

Geologische Untersuchungen im oberösterreichischen Mühlviertel.*

Von Franz Hermann Gruber, Linz.

Einleitung.

Das engere Aufnahmegebiet ist ein ungefähr 12 km breites Hochplateau, das sich nach Norden verjüngt, von der Donau bis zur Linie Zwettl—Oberneukirchen reicht und zwischen der Rodel (Westen) und dem Haselgraben (Osten) liegt.

Die spärlichen Ortschaften liegen alle in einer Höhe von 600 bis 900 m. Die Täler des Altlandes sinken in epigenetische Talbildungen ab.

Südlich der Donau wurde noch der Kürnberg in die Untersuchung einbezogen, weiters noch einzelne aus dem Tertiär aufragende Kuppen des Grundgebirges, wie die bei Wegscheid (5 km vom Rande des Granitmassivs entfernt), die im Kartenblatte Enns—Steyr als Alluvium ausgeschiedenen Kuppen von Spielberg (Ruine bei Mauthausen) und das Granitvorkommen vom Tabor bei Enns, schon von den Römern als Steinbruch benützt, wie die im Standlager Lorch (Lauriacum) gefundenen bearbeiteten Steine zeigen. Heute ist der Steinbruch stark abgebaut.

An Steinbrüchen ist mit Ausnahme des Donauabfalles das Aufnahmegebiet sehr arm. Die vorhandenen dienen nur zur Gewinnung von Straßenschotter; Bau- oder Pflastersteine zu brechen, ist nicht möglich, denn die überaus große Zerklüftung und Brüchigkeit macht das Gestein für technische Zwecke untauglich.

* Unter diesem Titel hat der Verfasser eine Arbeit als Dissertation im Jahre 1928 eingereicht. Über Ersuchen der Schriftleitung und des Verfassers hat der Unterzeichnete die Herausgabe und Korrektur übernommen. Bis auf einige Abstriche, Anmerkungen und Berichtigungen wurde nichts geändert.

L. Waldmann.

Tiefengesteine. (Unverletzte Typen.)

Der verbreitetste Granitit des Aufnahmegebietes ist grobkörnig, häufig porphyrisch ausgebildet.

Er wird hier als Hauptgranitit bezeichnet und entspricht dem Randporphyr von H. V. Graber (1902) dem Kristallgranitit C. W. v. Gümbels und dem A-Granitit C. Peters und H. Commendas.

Eine Abart, der „gleichmäßig körnige Granitit“, ist dem Kerngranitit von H. V. Graber¹⁾ gleichzustellen.

Als flaseriger Granitit wird er bei deutlicher flaseriger Ausbildung bezeichnet.

Hauptgranitit (Kristallgranit).

Dieser Granitit ist zugleich das Hauptgestein des Mühlviertels, seine Feldspateinsprenglinge erreichen eine Größe von 2, oft sogar über 10 cm. Diese Einsprenglinge sind weißlichgelb-bräunlich gefärbt und zeigen schon dem freien Auge Zwillingbildung nach dem Karlsbader Gesetz.

Der Gehalt an Quarz tritt gegen den an Biotit sehr stark zurück. Nach H. V. Graber (1929—1931) sind Mischformen des Kristallgranits mit Schiefergneisen und Amphiboliten sehr verbreitet.

In bezug auf Gefüge und Auftreten ist der porphyrische Hauptgranitit als Randfazies anzusprechen. Aufgeschlossen ist er am Pfennigberg und im Rodeltale zwischen der Ortschaft Walding und der Ruine Lichtenhag und im Norden bei Waxenberg.

Wie die Aufschlüsse, insbesondere die des Rodeltales, zeigen, ist der Hauptgranitit, noch mehr aber seine porphyrische Randfazies von der Klüftung wenig beeinflusst. Mit der Zunahme der Gleichkörnigkeit nimmt auch die Durchklüftung zu. Auch die Verwitterungsform, die Woll sack- und Türmebildung, ist eine Eigentümlichkeit des ungleichmäßig grobkörnigen Granitites. So die Felsbildungen und Blockmeere des Sternsteins und des oberen Donautals, des Kerzensteins im Pesenbachtale, Bildungen, die dem

¹⁾ Außerdem beschreibt Graber (1927 und 1931) den noch jüngeren Mauthausnergranit (Urfahrwand) und als jüngsten Granit den zweiglimmerigen Eisgarnergranit (L. Waldmann), das Gipfelgestein des Böhmerwaldes von St. Thoma bis zum Dreisesselberg, mit Ausnahme des Hochfichtel.

gleichmäßig körnigen Granitit auch bei gleicher Höhenlage fast vollständig fehlen.

An der Zusammensetzung des Hauptgranitites beteiligen sich: Quarz, Oligoklas, Mikroklin, Biotit, Apatit, Zirkon, Titanit und Erz.

Mikroklin, mit deutlicher Zwillingsgitterung, ist unregelmäßig begrenzt, im Gegensatz zum Plagioklas aber wenig getrübt.

Plagioklas, meist tafelförmig nach M entwickelt, Kristallform gegen Quarz und Mikroklin. Zwillinge nach dem Albit- und Karlsbader Gesetz häufig. Normale Zonenstruktur: Gemessen wurde im Kern 26% An und 13% in der Hülle, demnach Oligoklas bis Oligoklasalbit. Der Plagioklas ist zonenweise getrübt. Plagioklas und Kalifeldspat halten sich an Menge das Gleichgewicht.

Biotit tafelig nach (001) ausgebildet. Pleochroismus: γ : dunkelkaffeebraun, α : strohgelb, optisch einachsig, negativ. Im Hauptgranitite von Waxenberg hat der Biotit lichtere Farben. Vereinzelt ist der Biotit chloritisiert.

Als Uebergengenteile treten noch Apatit in Nadelchen und Zirkon auf, dieser mit breiten pleochroitischen Höfen im Biotit. Die Breite des Hofes beträgt oft mehr als das Doppelte des Zirkons. Im Biotit reichlich Magnetit. Struktur granitisch-körnig, hie und da (Steyregg) Anklänge an die porphyrische.

Gleichmäßig körniger Granitit (Kerngranit).

Der ungleichmäßig körnige Granitit des Pfennigberges geht in der Gegend von Magdalena (Steinbruch bei der Kirche) und in Altenberg (Neue Straße) in einen gleichmäßig körnigen Granitit über, der dort die Höhenzüge bildet und sich bis Hellmonsödt erstreckt.

Durch das Zurücktreten der großen Feldspateinsprenglinge erhält er im unfrischen Zustand eine gleichmäßigere lichtbraune Färbung. Zum Mineralbestande des Hauptgranitits tritt neu hinzu: Reichlich Mikroklin-Perthit und Rutil.

Zwischen Magdalena und Oberbairing ist der Biotit vollständig zu Chlorit zersetzt, eine stärkere Teilnahme heller Gemengenteile macht sich bemerkbar und auch das Korn ist feiner geworden.

Das Vorkommen ist in geologischer Beziehung deswegen bemerkenswert, weil dasselbe Gestein im Haselgraben, hinter der Speichmühle, stark gequetscht ist und die Chlorite parallel angeordnet sind. Im gleichen Gestein, aber außerhalb der Quetschzone, sind sie richtungslos verteilt.

Im Schlicke:

Quarz nahezu einschlußfrei.

Kalifeldspat, Mikroklin - Perthit, überwiegt. Die Albitspindeln laufen wohl spitz zu, sind aber dann wie abgeschnitten. Plagioklas, ein Oligoklas mit 20%. An hat gegen Quarz und Kalifeldspat Kristallform. Scharfe Zwillinglamellen, aber keine Zonenstruktur; starke Serizitisierung.

Einzelne Biotitreste weisen auf die Herkunft des Chlorites hin, der einen Pleochroismus von graugrün zu meergrün besitzt. Stellenweise ist sekundärer, lebhaft doppelbrechender Muskowit mit dem Chlorit vergesellschaftet.

Erz (Magnetit), nur im Chlorit und da spätlich.

Apatit sehr spärlich in Quarz und Feldspat.

Das Mikrobild dieses chloritführenden Granitits ist vollkommen frei von Zerbrechungserscheinungen. Der chloritführende Granitit der Quetschzone aber ist stark kataklastisch, da sich ja auch schon makroskopisch bei ihm starke Pressungserscheinungen erkennen lassen.

Da das Gestein auf große Strecken gleichbleibt, ergibt sich ein sehr eintöniges geologisches Bild.

Das Gangfolge. (Saure Spaltungsgesteine.)

Nur im Südosten des Aufnahmegebietes, bei Plesching und Steyregg, treten Aplite und Pegmatite sehr reichlich auf.

Meist folgen Aplite und Pegmatite anderen Teilungsrichtungen als denen, die heute den Granit beherrschen.

Bei Plesching durchadern zahlreiche Aplite das Nebengestein, so daß dieses ganz in den Hintergrund gedrängt wird.

Die Adern sind teils scharf begrenzt, teils schlierig, mit dem durchdrungenen Gestein verwachsen, dann stark mit Biotit durchsetzt, Erscheinungen, wie sie F. Reinhold aus dem Waldviertel beschreibt. (Tscherm. Mitt., 1910.)

In den Steinbrüchen von Plesching heben sich zwei Hauptgangsysteme recht deutlich von den vielen anderen unregelmäßig sich kreuzenden ab.

Ein O—W streichendes, älteres System, fast nur im Granitit auftretend, zahlreiche 1 bis 4 cm starke Adern bildend, steht steil.

Ein N—S streichendes, mit 45° gegen O fallendes System, in Granitit und Perlgneis gleichstark auftretend, bildet Gänge von 1 bis 5 dm Mächtigkeit. Das O—W-System ist entlang der N—S streichenden Gänge um 1 bis 5 dm verworfen. Manche Gänge halten nicht lange aus, andere dagegen lassen sich ziemlich weit, oft einen halben Kilometer, verfolgen.

Im Steinbruch nächst dem Spital, Gemeinde Lachstadt, ist der steilstehende Kontakt zwischen dem grauen Perlgneis und dem grobkörnigen Granit erschlossen. Der N—S streichende Perlgneis fällt unter 40 Graden nach Ost gegen den Granit zu. Scharf grenzen Perlgneis und Aplit gegeneinander. Nicht mit der Schieferung, sondern etwas steiler sendet der zuckerkörnige, weiße Aplit Gänge von wechselnder Mächtigkeit in den Gneis. Stellenweise verbinden sich benachbarte Aplitadern durch eine Unzahl von dünnen, wirt durcheinander laufenden Quergriffen, derart, daß Bilder, die einem Wurzelgeflecht gleichen, entstehen.

An den Gängen konnte schon A. V. Graber zweierlei Ausbildungsweisen feststellen (1902):

Einmal entwickelt (siehe Fig. 1 bei Graber) der feinkörnige Aplit zu beiden Seiten ein Salband, das nach innen über eine feinkörnige in eine biotitreichere Zone übergeht, in die ein schrittgranitisch entwickeltes Quarz-Feldspatgemenge buchtig eingreift.

Die andere, weitaus häufigere und hauptsächlich im Perlgneis auftretende, entwickelt als Salband ein schrittgranitisches Gemenge, das gegen das Innere zu in reinen Quarz übergeht.

Von diesen Apliten weicht ein Vorkommen am Keglgupf im Haselgraben ab.

Porphyrischer Aplit.

Der flachliegende, in einer grusig zerfallenen Umgebung (brauner Perlgneis) aufgeschlossene Aplit, von zwei sich kreuzenden Kluftsystemen in Trümmer zerhackt, hat eine schmutzige weiße Farbe.

In der Grundmasse sind einzelne zerstreute leistenförmige Einsprenglinge von Biotit.

Einsprenglinge von Quarz, Feldspat, und Muskowit finden sich dagegen stets zusammengesiedelt vor.

Im Dünnschliffe: Quarz, Albit, Mikroklin (Kryptoperthit), Biotit und Muskowit.

Die Grundmasse besteht aus einem feinen Quarz-Feldspatgemenge, durchwoben von kleinen Muskowitschuppen und zerfranstem Muskowitleisten.

Quarz bildet darin deutliche kristallographische Einsprenglinge, oft mit korrodiertem Kern. Teilweise Zertrümmerung und undulöse Auslöschung vorhanden.

Plagioklas in Albitwillingen häufig. Die Messung ergab Albit.

An Kalifeldspat findet sich Mikroklin (Kryptoperthit).

Albit und Mikroklin halten sich im Vorkommen das Gleichgewicht.

Muskowit in stark lichtbrechenden Blättchen als Einsprengling und in der Grundmasse.

Biotit sehr spärlich. Leistenform.

Die Einsprenglinge von Quarz, Feldspat und Muskowit sind zu Haufen zusammengestellt, wenig Einsprenglinge sind außerhalb dieser Siedlungen anzutreffen.

Struktur ist glomeroporphyrisch.

Nach Westen zu, in den Schiefen des Daches, ist das Auftreten eines Aplitganges geradezu eine Seltenheit. Ebenso kann man in den Granititen des Rodeltales keine Aplite und Pegmatite beobachten.

Pegmatite.

Pegmatitische Bildungen sind am Pöstlingberg, bei Altenberg und Katzbach und bei Puchenau spärlich vertreten.

Pegmatitgänge von 1 bis 3 cm Mächtigkeit treten bei Pleaching in den von Apliten gebildeten Salbändern auf.

Einem Pegmatitgange zwischen Dürnberg und Puchenau entstammt eine Kristalldruse von Adularkristallen, die gegen 40 cm lang sind und Durchkreuzungskristalle bilden (Linzer Museum).

An Mineralien führen die Pegmatite Quarz, Feldspat, dunklen, fast schwarzen Glimmer, spärliche Muskowittafeln und dunkelbraunen bis schwarzen Turmalin (Ottensheim, Pöstlingberg, Katzbach²⁾). Von letzterem Fundorte sind die Turmalinsäulchen

²⁾ Treffling nach Beobachtungen von Graber.

teilweise zerbrochen. Bei Treffling finden sich Kristalle, die einen Durchmesser von 3 cm haben (Linzer Museum).

Gesteine von lamprophyrischem Habitus.

Diese haben meist den Charakter von titanitführenden, quarzglimmerdioritischen bis dioritporphyritischen Spaltungsgesteinen oder den von Kersantiten.

Das Vorkommen liegt in den Quetschzonen. Sie sollen daher auch erst bei der Beschreibung der Rodeftallinie und der des Haselgrabens besprochen werden.

Die Gesteine der metamorphen Schollen.

Zwischen dem Granit von Steyregg und Breitluecker Wald und dem Granitvorkommen von Rottenegg ist ein Teil der alten Hüllschiefer erhalten geblieben. Es finden sich da granitnahe Gesteine, Mischgesteine und Kontaktgesteine, wie sie eben für die Hangendserie des Granites typisch sind.

So:

Graue Perlgneise,	Adergneise.
Braune Perlgneise,	
Granatführende Lagen,	
Cordieritgesteine,	
Hornfelse,	
Schiefergneise.	

Von einem gemeinsamen Hauptstreichen läßt sich schwerlich reden, da insbesondere in der Nähe der Granitdurchbrüche sich die Schiefer an das Tiefengestein schmiegen.

Auch der Gesteinscharakter verhält sich auf größere Strecken nicht einheitlich, doch werden schroffe Übergänge immer vermieden. Eine Aenderung des Gesteinscharakters ist in dieser großen granitischen Mischungszone, wohl durch das Überwiegen einmal von sedimentärem, einmal von granitischem Material verursacht. Die Gesteine tragen den Charakter der tiefsten Zone. Cordierit, Granat sind Hauptminerale. Muskowit ist nicht vorhanden.

Diese Zusammensetzung ändert sich wesentlich, wenn wir die gleichen Gesteine in den Zonen der Verarbeitung betrachten.

Der Perlgneis (Körnelgneis).

Unter der Bezeichnung Perlgneis (C. W. v. Gümbel) ist eine Übergangszone von Gesteinen zusammengefaßt, die mitunter sehr granitähnlich aussehen kann und von manchen Autoren für Granitgneis gehalten wurde. Schon Weinschenk hat ihn als Mischgneis erkannt.

Die Perlgneise weisen gerundete Feldspate auf und enthüllen oft erst unter dem Mikroskop ihre Paraherkunft.

Sie sind der Farbe nach in braune und graue Perlgneise eingeteilt, wobei die graue Färbung den Perlgneisen zukommt, die von Quarz-Feldspataggregaten durchwirkt worden sind. Diese Durchwädungen können von mächtigen Bändern zu haardünnen Ästchen herabsinken.

Die grauen Perlgneise erweisen sich reicher an Orthomaterial, womit ihre Trennung von den braunen Perlgneisen gerechtfertigt wird. Bei den braunen Perlgneisen erfolgte die Granitisation mehr in Form einer Feldspatimprägation.

Schon im Handstück zeigen sich Unterscheidungsmerkmale, wie die großen in die Länge gezogenen Feldspate mit ihren undeutlichen verschwommenen Umrissen in den geflaserten Granititen, während die Perlgneise kleine rundliche Feldspatperlen besitzen. Bei den geflaserten Granititen beteiligen sich alle makroskopisch sichtbaren Minerale, wie Quarz, Feldspat und Biotit am Zustandekommen der Schieferung bzw. Flaserung, beim Perlgneis ist der Biotit allein daran beteiligt.

Grauer Perlgneis.

Der graue Perlgneis bildet in der Injektionszone von Pleisching einen ungefähr 40 m breiten Saum, streicht N—S und fällt mit 40 Graden nach Ost gegen den Granitit zu, dessen Einwirkung auf den Gneis in einer starken Durchwädung mit aplitischem Material besteht.

Im Gestein wechseln dunkle und lichte Lagen ungleichmäßig miteinander ab, wobei jedoch die dunklen biotitreicheren Lagen die Vormacht haben.

Die Plagioklase sind nur zum Teil gerundet. Sehr häufig sind schön ausgebildete Karlsbader Zwillinge, die an Größe die rundlichen Plagioklase oft um das Dreifache übertreffen. Im

Handstück zeigt das Gestein Schieferung, im Schliffe ist aber wenig davon zu sehen. Die Struktur ist granoblastisch.

Mineralbestand: Quarz, Plagioklas, Biotit, Titanit, Zirkon, Apatit, etwas Rutil und Erz. In den meisten Schliffen ist kein Kalifeldspat zu beobachten, wenn aber, dann nur in wenigen Körnern.

Quarz löscht undulös aus, ist jedoch nie zermörtelt.

Plagioklas in wechselnder Größe. Karlsbader Zwillinge häufig. Hie und da mit Periklinlamellen. Die großen Feldspate sind nach M. gestreckt und haben stark gebogene Lamellen, ohne jedoch undulös auszulöschen. Messung ergab Oligoklas-Andesin. An einem Plagioklas ohne scharfe Zonenstruktur zeigte sich der Kern basischer als die Hülle. An Einschlüssen führt der Plagioklas häufig Biotit und Apatit, seltener Quarz. Bei vielen Feldspaten Mangel an Kristallentwicklung.

Ebenso beim Biotit, der größere Lappen bildet. Pleochroismus olivbraun zu grünlichgelb. Der Biotit liegt besonders um die Plagioklaskörner herum. An Einschlüssen führt er Titanit, Apatit und Sagenitgitter. Um Zirkon und Titanit breite pleochroitische Höfe.

In der Nähe aplitischer Adern wird das Korn gröber und reichliche Besetzung mit Erz tritt ein.

Brauner Perlgneis.

Bei diesem erfolgte die Granitisation weniger in Form einer Durchaderung, sondern wirkte sich in einer Imprägnation unter Bildung von Feldspatporphyroblasten aus.

Dieser Gneis streicht in einer sehr breiten Zone in N—S-Richtung steilstehend über Bachl zwischen Lichtenberg und dem Haselgraben nach Kirchschatz, wo er dann allmählich in den Granitit übergeht.

Südlich der Donau verschmälert sich die Zone der braunen Perlgneise und wird dann im Kürnberger Wald vom Tertiär überdeckt.

Am Kamme des Kürnberger Waldes beginnt eine Schotterüberstreuung und in der Gegend des Hirschenstadels und bei der Schießstätte von Alharting überlagern schon die Sande den Perlgneis.

Doch 5 km weiter im Süden, bei Wegscheid, bildet er inmitten der Schottermassen der Niederterrasse auftauchend, eine ungefähr 2 m² große Insel.

Dieses Vorkommen war 1826 noch größer, aber beim Bau der Linzer Befestigung baute man diesen bequem liegender Aufschluß fast vollständig ab.

Hie und da sind dem Perlgneis schmale Lagen von granatführendem Gneis eingeschaltet, in den er ohne scharfe Grenzlinie übergeht, wie dies bei Lärchenau, St. Margarethen und an der Pöstlingbergstraße zu beobachten ist.

Unmerkliche Uebergänge nach verschiedenen Richtungen sind überaus charakteristisch für diesen Perlgneis.

Dieses allmähliche Übergehen ist auch bei den einzelnen Granittdurchbrüchen zu sehen. (F. v. Hauer, C. Peters, F. E. Sueß u. a.)

So wie der Perlgneis einerseits allmählich in Granitit und andererseits in die granatführenden Gneislagen übergeht, so findet auch ein Übergang in die cordierithältigen Gesteine statt.

Am Beginne der Ottensheimerstraße an der Donau, sowie am anderen Ufer beim Urlaubstein führt der Perlgneis verschwommene mit ihm schlierig verwachsene Aplitadern.

Dieses Gestein ist von H. Com m e n d a in seiner Geognosie von Oberösterreich als Granulit bezeichnet worden. Es handelt sich hier jedoch nur um einen von Aplit durchtränkten Perlgneis und dessen Übergang in einen granatführenden Gneis.

Der Perlgneis ist ein mittelkörniges Gestein von wechselnder Textur, häufig granitisch aussehend, unregelmäßig flaserig, zuweilen aber auch mit regelmäßiger paralleler Anordnung der Mineralkomponenten.

Biotit bildet die Flasern, zwischen denen millimeterbreite, mitunter auch stärker anschwellende Quarz-Feldspatlagen eingebettet sind, aber auch die sonst papierdünnen Biotitflasern können zu Linsen anschwellen, das Gestein erhält dadurch ein buntes, scheckiges Aussehen.

Im Schlicke:

Quarz in gelappten und buchtigen Körnern, hie und da zermörtelt.

Oligoklas-Andesin mit 25 bis 30% An: Ohne Eigengestalt, selten Zwillingstreifung, dann nur verschwommen.

Kalifeldspat in den Schlicfen nicht zur Beobachtung gelangt.

Biotit in überwiegender Menge, isabellenfarbig-indischrot, einachsig, in Schuppen, hält sich gerne an Quarz, in dessen Buchten er eingreift. Führt Zirkon mit sehr breiten, pleochroitischen Höfen, deren Halbmesser mehr als zweimal so groß als das Zirkonkorn sind.
Erz im ausgebleichten Biotit sehr reichlich.
Magnetit, Pyrit, Eisenglanz und Ilmenit.
Struktur körnig.

Granatführende Lagen im Perlgneis.

An der Straße nach Wilhering beim Kilometerstein 4, ferner beim Bauernhof Hacker am Pöstlingberg und in der Lärchenau. Diese granatführenden Lagen finden sich ohne scharfe Grenzlinie im Perlgneis eingeschaltet. Das Gestein gleicht im wesentlichen dem Perlgneis, nur führt es eben schmutzig aussehende rotbraungefärbte Granaten in der Größe von Stecknadelköpfen.

Auf weite Strecken lassen sich diese Lagen verfolgen. So zieht eine vom Pöstlingberge zur Donau herab, der Strom unterbricht zwar die direkte Fortsetzung, aber am anderen Ufer treffen wir die granatführende Lage in gleichem Streichen und können sie noch bis zum Dreizehnerturm, $1\frac{1}{2}$ km weiter landeinwärts, verfolgen. Im ganzen hat diese Lage eine Ausdehnung von $3\frac{1}{2}$ km.

Im Dünnschliff zeigt sich der Mineralbestand des Perlgneises, Granat und reichlich Apatit treten noch dazu.

Der Granat ist im Dünnschliff farblos, isotrop und von Rissen durchzogen. Die unregelmäßig begrenzten Körner, teilweise zerbrochen, sind nach der Schieferung gestreckt. Als Einschluß führen sie neben Quarz reichlich Apatit, Biotit und wenig Erz. In der Umgebung der Granaten zahlreiche Biotitbröselchen (lichtgrün zu dunkelgrün).

Mit Quarz bildet der Biotit myrmekitische Verwachsungen. Pleochroismus dieses Biotites: Lichtes Braun, das über Grau fast in Schwarz übergeht.

Quarz bildet mit Plagioklas myrmekitische Verwachsungen. Der Plagioklas, ein saurer Albitoligoklas ist stark getrübt und bestäubt.

Struktur granoblastisch.

Cordieritführende Gneise.

Die Cordieritgneise finden sich am Kürnberg und im Gebiete zwischen Puchenau, Bachl, Lichtenberg, Kuhenödt bis Gramastetten. Längs der Straße Pöstlingberg—Gramastetten ziehen sie in stundenlanger Eintönigkeit dahin.

R. Handmann stellt in seiner Abhandlung „Die Cordieritgneise bei Linz“ drei Typen auf:

1. Cordierithornfels,
2. Glimmerreicher Cordierithornfels;
3. Granit mit mehr oder weniger Cordierit.

Nun beschränkt sich das Vorkommen der Cordieritgesteine nicht allein auf die ihm damals (1900) bekannte Örtlichkeit rechts der Donau, Abhang des Kürnberger Waldes, sondern die Cordieritgesteine streichen auch über die Donau hinüber, Koglerau, Lichtenberg und die Quetschzone des Rodeltales berührend.

Unter Beobachtung der Verbandsverhältnisse mit den anderen Gesteinen des Daches, den Feld- und Dünnschliffuntersuchungen erweist sich folgende Einteilung der Cordieritgneise, insbesondere für Kartenzwecke besser.

1. Plagioklasgneise,
2. Cordieritgneise,
3. Cordierithornfelse (Kinzigite).

1. Cordieritarmer Plagioklasgneise (z. T. Perlgneise).

Sie bilden die Steilwände rechts und links der Donau und finden sich auch noch in Bachl.

Der Cordieritgehalt dieser Gneise läßt sich nur mikroskopisch nachweisen.

Im Felde sind sie leicht dadurch kenntlich, daß der Biotit eine starke eigentümliche violettbraune Farbe besitzt.

Mit den dichten Biotitlagen wechseln lichtgraue mit Quarz und Feldspat. Im Hauptbruche sind grobe Biotittafeln ausgebildet.

Diese Plagioklasgneise bilden stets einen Saum um die eigentlichen Cordieritgneise, sie vom Perlgneis trennend. Durch Übergänge und durch den Verlust des mikroskopischen Cordierits gleichen sie sich den Perlgneisen an.

Der reichliche Biotit der Plagioklasgneise scheint sich durch Alkalienezufuhr auf Kosten des Cordierits gebildet haben.

Die eigentümliche Violettfärbung der Biotitnester scheint ebenfalls damit in Zusammenhang zu stehen.

In den eigentlichen Cordieritgneisen verschwindet die Violettfärbung des Glimmers, dafür treten große Cordierite auf.

Dem geologischen Vorkommen nach bilden die Plagioklasgneise den Übergang von den braunen Perlgneisen zu den eigentlichen Cordieritgneisen.

Im Schlicke zeigen die Plagioklasgneise,
reichlich Albit-Oligoklas, Quarz, Biotit, spärlich Cordierit,
Apatit, Zirkon und etwas Erz.

Eine Zusammensetzung, wie sie unter Ausfall des Cordierits auch im Perlgneis vorhanden ist.

2. Eigentliche Cordieritgneise.³⁾

Es sind dies ein Teil der glimmerreichen Cordierithornfelse und Cordieritgranite R. Handmanns.

Vorkommen: westlicher Kürnberg, Puchenau, Oberpuchenau und Koglerau.

Das Vorkommen der Cordieritgesteine ist bedeutend umfangreicher als R. Handmann angenommen hat.

Die Cordieritgneise streichen vom rechten Donauufer in den Raum zwischen Dürnberg und Puchenau, von wo sie sich fächerförmig ausbreiten.

Der Hauptfarbenton der frischen Gesteine ist ein Graublau, das manchmal auch ins Grünblaue spielt.

Der beste Vertreter seiner Art ist der Cordieritgneis von Oberpuchenau.

Er besitzt eine graugrünliche Farbe und ist sehr grobkörnig, doch mit Andeutung einer Schieferung.

Große grünliche Mondsteine (Perthite), veilchenblaue Cordierite, stecknadelkopfgroße, blaßrote Granaten, wenig Quarz und Biotit sind mit freiem Auge zu erkennen.

Die Farbe des Cordierits ist eine schwankende, zumeist wohl bläulich, doch wechselt sie von rauchgraublau zu dunkelgrau, von grünlichblau zu veilchen- und schwarzblau. Pinitisierung macht sich durch eine flaschengrüne Farbe kenntlich.

³⁾ Zum Teil cordieritführende Granite und anatektische Migmatite mit Schiefergneisen und Kinzigiten nach H. V. Graber, 1926—1930.

Das Mineral erscheint meist in gerundeten Körpern, doch konnten auch Kristalle beobachtet werden, deren Größe stark schwankt, frische Kristalle von 4 cm Länge sind nicht selten.

Doch sind mit Ausnahme des Puchenaus Vorkommens die meisten Cordierite pinitisiert.

Körniger Cordieritgneis.

Dieser Cordieritgneis steht beim Bauernhofe Unterhuemer in Puchenu an und zeigt im Dünnschliffe folgendes:

Den Hauptteil des Schliffes nehmen Pseudomorphosen nach Cordierit ein. Sie bilden stumpfgraue Massen. Feine Muskowitschüppchen, pleochroitische Flecke von verschwommener Gestalt und farblose isotrope Substanzen sind der Inhalt der Pseudomorphosen. Ab und zu treten dort auch Leisten von Biotit und runde Quarzkörner auf. Die Grenzen des Biotits im Pinit sind unscharf und gehen gerne in hellen Glimmer über.

Unzersetzter Cordierit ist nicht anzutreffen.

Das Endprodukt ist nach der von Gareis (Tsch. Min.-petr. Mitt., 1901) aufgestellten Umwandlungsreihe als Pinit zu bezeichnen.

Die Pseudomorphosen sind reichlich mit Biotit, dunkelbraun zu fuchsrot, und langgestreckten Quarzkörnern erfüllt; Wenig Albit-Oligoklas in kleinen unregelmäßig begrenzten Körnern ist getrübt und serizitisiert.

Muskowit in feinen Schüppchen in Pinit und Feldspat. Rutil in Biotit, Zirkon dort und in Quarz.

Erz begleitet randlich den Biotit, besonders dort angehäuft, wo zwei Biotite zusammenstoßen.

Struktur körnig.

Kinzigite.

Die Kinzigite, wie sie nach H. Fischer (N. J. f. Min., 1860, 61) bei Schenkenzell im oberen Kinzigtal auftreten, sind Gneise mit reichlich Granat, hohem Gehalt an Biotit, akzessorischem Cordierit, Sillimanit, auch Spinell, oft mit vorwiegendem Oligoklas, seltener mit herrschendem Kalifeldspat, die durch deutliche, wenn auch zum Teil recht grobkörnige Hornfelsstruktur ausgezeichnet sind und in der Nähe der Granite auftreten.

Die Hornfelsbildungen in den Cordieritgneisen der Linzer Umgebung sind, wie aus der nachfolgenden Beschreibung hervorgeht, den Kinzigiten sehr ähnlich.

1. Grobkörniger Cordierit-Almandin-Spinellfels.

Im Profile Linz—Wilhering treten knapp nach der Anschlußmauer bei Margarethen⁴⁾ große Felstürme an der Straße. Schon mit freiem Auge sind im Gestein, das eine grünliche Farbe besitzt, Granaten von Hirsekorn- bis Kirschkernegröße zu erkennen. Diese größeren Granaten finden sich aber nur in den grobkörnigen Partien des Gesteins, in den feinkörnigeren sind sie etwa stecknadelkopfgroß. Viele Mondsteine verleihen dem Gestein die grünliche Farbe.

Streifig angeordnete Quarzmassen sind von großen Biotitafeln umgeben. Weiters zeigen sich noch blaugrüner Cordierit und graugrüner Spinell.

Im Schlicke:

Den Hauptteil eines solchen nimmt ein Cordieritkorn ein.

Reichlich Zirkon mit pleochroitischen Höfen und enggescharte, wirr gestellte Sillimanitnadelchen, die helizitisch gefaltet das Korn durchziehen, sind eingeschlossen. Der Cordierit ist farblos und rissig, eine gelbgraue Masse zeigt beginnende Zersetzung an.

Perthit ist von überaus feinen, zart auskeilenden Spindeln durchzogen. Sillimanitnadelchen sind eingeschlossen.

Quarz zeigt leichte undulöse Auslöschung.

Rosagefärbter Granat ist fleckig, beherbergt Quarz, Feldspat und Sillimanit. Um einen Granaten ist ein sillimanitfreier Raum, der an zwei Stellen durch Herandrängen des Sillimanits eingeengt wird. Dieser sillimanitfreie Saum dürfte dadurch entstanden sein, daß sich Granat und Sillimanit beim Wachstum den Stoff entzogen haben, so daß zu wenig Tonerde für beide vorhanden war.

Im Granat selbst ist wenig Sillimanit.

Spinell, schwärzlich-grünlich, tritt zwillingsbildend auf (Oktaeder). Die Seitenlänge beträgt 1 mm, Granaten nehmen ungefähr die doppelte bis dreifache Fläche ein.

⁴⁾ Siehe die eingehende Beschreibung bei H. V. Graber, 1926, 1927.

Magnetit und Schwefelkies ist reichlich vorhanden (auch in Zwillingen).

Struktur grobkörnig-granoblastisch, helizitisch.

Das Ursprungsgestein dürfte ein granat- und sillimanitreicher Schiefergneis gewesen sein.

2. Schieferiger Cordierit-Almandin-Spinellfels (injiziert).

Das violettgraue Gestein wird von Quarz-Feldspatlinsen durchzogen, zeigt Schieferung und unterscheidet sich von der grobkörnigen Varietät durch stärkere Biotitführung und Feinkörnigkeit. 3 bis 4 mm breite granitische Adern durchziehen das Gestein.

Im Schlicke:

Hornfelsanteil: Cordierit, Granat, Biotit, Sillimanit und Spinell.

In den granitischen Adern: Quarz, beide Feldspate und Biotit.

Cordierit, farblos, mit pleochroitischen Flecken, hat feine, scharf gezeichnete Zwillingslamellen, tritt in Drillingen auf und beherbergt Sillimanit, Spinell, Biotit und Erz.

Interne Reliktstruktur im Cordierit.

Granat, farblos, leicht optisch anomal, rissig und in der Schieferung gestreckt, zeigt daher schlauchartige Formen.

An Einschlüssen führt er Zirkon, Biotit, Quarz und Erz.

Der Granat vergesellschaftet sich gerne mit Biotit. In

der Nähe der Granitadern ist das Wachstum der Biotite angeregt worden, Granat zeigt sich nicht beeinflusst.

Biotit, mit einem Pleochroismus von sienabraun zu dunkelrot ist gerne von Erz begleitet.

Sillimanit in wirren Strömen und als Einschluß in allen Mineralien.

Spinell, saftgrün und schwarzgrün, oktaedrisch, kommt nur in Cordierit vor. Es dürfte ein Eisen-Mangan-Spinell sein.

Plagioklas und Perthit ungefähr in gleicher Menge vorhanden.

Zirkon, Magnetit, Pyrit, vervollständigen das Bild.

Hornfelsstruktur.

Aplitische Adern:

Poikilitische Verwachsung von Quarz und Plagioklas und von Quarz und Biotit sehr häufig.

Der Plagioklas, ein saurer Oligoklas, hat Kristallumrisse. Perthitischer Orthoklas, gerne von Myrmekit umgeben.

Quarz und Feldspate sind einschlußfrei.

Der Gegensatz zwischen den aplitischen Adern mit ihrer körnigen Erstarrungsstruktur und der Hornfelsstruktur des übrigen Schlicffteiles ist groß.

Durch den Einfluß der Adern, in deren Nähe reichliche Vererzung und spärlicher Apatit auftritt, sind Cordierit und Biotit stark gewachsen.

Die Kinzigitlagen streichen N 60° O und fallen NW mit 35°. Da sich zwischen der grobkörnigen und der feinkörnigen Ausbildung die Donau befindet, läßt sich der Übergang nicht verfolgen.

Diese Lagen erreichen stellenweise eine Mächtigkeit von 20 m, verschmälern sich aber bis zu 1 m. Nördlich Puchenau verschwinden sie unter der Humusbedeckung, ohne wieder aufzutauchen.

Die Kinzigite des Schwarzwaldes werden von Graphit begleitet. R. Handmann erwähnt als Begleiter der Cordieritgesteine des Kürnberges Graphitschüppchen und kristallinen Kalk, leider ohne Fundortsangabe. Erst 20 km nordöstlich des Aufnahmegebietes, bei Herzogsdorf, ist ein größeres Graphitvorkommen aufgeschlossen.

Amphibolhornfelse.

Beim Gasthaus Elendsimmerl, Straße Pöstlingberg—Gramastetten, am Amberg und am Abfall des Lichtenberges gegen Gramastetten streichen wechselnd, meist NO, langgestreckte, rasch aus- und unvermittelt wieder einsetzende Linsen eines dichten, dunkelgrau glänzenden Amphibolhornfelses, der einen splinternden Bruch hat.

Das Fallen dieser Linsen, die nur am Amberg saiger ist, beträgt stets 45° NW.

Mineralbestand: Quarz, Plagioklas, gemeine Hornblende, Biotit, Apatit und Titanit.

Quarz reichlich, ohne eigene Form; beherbergt Plagioklas.

Dieser zeigt meist Zwillingbildung nach Albit- und Periklingesetz oder Kombinationen beider. Scharfe Lamellen, aber Kristallform schlecht entwickelt. Messung ergab basischen Andesin bis Labrador.

Grüne Hornblende bleibt an Menge gegen Quarz und Feldspat zurück.

Biotit optisch einachsig, Pleochroismus rötlichbraun zu farblos. Gegen Hornblende und Plagioklas hat der Biotit Kristallform.

Apatit und Titanit nur untergeordnet.

Erz, Titaneisenerz, Magneteisen, Schwefelkies reichlich.

Der Amphibolhornfels dürfte durch Umwandlung eines dolomitischen Sandsteines entstanden sein. Erz ist eine jüngere Imprägnation.⁵⁾

Schiefergneise.

Die Schiefergneise nehmen allein im westlichen Teile, am Dürnberg und in Niederottensheim eine größere Fläche ein. Sie liegen mit nordwestlichen Streichen und leichten NO-Fallen über den Cordieritgneisen.

Im Eisenbahneinschnitt, bei der Haltestelle Dürnberg sind Schollen eines grobschuppigen Schiefergneises, teilweise pegmatitisch durchadert, aufgeschlossen.

Das Adergestein führt Biotit und hat verschwommene Grenzen.

Der Schiefergneis ist blaugrau gefärbt. Die auffallend glänzenden Biotite heben sich stark ab.

Im Schlicke: Quarz, Biotit, Granat, Zirkon, Apatit, Titaneisen, Hämatit, Feldspat.

Quarz nicht reichlich.

Plagioklas ist ein Albitoligoklas, Zwillinge nach dem Albit- und Periklingesetz, ohne Zonenbau.

Biotit optisch einachsig, Pleochroismus: kastanienbraun zu gelbbraun. An Einschlüssen führt er Zirkon, Apatit und Erz. Hie und da Anzeichen von Chloritisierung, Hämatitnester treten dann auf. Biotit durch Sammelkristallisation erwachsen.

Granat dürfte der Form nach aus Resorptionsresten von Biotit stammen.

⁵⁾ Solche Amphibolhornfelse (mitunter auch Pyroxen führend) werden von H. V. Graber neben Pyroxenhornfelsen mehrfach als Einlagerungen in den Cordierit- und Perigneisen beschrieben (1928 u. f.).

Apatit tritt in Riesenkörnern in Biotit auf, denen jedoch Kristallform fehlt. Kleinere Apatiteinschlüsse im Feldspat haben aber kristallographische Ausbildung. Zirkon in Biotit und Feldspat. Sonst noch wenig Rutil (Sagenit).

*

Beim Kilometer 8, Straße Linz—Ottensheim, ist an einer Felswand folgendes Profil erschlossen:

Auf einen körnigen Cordieritfels folgt ein dichter Cordieritfels, dann kommt ein schmales Quarzband, darauf ein quarzgebänderter Schiefergneis, Pegmatit und wieder Schiefergneis.

Das Ganze weicht mit seinem Streichen vom üblichen ab und streicht O—W mit 70° Südfallen.

Ein Pegmatit blättert den Schiefergneis auf. Eine Reihe 5—10mm starker Quarzbänder durchziehen den Gneis, der als

Hornfelsartiger Schiefergneis mit Bänderstruktur

zu bezeichnen ist.

Das dunkelgrau gefärbte Gestein ist feinkörnig bis dicht. Verschmierte Glimmer besetzen das Band am Hauptbruche. Dieser Gesteinskomplex liegt dem Cordieritgneis auf.

In einem Schlicke berühren sich Ader und Schiefer.

Letzterer zeigt Hornfelsstruktur, jedoch ohne Siebstruktur, ist leicht geschiefert und führt an Mineralien: Plagioklas, Quarz, Biotit, Granat, Titanit, Zirkon und Erz. Kalifeldspat ist nicht vorhanden.

Dem körnigen leicht gestreckten Albitoligoklas fehlt eigene Form, er ist selten lamelliert, meist nach dem Periklingesetz.

Auch Quarz ist langgestreckt.

Biotit mit einem Pleochroismus von kastanienbraun zu holzfarben, führt Zirkon mit kräftigen, pleochroitischen Höfen.

Granat ist farblos, längsgestreckt, immer von Feldspat umschlossen.

Zirkon, Titanit normal, Erz meist Titaneisen.

Orthoklas auch in kleinen Zwickeln nicht vorhanden.

In den Adern erfahren die einzelnen Mineralkomponenten eine Vergrößerung des Korns, Quarz hat Kristallgestalt.

Im Mineralbestande der Adern fehlt Granat, neu tritt Myrmekit auf, doch ist kein Orthoklas mehr vorhanden.

Feldspat und Biotit sind diablastisch verwachsen. Zwillingslamellierung der Feldspate ist häufiger als im Gneisanteil. Doch sind die Lamellen stets gebogen. Die Menge des Biotites ist in den Adern sehr gering.

F. E. S u e ß nennt (Jahrbuch Geol. R. A., 1904) im Anschluß an A. S a u e r Segregationsadern solche Adern, deren Stoffbestand aus ihrer Umgebung stammt. Die auffällige Stoffgleichheit der Adern des Schiefergneises von Dürnberg könnte durch eine Segregation aus dem Gneis erklärt werden.

Kontaktverhältnisse zwischen dem Granitit und den Gesteinen seines Daches.

Das Ost-Westprofil Plesching-Ottensheim gibt einen Einblick in die Kontaktverhältnisse.

Bei Plesching ist eine steilstehende Kontaktfläche mit diskordantem Kontakt zwischen Granitit und grauem Perlgneis im dortigen Gemeindesteinbruch erschlossen.

Aplitische Adern dringen sehr kompliziert, konkordant und diskordant zur Schieferung des Perlgneises ein. Haarscharf ist der Aplit vom Gneis zu trennen. Nicht immer entwickelt der Aplit ein Salband, wenn aber, dann ist es schriftgranitisch ausgebildet.

In der Nähe des Kilometersteines 2 der Straße Plesching—Katzbach zeigt eine senkrechte Felswand folgendes Bild: Schollen von verschiedenen Schiefergesteinen schwimmen im Granitit. Die Größe dieser Schollen schwankt stark. Eine einzige besitzt einen Inhalt von über einen Kubikmeter, viele sind kopfgroß, nicht wenige aber sinken zu Hühner- und Taubeneigröße herab. Die größte Scholle, ein vollständig unveränderter Schiefergneis, fällt mit 45 Graden nach Osten.

Die kleineren Schollen von dunkelgrüner Farbe, ziemlich dicht, lassen ihren Ursprung nicht mehr erkennen. Von einer parallelen Lage dieser vielen kleinen Schollen, die auf eine primäre Anlage hinweisen würde, ist nichts zu beobachten, eher beweist die Lagerung der Schollen das Gegenteil.

Auffallend ist das Eckige und Scharfkantige der Einschlüsse, von denen die größeren oben schwimmen und die, je tiefer herab, desto kleiner werden.

Makroskopisch sind an den Einschlüssen keine Einwirkungen des Granitites festzustellen. Wohl aber wird gegen jede Scholle zu, ganz gleich ob selbe groß oder klein ist, das Korn des Granitites gröber und endlich umgibt eine zentimeterdicke Rinde von einem groben Quarz-Feldspatgemenge die Scholle. Der Biotit ist aus dieser Randzone herausgezogen worden.

Der Schliff eines dunkelgrünen dichten Einschlusses zeigt:

Quarz, Labrador, Hornblende, Biotit, Ilmenit und ein Mineral, das an einen veränderten Orthit erinnert.

Der basische Plagioklas führt Quarz gerne als Einschluß oder er ist mit ihm verwachsen.

Auch die Hornblende beherbergt öfter Quarz.

Titanit ohne pleochroitischen Hof dürfte aus Leukoxen entstanden sein.

Hornfelsstruktur diablastisch.

Das Ausgangsgestein dürfte ein kalkreicher Schiefer gewesen sein. Der Mineralbestand spricht zwar für einen Diorit, die diablastische Hornfelsstruktur macht dies aber nicht wahrscheinlich. Der besprochene Aufschluß zeigt aber noch einen anderen Vorgang.

Aplitadern durchsetzen den Granitit. Steilstehend, mit O—W-Streichen, durchfährt eine 1.5 cm starke Ader den Granitit und einen ungefähr kopfgroßen Einschluß. Eine jüngere Aplitader mit N—S-Streichen und 45 Grad Ostfallen durchkreuzt den Einschluß und den älteren Gang. Entlang dieses jüngeren Aplites ist nun der ältere und der mit ihm ein Ganzes bildende Einschluß um 2.5 cm verschoben worden. Eine Generation feiner und noch jüngerer Aplitadern hat dann alles noch einmal durchwoben und verfestigt.

Einschlüsse von rundlicher Form sind der Straße Linz—Ottensheim entlang aufgeschlossen.

Zwischen Katzbach und Linz breitet sich eine Mulde, erfüllt mit tertiären Schottern und Alluvium aus.

Grundgebirge finden wir erst in den Steilhängen der Urfahrwände. N—S streichender, steilstehender Perlgneis bildet die Felsen. Größere Feldspate fehlen diesem Perlgneis, die kleinen rundlichen Plagioklase charakterisieren ihn. Im Steinbruch Hagen Gänge von Mauthausnergranit (H. V. Graber, 1927).

Aplite sind selten. Aus größerer Entfernung betrachtet, hebt sich ein Aplitgang, seines lichtereren Gesamttones wegen, vom braunen Perlgneis ab. In der Nähe ist der Gang wegen seiner Biotitführung und verschwommenen Grenzbildung nicht leicht vom Nebengestein zu unterscheiden. Nahe dem Granit setzen die Aplite scharf gegen das durchfahrene Gestein ab, weiter entfernt mischen sie sich ohne ausgeprägte Trennungslinie mit ihm.

Bei Puchenuau treten mächtige Hornfelsbildungen in das Profil, mit ihnen wechselt das Streichen, das nun in ein solches von N 60° O, mit einem SW-Fallen von 40° übergeht.

Nach der Puchenuauer Kapelle erstrecken sich Plagioklasgneise bis zum Bache, der von der Höhe 320 herunterkommt.

Dort stehen Cordieritgneise mit großen mondsteinähnlichen Perthiten an.

Bemerkenswert ist, daß der eigentlichen Durchaderung und Injektion die Bildung der Mondsteine vorausgegangen ist. Eine Beobachtung, die schon L. Waldmann („Zum geologischen Bau des moldanubischen Grundgebirges auf dem Kartenblatte Gmünd“, Ak. Anz., 1925) im Waldviertel gemacht hat.

Von Osten nach Westen, auf der Linie Steyregg—Dürnberg sind somit im Profil folgende Zonen erschlossen:

1. Granitit;
2. Durchaderungszone 100 bis 200 m;
3. Zone der Feldspatinjektion 2 km;
4. Hornfelse eingelagert in 20 bis 30 m;
5. Plagioklasgneise mit Cordierit;
6. Zone der Mondsteine und Kontaktmineralien der tiefsten Stufe.
7. Nahezu unveränderte Schiefergneise, von wenigen Pegmatitäderchen durchzogen.

Kurze Zusammenfassung.⁶⁾

Die ab und zu inselartig auftretenden Granititdurchbrüche, das Unruhige des Perlgneises und die intensive Metamorphose allenthalben zeigen an, daß auch unter den noch erhalten gebliebenen Resten des Daches der Granitit durchgreift, daß die Kontaktfläche des Granitkörpers keine einheitliche Ebene ist,

⁶⁾ Vergl. bes. H. V. Gräber, 1929.

sondern Höhenunterschiede aufweist. Ein Ansteigen gegen Nord und Fallen gegen Süd und Südwest der Granitoberfläche läßt sich außerdem ersehen.

Der Einfluß des Granites während seines Aufsteigens äußerte sich in einer Granitisation der Hüllschiefer (Durchtränkung mit granitischem Saft), wobei einerseits Mischgneise und Adergneise zum Teil mit Cordierit, andererseits auch eigentliche Kontakthornfelse (Kinzigite) geschaffen wurden.

Die Mischgneise gehen durch Assimilationstypen in den Granit über. Die Begehung des Profiles Pöstlingberg—Haselgraben und die Umgebung des Dreizehnerturmes und des Jesuitenklusters zeigt dies sehr deutlich.

Bei Plesching und in einzelnen Steinbrüchen rechts und links der Donau oberhalb Linz ist die Aufnahme großer und kleiner Schollen ehemaliger Schiefer des Daches zu beobachten.

Bei den früheren Übersichtsaufnahmen wurde zwischen Granit und Perlgneis nicht unterschieden. Die Zusammenfassung dieser beiden früher schwer auseinander zu haltenden Gesteine mag dadurch veranlaßt worden sein, daß der Perlgneis sowohl durch die Durchtränkung der stark mit Mineralisatoren gesättigten granitischen Lösungen als auch durch die Durchwärmung, insbesondere durch die Granitdurchbrüche, granitähnlicher wurde und so nach makroskopischer Betrachtung allein oft schwer von Granit zu unterscheiden ist.

Dazu kommt noch, daß nicht immer scharfe Grenzen vorhanden sind, sondern eine allmähliche Veränderung des Gesteinscharakters eintritt.

Augenschein und Messungen, von denen in den nächsten Abschnitten die Rede sein wird, ergeben drei Hauptrichtungen der Klüfte im Granit und den Gneisen, und zwar solche nach NW—SO, NO—SW, N—S und einige nach untergeordneten Nebenrichtungen. Nach den Hauptrichtungen ist das Gestein meist in parallelepipedische Stücke zerteilt, sonst wird es durch die Nebenklüfte in sehr ungleichmäßige, teils linsenförmige gestreckte Körper, teils in Scheiter zerlegt. An wenigen Stellen haben sich sehr rundlich-schalige Klufflächen gebildet. Harnische von 2 cm und größer zeigen Bewegungsvorgänge an.

Im übrigen beschränkt sich die Klüftung nicht auf den Granit allein, auch die Gneise werden von den gleichen Klüftsystemen durchsetzt.

Diese Kluftsysteme leiten sich von den großen, bereits von H. V. Graber (Peterm. Mitt., 1902) als Quetschzonen erkannten Störungslinien ab.

NO—SW die Rodeltallinie,²⁾

NW—SO die Pfahllinie,

N—S die Haselgrabenlinie.

Schon die Übereinstimmung der Kluftsysteme mit den Störungslinien, das Durchlaufen aller Gesteine, Granitit und Hülle, zeigt, daß es sich bei diesen Klüften um rein tektonisch bedingte Kluftsysteme handelt.

H. V. Graber (1903, 1929) führt den Lauf der Donau zwischen Regensburg und Linz sowie den Verlauf des Mühltales, Haselgrabens usw., auf die gewaltigen Zertrümmerungszonen und Quetschzonen obenerwähnter Richtungen zurück.

Die Quetschzonen. A. Der Haselgraben.

Der Haselgraben, in gerader Linie 14 km N—S verlaufend, ist an seinem Südenende im Schichtstreichen des Perlgneises angelegt, sonst aber ausschließlich in Granit.

Das Streichen der Gneise längs der Donau und am Kürnberge, sonst NW—SO bei mäßigem Ostfallen, ändert sich bei der Annäherung an den Haselgraben und geht in ein N—S-Streichen mit Steilstehen über.

Zur Bildung von ausgesprochenen Diaphthoriten ist es in der Haselgrabenlinie nicht gekommen.

Die Gesteine sind gepreßt und geflasert, Kataklyse beherrscht das Bild.

Die Quetschzone ist sehr schmal und bleibt meist unter der Breite von 250 m. Ihr ist vor allem die Talbildung gefolgt. (H. V. Graber, a. a. O.).

Die begleitenden Höhen, aus ungeflasertem Granitit aufgebaut, überragen die Tiefenlinie um mehr als 300 m.

Bei Altenberg tritt der Hauptgranitit an die Quetschzone heran. Der Granitit des Höhenrückens ist frei von Zerbrechungserscheinungen, in der Quetschzone ist er geflasert.

So auch eine Scholle eines hellen, chloritführenden Granitits. Außerhalb der Zone ist das Gestein richtungslos körnig,

²⁾ Die von H. V. Graber als „Rodellinie“ bezeichnete Störung streicht // dem Pfahl.

im Tale, Steinbruch bei der Speichmühle, ist es parallel striert. Der reichliche Chlorit mag ein gutes Gleitmittel abgegeben haben.

Die Mikrostruktur zeigt eine gewaltsame Umformung der Mineralkörner. Mylonitische Zonen, sich auffällig von den zerbrechungsfreien Stellen abhebend, durchziehen den Schliff. Sie schwellen zu Linsen an und dünnen wieder aus. Kristalle, von einer solchen Zone betroffen, zerbröseln. Der von der Zerbrechung verschonte Teil verhält sich vollkommen normal.

Quarz und Feldspat zermörteln, Chlorit ist zerrieben.

Die Parallelstellung der Minerale ist auf die postkristalline Beanspruchung des Gesteins zurückzuführen, nicht aber auch die Chloritisierung, denn das gleiche Gestein, außerhalb der Quetschzone bei Altenberg und Oberbairing, hat ebenfalls in Chlorit zersetzten Biotit, zeigt aber keinerlei Pressungserscheinung und ist richtungslos körnig.

Der geflaserte Granitit kann bei oberflächlicher Untersuchung und ohne Dünnschliffbetrachtung leicht für einen Gneis gehalten werden, dies führt, wie die Aufnahmen von Peters zeigen, zur Auffassung, daß im Haselgraben der Gneis den Granit unterlagere.

Außerhalb des Haselgrabens ist geflasierter Granitit auf der Hochfläche des Breitluesser Waldes (im Osten), am Lichtenberg und Schauerwald anzutreffen. In großer Eintönigkeit streicht er N—S, vor Kirschlag geht er steilstehend in eine NW—SO-Richtung über.

Das im nachfolgenden beschriebene Gestein stammt vom Gipfelfelsen bei Kirschlag.

Es ist gleichmäßig mittelkörnig, gelblich gefärbt. Flaserung deutlich erkennbar, Feldspate auseinandergezogen. Biotite nicht verschmiert.

Im Schliffe:

Quarz, Feldspat, Biotit, Zirkon, Apatit und Erz.

Quarz meist zertrümmert und verzahnt.

Feldspate, stark getrübt und rissig, normal auslöschend. Kalifeldspat bildet längliche Körner mit verarbeiteten Rändern. Entmischung zu Perthit feststellbar (Mikroperthit).

Kaolinbildung in eigenartiger Federbuschform im Mikroklin. Plagioklas, ein Oligoklas mit 22% An, hat gebogene Lamellen.

Biotit: γ kastanienbraun, α semmfarben, hat gebogene Lamellen, ist randlich ausgeschmiert und gebleicht. In der Längserstreckung dann Erzstreifen.

Struktur im wesentlichen körnig, von rasch aussetzenden mylonitisierten Zonen durchsetzt.

In der schmalen Quetschzone treten auch Ganggesteine von lamprophyrischem Habitus auf, während sich außerhalb der Störungslinien (Rodeltallinie und Haselgrabenlinie) nur in der Pesenbachschlucht Lamprophyre finden.

Im Steinbruche bei der Speichmühle an der Straße zur Giselawarte steht ein lichtgraues Gestein mit stark gestreckten Mineralien und verschmiertem Biotit an.

Dem Mineralbestande nach muß das Gestein als veränderter Dioritporphyrat bezeichnet werden.

Dieser gangartig auftretende Dioritporphyrat streicht NW—SO, die Streckung entsprechend der Quetschzone N—S, lotrecht einfallend.

Eingesprengt sind: Plagioklas, Quarz, Biotit, Chlorit (Pennin-Klinochlor), Zoisit, Titanit, Apatit.

Quarzeinsprenglinge nicht häufig. Seine rundlichen Körner immer zerbrochen und in ein undulös auslöschendes Pflasteraggregat umgewandelt.

Plagioklas hat Zwillingsbildung nach Albit- und Karlsbadergesetz. Zonenstruktur ist die Regel und normal. In einem Schliche fast normal zu 010 erwies sich die Hülle als Albit-Oligoklas, der Kern als Andesin-Labrador. Messungen an einem Karlsbader Doppelzwilling ergaben das gleiche.

Ein Großteil der Plagioklase ist insbesondere im Kern saussuritisiert. Es zeigen sich Zoisit (Klinozoisit), Muskowit, Titanit.

Biotit, Pleochroismus lederbraun-hellbraun, tritt pseudomorphosenhaft auf, ebenso der auch vorkommende grüne Biotit (optisch einachsige). Schwer läßt sich feststellen, wenn auch die Form dazu drängt, ob es nicht etwa Biotitpseudomorphosen nach Pyroxen sind.

Chlorit ist γ grünschwarz, α gelblich.

Sein Charakter der Hauptsache nach positiv.

Es dürfte sich um Penmin-Klinochlor handeln.

Apatitnadelchen und Zirkon mit und ohne pleochroitischem Hof als Einschlüsse in Biotit.

Erz nur im Biotit.

Die Grundmasse ist eine mikropegmatitische Verwachsung von Kalifeldspat und Quarz in strauchartiger Form, wenn durchschnitten, in punkt- und kreisförmiger Anordnung.

Kersantit.

Eine zweite Art der Gangfüllungen melanokraten Charakters ist das bei Geithenödt auftretende Gestein, das den Kersantiten zugeteilt werden muß.

Das Gestein hat eine dunkle, graugrüne Farbe und verwittert sehr leicht.

U. d. M. ein panidiomorphes Gemenge von Plagioklas und Biotit. Der Plagioklas, seiner Zusammensetzung nach dem Andesin sehr nahestehend, ist isometrisch ausgebildet und meist nach dem Albitgesetz verzwillingt. In einem Schnitte $\pm \alpha$ betrug die Auslöschungstiefe $+ 20^\circ$, was einem Anorthitgehalt von 33% entspricht, doch scheint der Kern noch anorthitreicher zu sein.

Der Kersantit dürfte, da er keine Pressungserscheinungen aufweist, jünger sein als die Quetschzone, in der er auftritt.

Von den drei Quetschzonen des Aufnahmegebietes ist die Haselgrabenlinie die schmalste, aber auch die älteste. Sie ist oft unter 200 m breit, namentlich bei Wildberg und im Türkengraben.

Ihr Gesteinsbestand ist höchst monoton.

Wie die anderen Quetschzonen, hat auch der Haselgraben ein örtliches Kluftsystem, das den Granitit und die Mylonite durchsetzt.

B. Die Rodeltalflinie.

Im Tale der Rodel, und zwar zwischen den Ortschaften Gramastetten und Zwettl, verläuft eine stark ausgeprägte Quetschzone von großer Ausdehnung, die bisher noch nicht zum Gegenstand einer speziellen Untersuchung geworden war.

Sie streicht steilstehend in gerader Richtung SW—NO.

Die Cordieritgneise des Donautales erstrecken sich auch bis zum Rodeltale. Im Gegensatz zu den Wasseradern des sonstigen Cordieritgneisgebietes führen nun die Wiesenbäche und Rinnale der Gegend um Gramastetten Eisenoxyd in reichlichem Ausmaße. Der Steinbruch beim Kalvarienberge von Gramastetten gleicht einer Sammelstelle von Alteisen, da allenthalben rostige, scharfkantige und zackige Gesteinstrümmer herumliegen, die sich erst beim Anschlagen als Cordieritgneis erweisen. An der Westwand dieses Steinbruches sind Ruschelzonen (Str. N 20° W, saiger) und Rutschharnische (Str. N 60° O, Südf. 60°) zu messen. An der Nordwand überwiegen dagegen offene Klüfte mit einem Streichen von N 45° O, steilstehend. Sie sind mit Rostausscheidungen und einem sich fettig anfühlenden kaolinisierten Zerreibsel erfüllt. Scherlinge, in Grus und Gesteinsmehl eingebettet, stehen miteinander in lockerem, offenem Verbands. In der Staubgasse und bei der Eisenmühle, beide Örtlichkeiten im Rodeltale, sind die gleichen Erscheinungen zu beobachten. Ebenso trifft man stets auf ein Kluftsystem, dessen eine offene Kluftchar immer steilstehend NW—SW streicht, dabei ein gleichfalls steilstehendes Kluftsystem, das NO—SW streicht, durchkreuzend.

Die Gesteinszüge der Quetschzone, in der das Rodeltal angelegt ist, streichen steilstehend in der Richtung NO—SW; sie bauen sich aus den Myloniten der randlichen Granitite, Perlignoise, Cordieritgneise und Schiefergneise auf. Ferner aus diaphthoritischen Bildungen derselben und aus Gesteinen, deren Grad der Verarbeitung dem der Pfahlschiefer gleicht.

Pfahlschiefer der Rodellinie.

Diese Gesteine treten in Form kleiner, langgestreckter Linsen auf, die nie lange aushalten. Pfahlschiefer finden sich am Fuße des Edtberges und auf dem gegenüberliegenden Höhenrücken (Edtmaier), und wie die Ortsstraßen erkennen lassen, ist auch die Ortschaft Gramastetten darauf erbaut.

Äußerlich sind es dichte Gesteine, die entweder blaugrau, wie bei Edtberg oder dunkelgrün wie in Gramastetten oder auch braun, wie beim Bauernhofe Edtmaier gefärbt sein können.

Im Schlicke zeigen sie alle ein eintöniges Bild von ultramylonitischer Ausbildung und Zerstörung.

Streifige Ausbildung der bis ins feinste zerriebenen und unkenntlich gemachten Gemengteile, hie und da ist wohl noch ein Biotitbröselchen zu erkennen. Sonst aber hat es den Anschein, als ob gerade der dunkle Glimmer vollständig verschwunden wäre. Von keinem dieser Schiefer läßt sich auch nur annähernd das Ursprungsgestein bestimmen.

Anzeichen einer beginnenden Kristalloblastese sind nicht einmal angedeutet.

Granititmylonite.

Diese Mylonite entstammen den Rändern der die Rodeltallinie begleitenden Granititmassen, die eben in die Störungszone einbezogen worden sind.

Unter diesen Myloniten lassen sich sowohl undeutlich geschieferte, dann hornfelsartig dicht aussehende Typen unterscheiden, als auch solche, die geschiefert sind, und Typen, die Augentextur zeigen. Bei der mikroskopischen Untersuchung hat sich gezeigt, daß für das Aussehen der Mylonite mehr der Grad der Verarbeitung, als die Korngröße des Ausgangsgesteines ausschlaggebend ist.

So verliert ein Granititmylonit bei der Annäherung an die Zone der intensivsten Gesteinszerstörung seine Feldspatäugen, die vorher noch aussetzenden Gleitflächen ziehen nun parallel durch das ganze Gestein. Im umgekehrten Falle, dem weniger beanspruchten Granitit zu, werden aus den undeutlich verschwommenen Augen, die in flaserige Biotite eingehüllt sind, kristallographisch begrenzte Feldspate, die zerbrochen und deren Bruchstücke gegeneinander verschoben wurden. Auch der Biotit ist regelloser im Gestein verteilt, er zeigt, daß er nicht besonders stark unter Pressung gestanden war.

Der mechanischen Beanspruchung, das heißt dem Grade der Verarbeitung nach, wie sie im Dünnschliff erkannt wird, lassen sich die Mylonite einteilen in (Vergl. P. Termier, R. Staub, P. Quensel, H. V. Graber, 1927):

- A. Pfahlschiefer (ultramylonitisch).
- B. Mylonite mit vorherrschender Paralleltextrur, feinkörnig.
- C. Mylonite mit vorherrschender Augentextrur.
- D. Mylonite mit schwächerer Mörtelstruktur und durchziehenden mylonitischen Zonen.

Zu den Myloniten, die mit der Feinkörnigkeit vorherrschende parallele Anordnung der Gemengteile verbinden, gehört der **Granititmylonit von der Eisenmühle bei Gramastetten.**

Dieser Mylonit, in der Quetschzone auf kurze Strecken abgeschlossen, ist stengelig schiefbrig entwickelt, und geht unter Zurücktreten des Biotits in einen Pfahlschiefer über.

Im Schlicke:

Quarz und Feldspat sind zermörtelt, beide nur in kleinen Körnern.

An einem Perthite konnte die durch Albitspindeln verdeutlichte Murchisonitspaltung // (201) beobachtet werden. Schüppchenmuskowit tritt im Feldspat reichlich auf.

Biotit ist stark zerstossen, Chloritneubildung.

Struktur ist klastisch-schieferig.

Typus C. Granititmylonit vom Edtberg.

Das Gestein hat verschieden große Feldspat-Augen und Feldspatknötchen, die im Hauptbruche die dünnen Biotitschichten durchstoßen.

Quarz, in Pflasterstruktur, ist von Biotit umflossen.

Schmalen linsenförmigen Quarzlagen fehlt undulöse Auslöschung. Quarz dürfte sich umkristallisiert haben.

Überaus feinkörnige Quarz-Feldspatlagen durchziehen den Schliff in breiten Strömen.

Mikroclin und Mikroperthit, teilweise kristallographisch umgrenzt, bilden stark hergenommene Augen. Zerbrechung, Auflösung des Randes in Trümmer, Abscherung einzelner Partikelchen, umflossen durch Biotitgespinste.

Porphyroklasten von Oligoklas-Andesin mit gebogenen undeutlichen Lamellen, zeigen Trübung und Serizitierung. Klüfte und Suturlinien.

Im Schatten der Feldspat-Augen häufen sich die Zerreibungsprodukte, langgeschwänzte Gebilde formend.

Biotit ist größtenteils zerrieben und meist zu spindelförmigen Gespinsten umgewandelt.

Mit der Annäherung an die Quetschzone strecken sich die Augen dieses Mylonites, sie verschwimmen zu Quarz-Feldspat-

aggregaten, die parallel das Gestein durchziehen. Der Mylonit-
typus C. wird zum Typus B.

Ein Granititmylonit, von der Straße nach Walding stammend,
ist sehr wenig beeinflusst. Er gehört dem Mylonittypus D. an.
Er ist wellig geschiefert, mit durchziehenden Gleitflächen.
Die Granitstruktur ist noch ziemlich kenntlich.

Mineralbestand der eines Granitites. Schliffbild wechselnd.

Größere Körner liegen in mylonitisierten Zonen von gleich
mittelkörnigem Material. Ströme von feinkörnigem Zer-
reibsel, mit zerstoßenem Biotit an den Rändern, legen
sich dazwischen.

Quarz ist zermörtelt und verzahnt; er zeigt Felderteilung
und löscht undulös aus. Hie und da ist der Quarz
ausgeschmiert.

Der rissige Feldspat löscht gleichfalls undulös aus.

Neben gut erhaltenen Körnern kommen auch zerbrochene
vor. Die Risse werden durch Quarz und Zerreibungs-
masse aus Quarz-Feldspatgemenge ausgefüllt.

Neben tafelig ausgebildeten Biotitleisten findet sich auch
zerstoßener Biotit.

Da auch die Perlgneise in die Quetschzone einbezogen wurden,
finden sich auch Perlgneismylonite. Abgesehen von dem ihnen
eigentümlichen Mineralbestand bilden sie die gleichen Mylonit-
formen wie der Granitit. Doch leisten die runden Feldspat-
perlen der Zerstörung sehr lange Widerstand.

Am südöstlichen Rande der Quetschzone treten unvermittelt,
aber mit dem gleichen Fallen und Streichen der Gesteinszüge
der Störungslinie diaphthoritische Bildungen auf.

Bei den Häusern von Edt, kurz nach der Abzweigung der
Eidenbergerstraße, mündet ein Bächlein, von ONO kommend,
in die Rodel. Zu den Pfahlschiefern und Myloniten der Rodel-
linie, das heißt zu Gesteinen gleicher Entstehung, nur verschie-
dener Ausbildung und Beanspruchung, tritt als neues Glied
Cordieritgneis in diaphthoritischer Ausbildung.

Zu gleicher Zeit verbreitert sich die Quetschzone, die bei Gra-
mastetten eine Breite von 250 m besitzt, auf 500 m, um bei
Hofer 800 m breit zu werden.

Diaphthorite nach Cordieritgneisen.

Am angegebenen Fundorte stehen Felsen eines Gesteines an, dessen äußerer Habitus mit dem der diaphthoritischen Gesteine der Boskowitzter Furche bei Neßlowitz übereinstimmt. (F. E. Sueß: Die moravischen Fenster. Denkschr., 88. B.)

Das Gestein ist mißfarbig bleigrau, besitzt gebuckelten Hauptbruch, dem stark verschmierte Granatknötchen aufsitzen. Chlorit ist makroskopisch nicht zu sehen, wie überhaupt erst im Dünnschliff der diaphthoritische Charakter des Gesteins deutlich zu ersehen ist. Im Querbruche zeigen sich Quarz-Feldspat-Augen, von Serizit umflossen, diese Glimmerzüge sind gestaucht und fein gefältelt. Ein anderes Handstück wieder hat striemigen Hauptbruch und enggescharte Gleitflächen, mit unebener schmieriger Beschaffenheit. Häufig sind limonitische Streifen.

Bei gleichbleibendem äußeren Habitus erweisen sich die Diaphthorite im Dünnschliff als sehr verschieden, insbesondere ist der Grad der Mylonitisierung und Diaphthorese, durch die der alte Mineralbestand fast vollständig vernichtet werden kann, ein stark wechselnder. Dies geht so weit, daß zwei Handstücke, vom gleichen Aufschluß stammend, im Dünnschliffe verschieden aussehen.

Aber immer ist deutlich zu erkennen, daß sich die typomorphen Bestandteile einer höheren Umwandlungsstufe auf Kosten der Minerale der tiefsten Temperaturzone gebildet haben.

Im Schliche zeigt der Quarz alle Grade der Zertrümmerung, eine Ausnahme macht sekundärer Quarz, wohl auf Kosten des zersetzten Cordierites entstanden, der nur schwach undulös auslöscht und mitunter bedeutende Korngröße besitzt.

Die Plagioklase, deren Bestimmung bei dem schlechten Erhaltungszustande nicht möglich ist, sind zertrümmert, größere Körner sind gewälzt, alle reichlich mit Muskowit-neubildungen besetzt.

Häufig sind geschwänzte Formen der Plagioklase mit langen Trümmerhöfen.

Granat ist stark deformiert, zerbrochen und zerrieben. Die wenigen Reste in ein Maschenwerk von Chlorit eingehüllt. Auch nicht zerstörte Granaten sind von einem engmaschigen Chloritnetz erfüllt. Mitunter bersten sie und große Wolken von Chlorit dringen aus dem Inneren

heraus, Reste von Granat sind auseinandergezerrt und gewälzt worden. Chlorit dringt nicht immer von den Rissen aus in das Innere der Granaten, man sieht auch Chloritneubildungen von innen nach außen dringen. Öfter auch vollständige Verdrängung durch Chlorit. Granat und seine Reste sind von Einschlüssen, Quarz, Biotit und Erz durchsiebt.

Ein breiter durcherzter Muskowitsaum mit neugebildeten Muskowitporphyroblasten umzieht die veränderten Granaten.

Ströme wirt gestellter Muskowitblättchen queren den Schriff. Anhäufungen von Muskowit mit pleochroitischen Flecken, stellen sich als Pseudomorphosen nach Cordierit dar. In den Anhäufungen überwiegen mehr die kleinen, blättrig ausgebildeten Muskowite.

Farblose isotrope Substanzen treten auf.

Biotit ist nur in einzelnen Resten im Innern des Chlorites erhalten geblieben, diese Chlorite sind dann gesprengelt.

Zirkon und Apatit sind vollkommen unversehrt.

Es lassen sich zwei Typen dieser diaphthoritischen Cordieritgneise aufstellen:

1. Cordieritgneisdiaphthorite mit Resten von Feldspat.
2. Cordieritgneisdiaphthorite mit gänzlich umgewandeltem Feldspat.

Phyllitartige Diaphthorite.

Am Beginne des Weges zum Kirchschlager Sattel treten in den Diaphthoritzug neue Elemente ein.

Diaphthorite, deren Strukturbild zeigt, daß im Ursprungsgestein eine Ungleichheit der Korngröße bestanden haben muß, deren Plagioklas wohl Trübung und Serizitisierung zeigen, mechanisch aber weniger beeinflusst sind, eine dicke Glimmerhülle scheint ihnen das Überstehen der Durchbewegung erleichtert zu haben.

Der sonstige Mineralbestand: Quarz, Biotit, Chlorit, Muskowit, Apatit, Erz und Zirkon, die nematoblastische, mörtelige Struktur machen die Annahme wahrscheinlich, daß ein Teil dieser Bildungen von umgewandelten glimmerreichen Injektions-

oder Perlgneisen stammt. Auch Graber beschreibt solche Phyllonite (1927, 1928).

Im Handstücke sehen alle Diaphthorite dieser Zone gleich aus. Dem Dünnschliffbilde nach aber setzen diaphthoritische Cordieritgneise und ebensolche injizierte Schiefergneise diesen Diaphthoritzug zusammen.

Die phyllitisierten Cordieritgneise gleichen im Dünnschliffe den schon früher beschriebenen Cordieritgneisdiaphthoriten. Bei den Injektionsgneisen hingegen zeigt sich, daß die injizierten Lagen der Diaphthoritisierung mehr Widerstand geleistet haben.

In einem solchen Gneise fand sich ein stark von Rissen zersetzter Turmalin optisch einachsigt —, ε gelbbraun, ω rötlichbraun, Pleochroismus $\omega > \varepsilon$.

In einer Breite von 30 m zieht der Diaphthoritzug in NO-Richtung entlang des Edtmairbaches, auf 1500 m gut aufgeschlossen, verschwindet aber dann, von mächtigem Verwitterungslehm überdeckt, unter der Anhöhe, auf der der Edtmairhof steht.

Lesesteine aber geben die Richtung des Zuges an, der sich dann, in der Obergang wieder auftauchend, auf 200 m verbreitert und bis Zwettl streicht.

Die starke Serizitisierung bringt es mit sich, daß die Diaphthorite sich fett anfühlen.

In den serizitisch und chloritisch ausgeschmierten Zonen finden sich bei genauerer Untersuchung Nester von Talkschiefern. Wie die Glühprobe ergab, handelt es sich tatsächlich um Talk.

Entlang der Straße vom Edtmair zur Schulzmühle und von dort nach Zwettl lassen sich alle Übergänge vom Diaphthorit bis zum Talkschiefer, teils aus Aufschlüssen, teils an Lesesteinen sammeln.

Bei Zwettl wurde im Jahre 1924 am Kalvarienberge ein Lager dieser Art als Speckstein abgebaut. Trotz glänzender Gutachten war das gewonnene Material wegen der zahlreichen Sandkörner im Mahlprodukt kaum verwendbar.

Für die Entstehungsweise dieses Talkes gibt es keine andere Erklärung, als wie die, daß in dieser Verwerfungszone das Mg-Silikat aus dem Cordieritgneis herausgelöst worden ist. Eine ganz eigene Entstehungsweise des Specksteins (im Volksmunde Tabstein genannt).

Den Diaphthoritzug begleiten an der breitesten Stelle der Quetschzone stark mylonitische, feinkörnige Plagioklasgneise von violettbrauner Farbe. Wie alle Gesteinszüge der Rodeltallinie sind auch sie steilstehend in NO-Richtung umgeschiefert worden. Aus diesen Plagioklasgneisen bauen sich die Höhenzüge auf, deren morphologisches Streichen mit dem Streichen der Quetschzone übereinstimmt. Diesen Gneisen, die eine vormylonitische Faltung erkennen lassen und vor der Mylonitisierung aplitisch injiziert wurden, ist eine neue Schieferung aufgeprägt worden.

Im extremsten Falle können diese Gneise derart umgewandelt sein, daß das Endergebnis einem dichten tonigen Schiefer gleicht, der eine mattgraue bis mattviolette Farbe besitzt, zart gefleckt ist, von schräg verlaufenden und parallelen Klüften durchzogen, sich plattig absondert.

Unter dem Mikroskope ist ein gänzlich undefinierbarer Staub wahrzunehmen. Sie ähneln in vielem den nordischen Ultramykoniten.

Auch dieses Gestein muß als Zermahlungsprodukt der Quetschzone angesehen werden.

Die Mächtigkeit dieser steil in die Quetschzonen einfallenden Schiefer beträgt 30 bis 50 m, sie lassen sich auf eine Entfernung von nicht ganz 1.5 km verfolgen.

Das Ausgangsgestein, der Plagioklasgneis, zeigt folgende Zusammensetzung:

Quarz, Oligoklas, Biotit, Muskowit, Chlorit, Titanit, Zirkon. Reliktische Porphyroblasten von Albit-Oligoklas, an einem wurde inverse Zonenstruktur festgestellt, Kern Albit, Rand Oligoklas, Trümmerquarz und größere Muskowite schwimmen in einem Grundgewebe, das vom feinkörnigen Quarz, Plagioklas und Biotit gebildet ist.

Mörtelquarz hat keine oder nur schwache undulöse Auslöschung, die aber jüngeren Datums sein dürfte, Biotit, der nach der ersten Durchbewegung überall verstreut wurde, hat bei der jüngeren Durchbewegung als Schmiermittel Dienste geleistet, statt Zerbrechungen wurden Gleitflächen geschaffen, in den glimmerarmen, injizierten Adern sind dagegen nur Trümmerzonen.

Kataklasstruktur, Relikte älterer Strukturen.

Ein in die Plagioklasgneiszone eingeschalteter Aplit zeigt sich ebenfalls stark mylonitisch.

Das reinweiße Gestein ist von zahlreichen Gleitflächen durchzogen. Mit freiem Auge sind Quarz, Feldspat und nadelstichgroßer Granat erkennbar. Muskowit auf den Gleitflächen ist serizitisch ausgebildet.

Im Schlicke bilden Quarz, beide Feldspate und Granat Inseln, um die feinkörnige Ströme von Zerreibsel fließen, an den Rändern hat sich Muskowit angesiedelt. Reichlich Mikroclin, durch Scherzonen in ein Hautwerk zerlegt und spärlicher Albitoligoklas nehmen den Hauptteil des Schlickes ein.

Granat ist licht, optisch anomal. Manche Körner sind vollständig frisch, aber an vielen hängen kleine Chlorit-säckchen und einem geöffneten Granaten entquillt Muskowit. Anzeichen beginnender Diaphthorese.

Chlorit und ein Teil des Muskowits ist sekundärer Entstehung.

Struktur körnig, mit Quetschzonen.

Bei Zwettl führt der Diaphthoritzug Einlagerungen von Quarzit und Sillimanitquarzit. Insbesondere in der Nähe der Zwettler Kapelle und entlang der Straße Langenzwettl-Dietrichschlag. Als hartes Gestein formen die Quarzite lange Felsplatten, die aus dem Straßenkörper ragen und dadurch den Verkehr hindern.

Quarzit.

Ein dichtes, blaugrau glänzendes Gestein, spärlich Muskowit führend.

Zahlreiche kataklastische Zonen durchziehen im Schlicke den Quarzit.

Quarz ist gestreckt, stark zertrümmert, oft verzahnt und sehr häufig parkettiert. Undulöse Auslöschung.

Spärlich ist stark getrübler Plagioklas.

Zirkon, Apatit und reichlich Graphit findet sich in Gestalt eiförmiger kompakter Gebilde und als Staub.

Das Ausgangsgestein dürfte ein Sandstein mit nicht rein kieseligem Bindemittel gewesen sein.

Sillimanitquarzit.

Der Sillimanitquarzit findet sich in Lagen und Linsen als Bestandteil der diaphthoritischen Cordieritgneise.

Im Schlicke:

Quarz, Biotit, Muskowit-Pseudomorphosen nach Cordierit, Granat, Sillimanit, Chlorit, Roteisenerz und Apatit.

Quarz ohne eigene Form ist etwas kataklastisch.

Muskowit in der büschelförmigen Anordnung (Cordieritpseudomorphosen) unterscheidet sich durch niedrigere Licht- und höhere Doppelbrechung von dem ähnlichen Sillimanit.

Die Cordieritpseudomorphosen haben die so charakteristischen gelben pleochroitischen Flecke.

Farbloser, stark lichtbrechender Granat ist von einem Chloritmaschenwerk ohne Einschluß durchzogen.

Sillimanit in Nadeln und Büscheln.

In den Pseudomorphosen reichliche Erzausscheidung.

Amphibolite in der Quetschzone.

Bei Gramastetten und gegen den Südostrand der Quetschzone, gegen den Abfall des Lichtenberges zu, sind ihr stark zerklüftete Linsen eines epidotführenden Gabbro-Amphibolites eingeschaltet, ebenso ist dort ein quarzhaltiger veränderter Diorit aufgeschlossen, der dem des Haseigrabens gleicht. Der epidotführende Gabbro-Amphibolit ist auf der Straße Gramastetten-Untergang in mehreren leicht linsenförmig gestreckten Lagen anstehend, und da er als härteres Gestein über die Umgebung ragt, so bilden diese Amphibolitvorkommen Höhenpunkte, wie dies gut an der Straße zu sehen ist, die sich zwischen den Aufschlüssen senkt, zu diesen aber wieder emporsteigt.

Das Gestein hat streifigen Wechsel von weißen Quarz-Feldspatlagen und lichtgrünen matten Hornblendebändern. Am Hauptbruche findet sich nur Hornblende.

Im Schlicke erkennt man Hornblende, Uralit, Plagioklas, Quarz, Epidot, Titanit und Apatit.

Die schilfig ausgebildete Hornblende ist eine Pseudomorphose nach Augit. Pleochroismus // α lichtgrün, // β gelbgrün, // γ dunkelgrün. Einige Körner haben noch die alte Augitpaltung. Die reliktsichen Plagioklase sind basisch und stark saussuritisiert.

Der Plagioklas dürfte die Zusammensetzung Andesin bis Labrador-Bytownit haben.

Zerklüfteter Titanit ist durch Epidot ausgefüllt.

Breite Quarzlagen durchziehen die erwähnten Mineralaggregate. Das Korn ist granoblastisch ausgebildet. Der Quarz ist als Neubildung bei der Umwandlung des Pyroxens in Uralit entstanden.

Struktur der hornblendereichen Stellen: nematoblastisch, die der Quarzlagen granoblastisch.

Da Reste des Ausgangsgesteines nicht beobachtbar sind und in dem benachbarten Granitit keine Amphibolite gefunden wurden, ist es nicht gewiß, ob das Ursprungsgestein ein Gabbro oder ein Pyroxen-Amphibolit gewesen ist. Ähnliche Quetschprodukte fand H. V. Graber (1927 und 1930) bei Schlögen neben unversehrten Gabbro und Amphiboliten.

Ersichtlich ist aber, daß durch die mechanische Beanspruchung, die in geringerer Tiefe erfolgte, die Epidotisierung und Amphibolitisierung des Gesteins erfolgte.

Einzelne Teile der Linsen dieses Amphibolites sind abgeschert worden und bilden verschwommen begrenzte Lagen im Schiefergneismylonit.

Die Ergebnisse der Studien in der Quetschzone des Rodeltales werden in der später folgenden Zusammenfassung aller drei Quetschzonen verwertet.

C. Die Fortsetzung der Pfahllinie in Oberösterreich.

Nach C. v. Gümbel hört bei Klafferstraß an der bayrisch-oberösterreichischen Grenze der Pfahl auf. Damit meint er wohl, daß der Pfahlquarz aufhört, ebenso wie die basischen Begleiter, die sich nach einer Äußerung von Cloos an die Pfahllinie heften sollen.

Die Fortsetzung der Pfahllinie aber geht, wie H. V. Graber schon 1902 gezeigt hat, mit ihrem nordwest-südöstlichen Verlaufe noch weit nach Oberösterreich herein. Die Fortsetzung folgt einer Linie, die entlang des Mühltales von der bayrischen Grenze an bis Haslach zieht, der Helfenberger Mühl und den Kitzmühlgraben entlang streicht, den Rechberger Sattel und die kleine Rodel benützt, dann die Quetschzone des Rodeltales quert und durch die „untere Geng“ über den Kirchschrager Sattel zum Haselgraben reicht und dort ihr Ende findet.

Jenseits des Haselgrabens, im Osten, hat sie keinerlei Fortsetzung mehr.

Bei Ulrichsberg und Aigen im oberen Mühltales (nicht mehr im Aufnahmegebiet) stehen Augengneise mit mächtigen Biotitflätern an, wie solche schon H. V. Graber (Geomorph. Studien aus dem oberösterr. Mühlviertel) beschrieben hat. Nach Südosten zu treten jedoch an Stelle dieser Gneisbildungen Mylonite des grobkörnigen Hauptgranites und pfahlschieferähnliche Gesteine, wie solche auch schon bei der Rodeltallinie besprochen wurden. (H. V. Graber a. a. O., pag. 6/7, Verh. geol. R. A., 1927.)

Augengneis und Schiefer der oberösterreichischen Pfahllinie gleichen den von J. Lehmann in „Untersuchungen über die Entstehung alkristalliner Schiefergesteine beschriebenen und abgebildeten Begleitern des Pfahls. So sieht das mikroskopische Bild eines oberösterreichischen Pfahlschiefers dem Bilde 5 auf Tafel XXVI des angeführten Werkes sehr ähnlich.

Die Mylonitbildungen der Pfahllinie treten nach Osten zu immer mehr zurück und noch vor der Querung der Rodeltallinie werden sie durch geflaserte Granitite ersetzt.

Wir sehen die Pfahllinie im Osten weniger deutlich ausgeprägt als im Westen.

Weitab von der Pfahllinie treten kleine örtlich begrenzte Mylonitzonen auf, wie solche L. Kölbl vom Stollen des Partensteinwerkes beschrieben hat. (Geol. Unters. d. Wasserkraftst. Jb. Geol. B. A., 1925.)

Eine unvermittelt auftretende mylonitische Zone, 30 m lang und 5 m breit, findet sich auch am Pfennigberg, am Wege nach Reichenbach. Der dort anstehende grobkörnige Granitit geht in ein grünbraunes dichtes, überaus stark zerklüftetes Gestein über, dessen Klüftflächen mit Eisenoxydausscheidungen überzogen sind.

Im Schlicke ausgeprägte Mylonitstruktur. Vom Mineralbestand nur Quarz und Feldspat erkennbar. Ersterer durch Sammelkristallisation vergrößert. Feldspat entlang von Klüften verworfen.

Solche kleinere Quetschzonen finden sich auch im Perlgneis am Pöstlingberg, dann im Cordieritgneis bei Puchenau und Amberg.

Sie alle verlaufen mit norwestlichen Streichen, liegen aber nicht in der Fortsetzung der Pfahllinie, sondern bis zu 10 km abseits von ihr (Steyregg). Die angeführten Örtlichkeiten, Par-

tenstein, Pöstlingberg, Puchenau und Steyregg liegen im Süden der Pfahllinie, im Norden derselben konnten bisher noch keine Quetschzonen gefunden werden, obwohl auch dieses Gebiet, außerhalb des eigentlichen Aufnahmegebietes liegend, abgegangen wurde.

Das die Pfahllinie begleitende Kluftsystem setzt sich noch weit über die Erstreckung dieser Störungslinie fort und durchschneidet weithin die Gneise und Granite.

So konnte J. Stiny in den Mauthausener Steinbrüchen (Kluftmessungen in den Poschacher Steinbrüchen bei Mauthausen Jb. 1926) drei Scharen von Klüften messen, und zwar:

N—S streichende (Haselgrabenlinie),

NO—SW streichende (Rodeltallinie),

NW—SO streichende (Pfahllinie).

Die weite Erstreckung des die Pfahllinie begleitenden Kluftsystems ist ein Beleg dafür, daß die Spannung, die den Pfahl erzeugt hat, regional die ganze granitdurchtränkte Scholle ergriffen hat.

Von Amberg in Bayern bis zur österreichischen Grenze bei Schwarzenberg erstreckt sich mit schnurgeradem Verlaufe 200 km die mächtige Quarzmasse des Pfahles, begleitet von Augengneisen und Pfahlschiefern, für die schon 1884 J. Lehmann den Beweis erbracht hat, daß diese Gesteine als Quetschprodukte geringer Tiefen entstanden sind. Die Bildung des Pfahlquarzes erklärt A. Köhler durch Umwandlung des Kalifeldspats in Quarz und Muskowit.

Auf österreichischem Boden fehlt die Pfahlquarzbildung, aber bis Haslach begleiten noch pfahlschieferähnliche Quetschprodukte die Pfahllinie und noch über Haslach hinaus ist diese durch die Kataklyse und Klüftung des Granitites gekennzeichnet.

Zusammenfassung der drei Quetschzonen.

Alle drei Störungen, die Haselgrabenlinie, die Rodeltallinie und die Pfahllinie, sind der Zeitenfolge nach zu ordnen.

Zwischen dem Gehöft Heuböck und der Ortschaft Berndorf quert die Pfahlfortsetzung, allerdings nur mehr morphologisch kenntlich die Rodeltallinie, diese stark zerklüftend. NW—SO gerichtete Klüfte treten zwar im ganzen Verlaufe der Rodellinie auf, an der Kreuzungsstelle jedoch häufen sie sich stark.

Für die Altersbestimmung der zwei Quetschzonen ergibt sich folgendes: Die Druckklüfte mit dem Streichen der Pfahllinie queren im rechten Winkel die Rodellinie, nie aber Klüfte dieser außerhalb der Kreuzungsstelle die Pfahllinie.

Die Rodellinie ist die ältere Störungszone, die wie die Rutschstriemen beurkunden, eine NO-Bewegung gemacht hat, und von der daher jüngeren Pfahllinie durchquert wird.

Eine weitere Bestätigung dieser Annahme finden wir am Fuße des Kegelpufes, wo nordöstlich verlaufende Klüfte um mehrere Dezimeter entlang NW streichender verworfen sind. Auch am Kirchschlager Sattel ist eine derartige Verwerfung von Klüften zu beobachten.

Fassen wir die Ergebnisse zusammen, so ergibt sich, daß

1. die Gesteine der Rodellinie nach NW—SO geklüftet sind,
2. die Pfahllinie keinerlei Klüftung außerhalb der Rodellinie erhalten hat,
3. Klüfte der Rodellinie entlang der Pfahlklüftung verworfen sind.

Die Rodellinie muß die ältere Quetschzone sein.

Nordöstlich der Ruine Lobenstein findet sich im Rodeltale ein Rutschharnisch von etwa 10 m² Flächeninhalt. Er ist ein Streifenharnisch, im geflaserten Granit angelegt. Die Streckung der Minerale streicht N 45 O und fällt gegen Südost mit 80°.

Auch die Rutschstreifen des Harnisches streichen nach N 45 O und neigen sich unter einem Winkel von 15° nach abwärts. Das Ganze aber steht steil.

Die Striemenrichtung dieses Harnisches stimmt mit dem der anderen Harnische des Rodeltales überein, anzeigend, daß die Bewegung in der Rodellinie in einer NO-Richtung unter leichtem Fallen steilstehend vor sich gegangen ist.

Bei Lobenstein nähert sich die Rodeltallinie dem Haselgraben, durch N—O-Klüfte wird die Harnischfläche gebrochen.

Von 18 aufgefundenen Harnischen der Rodellinie sind nur zwei glatt, alle anderen gestriemt. Drehbewegungen an keinem Harnisch zu beobachten. Die Striemen sind tiefe (1—6 cm) Furchen, hie und da wellig, aber parallel verlaufend entwickelt.

Das Verhältnis zum Haselgraben.

Örtliche Beobachtungen über das Altersverhältnis zwischen der Pfahllinie und dem Rodeltale einerseits und dem Haselgraben können nicht vorgenommen werden. Immerhin ist aber eine Zeitstellung durch die Natur der Gesteine des Haselgrabens gegeben. Durch das Fehlen von zuordenbaren Muskowit- und Chloritbildungen in der Haselgrabenlinie ist diese vielleicht tiefer und somit auch älter als die beiden anderen, dazu kommt noch, daß in dem Haselgraben ein ungequetschter Kersantit das höhere Alter dokumentiert.

Die Fortsetzung der Rodeltallinie nach Böhmen hinein (Oberlauf der Maltzsch) muß einer späteren Bearbeitung vorbehalten bleiben. Denn immerhin muß sich eine Störung, deren Breite stellenweise 800 m beträgt, und die auf oberösterreichischem Boden in einer Länge von 15 km verfolgt werden konnte, sich noch weiter fortsetzen.

In der Rodeltallinie ist ziemlich mannigfaltiges Moldanubikum sehr steil eingezwängt worden, gegeneinander verschoben und viel stärker bewegt worden als in der Pfahllinie. Bei der Pfahlbildung sind zwei Phasen zu unterscheiden: Auftreten der Anzeichen der beginnenden Spannung und die Auslösung der großen Dislokation selbst.

Zusammenstellung der Eigenheiten der Quetschzonen.

Die Merkmale der nach dem Alter geordneten Quetschzonen sind folgende:

Haselgraben: Flaserung.

Kataklase, kein Muskowit,
ungequetschte basische Ganggesteine,

Rodellinie: Mylonite, Pfahlschiefer,

Diaphthorite mit Muskowit und Chlorit,
gequetschte basische Ganggesteine.

Pfahllinie: Pfahlschiefer,

Flaserung mit Kataklase,

Chlorit und Serizit,

keine basischen Ganggesteine.

Die Haselgrabenlinie führt keinen Muskowit, sie scheint die älteste Störungslinie zu sein. Bemerkenswert ist das Auf-

treten eines nicht gequetschten Kersantites. Jünger ist die Rodellinie. Ihre basischen Ganggesteine sind gequetscht. Diaphthoritisierung und Muskowitisierung hat ihre Gesteine ergriffen, von denen ein Teil Kristallisationsschieferung unter der Wirkung des Stresses zeigt. Dem seichten Verlaufe zufolge muß der oberösterreichische Teil der Pfahllinie als die jüngste Störungszone bezeichnet werden, damit stimmt auch die Feststellung ihrer jüngeren Entstehung, die im vorigen Abschnitt auf Grund der Durchquerung der Rodellinie erfolgt ist, überein.

Tektonische Betrachtung der Rodellinie.

F. E. Sueß hat zuerst die Entstehung gewisser Glimmerschiefer als tektonische Fazies durch Diaphthorose in bestimmter Tiefe erkannt. (Die moravischen Fenster. Denkschriften der Akad. d. Wiss., 1912, 88. Bd.)

Auch in der Rodellinie sind aus den Cordieritgneisen, aus Gesteinen der Katastufe durch rückschreitende Metamorphose glimmerschieferähnliche Diaphthorite geworden, ja an gewissen Stellen zeigt sich ein derartiger Grad des Rückschreitens, daß das Gestein als phyllitartiger Diaphthorit zu bezeichnen ist. Die tektonische Natur der Phyllonite ist ja bereits erkannt.

Beim Vergleiche der diaphthoritischen Glimmerschiefer der unmittelbaren Auflagerung über den moravischen Kuppeln mit den glimmerschieferähnlichen Cordieritgneisdiaphthoriten der Rodellinie ergeben sich manche überraschende Gleichheiten.

So gibt es auch in der Rodellinie Übergänge von den glimmerschieferähnlichen Diaphthoriten der Cordieritgneise zu den phyllitartigen Diaphthoriten derselben und auch die basischen Ganggesteine zeigen durch die Bildung von Epidot und Zoisit die Tendenz zur Entwicklung von Mineralien mit kleinerem Volumen.

So wie die moldanubischen Glimmerschiefer hat auch in der Rodellinie die Durchbewegung die Cordieritgneise zu den bleigrauen mißfärbigen serizitischen Diaphthoriten umgeformt. Rückschreitende Metamorphose hat auch bei ihnen auf Kosten der Minerale der tiefsten Tiefenstufe die typomorphen Minerale einer höheren Stufe geschaffen. Die neugebildeten Gesteine sind in der Richtung gegen die oberste Tiefenstufe unter Streß umgewandelt worden (Serizit, Chlorit, Talk). Eine eigentliche Kataklase ist nicht mehr vorhanden.

Trotz der unter starker Bewegung erzwungenen Umbildung sind aber die Cordieritgneisdiaphthorite nicht Mylonite, denn die Mineralzertrümmerung ist beinahe ganz durch Kristalloblastese (Deformationskristalloblastese nach Sander) aufgehoben. Schieferholde Minerale sind posttektonisch neugebildet worden.

Durch die Eröffnung neuer Wege bei der Durchbewegung ist infolge des starken Molekelaustausches größere molekulare Umlagerung eingetreten, wobei wahrscheinlich eine bestimmte Stoffmenge weggeführt worden ist. Das Endprodukt der Bewegungsmetamorphose muß daher eine andere chemische Zusammensetzung aufweisen als das Ausgangsgestein.

Die Umwandlung der magnesiareichen Cordieritgneisdiaphthorite unter Wegführung der Alkalien und der Tonerde (die Cordieritgneisdiaphthorite haben ja entweder vollständig zersetzten Feldspat oder es fehlt ihnen dieser überhaupt) in talkschieferähnliche Gesteine ist damit geklärt. Leider fehlt eine Analyse der beiden Gesteine.

Die Klufsysteme.

Abgesehen von der Klüftung, welche durch die Nähe der Oberfläche bedingt ist und daher verschiedenen Richtungen folgt, treten tiefe Klüfte mit großer Schärfe hervor, die mit den Quetschzonen streichen, und auf eine gesetzmäßige Verbindung der Klüfte mit denselben hinweisen. Dieses regelmäßige Klufsystem hat J. Stiny (Klufmessungen in den Poschachersteinbrüchen bei Mauthausen, Jahrb. 1926) nachgewiesen.

Im Granitit von Plesching tritt die Qu-Klüftung der Clooschen Bezeichnung deutlich hervor. Sie streicht N 45 W und fällt mit 80° nach West. Die Klufflächen sind mit einer rost-roten dünnen Haut überzogen.

Senkrecht dazu stehen die L-Klüfte mit NO-Streichen und Steilfallen. Dazu gesellen sich dann N—S streichende Klüfte, die diagonal den Quader schneiden.

Die Aplite kümmern sich um die heutige Anordnung dieser Klüfte nicht. Die Aplitgänge werden meist spitzwinkelig von den Klüften durchsetzt.

⁸⁾ Die gemessenen drei Klufscharen sind:
N—S streichende, sämtliche steil einfallend,
SW—NO streichende im Mittel 80.
SO—NW streichende.

Bei der starken Zerklüftung und den vielen Generationen der Aplite, die in dem Steinbruch das Gestein durchschwärmen, trifft wohl manchmal ein Aplitstreichen mit dem einer Klüft zusammen, aber Regel ist davon keine abzuleiten, da diese Fälle weitaus in der Minderzahl sind.

In einem Schlicke eines Perlgneises, der sonst keine kataklatischen Erscheinungen aufweist und einer kluffreichen Stelle (Urfahrwänd, Schiffmühle) entnommen wurde, findet sich Kataklaste. Im Cordieritgneis und dem ihm aufliegenden Schiefergneis bei Dürnberg schneidet ein Pegmatit unter spitzem Winkel die N—S-Klüfte und die N—W-Klüfte.

In jedem Gestein des Aufnahmegebietes finden sich drei Hauptklüftsysteme, begleitet von untergeordneten anderen Klüften mit wechselndem Streichen und Fallen.

Diese drei Hauptklüfte entsprechen den drei Quetschzonen des Aufnahmegebietes.

Die SW—NO streichenden Klüfte entsprechen der Rodeltal-linie, Fallen 60° SO — 70° NW.

die SO—NW streichenden Klüfte entsprechen der Pfahl-linie, Fallen bis 70° SW.

die N—S streichenden Klüfte entsprechen der Haselgraben-linie, steil stehend.

In den diaphthoritischen Gesteinen ist die Klüftung sehr un-dentlich ausgeprägt.

Klüfte, entlang welcher die lamprophyrischen Gesteine auf-gedrungen sind, lassen sich nicht mehr bestimmen, da diese in den Quetschzonen gelegen, durch die Pressung konkordant mit der Störungszone verlaufen und derzeit gleiche Klüftung, wie deren sonstige Gesteine aufweisen.

Eine Ausnahme macht der Kersantit des Haselgrabens, der nicht gequetscht ist und auch nicht zerklüftet worden ist.

Sonst aber sind Aplitgänge und Lamprophyre alle älter als die Klüftung.

Morphologisches.

Bis Gramastetten fließt die Rodel ruhig in einem breiten Tale mit schwachem Gefälle ohne jeden Gefällsbruch. Der Ober-lauf erweist sich als alt. (Bei Gramastetten fließt die Rodel in 500 m.) Anders aber nach Gramastetten. Das schluchtenartige Tal, die großen Gefällsbrüche, die Unausgeglichenheit, weisen auf ein jüngeres Alter hin.

F. E. Sueß hat (Zur Deutung der Vertikalbewegungen der Festl. und Meere. Geolog. Rundschau, 1920) darauf hingewiesen, daß in unseren Gegenden ungefähr um die 500 m-Höhe herum dieser auffällige Wechsel in der Talbildung auftritt. Er sagt, l. c. „Oberhalb der 500 m-Seehöhe, zwischen breiteren Erhebungen, bewegen sich die Quellbäche in flachen Talmulden vormiozäner Entstehung. Von hier abwärts sinken sie in die Engtäler hinab. Über der ausgleichenden Tertiärdecke sind die enggeschlungenen Mäander entstanden. Besonders dort wird der epigenetische Charakter der Täler klar ersichtlich, wo der Fluß nach vorübergehender freier Bewegung durch ein vortertiäres Tal oder durch eine ausgeräumte Tertiärbucht neuerdings im felsigen Engtale gefangen wird.“

Die Achse des alten Talbodens der Rodel senkt sich nach Nordosten, die Rodel fließt aber heute nach Südwesten, in entgegengesetzter Richtung, sich immer tiefer eingrabend. Sie scheint also früher nach Nordosten, in das Einzugsgebiet der Maltzsch und Moldau geflossen zu sein. Der Oberlauf der Maltzsch setzt sich ja heute noch in der Richtung der Rodeltallinie nach Nordosten fort.⁹⁾

Durch Abriegelung (Auswirkung der Pfahlstörung?) hat dann die Rodel ihr Tal umkehren müssen, wobei auch die Enthauptung des Haselbaches stattgefunden haben dürfte. Die Gewässer des Gebietes bilden ein epigenetisches Netz, das sich in Einzelheiten den Kluftsystemen und Quetschzonen anzuschmiegen bestrebt ist.

Im Haselgraben, wo nur geflasertes Gestein ansteht, wird das Flußbett mehr in die Tiefe verlegt. In den beiden anderen Quetschzonen, wo Mylonite und Diaphthorite anstehen, arbeitet der Fluß mehr in die Breite. Steile Wände in der Flaserzone, sanftgeneigte Hänge in den Mylonitonen.

Der tertiäre Südrand.

Am Südrande des Massivs bei Plesching, am Hagen (Pöstlingberg), am Freinberge und am Bauernberge und im Kürnberger Walde, liegen marine Sande des älteren Miozäns, darüber höhere Glieder der ersten Mediterranstufe. Bei Leonding ein graublauer, fossilieerer Schlier.

⁹⁾ Vergl. die neueren Angaben von H. Kinzl, Sitzungsbericht Heidelberger Akademie, 1931.

In den marinen Sanden von Plesching finden sich nach F. E. Sueß (Beobachtungen über den Schlier in Oberösterreich und Bayern. Ann. d. Hofmus., VI.): *Cassidaria* sp.

Pholadomya Puschii Goldf.

Panopaea cf. *Menardi* Desh.

Thracia faba Sandberg.

Cytherea cf. *Lamarcki*

Lucina sp.

Cardium cf. *edule* M. Hoern.

Venus umbonaria

Cardium sp.

Cardium cingulatum Goldf.

Clavagella bacillaris Desh.

Pecten sp.

Fusus sp.

Turritella cathedralis Brong.

Echinolampas.

Heute ist die Fundstätte, die sogenannte Pleschinger Austernbank, verschüttet.

Von den Sandgruben des Frein- und des Bauernberges (heute ebenfalls zugeschüttet) stammen Haifischzähne, *Halianassa*-Rippen und Reste von *Squalodonten*.

Am Kürnberg und bei Plesching ist das direkte Auflagern der Sande auf dem Grundgebirge zu beobachten.

Am Freinberge und am Pöstlingberg zeigt der Granitit und Perlgneis (H. V. Graber, 1902) Wirkungen der Brandung, abgerundete Buckel, Brandungskehlen, Strandplatten usw.

An der Straße Steyregg—Reichenbach sind Riesenkonglomerate von kugeligen Granitblöcken, deren Durchmesser oft über einen halben Meter groß ist. Diese Brandungsgerölle sind derart verwittert, daß sie mit einem Stocke oder mit der Hand glattgestrichen werden können. Grobkörniger Granitit, wie er nicht unweit davon ansteht, bildet diese Blöcke. Die Sande haben, wie dort und am Bauernberge zu erkennen ist, kleine Absenkungen erlitten.

Zusammenfassung und Schluß.

Im Aufnahmegebiete ist ein tiefer Teil des Moldanubikums erschlossen; angezeigt durch die grobkörnigen Kinzigite und Cordieritgneise, die durch Sammelkristallisation in den versunkenen Schollen entlang der tiefen Intrusionskerne von Granitit geschaffen wurden. Granitische Intrusionen haben die Vorherrschaft gewonnen.

Dieser granitdurchtränkten Masse ist durch Bewegungsvorgänge nach der Erstarrung eine Reihe von Störungslinien und Quetschzonen aufgeprägt worden.

Eine davon ist die N—S verlaufende Haselgrabenlinie mit Biotitfaserung und ohne Muskowitführung. Ein in ihr aufgedrungener Kersanit ist nicht gequetscht.

Sie ist die älteste Quetschzone des Gebietes.

Eine zweite ist die Rodeltallinie, die sich mit ihren diaphotischen Gesteinen SW—NO erstreckt. Auch für sie ist es unsicher, ob sie mit ähnlichen gleichlaufenden Störungszonen zu vergleichen ist. Trotzdem sie von ausgesprochenen Myloniten begleitet ist, muß sie für alt gelten, denn ihr folgen noch basische Gangintrusionen. Einem Formationsschema läßt auch sie sich nicht einordnen.

Die jüngste Störungszone ist die Pfahllinie, die wie das Ausstreichen des Pfahles gegen die Bucht von Bodenwöhr zeigt, jünger als das Mesozoikum ist.

Die Pfahllinie gehört dem großen nordwestlich gerichteten System an, das über ganz Mitteleuropa an der Zergliederung der variszischen Horste beteiligt ist (F. E. Sueß), und das von E. Sueß als die Karpinskyschen Linien bezeichnet worden ist.

Die den Quetschzonen im allgemeinen parallel laufenden Klüftsysteme zeigen weiter an, in welcher Weise durch den großzügigen Schub von NO die alterstarrten Granite und ihre metamorphen Schollen einheitlich und allgemein mechanisch beansprucht worden sind.

Herrn Prof. Dr. F. E. Sueß und Herrn Priv.-Doz. Dr. L. Waldmann gestatte ich mir, für das lebhafte Interesse an dieser Arbeit und für die vielartige Hilfe, ergebenst zu danken.

Literatur.

1. H. Cloos: Die Intrusionsfolge im Bayrischen Wald. Geol. Rundschau, 14/1923.

1^a. H. Cloos: Die Batholithen des Bayrischen Waldes und den Pfahlsch. Geol. Rundschau, 14/1923.

2. H. Cloos: Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge. Braunschweig, 1921.

2^a. H. Cloos: Die Plutone des Passauer Waldes. Monogr. Geol. Pal., Berlin, 1926.

3. H. Commenda: Materialien zur Geognosie von Oberösterreich. Linz, 1900. (Dort auch die ältere Literatur.)

4. A. Gareis: Über Pseudomorphosen nach Cordierit. Tsch. Min.-petr. Mitt., 1901.

5. H. V. Graber: Geomorphologische Studien aus dem oberösterreichischen Mühlviertel. Petermanns Geogr. Mitt., 1902.

5^a. H. V. Graber: Über die Plastizität granitischer Gesteine. Verh. d. Geol. R.-Anst., 1902.

6. H. V. Graber: Die Gesteine des oberösterreichischen Mühlviertels und der Cordierit von Linz. Tsch. Min.-petr. Mitt., 1902.

7. C. W. v. Gümbel: Geognostische Beschreibung des ostbayrischen Grenzgebirges, 1868.

8. C. W. v. Gümbel: Geologie von Bayern, 1888.

9. R. Handmann: Das Vorkommen von Cordierit und Cordieritgestein bei Linz, 1900.

10. K. Hinterlechner: Über Schollenbewegungen am südöstlichen Rande der böhmischen Masse. Verh. d. Geol. R.-A., 1914.

11. A. Köhler: Eine Bemerkung über Pfahlschiefer aus dem niederösterreichischen Waldviertel. Verh. d. Geol. B.-A., 1924.

12. L. Kölbl: Geol. Untersuchung der Wasserkraftstollen. Jb. G. B.-A., 1925.

13. J. Lehmann: Untersuchungen über die Entstehung altkristalliner Schiefergesteine. Bonn, 1884.

14. V. M. Lipold: Die kristallinischen Massengesteine in Ober- und Niederösterreich. Jb. G. R.-A., 1852.

15. E. Nowack: Studien am Südrand der böhmischen Masse. Verhandlungen Geol. B. A.

16. F. Reinhold: Pegmatit und Aplitadern im Liegenden des Gföhler Zentralgneises. Tscherm. Min.-petr. Mitt., 1910.

17. Stiny: Messungen in den Poschachersteinbrüchen bei Mauthausen. Jb. d. Geol. B.-A., 1926.

18. F. E. Sueß: Beobachtungen über den Schlier in Oberösterreich und Bayern. Ann. d. Nat. Hofm., VI., 1891.

19. F. E. Sueß: Bau und Bild der böhmischen Masse. Wien, 1903.

20. F. E. Sueß: Das Grundgebirge im Kartenblatte St. Pölten. Jb. d. Geol. R.-A., 1904.

21. F. E. Sueß: Zur Deutung der Vertikalbewegungen. Geol. Rundschau, 1920.

22. F. E. Sueß: Bericht über eine geologische Exkursion nach Hauzenberg. Sitz. B. Ak. W., Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, 1925.

23. F. E. Sueß: Die Beziehungen zwischen dem moravischen und dem moldanubischen Grundgebirge in dem Gebiete von Frain und Geras. Verh. d. Geol. R.-A., 1908.

24. F. E. Sueß: Die moravischen Fenster. Denkschr. d. A. d. Wissenschaften, Wien, math.-nat. Kl., 88. Bd., 1912.

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

26. A. Till: Über das Grundgebirge zwischen Passau und Engelhardtzell. Verh. d. Geol. R.-A., 1913.

27. E. Weinschenk: Geologisches aus dem bayrischen Walde. Sitzungsbericht Ak. d. W., München, 1889.

28. J. Stadler: Geologie der Umgebung von Passau. Geogn. Jahresh. 1925. (Mit reichem Literaturverzeichnis.)

29. H. V. Graber: Geographisch-Geologisches aus dem oberösterreichischen Donautal. Mitt. d. geogr. Gesellsch., Wien, 1903.

30. L. Waldmann: Zum geol. Bau d. mold. Grundgeb. Gmünd. Ak. Anz., Wien, 1925.

31. L. Waldmann: Umformung und Kristallisation in den moldanubischen Katagesteinen des nordwestlichen Waldviertels. Mitt. d. Geol. Ges., Wien, 1928.

32. H. V. Graber: Das Alter der hercynischen Brüche. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, 19/1926.

33. H. V. Graber: Der hercynische Donaubruch. (I. Bericht.) Verh. d. Geol. B.-Anst., 1927.

34. H. Kinzl: Durchbruchtäler am Südrand der Böhmisches Masse in Oberösterreich. Veröffentl. d. Instit. f. ostbayr. Heimatforsch., 1926.

35. H. V. Graber: Fortschritte der geologischen und petrographischen Untersuchungen am hercynischen Donaubruch. Sitzungsber. d. Wiener Ak., math.-nat. Kl., Abt. I, 137/1928.

36. H. V. Graber: Führer zur geologischen Exkursion ins Böhmisches Grundgebirge im Donautal, Umgebung von Linz. Mitt. d. Wiener Geol. Ges., 20/1928.

37. H. V. Graber: Bericht über die geologisch-petrographischen Untersuchungen im oberösterreichischen Grundgebirge, Nr. 2, 3, 4, 5. Anz. d. Wiener Ak., 1929—31.

38. H. V. Graber: Beiträge zur Geschichte der Talbildung im oberösterreichischen Grundgebirge. Verh. d. Geol. B.-A., 1929.

Inhalt.

Einleitung	Seite 35
Tiefengesteine (Unverletzte Typen)	> 36
Die Gesteine der metamorphen Schollen	> 41
Kontaktverhältnisse zwischen dem Granitit und den Gesteinen seines Daches	< 54
Die Quetschzonen	> 58
A. Der Haselgraben	> 58
B. Die Rodeitallinie	> 61
C. Die Fortsetzung der Pfahlinie in Oberösterreich	> 72
Zusammenfassung der drei Quetschzonen	> 74
Die Kluftsysteme	> 78
Morphologisches	> 79
Der tertiäre Südrand	> 80
Zusammenfassung und Schluß	> 81
Literatur	> 82

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Austrian Journal of Earth Sciences](#)

Jahr/Year: 1930

Band/Volume: [23](#)

Autor(en)/Author(s): Gruber Franz Hermann

Artikel/Article: [Geologische Untersuchungen im oberösterreichischen Mühlviertel. 35-84](#)