



Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt.

Schlußnummer.

Inhalt: Vorträge: Franz E. Suess: Die Beziehungen zwischen dem moldanubischen und dem moravischen Grundgebirge in dem Gebiete von Frain und Geras. — Literaturnotizen: O. Ampferer, F. v. Wolff. — Einsendungen für die Bibliothek. — Literaturverzeichnis für 1908. — Register.

NB. Die Autoren sind für den Inhalt ihrer Mitteilungen verantwortlich.

Vorträge.

Franz E. Suess. Die Beziehungen zwischen dem moldanubischen und dem moravischen Grundgebirge in dem Gebiete von Frain und Geras. (Vorläufiger Bericht über die geologische Aufnahme der Osthälfte des Kartenblattes Drosendorf, Zone 10, Kol. XIII.)

Der hier kurz besprochene Abschnitt des mährisch-niederösterreichischen Grundgebirges wird in der Mitte entzweigeteilt von der mährisch-niederösterreichischen Grenze und umfaßt die mährischen Gebiete von Gdossau, LISPITZ, FRATTING und FRAIN im Norden der Thaya und das niederösterreichische Gebiet von Drosendorf, WAPPOLTENREITH, HÖTZELSDORF, Geras und Weitersfeld im Süden dieses Flusses.

Über wenige Gebiete Österreichs dürften so spärliche Literaturangaben vorliegen wie über dieses. Nur ein einziger größerer Aufsatz kann hier genannt werden, es ist der Bericht über die von Lipold und Prinzing im Jahre 1851 ausgeführten Aufnahmen¹⁾. Damals wurde durch die genannten Geologen der größte Teil des kristallinen Gebietes von Nieder- und Oberösterreich, nördlich der Donau vom Manhartsberge bis Mauthausen, in einem Sommer bereist, und da auch die Spezialstudien Beckes²⁾ und anderer Forscher nicht in diese nördlichen Teile des Waldviertels ausgedehnt wurden, ist es erklärlich, daß alle Beobachtungen über die Abgrenzung verschiedener Gneisgebiete und die petrographische Beschaffenheit der Gesteine überhaupt vollkommen neu sind. Auf der alten Aufnahme ist nur die

¹⁾ M. V. Lipold, Die kristallinen Schiefer und Massengesteine in Nieder- und Oberösterreich, nördlich der Donau. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. III, 1852, Heft 3, pag. 35—54.

²⁾ F. Becke, Die kristallinen Schiefer des niederösterreichischen Waldviertels. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss., I. Abt., LXXXIV. Bd. 1881 und: Die Gneisformation des niederöstr. Waldviertels. Tschermaks Mineralogische Mitteilungen IV, 1862.

beiläufige Anordnung der dem Gneis eingelagerten Züge von Glimmerschiefer, Amphibolit und kristallinischem Kalk wiedergegeben.

Das Gebiet des Kartenblattes Drosendorf liegt abseits von den größeren Granitstöcken des mährisch-niederösterreichischen Grundgebirges, von dem größten, dem mittelböhmischen Stocke im Westen, dem Rastfelder Stocke im SW und dem Trebitscher Stocke im NO. Nur der weitausgedehnte flaserig-schiefrige Mantel des letzteren reicht noch über die NO-Ecke des Kartenblattes.

Im Südosten treten Granite anderer Art bis knapp an die SO-Ecke der Karte, jene des Stockes von Maissau und Eggenburg, welche der Brünner Intrusivmasse zuzurechnen sind. Nur ein kleines Vorkommen ähnlicher Granite befindet sich innerhalb der Karte, an der Straße von Riegersburg nach Heufurth.

Kristallinische Schiefer bilden somit fast ausschließlich den Untergrund; er wird nur wenig verhüllt durch Löß und Verwitterungslehm und zerstreute Flecken von tertiärem Sand und Schotter.

Die Gliederung des südlichen Grundgebirges der böhmischen Masse in ein weitausgedehntes moldanubisches Gebiet und in die auf die mährisch-niederösterreichischen Teile beschränkte und zweigeteilte moravische Zone habe ich bei anderen Gelegenheiten näher begründet¹⁾. Der ganze Westen des Grundgebirges bis an den Böhmerwald besteht aus mannigfachen Gneisen und Schiefen der tiefsten und mittleren Umwandlungsstufe²⁾. In der moravischen Zone dagegen herrschen Augengneise und Serizitgneise (Bittescher Gneis), phyllitartige Schiefer und graue glimmerige Epimarmore mit den Charakteren der höheren Umwandlungsstufen, vergleichbar den Zentralgneisen und den Gesteinen der Schieferhülle der Alpen.

Die Beschaffenheit und Ausdehnung der nördlichsten moravischen Gebiete zwischen Swojanow an der böhmisch-mährischen Grenze bis über Tischnowitz hinaus konnte zum Teil aus den neueren Arbeiten von Rosiwal und Tausch³⁾ erschlossen werden; die Grenzen der nördlichen Abteilung des moravischen Gebietes bei Groß Bittesch, Namiest und Oslawan habe ich selbst festgestellt.

Die Umgrenzung der südlichen Abteilung aber, von Mährisch-Kromau bis zum Manhartsberge in Niederösterreich, konnte ich seinerzeit nur durch einige Exkursionen bei Kromau, in der Umgebung von Znaim und im Waldviertel in groben Umrissen feststellen⁴⁾. Den Geologen der ersten Übersichtsaufnahme war begreiflicherweise der Unterschied zwischen den moravischen Gneisen und den Gneisen jenseits der Glimmerschieferzone vollständig entgangen. Auch die Neuaufnahme des Kartenblattes Znaim (Zone 10, Kol. XIV) bezeichnet

¹⁾ Der Bau des Gneisgebietes von Namiest und Groß-Bittesch in Mähren. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1897, pag. 505—532. Bau und Bild d. böhm. Masse, Wien 1903, pag. 29 ff.

²⁾ U. Grubenmann, Die kristallinen Schiefer, Berlin 1904.

³⁾ Rosiwal, Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1895, pag. 176, und Tausch, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., 1896, pag. 290 ff.

⁴⁾ Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., 1899, pag. 60. — Erläut. zum Blatte Trebitsch-Kromau.

noch alle Gneise mit der gleichen Farbe; und man findet in den Erläuterungen keinerlei Andeutung einer Unterscheidung beider Gebiete. Bei Mährisch-Kromau, am Bruchrande gegen die Boskowitz Furche, habe ich vor Jahren das neuerliche Hervortreten der moravischen Zone und ihr Fortstreichen gegen SSW festgestellt. Die Grenze durchzieht in fast gerader Richtung das Kartenblatt Znaim. A. Till¹⁾ konnte sie hier auf einigen Exkursionen nachweisen.

Der Ostrand des Kartenblattes Drosendorf überschreitet die moravische Grenze nahe südlich vom Dorfe Windschau und verläuft von hier gegen SW, etwa parallel der Straße Liliendorf—Frain, zur Thaya. Sie quert das felsige Ufer 300 m unterhalb der Mittermühle bei Frain und der Fluß gleitet in der Gegend der Schwimmschule und bis unterhalb der Kirche des Marktes auf den steil NW geneigten Schichtflächen des plattigen Bittescher Gneises und der eingelagerten dünnschiefrigen Biotitamphibolite. Aus den gleichen Gesteinen besteht am rechten Ufer der hohe, senkrecht geklüftete Felsen mit dem Schlosse Frain. Der alte Burggraben besteht aber bereits aus moldanubischem Glimmerschiefer mit Marmorbänken.

Die Grenze streicht weiterhin durch das Feliziental, wendet sich zwischen Pomitsch und dem Jägerhause mehr gegen Süden und kehrt erst bei Riegersburg wieder in die reine SW-Richtung zurück. Von hier über Langau bis zum Hufnagelberge bei Geras ist sie streckenweise durch Löß und tertiären Sand verhüllt; sie quert dann die Straße N vom Geraser Meierhofe und folgt der SW-Richtung quer über die Saßfelder zwischen dem Walde und den Dörfern Schirmannsreith und Sieghardsreith und bis zum Südrande der Karte wenig westlich von Wappoltenreith.

Der Gegensatz der beiden Gneisgebiete im SW und NO dieser Linie ist der bezeichnende Zug im geologischen Bilde dieses Kartenstückes, er tritt nicht nur hervor durch den verschiedenen Mineralbestand und petrographischen Habitus sondern auch in dem verschiedenartigen Verlaufe der Gesteinszüge. Die Gesteine streichen im großen ganzen parallel der Grenze dieser Zone; im moldanubischen Gebiete schmiegt sich zunächst ein breiter Streifen von Glimmerschiefer an den Rand des moravischen Gewölbes, bald aber schwenken die mannigfachen Gesteinszüge ab von der SW-Richtung gegen N oder W und ihr Streichen wechselt oft in bizarren Windungen.

Auch hier fällt die weniger metamorphe Serie der höheren Umwandlungsstufe unter die der mittleren und tieferen ein; so wie auf den ganzen nördlichen Strecken taucht der Phyllit unter den Glimmerschiefer und Zweiglimmergneis und dieser unter die granat- und fibrolithführenden Biotitgneise und Granulite.

So bildet dieser Teil des Kartenblattes Drosendorf Gelegenheit, dem für das Verständnis des Grundgebirges so wichtigen Problem der moravischen Zone und ihrer Lagerungsverhältnisse näherzutreten. Nur die allgemeine Anordnung und Verbreitung der Gesteinszüge soll hier dargelegt werden. Weitere Einzelheiten und petrographische Be-

¹⁾ A. Till, Geologische Exkursionen im Gebiete des Kartenblattes Znaim. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., 1906, pag. 81—91.

merkungen sollen einem für das Jahrbuch der geol. Reichsanstalt bestimmten Aufsatz vorbehalten bleiben.

1. Moldanubische Gesteine.

Von der Nordostecke bei Lispitz erstrecken sich in das Gebiet der Karte bis zum Neu-Serowitzer Walde, bis zum Augustenhof und bis zum Schröfeldsdorfer Jägerhaus dieselben Gesteine, welche ich in dem NO anschließenden Kartenblatte als „graue Gneise im Mantel des Granitites (glimmerreiche und aplitische Körnelgneise, Perlgneise usw.) bezeichnet habe¹⁾. Sie gehen durch Strukturübergänge aus dem Amphibolgranitit des Trebitscher Stockes hervor und sind als dessen Ausläufer zu betrachten. Im oberen Schweizertale bei Fraun, knapp am Ostrande der Karte und nahe an der Grenze gegen den Glimmerschiefer finden sich noch einzelne Blöcke, welche dem grobporphyrischen Amphibolgranitit des Hauptstockes vollkommen gleichen und durch Übergänge mit den granitischen Körnelgneisen verbunden sind. Wie in dem beschriebenen Nachbargebiete sind auch die sogenannten grauen Gneise in unscharf begrenzten Zonen bald glimmerreich, bald aplitisch; die Parallelstruktur ist meist nur wenig angedeutet und kann stellenweise ganz zurücktreten. Einlagerungen von feldspätigem Amphibolit und Granat-Amphibolit sind häufig, namentlich am Nordrande der Karte in der Umgebung von Lispitz.

Südwärts gegen Schröfeldsdorf und in der Umgebung des Helenenhofes oberhalb der Thaya und bis zum Schiltauer Revier treten allmählig an die Stelle des grauen Gneis weiße, meist glimmerarme Biotitgneise mit etwas kleinerem Korne und mehr gleichmäßiger Beschaffenheit.

Gegen Westen im Neu-Serowitzer Walde, in der Umgebung von Chwalatitz und auch südlich der Thaya, im Landschauer Reviere nächst dem Luitgardenhofe, stellen sich mehr feinkörnige schiefrige weiße Gneise ein mit recht feinschuppigen und dünnen Biotitfasern, meist aber glimmerarm; häufig mit Granat, hier und da auch mit Fibrolith; stellenweise mit kleinen rundlichen Feldspatkörnern, wie in den Perlgneisen, manchmal stengelig oder seltener mit granulitartigem Habitus. Recht typisch sind die NS streichenden Bänke von weißem Gneis, ähnlich dem Gföhler Gneis oder Beckes Zentralgneis²⁾ im Waldviertel, welche den Kamm der Sucha hora N von Vöttau zusammensetzen.

NW vom Neu-Serowitzer Walde enthält dieser Gneis größere Einschaltungen von Amphibolit. W von Skalka (K. 554, SO von Groß-Deschau) liegen im Walde Blöcke eines Kalksilikatgesteines, bestehend aus Augit, kalkreichem Plagioklas und Quarz. Es fehlen aber in allen Gneisen vom Ostrande der Karte bis an die Sucha hora alle karbonatischen Einlagerungen; und die mächtigen Marmorlager

¹⁾ Geologische Mitteilungen aus dem Gebiete von Trebitsch und Jarmeritz in Mähren. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1901, pag. 59 ff., und Erläut. zum Blatte Trebitsch-Kromau, pag. 22.

²⁾ Tschermak, Mineralogische Mitteilungen, 1862. pag. 194.

am Westabhange der Sucha hora, ebenso wie die schmäleren Kalkbänke in der Umgebung von Schloß Vöttau gehören bereits einer nächsten Gruppe von Gneisen an.

Im Westen der Sucha hora wird die Umgebung von Groß-Deschau und das Gebiet des Schelletauer Baches und der Thaya bei Vöttau von einer Gruppe von Gneisen eingenommen, die trotz aller örtlichen Übergänge wohl zu trennen ist von den östlichen weißen Gneisen. Bezeichnend ist die stets körnige oder körnigfaserige Beschaffenheit mit ausgesprochener schiefriger Textur (Lagentextur oder gebänderte Textur), deutlicher Sonderung der lichten Quarzfeldspatstreifen von den ziemlich grobschuppigen Biotitfasern. Ebenso bezeichnend für den ganzen Komplex ist der rasche Wechsel des Mineralbestandes bei ziemlich gleichbleibender Korngröße und Textur. Neben schuppig-glimmerreichen Lagen befinden sich vollkommen aplitische Bänder; anderseits findet man Übergänge zu Hornblende-gneis und zu den häufigen feldspätigen Amphiboliten von dioritähnlichem Aussehen. Oft trifft man auf viel hundertfachen, schlierenartigen Wechsel von amphibolitischen und aplitischen Lagen; die verschiedenen Lagen gehen ineinander über oder sind scharf von einander getrennt, sie verlaufen parallel oder schneiden sich spitzwinkelig oder keilen aneinander aus. Amphibolitische Schlieren können auch in gestreckten Linsen oder Knollen zerlegt sein. Gerade an Amphiboliten sind oft sehr glimmerarme Bänke von bedeutender Mächtigkeit eingelagert.

Häufige Abarten innerhalb dieser Zone sind perlgnaisartige Typen mit dichtgedrängten, hirsekorngroßen, rundlichen Feldspäten oder porphyränliche Gneise mit erbsengroßen Feldspäten in dunklem feinschuppigem Grundgewebe.

Unter dem Mikroskope erweisen sich die Gesteine im Gegensatz zu den östlichen weißen Gneisen als Plagioklasgneise. Quarz, ein ziemlich saurer Oligoklas mit nur seltener Zwillingsstreifung und Biotit sind die Hauptbestandteile. Orthoklas erscheint nur als sehr spärliche xenoblastische Lückenfüllung oder in Form von eckigen Einschlüssen im Plagioklas, welche aber nicht die zarte spindelförmige Gestalt der eigentlichen Antiperthite annehmen¹⁾. Auch in den glimmerarmen Lagen überwiegt bei weitem der Plagioklas; nur ausnahmsweise wurden orthoklasreiche Aplitgneise als Einlagerungen angetroffen. Die Amphibolite enthalten in der Regel noch ziemlich viel Quarz, der Feldspat ist Oligoklas oder Andesin mit spärlichen Orthoklaseinschlüssen.

Granat ist ein häufiger Nebengemengteil, sowohl in den glimmerreichen wie glimmerarmen Lagen, und auch in den Amphibolitschlieren. Fibrolith wird seltener makroskopisch wahrgenommen. Cordierit, der in den nördlichen Gebieten bei Jarmeritz häufig ist, wurde hier nicht beobachtet.

Der Haupttypus dieser Gesteinsserie ist sehr ähnlich den biotitreichen Plagioklasgneisen, welche ich aus dem Gebiete von St. Pölten beschrieben und als Paragneise betrachtet habe.

¹⁾ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 404.

Doch sind dort die Gesteine einförmiger, ärmer an amphibolitischen Einlagerungen, weniger körnig und im allgemeinen reicher an Glimmer und an Granat.

Diese körnigen und flaserigen Plagioklasgneise vom Schelletauer Bache bilden zusammen mit ihren breiten amphibolitischen Schlieren hinsichtlich Korngröße und Textur einen einheitlichen Komplex, der nach dem äußeren Eindrucke leicht als eine schlierenreiche schiefrig erstarrte Eruptivmasse, vielleicht auch als eine Gruppe von Imprägnationsgneisen aufgefaßt werden könnte. Schon die Einlagerungen von kristallinen Kalken, wie die mächtigen Marmorlager am Westabhange der Sucha hora und einige schmalere Bänke an der Thaya, unterhalb der Ruine Zornstein und bei Schloß Vöttau, sowie am Schelletauer Bache oberhalb der Bexer Mühle und am Bache von Hafnerluden O von Pulitz, zeigen, daß ehemalige Sedimente in dem Komplex enthalten sind. Bei einem Imprägnationsgneis wäre ein höherer Gehalt von Orthoklas zu erwarten, die Feldspäte sind dagegen dieselben und in ähnlicher Ausbildungsform wie in den gleich zu beschreibenden Sedimentgneisen; und wenig gestreifter Oligoklas herrscht sowohl in den glimmerreichen schuppigen Partien, wie auch in den grobkörnigen aderartigen Zwischenlagen, welche man als Injektionen auffassen könnte. Gleiches habe ich auch an den Plagioklasgneisen bei Melk beobachtet¹⁾ und mich damals der Deutung von Sauer angeschlossen²⁾, nach welcher die Adern nicht durch Injektion, sondern durch Kristallisation und molekularen Austausch der Stoffe des ursprünglichen Sediments entstanden sind.

Allerdings kann nicht verhehlt werden, daß eine Vertretung der Quarzit- und Graphitflötze, welche die Sedimentgneise so häufig begleiten, in den Plagioklasgneisen nicht nachgewiesen werden konnte, und es muß die Frage noch offen bleiben, ob sie durch irgendwelche Resorptionsvorgänge zum Verschwinden gebracht werden konnten.

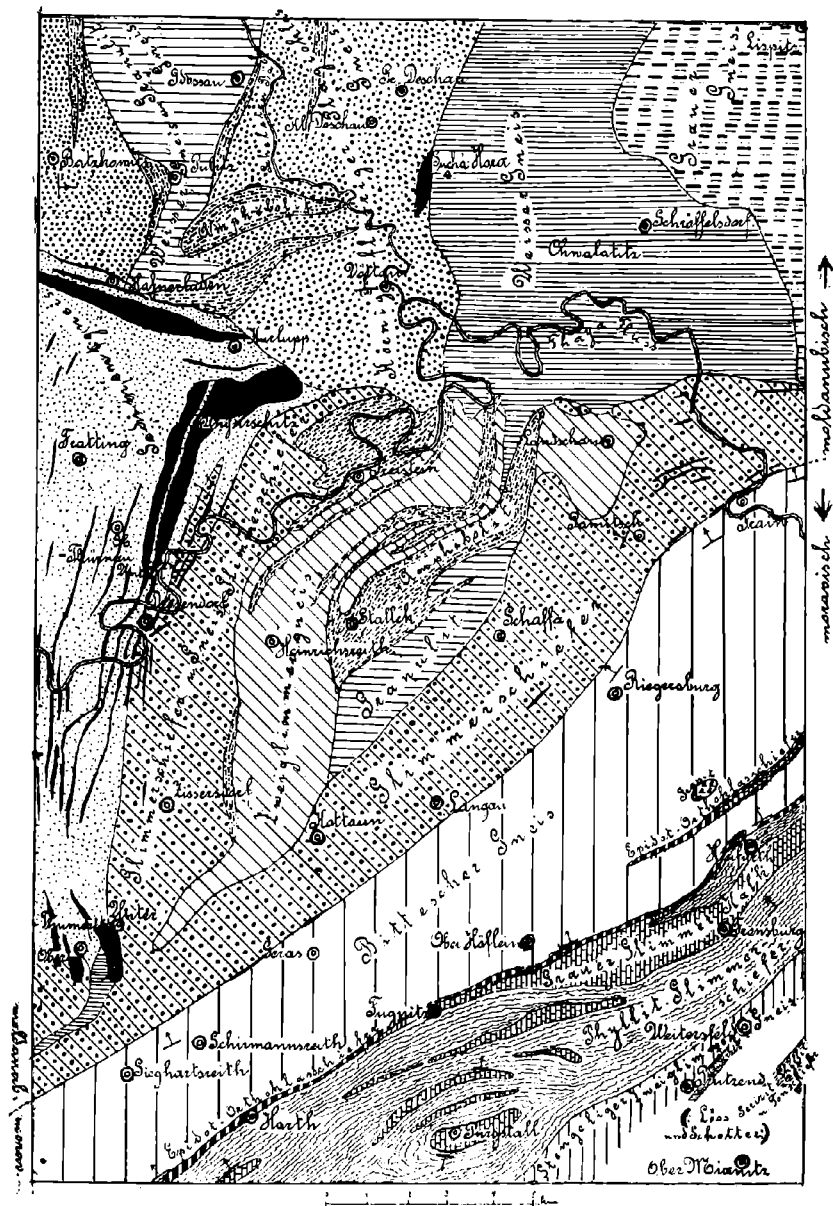
Von den mehr granitischen Gneisen oder grauen Gneisen im Mantel der Granite, welche als schiefrig erstarrtes granitisches Magma aufzufassen sind, trennt diese Gesteine, wie bereits erwähnt wurde, eine 3—4 km breite Zone von glimmerarmem, meist feinkörnigem weißem Gneis³⁾.

Glimmerarme, zum Teil stengelige weiße Granatgneise und Granulitgneise mit einzelnen Granulitbänken, erscheinen auch wieder im Westen, bei Gutwasser, Gdossau, Gößling und Pulitz und breiten sich aus über Iratitz bis zum „Horný kříš (K. 505) gegen Jamnitz. Erst jenseits dieses breiten Zuges, der sich S von Pulitz rasch verschmälert, bei Batzkowitz und Radotitz, trifft man wieder die körnig-flaserigen Plagioklasgneise mit ihren Amphibolitschlieren in

¹⁾ L. c. pag. 416.

²⁾ A. Sauer, Das alte Grundgebirge Deutschlands. Comptes rendus IX. Congrès géol. internat., Wien 1903, pag. 538.

³⁾ Auf umstehendem Kärtchen (pag. 401) ist nur die Verteilung der wichtigsten Gesteinszüge in den größten Zügen wiedergegeben. Die mannigfachen schwächeren Einlagerungen und örtlichen Vorkommnisse sind weggelassen; ebenso die jüngere Überdeckung von Tertiär und Löss. Die Marmore des moldanubischen Gebietes sind schwarz eingetragen.



Geologisches Übersichtskärtchen des Gebietes von Frain und Geras.

typischer Entwicklung. Noch weiter im Westen aber, insbesondere an der Thaya in der Umgebung von Raabs ist erst ihr Hauptverbreitungsgebiet.

Das Tal des Hafnerludenbaches SO von Pultitz wird von feldspätigen Amphiboliten und Granatamphiboliten gebildet; in der Nähe des Ortes Hafnerluden und auf den östlichen Höhen erscheint wieder ein breiterer Zug von granulitähnlichem Granatgneis.

Alle die genannten Gneisarten sind durch Übergänge miteinander verbunden und nehmen den nördlichen Teil des beschriebenen Gebietes ein bis zu einer Linie, welche, beim Schweizertale am Ostrande der Karte beginnend, in die Gegend N von Landschau und von hier quer über die Thaya gegen Kurlupp und zur Mittellinie der Karte N vom Hafnerludenbache zieht und so im flachen gegen NNO etwas offenen Bogen das ganze Gebiet durchquert. Der moldanubische Anteil der Karte zwischen dieser Linie und der gegen SW streichenden moravischen Grenze besteht nun vorwiegend aus Gneisen und Glimmerschiefern, in denen bereits der weiße Glimmer einen bezeichnenden Bestandteil bildet.

Schon in den fein- und mittelkörnigen Granatgneisen im Dorfe Landschau macht sich eine Annäherung in dieser Hinsicht bemerkbar. Die Korngröße und Struktur ist noch recht ähnlich der der weißen Gneise beim Luitgardenhofe und an der Thaya, aber neben Biotit sind fast stets Muskovitschüppchen vorhanden; ja einzelne Banke sind reine Muskovitgneise.

Als Ausgangspunkt für die Betrachtung dieses Gebietes mögen die Sedimentgneise von Unter-Thürnau und Drosendorf dienen. Das äußere Ansehen dieser Gesteine in typischer Entwicklung ist das eines massigen oder schiefrigen Glimmerhornfelses mit ziemlich kleinem und gleichmäßigem Korne und wechselndem Glimmergehalt, im allgemeinen aber recht glimmerreich und mit häufigen Übergängen zu feinschuppigem oder grobschuppigem Glimmerschiefer. Augenstruktur oder Flasertextur ist selten.

Biotit ist das weitaus vorwiegende Glimmermineral, aber auch Muskovit oft ziemlich reichlich vorhanden und dürfte selten vollkommen fehlen. Feldspat und Quarz mögen im Durchschnitt in gleicher Menge vertreten sein, Orthoklas ist stets nur in sehr geringer Menge vorhanden, und zwar in derselben Ausbildung wie körnigfaserige Plagioklasgneise, meist nur in Form rechteckiger kleiner Einschlüsse im Plagioklas, der fast immer durch einen Oligoklas vertreten ist.

Kleine Turmalinsäulchen werden meistens in großer Zahl wahrgenommen; auch Granat ist sehr verbreitet, kann aber auch vollkommen fehlen.

Fibrolith tritt stellenweise sehr reichlich auf, und zwar ebensowohl in glimmerreichen wie in glimmerarmen Lagen; an manchen Stellen findet man die ausgewitterten kleinen Fibrolithlinsen in großer Menge lose an der Oberfläche.

Das Hauptverbreitungsgebiet dieser Sedimentgneise und ihrer

mannigfachen Abarten ist im Westen einer Linie, die sich von Kurlupp, Ungarschitz, Unter-Thürnau, Drosendorf und Elsern nach Unter-Thumritz zieht. Im Norden verschwinden diese Gneise zwischen den NNW streichenden Kalk- und Amphibolitzügen vom Hafnerludenbache.

Das Gebiet der Sedimentgneise ist ausgezeichnet durch raschen, bankweisen Wechsel im Gesteinscharakter und sehr zahlreiche verschiedenartige Einlagerungen sowie dunkle Amphibolite in Form von scharf begrenzten Bänken oder Linsen, schmale Streifen von lichtem plattigem Quarzit, auch Glimmerquarzit oder Feldspatquarzit, vor allem aber durch dichtgedrängte Züge von weißem, manchmal stark bituminösem Marmor mit weißem oder dunkelgrauem Tremolit und anderen Kalksilikatmineralen. Sie sind fast immer begleitet von schwächeren oder mächtigeren Graphitflözen, und an zahllosen Stellen gibt sich das Vorhandensein von Graphit durch die Färbung des Akerbodens kund. Alte Baue auf Graphit befinden sich in diesem Gebiete der Sedimentgneise bei Hafnerluden, bei Unter-Thürnau und an mehreren Stellen NO von Ober-Thumritz. Ein mächtiges Flöz wird in jüngster Zeit nächst der Fichtelmühle bei Wolmersdorf abgebaut.

Eine bezeichnende Eigentümlichkeit der Kalkzüge dieser Zone sind die schmalen und scharf begrenzten Einlagerungen von sehr dunklem Amphibolit, vermutlich Umwandlungsprodukte von basischen Ergüssen oder Lagergängen in der sedimentären Serie. Oft sind sie in Reihen von kantigen Trümmern aufgelöst, die sich als dunkle, scharf begrenzte Flecken vom weißen Kalkstein auffallend abheben.

Der leichter lösliche Kalk konnte der Umformung der Gesteine durch ständige Umkristallisation nachfolgen und umfließt nun förmlich die einzelnen Bruchstücke der weniger nachgiebigen und deshalb zertrümmerten Amphibolitbänke.

Der Komplex der Sedimentgneise mit den begleitenden Gesteinszügen streicht mit mannigfachen Windungen im einzelnen von Thumritz an nordwärts zur Thaya; die östlichen Kalkzüge schwenken bei Drosendorf erst in nordöstlicher und dann in nordnordöstlicher Richtung ab gegen Ungarschitz und ein etwa 2 *km* langes Gebiet O von diesem Dorfe wird fast ausschließlich von teils flach, teils steil gelagerten Kalken mit mannigfach wechselnden Biegungen der Schichten eingenommen. Bei Kurlupp und Hafnerluden hat sich das Gesamtstreichen vollkommen geändert und die breiten Kalkzüge mit Gneis- und Amphibolitbänken streichen zu beiden Seiten des Hafnerludner Tales gegen NNW.

Schon im westlichen Gebiete finden sich in den Sedimentgneisen stellenweise grobflaserige, muskovitführende Lagen und an manchen Orten, wie zum Beispiel an der Drosendorf—Primersdorfer Straße, findet ein wiederholter Wechsel statt mit Gesteinen, welche den Habitus eines grobflaserigen Gneisglimmerschiefers annehmen. Solche Gesteine bilden dann im Osten der Sedimentgneise und mit diesen durch Übergänge verbunden einen zusammenhängenden 1 bis 2 *km* breiten Zug, der von Unter-Thumritz und Pingendorf nordwärts nach der Altstadt Drosendorf und von hier gegen NO quer über die Thaya in die Waldgebiete westlich von Freistein zieht, wo er zwischen mächtigen Amphibolitmassen austreicht und S von Hösowitz von apli-

tischen Formen der Körnel- und Flasergneise abgelöst wird. Dieser Zug enthält auch Kalkeinlagerungen und viele Amphibolitbänke; man wird ihn als eine Vertretung der Sedimentgneise abermals in einer anderen Form der Metamorphose, genähert der mittleren Umwandlungsstufe Grubenmanns, betrachten müssen.

Noch weiter im Osten, im Tale von Maria-Schnee, nehmen diese Gesteine konkordante Einlagerungen auf von grobschuppigem glimmerreichem Zweiglimmergneis und über Kottaun, Wolfsbach und Heinrichsreith erstreckt sich ein zirka 2 km breites Band, bestehend aus einer mannigfachen Serie von teils mittel- bis grobkörnigen, teils grobschuppigen Zweiglimmergneisen und Muskovitgneisen. Parallel mit den westlichen Glimmerschieferzügen biegen sie bei Heinrichsreith um gegen NO und später gegen N. Hier werden sie begleitet von sehr breiten Amphibolitzügen und ihre letzten Ausläufer trifft man an der Thaya in Lesesteinen auf den Mühläckern NW von Jassowitz.

Bei Stallek wechseln feinkörnigere Gneise, meist granatführend, mit Amphibolit, der sich von hier gegen Schaffa und gegen den Gressinghof zu einer breiten zusammenhängenden Linse ausbreitet. Die Umgebung der Gressingmühle sowie die Stalleker Felder in der Richtung gegen Kottaun werden von feinkörnig-plattigem Granatgneis und Granulit eingenommen.

Alle die erwähnten moldanubischen Gneise und Schiefer, vielleicht mit Ausnahme der letzterwähnten Granulite, verhalten sich in ihrem Schichtstreichen unabhängig von der Grenze und den Streichungsrichtungen der moldanubischen Gesteine. Der Grenze aber unmittelbar angeschlossen ist das 2—3 km breite Band von grobschuppigem Glimmerschiefer mit Granat und Turmalin, welches auf der ganzen langen Erstreckung das moravische Gewölbe umsäumt. Es ist das gleiche Verhalten der Glimmerschiefer, wie ich es in den mährischen Gebieten im Norden, in den Kartenblättern Groß-Meseritsch und Trebitsch-Kromau beobachten konnte. Auch dort liegen Glimmerschiefer und Gneisglimmerschiefer konkordant auf den Bänken des Bittescher Gneises. Erst in einiger Entfernung von der Grenze schwenken die moldanubischen Gesteinszüge in mannigfachen Biegungen ab von der Richtung der Grenze und schmiegen sich später in ihrem Verlaufe dem Umriss des großen Trebitscher Granitstockes an.

Dieser Saum von grobschuppigen Glimmerschiefern und Gneisen begleitet überhaupt die ganze moravische Grenze, sowohl das nördliche Gewölbe zwischen Swajanow und Oslawan, als auch den Rand des südlichen Zuges, der bei Mährisch-Kromau beginnt und quer durch das Kartenblatt Znaim nach Frain und dann nach Geras und Wappoltenreith zieht und von hier in großem Bogen über Messern in die Gegend nördlich von Horn umbiegt, später aber nach neuerlicher Wendung sich direkt nach S wendet und über Dreieichen dem Westabhang des Manhartsberges entlang läuft in der Richtung nach Krems an der Donau.

In den nördlichen Gebieten aber und auch noch S von Mährisch-

Kromau ist unter dem Glimmerschiefer noch ein Band von gefältelem serizitischem Phyllit eingeschaltet. Diese Zwischenlagerung fehlt im Kartenblatte Drosendorf und nur an einzelnen Stellen in der Nähe der Grenze gegen den Bittescher Gneis nimmt der Glimmerschiefer durch feineres Korn und serizitische Fältelung phyllitähnlichen Habitus an, zum Beispiel an der Straße bei Pomitsch bis in die Nähe von Riegersburg und im Orte Langau. Nordwestlich von Frain, im oberen Kainzengraben und bei Pomitsch wird der Glimmerschiefer feinkörniger und ärmer an Muskovit und geht über in Gesteine, welche dem glimmerreichen Sedimentgneis im Westen vollkommen gleichen. Die Einlagerungen in diesen Gesteinen, ebenso wie im grobschuppigen Glimmerschiefer, sind dieselben, wie in den obengenannten Sedimentgneisen: mannigfache Amphibolite und Granatamphibolite als Linsen und Lager, Quarzite und Graphitquarzite, sowie zahlreiche Graphitflöze und Marmorlager mit Tremolit; die letzteren allerdings in kürzeren und weniger mächtigen Zügen. Außerdem enthält der Glimmerschiefer auch Einlagerungen von feldspatreichem Zweiglimmergneis; eine solche Bank hebt sich deutlich ab vom Glimmerschiefer nächst der Peintnermühle oberhalb Frain, sie trägt das weithin sichtbare Clary-Kreuz. Schmalere Bänke von mehr grobschuppigem Zweiglimmergneis und Muskovitgneis befinden sich westlich von Geras und in der Nähe von Kottaun. Ein flaseriger, ziemlich feinkörniger feldspatreicher Gneis mit überwiegendem dunklem Glimmer findet sich im Saßwalde S von Ober-Thumritz.

Aus den Einlagerungen und den Übergängen kann man mit Sicherheit schließen, daß der grobschuppige Granat- und Turmalin-glimmerschiefer nichts anderes ist als die dem Sedimentgneis entsprechende grobkristallinische Ausbildung in der mittleren Umwandlungsstufe Grubenmanns, dasselbe tonige Sediment mit den gleichen quarzitischen und kalkigen Begleitgesteinen in einer anderen Form der Metamorphose.

Zum Schlusse seien noch einige Gesteinsvorkommnisse von beschränkterer Ausdehnung im moldanubischen Gebiete erwähnt. Zunächst sind hier zu nennen die Serpentine unter der Kirche Altstadt Drosendorf und nahe dem Ausgange des Tales von Maria-Schnee, O von Elsern, und der größere Serpentinstock in Pingendorf, der sich zusammen mit Amphibolit unter der Lößdecke bis zur Straße Zissersdorf—Johannestal hinzieht. Magnetitführende, sehr dunkle und grobkörnige Amphibolite, begleitet von Granatamphibolit und Granatfels, bilden einen kleinen Stock an der Straße bei Kottaun; sie wurden ebenso wie die magnetitführenden dunklen Amphibolite an der Thaya oberhalb der Peintnermühle bei Frain in früherer Zeit bergmännisch ausgebeutet. Sehr grobkörniger Gabbro findet sich in Form großer ausgewitterter Blöcke auf der Höhe Zlapy zwischen Ungarschitz und Kurlupp und an der Straße Ungarschitz—Hafnerluden bei der Abzweigung nach Kurlupp. Er wird hier zu Grabsteinen etc. gebrochen, ebenso wie das gleiche Vorkommen bei Nondorf in der Westhälfte der Karte.

Im Walde südlich der Loibingmühle unterhalb Thürnau findet sich in spärlichen Bänken anstehend ein etwas zersetzter glimmer-

und augitführender, stengelig-flaseriger Aktinolithschiefer als Einlagerung im Glimmerschiefer.

Ferner sei noch hingewiesen auf einige wenig ausgedehnte Vorkommnisse von lichthem feldspatreichem Granit oder Granitgneis, welche im Gebiete der Sedimentgneise und der Glimmerschiefer stellenweise auftreten, wie zum Beispiel ein kleiner Felsen im Tale von Maria-Schnee O von Zissersdorf oder die Gruppen von Blöcken in der unteren Saß bei Unter-Thumritz und beim Pirahofe WNW von diesem Orte.

Schörlpegmatit ist im ganzen moldanubischen Anteile der Karte sehr verbreitet und besonders häufig in den Gebieten der Sedimentgneise und Glimmerschiefer in der Umgebung von Drosendorf.

Moravische Gesteine.

Unmittelbar an den Glimmerschiefer grenzt der bereits wiederholt beschriebene Bittescher Gneis¹⁾, stellenweise als ziemlich biotitreicher Augengneis entwickelt, meist aber mit stark ausgebildeter Linearstruktur in einem zweiglimmerigen oder nur muskovitführenden Stengelgneis umgewandelt. Neugebildete Muskovittäfelchen kann man in dem orthoklasreichen Gestein häufig sehen. Nahe der Grenze bei Frain im Felizientale und bei Pomitsch bis gegen Riegersburg findet sich häufig eine biotitführende, aber sehr glimmerarme Abart des Bittescher Gneises ohne Feldspatauge; sie ist feinkörnig mit bandstreifiger und plattiger Paralleltexur, ähnlich der mancher Granulite.

In den Felsen zu beiden Seiten der Thaya bei Frain wechselt der Gneis in viel tausendfacher Folge mit Bänken von dunklem, feldspatarmen Biotitamphibolit. Wenn man die neue Straße von Schönwald heruntergeht, so kann man in der ganzen Höhe des Gehänges von der oberen Talkante an bis zum Flusse, fortwährend die dunkel gestreiften oder gefalteten Bänder in dem lichten, plattigstengelig brechenden Gneis beobachten. Die Amphibolitstreifen sind oft linsenförmig gestreckt und können stellenweise bis zu 1 oder 2 m Durchmesser anschwellen; meist sind sie nur handbreit oder fingerdick, oft sinken sie zu ganz zarten Streifen herab.

Vielfach verworrene Faltung beider Gesteine sieht man am Wege von Frain thayaabwärts zum Hammer. Die Gneisbänke schwellen in den Sätteln der Falten mächtig an und sind in den Mulden stark verschmälert; die toten Räume, welche beim Abstau in den Sätteln entstehen, sind häufig mit Quarz ausgefüllt. Die Amphibolite liegen zwischen den Gneisbänken; aber an einzelnen Stellen kann man sehen, daß ein Band von Amphibolit an einer Kluft in schieferm Winkel eine Gneisbank schneidet und so eine Verbindung herstellt zwischen zwei dem Gneis konkordant eingeschalteten Amphibolitbänken. Hierdurch wird, nach meiner Ansicht, bewiesen, daß die Bankung des Gneises schon vorhanden war, als die Amphibolitintrusion erfolgte.

¹⁾ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., 1897, pag. 517. — Bau und Bild der böhm. Masse, pag. 64 u. a. a. O.

Weiter im Westen konnte ich schmale Amphibolitbänke im Bittescher Gneis nur vereinzelt antreffen, wie NW von Riegersburg, NW von Hessendorf und bei Sieghardsreith.

Das Band von Bittescher Gneis ist breiter im Nordosten bei Frain (5—6 km) und verschmälert sich gegen Südwesten auf $3\frac{1}{2}$ km. Die Gesteinsbänke fallen stets gleichsinnig mit 25—30° gegen NW. Die Streckung entspricht in der Regel der Fallrichtung.

Im Liegenden folgt ein breiter Zug von Schiefeln sedimentären Ursprunges; es sind feinschuppige phyllitartige Glimmerschiefer, oft granatführende mit breiten Einschaltungen von grauem glimmerigem Kalk. Die Grenzen zwischen diesen beiden Gesteinen verlaufen weniger regelmäßig als die Bänder des Zuges von Bittescher Gneis. Die Neigung der Bänder wird immer geringer (15—10°) und zwischen Dallein und Purgstall bilden die horizontalen Kalkbänke den Scheitel eines flachen und breiten Gewölbes. Flache Lagerung bedeutet aber hier nicht ungestörte Lagerung; denn an mehreren Stellen sieht man, daß die streifigen Kalkbänke in horizontalen Falten übereinander geschoben sind.

Wo der Kalk an den Bittescher Gneis angrenzt, ist ein Band eines eigentümlichen Kontaktschiefers mit einer maximalen Breite von etwa 100 m eingeschaltet. An manchen Stellen ist der Kalk auch gänzlich durch den Kontaktschiefer vertreten und dieser liegt dann zwischen dem phyllitartigen Glimmerschiefer und dem Bittescher Gneis, wie bei Harth und Goggitsch S von Geras. Calcitreiche Bänke wechseln mit dem silikatreichen Kontaktschiefer am Fuguitzer Berge. Ein gleicher Saum begleitet und umrandet einen schmalen Kalkzug, der, eingeschaltet im Bittescher Gneis, durch den Tiergarten am Harthberg bei Fronsburg quer über das Tal von Heufurth, am Rosentaler Jägerhause westlich vorüber gegen NO in die Richtung von Hardegg zieht.

Das Gestein ist ein harter plattig brechender Schiefer mit sehr ausgeprägter, vollkommen geradliniger Parallelstruktur. Im Querbruche sind auf der feldspätigen weißlichgrauen Gesteinsfläche scharfe Linien mit der gelblichgrünen Farbe der Epidotmineraleingezeichnet. Mit der Lupe sieht man überdies fast immer äußerst dünne dunkle Hornblendnadelchen in streng paralleler Anordnung.

Die Vergesellschaftung der Bestandteile ist recht eigenartig, die Mengenverhältnisse sind ziemlich verschieden in einzelnen Dünnschliffen. Quarz und Orthoklas mit xenoblastischen Umrissen sind oft die Hauptbestandteile; ein meist ungestreifter Oligoklas von wechselnder chemischer Zusammensetzung kann auch an Menge sehr zunehmen; dann finden sich nicht selten antiperthitartige Verwachsungen. Zonarer Bau ist oft angedeutet und an den Grenzen gegen Calcitkörner treten basische Reaktionssäume auf. Die grüne Hornblende bildet Körner oder ziemlich regelmäßige schmale Säulen mit idiomorphen Prismenflächen. Den lagenweise angereicherten Körnern von Mineralen der Epidotgruppe sind manchmal farblose Körner von Augit zugesellt. Biotitschüppchen finden sich nur ausnahmsweise. Übergangsteile sind relativ reichlicher Titanit, Zirkon und Apatit. Kalireiche Lagen vermitteln an den Grenzen den Übergang zum Kalk-

stein. Auf der Kartenskizze pag. 401 wurde das Gestein als Orthoklas-Epidotschiefer bezeichnet.

Im Liegenden sind dem phyllitartigen Granatglimmerschiefer feinkörnige, hochgradig gestreckte, flaserige und stengelige Zweiglimmergneise angeschlossen. Der etwa $\frac{1}{2}$ km breite Zug streicht vom Ostrande der Karte durch den Graben neben der Straße Weitersfeld—Pleissing über Prutzendorf und die Mahnmühle bei Starrein nach Salapulka. Das Mikroskop zeigt ein feinkörniges Mosaik von Quarz und Feldspat mit stark gestreckter Pflasterstruktur und langen dünnen, manchmal aufgelösten Biotitfasern; Orthoklas erscheint zum Teil in Form größerer Körner oder häufiger als xenoblastische Lückenfüllung; ein saurer, gestreifter Oligoklas ist in Form kleinerer Körner recht verbreitet. Vielleicht sind diese Stengelgneise als Imprägnationsgneise und als Übergangs- und Kontaktzone aufzufassen zwischen dem phyllitartigen Glimmerschiefer und den Bänken von Bittescher Gneis im Liegenden, analog dem Orthoklas-Epidotschiefer am Kalkrande im Hangenden der breiten sedimentären Einlagerung. Hierbei mag die Frage noch offen bleiben, ob die Parallelstruktur zugleich mit der Erstarrung und der Kontaktmetamorphose oder unter dem Einflusse späterer Zerrung und Gebirgsbewegung durch Umkristallisation erzeugt worden ist.

Östlich vom Schlosse Starrein an der Trennungsstelle der Straßen nach Prutzendorf und Ober-Mixnitz ist im Gebiete des Stengelgneises ein gestrecktflaseriger Amphibolit mit Quarz und basischer Plagioklas spärlich aufgeschlossen.

Unter dem Gneiszuge Weitersfeld—Prutzendorf—Salapulka folgen nun abermals Schiefer von sedimentärem Ursprunge. Allerdings sind die Aufschlüsse des Grundgebirges in dem von tertiärem Schotter und Löß bedeckten Gebiete der Südostecke der Karte auf wenige Kuppen beschränkt.

Am Prutzenberg und in der Nähe der Straße bei Prutzendorf wird weißer plattigschiefriger oder stengeliger Quarzit mit dünnen Muskovitstreifen gebrochen; das Streichen ist gegen NNO, das Fallen gegen WNW gerichtet. Die gleichen Gesteine tauchen nochmals aus der mächtigen Lößdecke hervor, knapp am Ostrande der Karte, an der Straße nächst dem Kuhberge; hier als Einlagerungen in einem gefalteten Serizitphyllit, sehr reich an Linsen und Lagern von Quarz. Dieser enthält wieder Bänke eines schwarzgrauen oder schwarzen plattigen, auf den mattseidengänzenden Schieferungsflächen sehr zart gefalteten Tonschiefers. Unter dem Mikroskope ein feines Netzwerk von farblosem Glimmer, Quarz und saurem Feldspat, ganz erfüllt von Wolken undurchsichtigen Staubes und mit ca. 0.05 mm langen blaßhoniggelben Säulchen und Körnern von Rutil. Es ist das unterste und zugleich das am wenigsten veränderte Glied der ganzen konkordant nach NW fallenden Serie moravischer Gesteine, welche wieder unter die hochmetamorphen moldanubischen Schiefer und Gneise hinabtaucht.

Im Gebiet des Kartenblattes Znaim konnte ich diesen Zug von Phyllit und Tonschiefer mit gleichbleibendem Streichen noch weiter

verfolgen bis über das Gebiet SO von Pleissing hinaus und bis in die Gegend von Kaja.

Zum Schlusse sei noch das Auftreten von Kersantitgängen erwähnt; sie waren bisher in den moravischen Gebieten nicht gefunden worden, so häufig sie auch in den moldanubischen Gebieten auftreten. Ein solcher Gang konnte in der Häusergruppe „Hammer“ bei Fraim am linken Thayafer eine Strecke weit verfolgt werden; er ist zwischen die Ost—West streichenden und senkrechten Klüfte des Bittescher Gneises eingeschaltet. Ein zweiter Gang mit nördlichem Streichen wird nördlich von Heufurth im Phyllit angetroffen.

Auf das Vorkommen von Granit an der Straße Heufurth—Weitersfeld wurde bereits oben hingewiesen. Im Südosten kommen die Ausläufer des Eggenburger Granits recht nahe heran an die Kartengrenze. Im Dorfe Ober-Mixnitz und in der Lößdecke des umgebenden Gebietes trifft man schon recht häufig isolierte Blöcke dieses Gesteines. Es konnte aber in diesem Teil der Karte nicht anstehend nachgewiesen werden.

3. Jüngere Bildungen.

Miocäne Ablagerungen besitzen in dem Gebiete viel größere Verbreitung als die erste Aufnahme angibt. Tegel findet sich nur vereinzelt und in wenig ausgedehnten Vorkommnissen; am Westende des Ortes Landschau, ferner mit Sand wechsellagernd beim Wächterhause an der Bahn S von Harth und ebenso bei der Kirche von Weitersfeld an der Straße nach Pleissing. Fossilleerer, weißer oder roter, manchmal glimmeriger Sand, bald sehr feinkörnig, bald wieder lagenweise in Quarzschotter übergehend, bildet einen Teil des Waldbodens zwischen Riegersburg und Langau und wird hier an einzelnen Stellen gegraben, desgleichen östlich der Straße von Langau nach Schaffa und auch weit im Norden in der Umgebung des Augustushofes N von Schröffelsdorf. Weit größere Verbreitung besitzen wohlgerollte weiße oder rotgelbe Quarzschotter. Im Norden liegt eine zusammenhängende Schotterpartie auf der Höhe SW von Lispitz, und weniger ausgedehnte Vorkommnisse befinden sich im Neu-Serowitzer Walde. Im Süden der Thaya sind insbesondere die Gegenden zwischen Landschau, Pomitsch, Altpetrein, Schaffa und Langau und ferner das Gebiet im Süden des Fugnitzer Baches bei Fronsburg, bei Weitersfeld, Ober-Mixnitz, Prutzendorf und südlich von Starrein, streckenweise von ausgedehnteren Schottermassen überdeckt. Es würde zu weit führen, wenn alle die kleineren Reste und die zahlreichen Fundpunkte isolierter faust- oder selbst kopfgroßer geglätteter Quarzgerölle aufgezählt werden sollten, welche über das ganze Gebiet bis Drosendorf, Fratting und Ungarschitz zerstreut sind und Zeugnis geben von der großen Ausdehnung der früheren Schotterdecken.

Spuren einer diluvialen Schotterterrasse der Thaya befinden sich am linken Ufer des Flusses oberhalb der Peintnermühle bei Fraim.

Löß in größerer Mächtigkeit bedeckt namentlich im südlicheren Teil der Karte die sanft gegen Süd und Ost geneigten Abhänge. In

den seichteren Talfurchen der kleineren Quellbäche ist dann der südwestliche Abhang flaches Ackerland, das steilere gegenüberliegende Gehänge dagegen bewaldet. Ein schönes Beispiel hierfür ist das Tal von Ober- und Unter-Thumritz bis zum Johannestal-Wirtshause. Das in ganz Mitteleuropa herrschende Gesetz der Talungleichseitigkeit tritt hier überall deutlich hervor. Die einseitige Lößablagerung kann aber nicht erklärt werden durch Transport vom Osten und Anlagerung an den nach Ost geneigten Gehängen. An vielen Stellen kann der unmerkliche Übergang aus dem Löß in den an Ort und Stelle gebildeten Eluviallehm beobachtet werden, und auch die höher gelegenen Täler, in welchen das äolische Sediment keine oder nur eine geringe Rolle spielt, wie zum Beispiel das des Schelletauer Baches, Ost von Gdossau und Pulitz, und das Tälchen Ost von Groß- und Klein-Deschau, sind in gleicher Weise ungleichseitig und zeigen auch in Bezug auf die Kulturbedeckung den gleichen Gegensatz beider Gehänge. Ähnliche Beobachtungen konnte ich in ausgedehnterem Maße in anderen Gebieten Mährens, insbesondere in der Umgebung von Brünn machen.

Es wird für die Erscheinung der Talungleichseitigkeit in diesen Gebieten die Erklärung durch die von Westen kommenden Winde bestehen bleiben müssen. Der Anprall von Regen und Wind an den nach West gekehrten Abhängen gestattet nicht Ausammlungen von größeren Mengen von Verwitterungsmaterial und die durch den Wind bewegten feineren Stäubchen von Zersetzungsléhm können nur an den gegen Ost gekehrten Abhängen, im Windschatten, dauernd zur Ruhe gelangen.

Dieser Gegenstand, ebenso wie einige andere Fragen, welche die Morphologie des Gebietes betreffen, sollen in dem ausführlicheren Berichte entsprechend behandelt werden.

4. Schlußbemerkung.

Das Studium der kristallinischen Gebiete an der Thaya zwischen Frain und Drosendorf regt weitausgreifende Probleme an über die Fragen der Entstehung der kristallinischen Schiefer und der Gebirgsstruktur überhaupt. Die Umkehr der alten klassischen Schichtfolge des Grundgebirges, Gneis, Glimmerschiefer, Phyllit kommt hier noch deutlicher zum Ausdruck als in den nördlicheren Grenzstrecken des moravischen Gebietes, denn hier kommen im innersten Kern der Aufwölbung die am wenigsten kristallinischen schwarzen Tonschiefer von Weitersfeld zum Vorschein.

Es ist nicht möglich, an dieser Stelle die ganze Kette von Fragen aufzurollen, welche sich anknüpfen an das verkehrte Gewölbe der moravischen Zone und alle denkbaren Erklärungsversuche zu erörtern und abzuwägen; nur wenige, das vorliegende Gebiet betreffende Bemerkungen können hier Platz finden.

Mit Anlehnung an gegenwärtig vielfach vertretene Vorstellungen kann man leicht geneigt sein, anzunehmen, daß der Bittescher Gneis eine jüngere Intrusion in den moldanubischen Gesteinen darstelle, die entweder in schiefriger Form erstarrt wäre (Weinschenk's Piézokristallisation) oder durch den Druck des nachdrängenden Magmas bereits im festen

Zustande, aber in einer unmittelbar der Verfestigung folgenden Phase die schiefrige Textur erworben hätte¹⁾. Zugleich wäre dem schon früher hochkristallinen Dache des Eruptivkörpers eine andere Form der Metamorphose aufgeprägt worden; die moldanubischen Gneise wären (vielleicht durch Piëzokontaktmetamorphose) zu Glimmerschiefer umgewandelt worden. Gesteinen der normalen Metamorphose wäre nachträglich die alpine Metamorphose aufgeprägt worden²⁾. In der Tat gleicht der Umriß der einzelnen moravischen Gebiete, ebenso wie jener der alpinen Zentralgneisgewölbe, mehr dem gleichmäßig geschwungenen Randbogen eines Gewölbes als dem einer durch seitlichen Zusammenschub erzeugten Antiklinale, und ebenso wie dort verläuft die Schieferung des Gneises vollkommen parallel mit dem bogenförmigen Rande und darauf legt sich vollkommen konkordant ein Dach von Glimmerschiefer. Je mehr man sich vom moravischen Rande entfernt, desto mehr tritt der weiße Glimmer in den Gesteinen zurück, und zwar verläuft diese Änderung im Mineralbestande unabhängig vom Schichtstreichen und von der Natur der verschiedenen Gesteine. Bezeichnend ist in dieser Hinsicht das stellenweise Auftreten von Muskovit in dem Granulitzuge zwischen Stallek und Kottaun.

Diese Erklärung würde ohne Zweifel vollkommen befriedigen, wenn nur beschränkte Teile und Bruchstücke der moravischen Grenze erhalten geblieben wären. Die Lagerungsverhältnisse im großen jedoch bereiten dieser Erklärung unüberwindliche Schwierigkeiten (insbesondere wenn man auch alle Tatsachen betreffend die Tektonik der nördlichen Gebiete heranzieht). Zunächst bildet der Bittescher Gneis kein einheitliches Gewölbe, sondern ein breites Lager zwischen zwei sedimentären Serien. Man müßte annehmen, daß der Nachschub, welcher die Schieferung erzeugte, unter einer zweiten oder dritten Scholle von Sedimenten, im vorliegenden Falle erst unter dem Serizitphyllit und Tonschiefer von Weitersfeld, erfolgt sei.

Bei dieser Annahme bleibt der wesentliche Umstand unerklärt, daß gerade die tiefsten und innersten Sedimente am wenigsten kristallinisch sind; auch unter der Annahme einer besonderen alpinen oder Piëzokontaktmetamorphose bleibt es gänzlich rätselhaft, warum hier die untersten Schollen mit den Tonschiefern von Weitersfeld weit weniger metamorphosiert sind, als die turmalinführenden grobschuppigen Glimmerschiefer im Dache.

Aber ein zweiter Umstand fällt für die Deutung der gegenseitigen Verhältnisse der Gesteine noch mehr ins Gewicht. Die tieferen Schollen unter dem Bittescher Gneis bestanden bereits ursprünglich aus ganz anderen Gesteinen als die des auflagernden moldanubischen Gebietes, sie gehörten vom Anfange an zu einer ganz anderen sedimentären Serie als jene. Die häufigen Hornblendegesteine, Quarzite und

¹⁾ Becke u. Uhlig, Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalpmassiv und in den Radstädter Tauern. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch. Wien, math.-nat. Kl. CXV, 1906, pag. 1714 ff.

²⁾ F. E. Suess, Kristallinische Schiefer Österreichs innerhalb und außerhalb der Alpen. Comptes rendus IX. Congrès géol. internat. Wien 1903, pag. 603 und: Weinschenk, Über Mineralbestand und Struktur der kristallinischen Schiefer. Abhandl. d. math.-phys. Kl. d. kgl. bayer. Akad. d. Wissensch. Bd. XXII, München 1906, pag. 736

Graphitflöze, die bezeichnenden Begleitgesteine der hornfelsartigen Sedimentgneise und der Glimmerschiefer, sind hier nicht vertreten. Die Kalkzüge sind hier viel mächtiger und zusammenhängender und es ist völlig ausgeschlossen, daß durch irgendeinen Prozeß der Metamorphose die Serie moldanubischer Paraschiefer zur moravischen, oder diese zu jener geworden wäre.

Die Lagerungsverhältnisse sind, wie ich bei anderer Gelegenheit auseinandergesetzt habe, in den nördlichen und südlichen moravischen Gebieten vollkommen analog, aber der Gegensatz zwischen beiden Serien tritt noch mehr hervor in den mährischen Gebieten. Die phyllitartigen granatführenden Glimmerschiefer sind dort vertreten durch die grautfreien bleigrauen inneren Phyllite mit vereinzelt Turmalinsäulchen und ohne Biotit. Hier in den südlicheren Gebieten, insbesondere, wo die moravische Grenze in der Gegend nördlich von Horn im großen Bogen weit gegen Westen zwischen moldanubische Gesteine eindringt, scheint es, daß die moravischen Gesteine etwas höher kristallin werden oder sich in ihrer Ausbildung etwas mehr der tieferen Umwandlungsstufe nähern. In der Gegend von Messern (Blatt Horn), S von Wappoltenreith, wo der Bogen am weitesten nach Westen ausgreift, trifft man recht biotitreiche Lagen im Bittescher Gneis.

Indem eine eingehende Behandlung aller Fragen für eine andere Gelegenheit vorbehalten bleiben soll, sei hier nur der Meinung Ausdruck gegeben, daß man bei der Erklärung die Lagerungsverhältnisse der moravischen Gebiete nicht ohne die Annahme großer Gebirgsbewegungen nach der Intrusion der Gneise und Umkristallisation im starren Zustande, unter zonenweise sich ändernden Einflüssen, wird auskommen können.

Literaturnotizen.

O. Ampferer. Über die Entstehung der Inntalterrassen. Zeitschrift f. Gletscherkunde, III. Bd. 1908, pag. 52 ff. und pag. 111 ff.

Der Verfasser hat in Nr. 4 der Verhandlungen, Jahrg. 1903, seine nach langjähriger Untersuchung der Inntalterrassen gewonnenen neuen Ansichten über die Entstehung derselben in Kürze dargelegt. In dem in Nr. 15 der Verhandl. 1907 referierten Artikel aus der Zeitschrift für Gletscherkunde, II. Band, sowie besonders in der vorliegenden Abhandlung sind nun diese neuen Anschauungen ausführlich dargestellt und begründet.

Die Detailaufnahmen im Laufe des ganzen Inntales, von Landeck abwärts, haben gegenüber der bisherigen Kenntnis desselben die wichtige neue Tatsache ergeben, daß die Inntalschotter nicht am Ausgang des Zillertales enden, wie es die von Blaas und Penk vertretene Erklärung durch Stauung an der Zunge des Zillertalglaciers erfordert, sondern daß echte Inntalschotter bis zur Mündung des Inntales in die bayrische Hochebene hinaus in Resten erhalten sind, die in diesem unteren Teil des Inntales ebenso wie höher oben von der hangenden Grundmoräne überlagert werden. Diese Vorkommen werden im ersten Teil der Arbeit beschrieben und durch Profile veranschaulicht. Die Terrassenablagerungen beginnen in der Tiefe mit Bändertonen, nach oben zu folgen im allgemeinen immer gröbere Sedimente bis zu den groben hangenden Schottern. Die Gerölle stammen aus dem ganzen Bereich des Innsystems und zeigen stets sehr starke Beimengung zentralalpiner Gesteine. Doch ist die Aufeinanderfolge der Schichten durchaus keine ganz gleichbleibende,