich. Wien.

Waldmann, L.: 1952, Aufnahmen auf den Kartenblättern Krems (4655/2—4) und Ottenschlag (4654/5) (Bericht 1951). Verh. geol. B. A., Wien 1952.

Wegmann, E.: 1948, Vorwort zu F. Eilenberger und Mitarbeiter, Métamorphisme, Silicifications et Pédogénese en Bohême Méridionale (mit kurzer Charakteristik der Probleme). Annal. scientifiques Franche-Comté, 3, Besançon.

Geologische Übersichtskarte des Kamptales zwischen Ottenstein und Wegscheid

Aufgenommen von Ch. Exner 1952

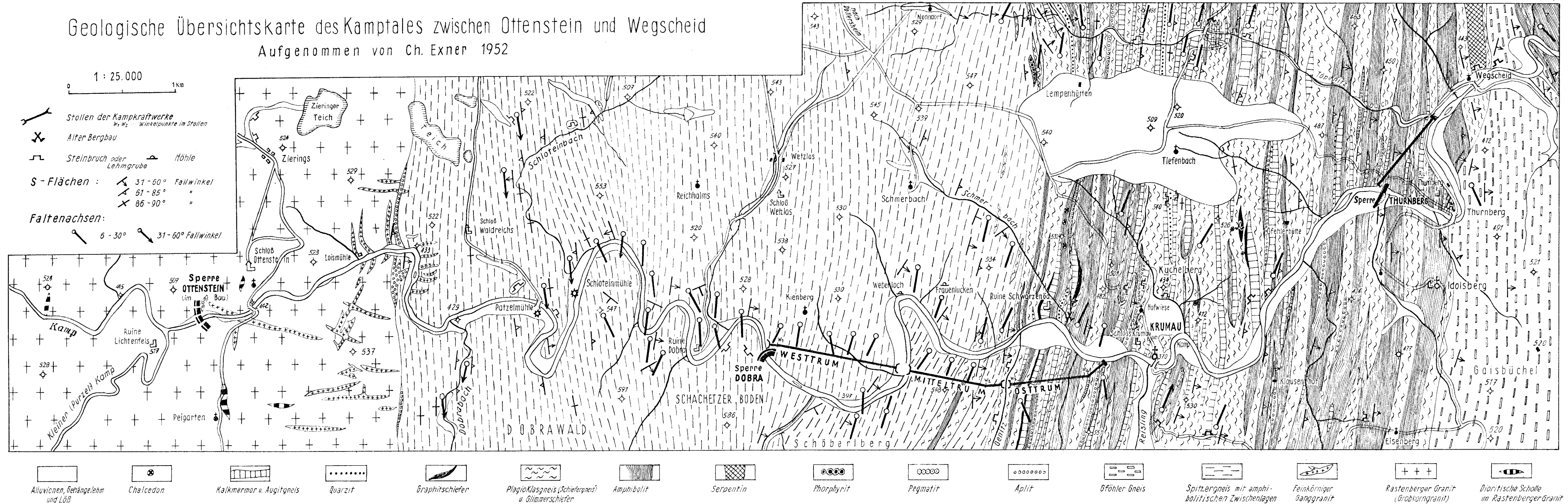
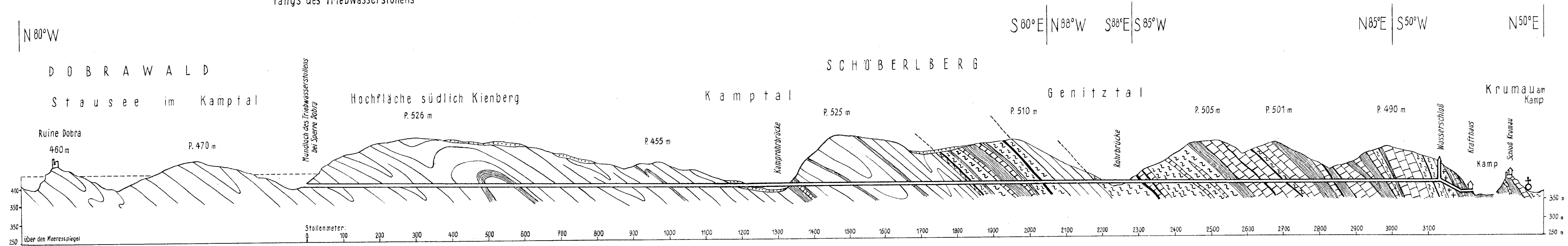


Abb. 1 Übersichtsprofil: DOBRA – KRUMAU

längs des Triebwasserstollens



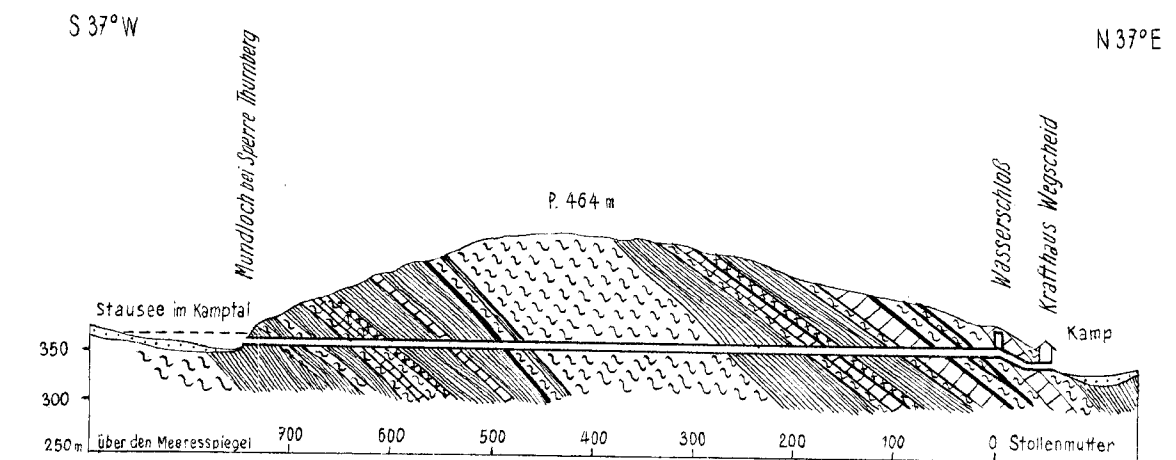
Legende zu Abb. 1

- Gehängelehm
- ++++ Aplit und Pegmatit
- Kalkmarmor und Augitgneis
- Graphitschiefer und Graphitkalk
- Plagioklasgneis („Schiefergneis“) und Glimmerschiefer
- Amphibolit
- Spitzer Gneis mit amphibolitischen Lagen

Abb. 2 Übersichtsprofil THURNBERG – WEGSCHEID

längs des Triebwasserstollens

- Gehängelehm
- ++++ Aplit und Pegmatit
- Injizierter Kalkmarmor und Augitgneis
- Graphitschiefer und Graphitgneis
- Injizierter Plagioklasgneis („Schiefergneis“) und injizierter Glimmerschiefer
- Injizierter Amphibolit



STOLLEN DER KAMPKRAFTWERKE : DOBRA-KRUMAU UND THURNBERG-WEGSCHIED

GEOLOGISCHE DETAILPROFILE im Maßstab 1:500 Geologische Aufnahme : CH.EXNER 1951.

WESTTRUM des STOLLENS DOBRA-KRUMAU

Die geologische Aufnahme erfolgte im Baustadium des Vortriebstollens im August 1951 (Meter 0-695) und im März 1951 (Meter 695-1166).

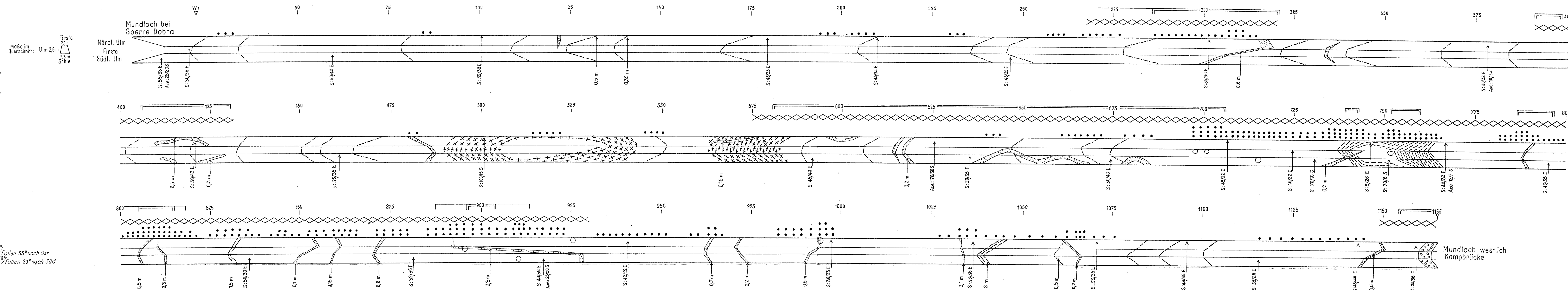
Zeichenerklärung :

- Gängelehm
- Klüftungs- und Querschichten
- Blöckel- und Zweiglimmerschiefer
- Amphibolit
- Apfelförmig injizierter Amphibolit
- Spitzengneis mit amphi- bolischen Zwischenlagen

Technische Zeichen :

- Schweren Verbau
- Leichten Verbau
- Zerrüttungszone mit zahl- reichen kleinen Klüften
- Quelle mit Schüttung <1 l/sec
- sehr starker Finstenrtropf
- starker Finstenrtropf
- schwacher Finstenrtropf
- Wz etc. Winkelpunkte

S: 55,33 E - S-Fische: Streichen 55°
Fallen 33° nach Ost
Axe: 28/20 S - Fallenschicht: Streichen 28°
Fallen 20° nach Süd

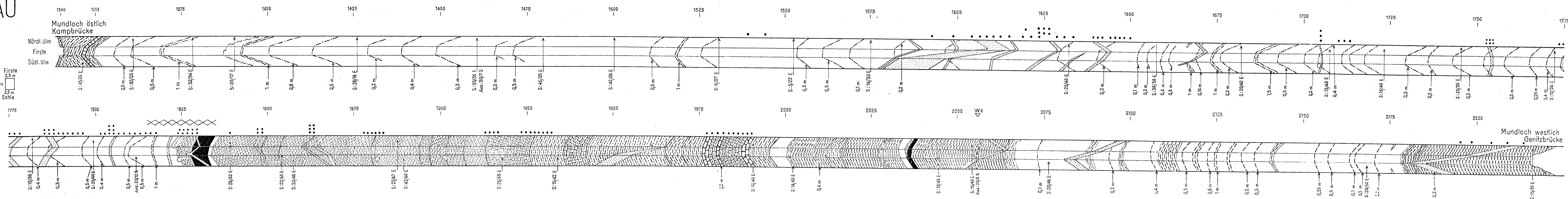


MITTELTRUM des STOLLENS DOBRA-KRUMAU

Die geologische Aufnahme erfolgte im Baustadium während des Vollaushubes im Februar 1951.

Zeichen wie oben, zusätzlich :

- Sillimanitführender Zweiglimmergneis
- Plagioklasgneis (Paragneis)
- Augitgneis
- Kalkmarmer
- Graphitphylit

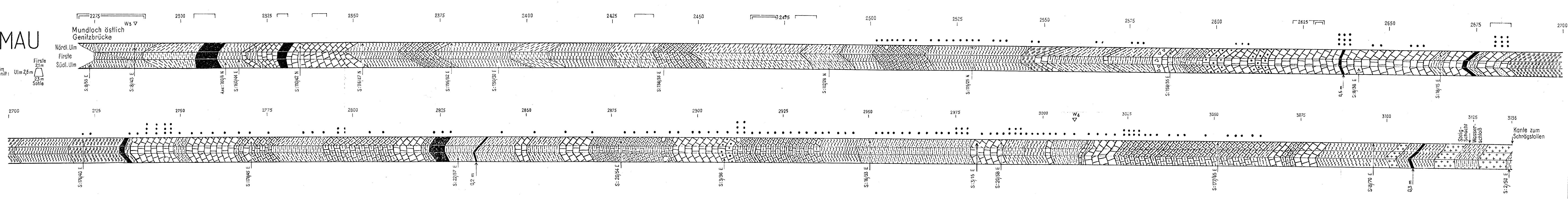


OSTTRUM des STOLLENS DOBRA-KRUMAU

Die geologische Aufnahme erfolgte im Baustadium des Vortriebstollens im März 1951.

Zeichen wie oben, zusätzlich :

- Graphit-reicher Plagioklasgneis und Graphitgneis
- Graphitkalk
- Augitgneis und pegmatit- schein Gneis
- Quarzit



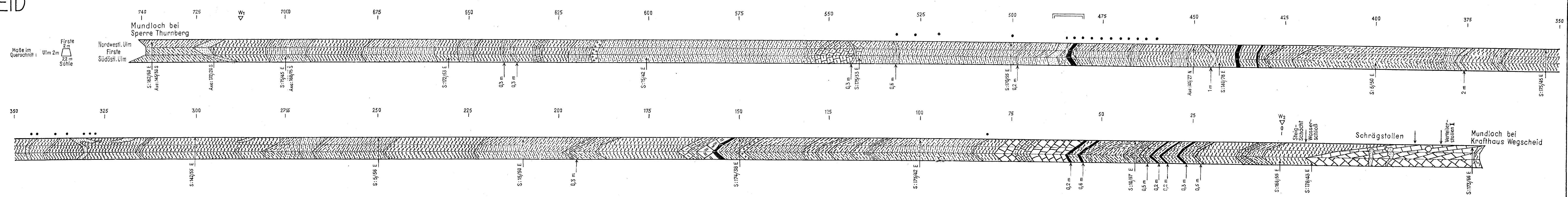
STOLLEN THURNBERG-WEGSCHIED

Die geologische Aufnahme erfolgte im April 1951 größtenteils im Baustadium des Vortriebstollens und ist auf die Maße des Vortriebstollens reduziert.

Geologische Legende :

- Mylonit, Quarzschone, sandig verwitterter glimmerreicher Gneis und Glimmerschiefer
- Kalkmarmer
- Glimmerreicher Sillimanit-Granatblättriglimmerschiefer
- Augitgneis
- Graphitphylit
- Graphitgneis
- Injizierter Blatt- und Granatblättriglimmerschiefer
- Injizierter Sillimanit-Granatblättriglimmerschiefer
- Injizierter Plagioklasgneis Paragneis, Adersgneis, Nebulit
- Injizierter Amphibolit, Adersgneis, granifizierter Amphibolit
- Pegmatit

Technische Zeichen wie oben.



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1953

Band/Volume: [96](#)

Autor(en)/Author(s): Exner Christof

Artikel/Article: [Über geologische Aufnahmen beim Bau der
Kampfkraftwerke \(Südliche Böhmisches Masse\) 217-252](#)