

GEOLOGIE DER WECHSELBAHN (INSBESONDERE DES GROSZEN HARTBERG-TUNNELS)

VON

DR. HANS MOHR

PRIVATDOZENT DER K. K. TECHNISCHEN HOCHSCHULE IN GRAZ

Mit 1 geologischen Karte des Bahnterrains, 7 Tafeln und 7 Textfiguren

VORGELEGT IN DER SITZUNG AM 10. JULI 1913

Einführung.

Mit der am 12. Oktober 1910 zur Eröffnung gelangten »Wechselbahn« wurde das letzte Teilstück einer zweiten Verbindung Wiens mit Graz dem allgemeinen Verkehr übergeben.

Die neue Strecke nimmt in Aspang, der südlichen Endstation der Eisenbahn Wien—Aspang in einer Seehöhe von 476 *m* ihren Ausgang, durchbricht im Großen Hartberg-Tunnel mit einer kulminierenden Höhe von 674 *m* die Wasserscheide zwischen dem Flußgebiete der Pitten (Nebenfluß der Leitha) und Pinka (Nebenfluß der Raab), um in Friedberg in einer Schienenhöhe von 552 *m* zu endigen. Die von der Bahn zu bewältigende Höhendifferenz beträgt also auf der Nordseite — bei einer Gesamtlänge von etwas über 21 *km* — kaum 200 *m*. Auch sonst mangeln dieser Bahn tiefe Schluchten oder breite Flußtäler, die zu kostspieligeren Kunstbauten genötigt hätten. Und gleichwohl heißt es in dem anlässlich der Eröffnung dieser landschaftlich recht reizenden Strecke erschienenen Gedenkalbum,¹ sie sei das »schwierigste und kostspieligste« Stück der zweiten Verbindung mit Graz gewesen.

Dieser Vorwurf kann sich — *ceteris paribus* — nach Obigem nur aus rein geologischen Momenten herleiten lassen, wie dies auch aus den Studien des Verfassers klar hervorging, welche im Auftrage und mit Subvention der Tunnelkommission der hohen kaiserlichen Akademie der Wissenschaften unternommen wurden.

Für dieses ehrende Vertrauen gestattet sich der Verfasser an dieser Stelle zugleich seinem Danke Ausdruck zu verleihen.

Der Verfasser konnte sich während der Dauer seiner Arbeit der steten Beratung seiner hochverehrten Lehrer, der Herren Professoren Dr. F. Becke und Dr. V. Uhlig, Mitglieder der Tunnelkommission, erfreuen, welchen hiermit aufrichtigst gedankt sei.

¹ Wechselbahn: Aspang—Friedberg, Juli 1908 bis September 1910. Gewidmet von Bauunternehmung: Ingenieur Chierici und Ingenieur Picha (Los 1 und 4) — Bauunternehmung: Vereinigte Eisenbahnbau- und Betriebsgesellschaft und Dr. Rudolf Mayreder (Los 2 und 3).

War es einerseits der hervorhebenswerten Initiative der k. k. Staatseisenbahndirektion entsprungen, diesen interessanten Bahnbau einer geologischen Detailforschung zugänglich zu machen, so sei hier nicht weniger der Herren der k. k. Bauleitung und insbesondere der Herren Streckeningenieure dankend gedacht, welche so oft nicht Zeit und Mühe sparten, um des Verfassers Arbeit nach Tunlichkeit zu unterstützen.

Auch den Herren der beiden Bauunternehmungen fühlt sich der Verfasser für ihr oft bewiesenes Entgegenkommen sehr verpflichtet.

In einer früheren Arbeit¹ war es dem Verfasser gelungen nachzuweisen, daß im Wechselstock, diesem nordöstlichsten Ausläufer des aus SW heraufstreichenden kristallinen Zentralastes der Alpen, zweierlei kristalline Schieferkomplexe auftreten, welche voneinander durch eine wichtige Dislokationslinie getrennt werden. Diese Störungslinie wurde am Nordrande des Wechselmassivs (südlich Ottertäl — Kirchberg — Feistritz) auf eine beträchtliche Erstreckung hin verfolgt. Sie nimmt hier einen ostwestlichen Verlauf und trennt den Schieferkomplex der »Kernserie« von der anscheinend überall unter erstere einschließenden »Wechselserie«.

Ihre Fortsetzung gegen Osten weist auf die Gegend von Aspang, dem Ausgangspunkt der Wechselbahn.

Es konnte daher bereits mit einem Grundstock von wichtigen Beobachtungen an das Studium der Ostflanke des Wechselstockes herangetreten werden, welche gerade durch diesen Bahnbau in denkbar bester Weise aufgeschlossen wurde.

Diese Vorkenntnisse waren umso wertvoller, als die Ergebnisse früherer Untersuchungen dieser — geologisch — scheinbar recht eintönigen Gegend etwas spärlich genannt werden müssen. Von älteren Publikationen, die sich umfassend mit unserem Gebiet oder nur mit besonderen Abschnitten desselben beschäftigen, wären hauptsächlich Čížek's »Rosaliengebirge und Wechsel« (Wien 1854), Aug. Böhm's »Gesteine des Wechsels« (Wien 1883), Vacek's »Die geologischen Verhältnisse des Wechselgebirges« (Wien 1889) und Hilber's »Tertiärgebiet von Hartberg und Pinkafeld« (Wien 1894) zu erwähnen.²

Erst ganz in jüngster Zeit sind einige Publikationen³ erschienen, denen wir unsere besondere Aufmerksamkeit schenken müssen, weil sie das Ergebnis der Anwendung moderner Anschauungen auf das petrographische Studium dieses Teiles der Zentralalpen darstellen.

Soweit diese Studien aber zu dem allgemeineren Problem der Entstehung der kristallinen Schiefer im Wechselgebirge Stellung nehmen, bildet diese vorliegende Arbeit wohl nicht den passenden Rahmen, um auf dieses Thema ausführlich eingehen zu können.

Was die stratigraphischen und tektonischen Probleme der Studien St. Richarz anlangt, so wird sich im Bereiche dieser Arbeit vielfach Gelegenheit ergeben, auf sie zurückzukommen.

Von einer Würdigung der älteren Untersuchungsberichte glaubt der Verfasser billigerweise Abstand nehmen zu können, da hiezu bereits zwei ältere Arbeiten⁴ des Verfassers hinlänglich Anlaß boten.

¹ H. Mohr: Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel. Mitt. d. Geolog. Ges. in Wien, 1910, p. 104 bis 213.

² Siehe Literaturverzeichnis.

³ P. Steph. Richarz: Geolog.-petr. Untersuchungen in der Umgebung von Aspang am Wechsel. Verh. d. k. k. Geolog. Reichsanst., Wien, 1910, p. 116 bis 119. — Derselbe: Die Umgebung von Aspang am Wechsel (Niederösterreich). Jahrb. d. k. k. Geolog. Reichsanst., Wien, 1911, p. 285 bis 338.

⁴ H. Mohr: Zur Tektonik und Stratigraphie etc. — Derselbe: Versuch einer tekton. Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen etc.

Verzeichnis der wichtigsten Literatur.

Abkürzungen: J. G. R. = Jahrbuch, V. G. R. = Verhandlungen, A. G. R. = Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien; M. P. M. = Tschermaks Mineral. und Petrograph. Mitteilungen Wien.

1831. Sedgwick and Murchison: A sketch of the structure of the Eastern Alps.
Transactions of the Geolog. Society London. 2. ser., vol. III.
1854. Joh. Čížek: Das Rosaliengebirge und der Wechsel. J. G. R. Bd. V.
C. J. Andrae: Bericht über die Ergebnisse geognost. Forschungen im Gebiete der 9. Sektion der General-Quartiermeisterstabkarte in Steiermark u. Illyrien während des Sommers 1853. J. G. R. Bd. V.
1863. Ferd. Stoliczka: Bericht über die im Sommer 1861 durchgeführte Übersichtsaufnahme des südwestl. Teiles von Ungarn. J. G. R. Bd. XIII.
1868. Fr. v. Hauer: Blatt VI. Östliche Alpenländer; J. G. R. Bd. XVIII.
1871. D. Stur: Geologie der Steiermark. Graz, 1871, p. 69 u. f.
1877. K. Hoffmann: Geolog. Aufnahmebericht. V. G. R. 1877, p. 14 u. f.
1878. V. Hilber: Die II. Mediterranstufe bei Hartberg in Oststeiermark. V. G. R., p. 53, 54.
1883. Aug. Böhm: Über die Gesteine des Wechsels. M. P. M., Bd. V, p. 197 bis 214.
G. Starkl: Über neue Mineralvorkommnisse in Österreich. 3. Über das Vorkommen und Assoziationskreis der »Weißerde« von Aspang. J. G. R., 33. Bd., p. 644 (V. G. R. 1883, p. 157).
1889. M. Vacek: Über die geolog. Verhältnisse des Wechselgebietes. V. G. R. 1889, p. 151 bis 157.
1892. V. Hilber: Sarmatisch-miocäne Conchylien Oststeiermarks. Mitt. des Naturwissensch. Vereines für Steiermark, Graz, Jahrg. 1891, p. 235 u. f.
1893. Konst. Freiherr v. Ettingshausen: Über neue Pflanzenfossilien aus den Tertiärschichten Steiermarks. Denkschr. d. kais. Akad. d. Wissensch. in Wien, mathem.-naturw. Kl., 60. Bd., p. 313 u. f.
1894. V. Hilber: Das Tertiärgebiet um Hartberg in Steiermark und Pinkafeld in Ungarn. J. G. R., p. 389 bis 414.
1902. F. Becke: Exkursion nach Aspang. M. P. M., Bd. 21, p. 461.
1907. G. A. Koch: Über einige der ältesten und jüngsten artesischen Bohrungen im Tertiärbecken von Wien. Wien 1907.
1908. P. St. Richarz: Der südliche Teil der Kleinen Karpathen und die Hainburger Berge. Eine petrogr.-geolog. Untersuchung. J. G. R., Bd. LVIII, p. 1 bis 48.
1909. H. Mohr: Bericht über die Verfolgung der geolog. Aufschlüsse längs der neuen Wechselbahn, insbesondere im Großen Hartberg-Tunnel. Anz. d. kais. Akad. d. Wissensch. Wien 1909, Nr. XXIII.
1910. H. Mohr: Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel (N.-Ö.), Mitteil. d. Geolog. Ges. in Wien, 1910, p. 104 bis 213.
Ders.: Exkursion in das kristallinische Gebiet bei Aspang am 9. Mai 1910. Mitteil. d. Geolog. Ges. in Wien 1910, p. 487, 488.

1910. H. Mohr: Zweiter Bericht über die Verfolgung der geolog. Aufschlüsse längs der neuen Wechselbahn, insbesondere im Großen Hartberg-Tunnel (Durchschlag im Großen Hartberg- und im Wiesenhöfer-Tunnel). Anz. der kais. Akad. der Wiss. in Wien 1910, Nr. IV.

Ders.: Dritter Bericht über geolog. Untersuchungen längs der neuen Wechselbahn. Anz. der kais. Akad. der Wiss. in Wien 1910, Nr. XX.

P. Steph. Richarz: Geolog.-petrograph. Untersuchungen in der Umgebung von Aspang am Wechsel. V. G. R. Wien 1910, p. 116 bis 119.

1911. P. Steph. Richarz: Die Umgebung von Aspang am Wechsel (Niederösterreich). J. G. R. 1911, p. 285 bis 338.

H. Mohr: Bemerkungen zu St. Richarz »Die Umgebung von Aspang am Wechsel (Niederösterreich)«. V. G. R. 1911, p. 278 bis 281.

Dazu siehe Referat über P. Steph. Richarz: »Die Umgebung von Aspang am Wechsel«, in Mitteil. der Geol. Ges. in Wien 1911, p. 639 bis 642.

1912. L. Kober: Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. Denkschr. der kais. Akad. der Wiss. in Wien, math.-naturw. Klasse, Bd. 88.

H. Mohr: Vorbericht über: »Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen« im Anz. der kais. Akad. d. Wiss. Wien 1912, Nr. IX.

Ders.: Eolithe in der Nordoststeiermark? J. G. R. 1912, Bd. 62, Heft 4.

1913. H. Mohr: Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen. Denkschr. der kais. Akad. der Wiss. in Wien, math.-naturw. Klasse, Bd. 88.

Wenn wir auf die geologische Karte des Bahngeländes einen Blick werfen, so sehen wir zwei stratigraphische Hauptgruppen sich in den Schichtenbau teilen.

Erstens das metamorphe Grundgebirge, welches das Geländere relief in Niederösterreich und westlich der Bahntrasse auch in Steiermark bestimmt.

Und zweitens das transgressive Jungtertiär, dessen Geländeformen, so weit es dem sogenannten »Sinnorsdorfer« Konglomerat zugehört, noch den »buckligen« Charakter unseres Gebirges gegen die pannonische Niederung zu ausklingen lassen. Der Beginn der Ebene im Süden wird von der — jüngeren — Stufe von Friedberg¹ begleitet.

Die erste Hauptgruppe wieder gliedert sich in zwei petrographisch voneinander sehr erheblich abweichende Schiefersysteme. Den Norden und Osten des kartierten Gebietes nehmen — soweit nicht Tertiär den Unterbau verhüllt — die kristallinen Schiefer der Kernserie ein. Sie ziehen demnach aus der Gegend des Feistritztales im weiten Bogen über das Pittental nach Süden und schließen auf diese Weise die Region der Wechselserie — ein kristallinischer Schieferkomplex von ganz anderer Ausbildung, — welcher der ganze Westen des Bahngeländes zufällt, nach Osten ab.

Die Grenze beider erschloß gerade der Bahnbau in einer Fülle der interessantesten Anschnitte und Profile.

Es ist demnach die gleiche vom Nordrande des Wechselmassivs bereits bekannte und beschriebene tektonische Leitlinie, welche auch im Osten der Wechselserie eine Scheide setzt, um in ihrem südlichen Verlaufe unter der jugendlichen Auskleidung des pannonischen Beckens zu verschwinden.

Zwischen den beiden kristallinen Schieferkomplexen der Wechsel- und Kernserie lassen sich vorderhand gar keine Parallelismen oder Verschiedenheiten in stratigraphischer Hinsicht feststellen.

¹ H. Mohr: Eolithe in der Nordoststeiermark? Jahrb. d. Geolog. Reichsanstalt, 1912, p. 649.

Ihre Besprechung muß sich deshalb gesondert vollziehen.

Im Anschlusse daran wird es am Platze sein, über das im Kartengebiete auftretende metamorphe Permomesozoikum zu berichten. Wenn auch seine Bedeutung als Bauglied des Bahngeländes gering zu veranschlagen ist, so ist umso wichtiger die Art seines Auftretens, das sich immer an tektonisch wichtige Leitlinien gebunden zeigt.

Ein weiterer Teil unserer Arbeit wird der Behandlung des Känozoikums gewidmet sein, das in der Umgebung der Wechselbahn durch das ältere Sinnersdorfer Konglomerat, die Stufe von Friedberg¹ und das Quartär vertreten wird.

Nach der petrographischen und stratigraphischen Übersicht wird sich ein zweiter Teil der Arbeit mit den Aufschlüssen des Bahnbaues beschäftigen, an welchen sich als dritter Teil eine zusammenfassende Würdigung des neugewonnenen Beobachtungsmateriales mit einigen aus diesem gefolgerten Schlüssen angliedern soll.

¹ H. Mohr: Eolithe in der Nordöststeiermark? Jahrb. d. Geolog. Reichsanstalt, 1912, Bd. 62.

I. TEIL.

A. Das krystalline Grundgebirge.

I. Die Wechselserie.

a) Petrographie.

Wenn wir uns, von Norden her kommend, dem Wechselmassiv nähern, so fällt uns bereits aus großer Entfernung der merkwürdige Formengegensatz auf, der sich darin ausprägt, daß einem ungegliederten Hintergrunde (»Wechselserie«) ein »buckeliges« Vorland (»Kernserie«) vorgelagert ist.

Der stratigraphisch höchst einförmige Aufbau des Wechsels, welcher einer Schieferzone gegenübertritt, die sich durch Zwischenschaltung von widerstandsfähigerem Granitgneis weit wechsellvoller gliedert, bedingt diesen Gegensatz.¹

Reichliche Abwechslung im Streichen und Fallen begünstigt diese Oberflächenentwicklung.

Völlig anders verhält sich diesbezüglich die Wechselserie. Mit einer merkwürdigen Beharrlichkeit behaupten die Gesteine des Wechsels in diesem östlichen Teile des Verbreitungsgebietes ihre Streich- und Fallrichtung. (Der größere Teil des Wechsels bildet übrigens darin keine Ausnahme.) Das nordnordwestliche Generalstreichen bewirkt bei westsüdwestlichem Verflachen auf der ganzen Linie ihrer östlichen Begrenzung ein stumpfes Auflagern der periklinal vom Wechsel abfallenden Kerngesteine auf den Schichtköpfen der Wechselgneise. Die meisten Gesteine der Wechselserie, Albitgneise, Glimmerschiefer (auch mit Granaten und Chloritoid), Albitphyllite, Grünschiefer (mit mehr oder weniger Hornblende) etc. zeigen keine beträchtlichen Unterschiede der Festigkeit. Nur die Amphibolite und Orthogneise im Hinterlande von Friedberg bilden darin eine Ausnahme. Ihr Verbreitungsgebiet ist aber zu beschränkt. Dementsprechend fallen auf jeder besseren Karte die langen ungegliederten Täler und die eintönig hinziehenden Bergrücken in diesem Teil der Zentralzone auf.

Bei der Beschreibung dieser petrographisch und tektonisch wohlbegrenzten Region der Wechselserie gebricht es uns an einem praktikablen Einteilungsgrund: einer sichergestellten Altersfolge der Gesteine.

Die isoklinale Lagerung der Wechselgesteine würde zwar in der Gegend von Ober-Aspang die ältesten Gesteine erwarten lassen; es kann dies vielleicht den tatsächlichen Verhältnissen wirklich entsprechen, wir besitzen aber für diese Annahme keinerlei maßgebende Anhaltspunkte. Die Art und Höhe der Umkrystallisation ist sogar nach den landläufigen Vorstellungen in diesem Bereiche geringer als beispielsweise nördlich von Friedberg oder beim Hallerhaus (Steinerne Stiege), welche Region sich der Lagerung nach im Hangenden der scheinbar weniger metamorphen Gesteine bei Ober-Aspang befindet.

Es können deshalb für die Reihenfolge der Beschreibung nur rein petrographische Momente maßgebend sein und wir beginnen mit dem wichtigsten Gestein, dem Albitgneis.

Albitgneis: Es ist ein graues bis grünlichgraues, gut geschiefertes Gestein, in typischen Stücken schön geknotet durch Feldspateinsprenglinge (Porphyroblasten), welche, wie die mikroskopische Untersuchung lehrt, dem Albit angehören. Größe der Knoten 2 bis 3 mm (auch 5, ja bis 7 mm). Quarz wenig

¹ Der Volksmund trägt dieser charakteristischen Morphologie Rechnung: er nennt das Land nordöstl. vom Wechselmassiv bis zum Beginn der ungarischen Niederung »Bucklige Welt«.

hervortretend; öfter lagenweise in unscheinbarer Verteilung, seltener Linsen oder Schwielen bildend. Auf den Schieferungsflächen ziemlich starker Schimmer infolge des Sericitbelages; mit diesem verwachsen ein grünlicher Glimmer.

Durch Zurücktretten der Feldspatknotten alle möglichen Übergänge zu phyllitischen oder glimmerschieferähnlichen Gesteinen.

Innere Zertrümmerung oft mit freiem Auge erkennbar. (Zerdrückte Albitknotten und griesig zer-malmer Quarz.)

(Es lag der Gedanke nahe, dieses Gestein, welches wie die Analyse bewiesen hat, ein Paragneis ist, als albitführenden Glimmerschiefer zu bezeichnen. Doch scheint sich mehr oder weniger der Brauch eingebürgert zu haben, dem akzessorischen Granat fast wesentliche Bedeutung bei der Fassung des Begriffes »Glimmerschiefer« beizumessen. Insbesondere aber aus dem ersten Grunde, der stetigen Albitbegleitung, schöpft der Verfasser hinreichende Berechtigung, um bei der Bezeichnungsweise »Albitgneis« zu verbleiben.)

Wichtige Aufschlüsse im Albitgneis: Außer den Aufschlüssen längs der offenen Strecke und in den Tunnels sei hier besonders auf einige petrographisch wichtige Steinbrüche verwiesen, welche es gestatten, das Gestein im frischen Zustande zu studieren.

Schöne, frische Albitgneise hat der westliche große Steinbruch am Mittereggberg südwestlich Aspang erschlossen. Das Gestein ist hier mittelknotig entwickelt und von weißen Quarzadern stark durchsetzt, welche in der Regel nach den Schieferungsflächen verlaufen. In den Gängchen etwas Karbonat (Ankerit?), ob auch Albit? Gesamtverflächen unter 30° nach W 40° S.¹

Der große Steinbruch westlich nahe der Station Ausschlag-Zöbern (an der Weggabel im Kohlgraben) hat sehr feste, grobknotige Albitgneise geliefert.

Grünlichgraues Gestein mit zahlreichen bis zu halbzentimetergroßen Albitknotten. Ebenso dicke Quarzlagen begleiten untergeordnet und alternierend die Schieferung. Die Flächen dieser sind von feinschuppigem Muskovit, der mit einem schmutziggrünen Chlorit innig verfloßt ist, bedeckt. Hie und da ein zwei-, drei Millimeter langes Turmalinsäulchen. Das Gestein scheint einem ziemlich heftigen Schieferungsdruck (Stress) ausgesetzt gewesen zu sein, der seiner Festigkeit jedoch keinen Abbruch tat.

U. d. M.: Der Schriff ist sehr reich an Albit und Quarz und ärmer an glimmerigen Gemengteilen. Deren spärliche Züge, welche hauptsächlich die Schieferung markieren, sind lepidoblastisch ausgebildet, aber mechanisch stark beeinflusst (zerrissen). Ein reichlich vorhandenes feinkörniges Mosaik von Quarz und Feldspat — augenscheinlich auf mechanischem Wege entstanden — zeigt die Tendenz, sich dem lamellaren Gefüge anzupassen.

Dies ist das Grundgewebe, in welchem die großen Porphyroblasten des Albit eingebettet sind. Daß es sich wirklich um Albit handelt, ersieht man aus der Auslöschungsschiefe eines annähernd senkrecht zu c geschnittenen Individuums, in welchem die Trasse der Achsenebene mit den Spaltrissen nach P 18° einschließt. Aus dem Vergleich von α' und γ' mit Kanadabalsam ergibt sich weiter, daß

$$\alpha' \leq \text{Kanadabalsam}$$

$$\text{und } \gamma' \sim \text{Kanadabalsam}$$

(wobei gleichfalls der Schnitt annähernd normal zur I. Bisektrix lag). Im Vergleich mit Quarz war die Lichtbrechung des Kanadabalsams sehr stark $<$ als ϵ , ω merklich $>$ als dieser.

Die Doppelbrechung war positiv.

Eine ganz einfache Verzwillingung nach M ist äußerst selten. Auch von den Spaltbarkeitsrichtungen ist nur jene nach P durch feine Risse angedeutet.

Vielerlei sind die Einschlüsse, welche nicht selten zu Helizitstrukturen Anlaß geben. Pistacit, Chlorit, Sericit, Carbonat, Erz etc. beteiligen sich daran, auch größere, ganz unregelmäßige Quarzpartien.

Auch an den rundlichen Albitknotten äußern sich frische mechanische Einflüsse; die Albite sind in mehrere Teile zerlegt, deren Auslöschung nahe aneinander liegt, die Spaltrisse nach P klaffen, Sprünge sind wohl auch mit Karbonat und Zerreibsel ausgefüllt, ja manche Knoten scheinen sich überhaupt in das feinkörnige Albitmosaik aufzulösen.

Der Quarz ist einschlußfrei. Er tritt niemals in so großen Individuen auf wie der Albit. Seine feinkörnigen Partien bilden in der Regel ein grob verzahntes Pflaster, in welches auch Albit untergeordnet eintreten kann. Undulöse Auslöschung ist merkwürdig selten zu beobachten.

Von den glimmerigen Gemengteilen überwiegt der Muskovit.

¹ Die in der Arbeit angeführten Kompaßdaten beziehen sich sämtlich auf die astronomische Nordrichtung.

Seine zerfetzten Tafeln lassen in den Schieferungsflächen (zugleich Bewegungsflächen) heftige mechanische Beeinflussung erkennen.

Der mit ihm gesellig auftretende, auch parallel verwachsene Chlorit ist stark pleochroitisch (von lichtgelblichgrün zu smaragdgrün). Ein Achsenbild ist nicht zu bemerken (verschwommen); die Interferenzfarbe ein abnormales Dunkel-rotviolett. Es wird also Pennin sein.

Nach *c* schwach gelbliche, sonst fast farblose Körner von Pistazit sind nur wenige und isolierte vorhanden. Häufig sind sie nach *b* etwas gestreckt und zerfallen in ein Körneraggregat.

Vielleicht etwas reichlicher ist ein farbloses Carbonat (Calzit) vertreten. Man sieht es sich gerne in Klüften ansiedeln, doch finden sich seine isolierten Körner auch im Quarzgefüge und in den Albiten.

Das relativ reich vorhandene schwarze Erz zeigt einmal eine Oktaëderform und dürfte dem Magnetit zuzurechnen sein.

Gelbliche Körnerhaufen von sehr hoher Lichtbrechung, die sich an die Nähe der Erzkörnchen halten, werden zum Rutil gestellt.

Apatit konnte in diesem Schliff nicht beobachtet werden.

Die Steinbrüche im Graben südlich Mönichkirchen waren zum größten Teil auf einen massigen Amphibolit angelegt, zum geringeren lieferten sie einen schönen, festen, grobknotigen, manchmal auch weniger knotigen Gneis, der sehr reich an Albit und Quarz und etwas weniger schiefrig war. Dieses Gestein wurde auch einer Analyse zugeführt.

Eine solche grünlichgraue (ziemlich viel Chlorit), aber weniger knotige, sehr frische Gesteinsprobe zeigt u. d. M. folgendes Bild.

Man sieht den Quarz in lamellaren Zügen den Schliff durchsetzen. In diesen selbst zeigt er sich als — zum Teil grob verzahntes — Pflaster. Der Quarz ist einschlufsfrei, ohne Kataklyse, ohne undulöse Auslöschung.

Der Albit bildet große Porphyroblasten. Diese Körner sind aber in einzelne Teile zerlegt, deren Auslöschungsschiefe nahe aneinander liegt. Zum Beweise der ehemaligen Zusammengehörigkeit setzen die Spaltrisse (nach *P*) durch das ganze Aggregat durch (Kataklyse). Die Albitporphyroblasten lassen keinen Idiomorphismus, keine ganzrandige Umgrenzung und äußerst selten Zwillingsstreifung erkennen.

Der Einschlufreichtum an allen übrigen Komponenten des Schliffes wird in den Albiten konstant beobachtet.

Muskovit und Chlorit begleiten in parallelen Zügen die Quarzlamellen und bilden die Schieferung.

Ersterer tritt in größeren Flittern und Blättchen, zum Teil aber auch feinschuppig und fetzig (im Albit) auf und nähert sich dem Sericit.

Der Chlorit ist ein Pennin. Er tritt wie der Muskovit auf, zeigt abnormale Interferenzfarben (violettrot) und den Pleochroismus von satt grasgrün zu lichtgelblichgrün.

Die verstreuten Epidot-(Pistazit-)körner sind etwas stengelig nach *b* ausgebildet. Querschnitte zu *b* zeigen in der Regel spitz-rhombische Umriss, das heißt Idiomorphismus nach dieser Zone, während Flächenausbildung an den beiden Polen von *b* nicht beobachtet werden konnte. Homogene Körner lassen nur in der *c*-Richtung eine merkliche Färbung erkennen:

a = farblos,

b = farblos,

und *c* = licht zitronengelb bis schmutziggelb.

Zahlreiche Epidotkörner sind inhomogen und zeigen schöne orthitische Kerne. Die Umgrenzung dieser läuft in den spitz-rhombischen Querschnitten zur *b*-Achse (des Epidot) mit der Umgrenzung des letzteren parallel. An einem in dieser Art geschnittenen Orthitkern beobachteten wir folgenden Pleochroismus:

a = sehr licht gelblichbraun (von Epidot dann nicht immer verschieden.)

c = schmutzigbraun (satter).

Winkel *a* gegen 100 (Rosenbusch: Mikrosk. Physiogr. etc., Bd. I, II. Hälfte, p. 287) wurde zu 34 bis 36° bestimmt. Die Auslöschungsschiefe der orthitischen Kerne ist demnach sehr verschieden von jener der Epidothülle.

Es hat auch hier den Anschein, als würde der Epidot auf Kosten des Orthit wachsen (siehe auch Rosenbusch, I. c., p. 288).

Als Einschlüsse bemerkt man im Orthit sehr häufig Erzpartikelchen und Rutil.

Klaffende Sprünge im Epidot sind nicht selten durch Chlorit und Quarz wieder verheilt.

Ganz seltene Körner von gleicher Größe wie der Epidot und gleicher Lichtbrechung, aber einem bläulichgrauen Polarisationsston gehören wahrscheinlich zum Apatit.

Das nicht gerade spärliche, schwarzopake Erz tritt in Körnern, aber auch in Blättchen (Titaneisenglimmer?) auf und ist jedenfalls titanhaltig. Die honiggelben Krystallhaufen um das Erz sind wahrscheinlich Rutil und nicht Titanit.

Auch sonst zeigt sich Rutil in Säulchen im ganzen Gestein sehr verbreitet.

Sehr spärliche rundliche Körnchen von sehr hoher Lichtbrechung sind zirkonverdächtig.

Die Analyse dieses Gesteins¹ hatte folgendes Ergebnis:

	Gewichtsprocente	Molekularprocente
SiO ₂	60·55	70·6
TiO ₂	1·09	1·0
Al ₂ O ₃	19·96	13·8
Fe ₂ O ₃	1·89	} 6·0
FeO	4·41	
MnO	—	—
MgO	0·42	0·7
CaO	1·03	1·3
Na ₂ O	3·60	4·1
K ₂ O	3·50	2·5
CO ₂	—	—
H ₂ O (Glühverlust)	3·46	
P ₂ O ₅	Sp.	
	<hr/> 99·91	

Die Auswertung dieser Analyse² ergibt im Sinne Grubenmann's einen Tonerdeüberschuß von $T = 5·9$ (bei Richarz³) $T = 7·45$, welche Zahl unverkennbar auf ein Sediment hindeutet.

Das Analysenergebnis steht völlig im Einklang mit der Art des geologischen Auftretens der Albitgneise. Sie zeigen besonders senkrecht zum Streichen eine große Mannigfaltigkeit der Zusammensetzung (was das relative Mengenverhältnis der Komponenten betrifft) und mancherlei Übergänge in mehr phyllitische Gesteine, aber auch in echte Granatglimmerschiefer. Ein Vergleich unserer Analyse mit der, welche Richarz⁴ publizierte, macht das Schwankende der Zusammensetzung sehr klar (bei Richarz 71% SiO₂).

Sehr auffällig und bemerkenswert ist der hohe Natrongehalt (3·60%), er übertrifft in der vorigen Analyse sogar den Kaligehalt (3·50%). Wie wieder Richarz' Analyse erkennen läßt, muß dieses Vorwiegen der Natronsubstanz nicht immer zutreffen. Der allgemeine Eindruck geht aber wohl dahin, daß die Albitgneise durch einen Überschuß an Natron gegenüber Kali gekennzeichnet sind. Dies scheint nun bei tonig-sedimentogenen krystallinen Schiefern keineswegs die Regel zu sein.⁵

Um diesen hohen Natrongehalt zu erklären, hat Richarz angenommen, er sei sekundären Ursprunges, das heißt erst später in die Schiefer infiltriert worden. Als Zufuhrwege werden von Richarz gewisse »Albitpegmatite« (das sind mit grobspätigem Albit und Quarz ausgefüllte Gänge, welche im Wechselgneis ab und zu angetroffen werden) angesehen.

Die zahlreichen Gründe, welche gegen diese Annahme sprechen, wurden vom Verfasser in einer älteren Notiz⁶ angeführt. Es erübrigt darauf zu verweisen und neuerdings zu betonen, daß sehr wenig Grund dafür vorhanden ist, die Lösung der Frage auf diesem Wege zu suchen.

Wenn man alle Erklärungsversuche gegeneinander abwägt, so bleibt in der Tat jener am plausibelsten, welcher den hohen Natrongehalt als primär anspricht und ihn mit der ursprünglichen Zusammensetzung des Detritus in Einklang zu bringen sucht.⁷

¹ Analyse von M. Dittrich in Heidelberg. Die Kosten dieser und der folgenden Analysen von Grünschiefer und Amphibolit wurden aus dem Zepharovichfond der k. Akademie bestritten.

² Diese Berechnung hatte Herr Prof. F. Becke die Güte dem Verfasser zur Verfügung zu stellen.

³ St. Richarz: Die Umgebung von Aspang etc., p. 321.

⁴ l. c. p. 320, 321.

⁵ U. Grubenmann: Die krystallinen Schiefer. Berlin 1910, p. 162.

⁶ Referat über St. Richarz: Die Umgebung von Aspang am Wechsel etc. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien 1911, p. 642.

⁷ Von der ebenfalls in Erwägung gezogenen Möglichkeit, ob nicht der Natrongehalt auf diffusivem Wege aus den eingeschalteten Grünschiefern und Amphiboliten in die Schiefer eingedrungen sein könnte, ist der Verfasser sehr bald abgekommen.

Denkschriften der mathem.-naturw. Kl. LXXXII. Bd.

Auf der Suche nach Analysen solcher sicherer Sedimente, deren $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ fielen dem Verfasser in Rosenbusch: Elemente der Gesteinslehre¹ besonders folgende Analysen auf:

1. (auf p. 391): Analyse Nr. 17. Taveyannaz-Sandstein, Taveyannaz-Alpe; Diablerets, Schweiz.
2. (auf p. 420): Analyse Nr. 14. Toniger Tiefseeschlamm aus 5422 m Tiefe zwischen Neuseeland und Tahiti und
3. Analyse Nr. 15. Toniger Tiefseeschlamm aus 4956 m Tiefe westlich von den Gesellschaftsinseln, Stiller Ozean.

Besonders 1. und 2. zeigen ein beträchtliches Vorwalten von Na_2O gegen K_2O (bei 1. $\text{Na}_2\text{O} = 3.83$, $\text{K}_2\text{O} = 0.65$; bei 2. $\text{Na}_2\text{O} = 4.92$, $\text{K}_2\text{O} = 2.82$).

Nun ist zu erwähnen, daß der Taveyannaz-Sandstein, der sich auch sonst in seiner Analyse an den Wechselgneis etwas anlehnt, vielleicht in seinen meisten Typen als ein Tuffit anzusprechen ist, der seine grünlichen Beimengungen von irgendeinem basischen Eruptivgestein bezieht.

Andrerseits wieder scheinen gerade vulkanischer Staub und Zersetzungsprodukte ebensolcher Agglomerate in den Tiefseesedimenten keine unbedeutende Rolle zu spielen.

So wird es annehmbar, dem Wechselgneis einen ursprünglichen Tuffcharakter zuzuschreiben oder in ihm ein Sediment zu sehen, dem wenigstens tuffige Beimengungen nicht abgehen.

Man würde dieses vulkanische Material mit den metamorphen basischen Decken im Zusammenhang zu bringen haben, die in der Wechselserie eine so große Rolle spielen.

Vergleichsgesteine (krystalline Schiefer) von ähnlicher chemischer Konstitution scheinen nicht häufig zu sein. Erst durch eine neuere Arbeit F. Becke's² werden solche bekannt. Sein Großarl-Typus,³ ein in der unteren Stufe der Schieferhülle weitverbreitetes Gestein, ist ein Glimmerschiefer mit reichlichen Albitknoten und besitzt im $\text{Si} - \text{U} - \text{L} = \text{Dreieck}$ die Gruppenwerte:

$$\text{Si} = 58.7$$

$$\text{U} = 28.8$$

$$\text{L} = 12.5.$$

Wenn man nun in gleicher Weise für den Wechselgneis die $\text{Si}-\text{U}-\text{L} = \text{Gruppen}$ bildet, so erhält man folgende Zahlen:

$$\text{Si} = 59.7$$

$$\text{U} = 28.5$$

$$\text{L} = 12.0.$$

Die Übereinstimmung ist in der Tat sehr gut.

An Unterschieden ist zu erwähnen, daß erstens der K_2O -Gehalt des Großarl-Typus sehr groß ist ($= 4.90\%$) und gegen den Na_2O -Gehalt ($= 3.20\%$) erheblich vorwaltet. Ferner zeigen nach Becke die Albitknoten öfter Albitoligoklassäume, welche Beobachtung bei den Wechselgneisen niemals gemacht wurde.

¹ l. c., Stuttgart 1898, p. 391 und 420.

² F. Becke: Chemische Analysen von krystallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen. Denkschr. der kais. Akad. der Wiss., mathem.-naturw. Kl. LXXV. Bd. Wien 1912.

Anm.: Es erhält hiedurch auch jene Vermutung des Verfassers, welche in einer früheren Arbeit (H. Mohr: Versuch einer tektonischen Auflösung etc., p. 19) ausgesprochen wurde, daß sich nämlich in den Gesteinen der Wechseldecke Äquivalente der Tauernschieferhülle verbergen könnten, eine erfreuliche Stütze. Die petrographischen Analogien erstrecken sich demnach nicht allein auf die Grünschiefer — wie damals angegeben wurde — sondern auch auf die Sedimentgesteine vom Großarl-Typus.

³ l. c., p. 57; Analyse p. 41.

Das hohe L bringt im Si—U—L = Dreieck den Großarl-Typus in die Nachbarschaft der Eruptivgesteine¹, und F. Becke hebt hervor, daß es nahe liegt, diese ungewöhnliche Erhöhung des Gehaltes an löslichen Alkalien auf Rechnung der Nähe des Zentralgneises zu setzen. In diesem Falle wäre es jedenfalls bedeutsam zu wissen, ob die im Liegenden dieser Glimmerschiefer auftretenden — das heißt dem Zentralgneis noch näheren — Kalklager des Großarltales an der gleichen Alkalienzufuhr partizipierten.

Im Anschluß an die typischen Albitgneise müssen Albitphyllite erwähnt werden, welche keine selbständige Stellung einnehmen, sondern aus ersteren durch Abnahme der Grobkristallinität und des Feldspates hervorgehen. Ihre Verbreitung ist eine bescheidene. Vorzüglich scheinen sie sich an die Nähe der großen Überschiebungsfläche des Ostrandes der Wechselserie zu halten und es spricht manches dafür, daß diese phyllitischen Abarten des Wechselgneises hier diaphthoritisierenden Prozessen im Sinne Becke's ihre Entstehung verdanken.

Ein solcher Phyllit vom ersten Geländeanschnitt der Trasse westlich von Ober Aspeng zeigt sich von zahllosen Quetschflächen durchzogen, welche von verschmierten Sericitchloritbestegen besetzt sind. Quarzlamellen begleiten nicht selten die Schieferung.

U. d. M. gewahren wir das Bild starker Kataklyse. Der Schliff ist sehr reich an glimmerigem Material (Sericit und Chlorit), welches einen verworrenen Filz bildet. Die eingeschalteten reineren Bänder von Quarz zeigen entweder Mörtelstruktur oder — seltener — innigste Verzahnung der Körner mit starker undulöser Auslöschung.

Das gleiche Verhalten beobachten wir beim Albit. Und da beide — Quarz und Albit — sehr selten aneinandergrenzend auftreten — es schieben sich fast immer einige Glimmerschüppchen dazwischen —, so ist es kaum möglich sie auseinander zu halten. Zu dem vermissen wir in diesem Gestein jene reichlichen Einschlüsse im Plagioklas, die uns sonst instand setzen, das gegenseitige Mengenverhältnis von Quarz und Albit abzuschätzen.

Von den schuppigen Gemengteilen überwiegt der Sericit, über welchen sich nichts Hervorhebenswertes berichten läßt.

Bei dem ebenfalls nicht spärlichen Chlorit beobachten wir einen Pleochroismus von satt smaragdgrün zu gelblichgrün (Spalttrisse quer zum Nicol). Das abnormale Violettröt der Interferenz deutet auf Pennin.

Eine aller Wahrscheinlichkeit nach von zersetztem Kies (es finden sich im Schliff würfelförmige Körperchen und Aggregate von solchen, welche von einer bräunlichen Schmiere umgeben sind) sich ableitende gelbe kolloidale Schmiere erzeugt, wenn sie den Chlorit imprägniert, einen dem Biotit ähnlichen Pleochroismus und eine scheinbare Steigerung der Doppelbrechung. Diese Erscheinungen sind aber nicht, wie die Beobachtung vieler anderer Schriffe (Kernserie) lehrt, mit der Chloritisierung eines ursprünglich vorhandenen Biotit in Zusammenhang zu bringen.

Epidot (Pistazit) wurde äußerst wenig beobachtet. Ein größeres Individuum ist quer zur Längserstreckung in mehrere Bruchstücke zerlegt.

Auch einige Reste von Orthit finden sich vor, die sich unter Erzausscheidung in eine krümelige Masse auflösen.

Erz ist relativ reichlich vorhanden; bläulich-metallisch glänzend wird es von einem schwachen Titanomorphit (Leukoxen)-rinde umrandet (Ilmenit).

Nicht selten treffen wir im Schriffe auch die kurzen honiggelben Säulchen von Rutil.

Ein paar größere vereinzelte Körner zeigen das optische Verhalten des Apatit.

Besser lassen sich granatführende, albitarme Schiefer (echte Glimmerschiefer) und chloritoid-führende Schiefer aus dem Paragneiskomplex abscheiden.

Schöne Glimmerschiefer mit über zentimetergroßen Granatkrystallen bilden einen ziemlich breiten Streifen im Liegenden der Orthogneismasse des Haselgrabens; zwischen diesem und dem Westportal des Wiesenhöfer Tunnels überschneidet sie die Bahnlinie.

Das frische Material aus dem Bahnanschnitt wurde untersucht.

Das Gestein ist rein äußerlich einem groben Albitgneis nicht gerade unähnlich, nur fehlen die Albitporphyroblasten, deren Stelle einige bis über zentimetergroße Granatoblasten einnehmen. Der Glimmer (Muskovit) ist etwas grobschuppiger. Das Gestein ist ziemlich quarzreich.

¹ l. c., s. Fig. 8, p. 57.

U. d. M. bietet sich das Bild gewöhnlicher Glimmerschiefer. Muskovit und Chlorit herrschen stark vor. Kurze Lamellen dazwischen werden von Quarzpflaster eingenommen.

Der Quarz ist einschlußfrei ohne besonders auffällige undulöse Auslöschung.

Albit dürfte in sehr geringer Menge interlamellar (unter dem Glimmer) vorhanden sein.

Der Muskovit ist teilweise etwas fetzig (sericitisch), teilweise in schönen Tafeln ausgebildet und im letzteren Falle mit Chlorit parallel verwachsen.

Am Chlorit beobachten wir ein schönes Dunkelblau der Interferenzfarbe und ein fast unkenntliches Achsenkreuz (Pennin).

Der Schliiff beherbergt nur zwei große, rundliche Granatkrystalle von normaler isotroper Beschaffenheit.

Rundliche oder unregelmäßige kleinere Körner von sehr niederer Interferenzfarbe, aber stärkerer Lichtbrechung erweisen sich als Apatit.

Etwas opakes schwarzes Erz tritt in beträchtlich dünnen Lamellen auf und dürfte Eisen- oder Titaneisenglimmer (kein Leukoxenrand!) sein.

Hie und da beobachtet man eine ganz vereinzelte Säule von Rutil.

Ein anderer Schliiff vom gleichen Vorkommen zeigt noch einige große Orthitkrystalle, welche reichliche Einschlüsse von Rutil und ein paar Erzpartikelchen enthalten. Das Vorkommen dieses Minerals in anderen Schliiffen der Wechselgesteine, die hohen (dem Pistacit ähnlichen) Polarisationstöne und der in einem Schwärzlichbraun schwankende Pleochroismus lassen ihn erkennen. Die Körner sind ganz unregelmäßig begrenzt und von regellosen Sprüngen durchsetzt. Ihr Kern ist fast undurchsichtig. Ein oder das andere Individuum besitzt auch einen ganz schmalen Epidotsaum.

Von chloritoidführenden Schiefern wurden dem Verfasser zwei voneinander getrennte Vorkommnisse bekannt.

Makroskopisch ausgeschiedenen Chloritoid in stellenweise ganz beträchtlicher Menge und auch Granat enthalten gewisse Schiefer, welche man auf dem Wege von Mönichkirchen zur Mönichkirchner »Alm« (»Harnwiesen« auf der Karte westlich von Mönichkirchen) überquert.

Ein anderes Vorkommen hat der Bau des Gerichtsberg-Tunnels erschlossen.

Etwa 10 bis 15 m einwärts (vom Nordportal) wurde ein von weißen Quarzlagen durchzogener Phyllit angefahren, dessen Schieferungsflächen gleichzeitig als Gleitflächen ausgebildet und mit einem graphitisch-sericitischen Besteg versehen waren.

U. d. M. bemerkt man in dem insbesondere an Chlorit (indigoblaue Interferenzfarbe) und Sericit sehr reichem Grundgewebe etwas Quarz- und Albitmörtel untergeordnet verteilt.

Der Sericit in einem stark zerfaserten Zustande.

In diesem Grundgewebe ein paar zerbrochene und typisch zerklüftete Tafeln von Chloritoid eingebettet.

Umgrenzung der Tafeln unregelmäßig, rundlich. Schöne Einschlüsse von Rutilnadeln. Lichtbrechung ähnlich Hornblende.

Pleochroismus: Auf Basisschnitten oft kaum merklich; Schwingungen in der Achsenebene lichtgrün wie Chlorit, normal darauf sehr licht meerblau. In Schnitten normal zur Spaltbarkeit ist senkrecht zur Tafel (d. h. parallel *c*) kaum eine Färbung bemerkbar:

a = sehr licht chloritgrün,

b = sehr licht meerblau,

c = farblos.

Doppelbrechung sehr schwach, vielleicht noch geringer als bei Quarz. Verzwillingung nach 001 an einem Individuum.

Eine parallel *c* zerstückelte Tafel zeigt sich in den Rissen von Chlorit erfüllt.

Orthit beobachten wir in drei, vier Säulen beisammen. Die hohe Doppelbrechung ist nur zum geringeren Teil mehr erhalten, meist ist sie infolge der Zersetzung (Auflösung in eine schwarzbraune krümelige Masse) verschwunden. Auch den Pleochroismus in Braun bemerkt man nur an einer Säule.

Einige Calcitindividuen scheinen sich von zersetztem Epidot abzuleiten (sie sind von einer rostigen Schmiere durchzogen).

Gelbliche, im ganzen Schliiff verbreitete Flocken lösen sich bei stärkerer Vergrößerung in Rutilhaufen auf.

Ein nur stellenweise vorhandenes staubiges, schwarzes Pigment dürfte wohl Kohlenstoff sein (Graphit?).

Einmal ein größeres rundliches Zirkonkorn mit pleochroitischem Saum gegen den Pennin.

Ein bezüglich seiner Genesis etwas unklares Gestein sei hier am Schlusse angeführt; es ist ein in der Regel deutlich geschiefert Quarzlager, welches sich von Friedberg über die Kote 907 erstreckt. Dadurch, daß dieses Gestein den Sedimentgneisen konkordant eingelagert erscheint und häufig durch den reichlichen Muskovitbelag auf den Schichtflächen in dünne Platten zerfällt, läßt es sich einigermaßen

wahrscheinlich machen, daß es sich um ein metamorphes — sedimentäres — Quarzitlager handelt. Freilich ist von einer klastischen Struktur weder mit freiem Auge noch unter dem Mikroskop eine Spur zu bemerken.

Das Gestein ist beim Schweighof Friedberg (NW) in einem Steinbruch gut erschlossen. Die überaus tief reichende Zersetzung ist wahrscheinlich eine Folge der jungtertiären Wasserbedeckung. Der Quarzit fällt unter 60 bis 65° nach S 40° W. Er läßt Lagenstruktur erkennen, welche durch die schichtig verteilten Sericitbestege erhöht wird. Der lichtrostbraun verfärbte Milchquarz scheint im Hangenden in albitische Schiefer überzugehen. Ein ähnliches Quarzitlager zieht zwischen Mönichkirchen und der sogenannten Glashütte (SW) durch. Das Gestein gleicht einem schmutzigweißen, sehr feinkörnigen Quarzfels. Auf den undeutlichen Schieferungsflächen bemerkt man spärliche Sericitflitterchen.

U. d. M. erblickt man ein sehr reines, schwach verzahntes Quarzpflaster. Die Quarzkörner zeigen teilweise undulöse Auslöschung; keine Einschlüsse. Nach Schieferungsflächen verteilt einzelne spärliche Muskovitflitter, welche mit ebenso spärlichen Blättchen eines grünen Biotit (mit starker Doppelbrechung) abwechseln. (Dieser Biotit steht zum Teil wahrscheinlich einem Chlorit bereits sehr nahe.)

Albit konnte nicht beobachtet werden.

Einige rundliche Erzkörnchen, um welche sich ein wenig Leukoxen angesiedelt hat. Etwas Apatit. Ein Rutilsäulchen.

Alle Nebengemengteile treten gegen die Quarzmasse ganz erheblich zurück.

Grünschiefer und Amphibolite. Richarz untersuchte nur Gesteine, in denen die Hornblende untergeordnet auftrat. Deshalb faßte er alle jene basischen Einlagerungen, welche Albit und Chlorit als überwiegende Gemengteile enthalten, unter dem Titel Grünschiefer zusammen.

Es ist aber bereits heute gut erkennbar, daß von diesen Grünschiefern alle Übergänge bis zu echten Amphiboliten führen, deren Hauptverbreitungsgebiet der steirische Abschnitt der Wechselserie ist.

Häufig massige bis selten schwach geschieferte Gesteine meist von großer Gleichmäßigkeit der Zusammensetzung und gut erkennbarer Abgrenzung gegen das Nebengestein. Lichtgrüne (grünschieferartig) bis schwarzgrüne (Amphibolite) Gesteine. Mit freiem Auge erkennt man bei den Grünschiefern reichlich Chlorit, oft verworrenfaserig. Albitporphyroblasten von wechselnder Größe erzeugen manchmal scheinporphyrische Struktur. Auch der reichlich beigemengte Epidot ist oft mit freiem Auge erkennbar. Pyrit ist häufig. Seine Krystallform zeigte sich im Wiesenhöfer-Tunnel fast immer stark mechanisch beeinflusst. Die vorwiegend Hornblende führenden Gesteine sind im Handstück oft richtungslos körnig und machen den Eindruck eines Massengesteins; sind sie schiefbrig, so zeigt sich auf den Schieferungsflächen ein tombakbrauner, metallisch glänzender Glimmer (Biotit).

Diese Gesteine (Grünschiefer bis Amphibolite) vereinigen sich zu deutlichen Zügen, welche lagerartig den Wechselgneisen eingeschaltet sind. Ihrer größeren Festigkeit und Massigkeit wegen, welche manchmal jegliche Schieferung vermissen läßt, waren sie für den Bau ein gesuchtes Material und die meisten Steinbrüche waren auf diese Gesteine angelegt. Basische Einlagerungen von untergeordneter Bedeutung finden sich verstreut im ganzen Verbreitungsgebiet der Wechselserie.

Mächtiger Züge von ersichtlich größerer Reichweite im Streichen, wurden auf österreichischer Seite zwei zur Ausscheidung gebracht. Hier tritt der Hornblendengehalt meist stark zurück. Die Brüche in der großen Klause, dann am Nordhang des Möselberges lagen in einem dieser Züge. Die massigen Grünschieferbänke des Steinbruches in der großen Klause, welche zwischen Glimmerschiefer und mittelknotigem Albitgneis eingeschaltet sind, fallen mittelsteil nach W 15° S bis W 15° N. Von überzollgroßen Albitkrystallen, welche allseitig ausgebildet in Chloritnestern eingebettet lagen, sowie von Kupferkieseinsprenglingen in diesen Grünschiefern wurde bereits berichtet.¹

¹ H. Mohr: Exkursion in das krystallinische Gebirge bei Aspang am 9. Mai 1910. Mitteilg. der Geol. Ges. in Wien, 1910, p. 487, 488.

Das auch analytisch untersuchte Gestein ist als massiger Grünschiefer zu bezeichnen. Schmutzigg-dunkelgrün enthält es sehr zahlreiche millimetergroße Feldspatporphyroblasten in einem feinschuppigen Chloritfilz.

U. d. M. zeigen die rundlichen Albitporphyroblasten prächtige Helizitstrukturen, welche durch die massenhaften Einschlüsse erzeugt werden. Diese sind ganz unabhängig von der krystallographischen Orientierung der Feldspäte und werden zum Teil stark quer zur Schieferung des Gesteins verlaufend beobachtet.

Als Einschlüsse beteiligen sich alle übrigen Gemengteile des Gesteins als da sind: Epidot, Apatit in Körnern und kurzen Säulen, sehr viel mit Leukoxen (Titanit) umrandetes schwarzes Erz (Ilmenit?), Chlorit und etwas Quarz.

Die Porphyroblasten löschen schwach undulös aus. Die Lichtbrechung, der positive Charakter und die Auslöschungsschiefe an einem normal zu 010 geschnittenen Zwilling¹ deuten auf Albit.

Der den Grundfilz bildende Chlorit läßt einmal ein stark verwaschenes Kreuz mit positivem Charakter der Doppelbrechung erkennen. Er zeigt anomale Interferenzfarben von Violett bis Rotbraun. Pleochroismus von licht grünlichgelb zu smaragdgrün. Pennin.

Von der Epidotgruppe sind Pistacit und Klinozoisit vorhanden.

Die wenigen, häufig geripptartig auftretenden Pistacitindividuen mit den typischen fleckigen Interferenzfarben sind zu licht, um einen deutlichen Pleochroismus erkennen zu lassen.

Untergeordnet ist auch etwas Klinozoisit mit anomalem Indigoblau vertreten.

Ganz untergeordnet, aber sicher konnte auch Quarz in kleinen in den Chloritfilz eingebetteten Körnern nachgewiesen werden. Neben dem Achsenbild charakterisiert ihn immer ausgezeichnet seine Einschlußfreiheit.

Apatit ist im ganzen Schliff reichlich, aber immer in sehr kleinen rundlichen oder eiförmigen Körnern verteilt.

Außer dem bereits erwähnten schwarzen Erz,² das alle diese grünen Gesteine in reichem Maße enthalten, ist noch ein wenig Pyrit zu erwähnen.

Fast alle Schliffe dieser Grünschiefer zeigen in wechselnder Menge ein farbloses, häufig zwillinggestreiftes Carbonat (Calcit), welches auf Spalten der anderen Komponenten, aber auch sonst regellos verteilt, auftritt. Sein Vorhandensein erhellt auch aus dem CO₂-Gehalt der Analyse.

In dem eben beschriebenen Schliff wird es — wohl ganz zufällig — vermißt.

Dieser Grünschiefer hatte folgende chemische Zusammensetzung:³

	Gewichtsprocente	Molekularprocente ⁴
SiO ₂	45·92	50·1
TiO ₂	2·10	1·7
Al ₂ O ₃	16·10	10·4
Fe ₂ O ₃	2·83	} 12·0
FeO	8·30	
MnO	—	
MgO	7·90	12·9
CaO	8·10	9·5
Na ₂ O	2·95	3·1
K ₂ O	0·39	0·3
CO ₂	1·34	
H ₂ O	4·05	
P ₂ O ₅	0·74	

¹ F. Becke: Zur Bestimmung der Plagioklase in Dünnschliffen in Schnitten normal zu M und P. Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. 1899. p. 556 bis 558.

² Bezüglich des in fast all diesen Gesteinsschliffen angeführten, häufig von Titanmineralien umrandeten schwarzen Erzes ist folgendes zu erwähnen: Leukoxenbildung zehrt den Ti-Gehalt des Erzes augenscheinlich auf; demnach ist bei reichlicher Titanit- oder Rutilentwicklung ein Magnetitrückstand eher zu erwarten als Ilmenit.

Dieser Ti-Verbrauch durch Neubildung von Ti-Mineralien ist nun in den verschiedenen Dünnschliffen wahrscheinlich nicht überall gleichmäßig vorgeschritten.

Bei Mangel von typischen Kristallformen ist dann eine Diagnose (ob Ilmenit oder Magnetit) ohne Separation aus dem Gesteinspulver schwer.

³ Analyse von M. Dittrich in Heidelberg.

⁴ Diese und die folgenden Zahlen hatte Herr Prof. F. Becke die Güte dem Verfasser zur Verfügung zu stellen.

Hieraus rechnen sich nach Osann-Becke folgende Werte für

$$\begin{aligned} a &= 0.9 \\ c &= 1.8 \\ f &= 7.3 \\ s &= 51.8. \end{aligned}$$

(Eine Auswertung dieser Größen und des Vergleichsmaterials bringt ein späteres Kapitel (s. p. 17 [337]).

Die Steinbrüche auf der Nordseite des Möselberges förderten chloritisierte Amphibolite von sehr massiger Struktur, so daß es schwer hielt, das Verfläichen (W 38° S) zu bestimmen. Eisenkies fand sich reichlich verteilt. Auch größere Albitkrystalle in Nestern und Gesteinsspalten. Sehr lichte muskovitreiche Gesteine (umgewandelte Aplite?) heben sich als schmale Bänder scharf ab von den dunkelgrünen Wänden des Steinbruches. Eine schmale Zone eines sehr feinfaserigen Hornblende- (Aktinolit-) Filzes, welche den Steinbruch der Schieferung nach durchstreicht, führt schöne, wohlausgebildete, überzentimetergroße Krystalle eines gelblichgrünen Titanit.

Ein näher untersuchtes Handstück aus diesem Steinbruch unterschied sich äußerlich wenig von dem vorhin beschriebenen Grünschiefer der Großen Klause. Das Gestein ist sehr chloritreich, Hornblende ist mit freiem Auge kaum zu bemerken.

U. d. M. fallen zuerst die stark vorwaltenden mit Hornblendenadeln etc. vollgepfropften Albitporphyroblasten auf; Chlorit, reichlich Karbonat, Epidot etc.

Die optischen Eigenschaften lassen den Plagioklas wieder als reinen Natronfeldspat erkennen; sein Habitus bleibt sich gleich: er ist wieder voller Einschlüsse, zeigt keine Zwillingsstreifung, keine kristallographische noch ganzrandige Umgrenzung. Feine Sprünge im Albit sind mit Calcit erfüllt.

Quarz ist — wenn überhaupt vorhanden (vielleicht interlamellar im Chloritfilz) — jedenfalls nur sehr untergeordnet vertreten.

Hingegen beobachten wir die Epidotgruppe in reichlicher Menge.

Große Körner mit fleckigen hohen Interferenzfarben gehören dem Pistacit an. Die Höhe der Doppelbrechung nimmt häufig gegen außen zu ab (Abnahme des Eisengehaltes); grenzen die Körner aber an Chlorit, so steigert sich randlich neuerdings der Polarisationston (Steigerung des Fe-gehaltes).

Ein Pistacit zeigt einen sicheren Orthitkern.

Merkwürdig sind Löcher im Pistacit, welche manchmal noch von Chlorit erfüllt (Pseudomorphosen nach Granat?) und von stärker doppelbrechender Epidotmasse umgeben sind. (Einmal scheint sogar noch ein winziger Rest von Granat in einem Pistacitkorn vorhanden zu sein.)

Calcit zeigt sich in größeren zusammenhängenden Massen und als Kluftausfüllung im ganzen Schliff verteilt, die grobspätigen Individuen sind schön zwillinggestreift.

Hier fällt der Chlorit durch seine wenig satten Farben (Pleochroismus) und den Mangel von abnormaler Doppelbrechung auf. Es ist wahrscheinlich Klinochlor; ein Achsenbild konnte nicht beobachtet werden.

Eine gemeine grüne Hornblende bildet in ganz dünnen Stengeln schilfige Aggregate, welche massenhaft die Albitknoten, weniger reichlich das chloritische Grundgewebe durchsetzen. Die Nadeln treten meist richtungslos zerstreut, manchmal aber auch in Zügen auf und durchsetzen dann verschiedene Komponenten des Dünnschliffs unbeeinflusst von deren kristallographischer Orientierung (gebogene Züge von Hornblendenadeln in Albitknoten).

Der Pleochroismus ist infolge der Kleinheit der Individuen kaum merkbar; er spielt von Bläulichgrün ins Wässeriggrün. Zonarer Bau ist in der Regel nicht vorhanden, doch lassen ein paar größere Individuen einen dunkleren Rand (Zunahme des Eisengehaltes) um einen sehr lichten (aktinolithischen?) Kern erkennen. Diese lichtere Kernsubstanz ist stärker doppelbrechend als der Rand.

Bemerkenswert ist das Verfließen des Hornblendenadelfilzes in das Chloritgewebe hinein; woraus man den Eindruck des Hervorgehens des Chlorit aus der Hornblende gewinnt.

Das accessorische Erz ist Ilmenit.

Titanit als reichliche Neubildung um diesen begleitet ihn. Größere Krystalle zeigen idiomorphe Ausbildung.

Etwas Schwefelkies (Pyrit) ist noch zu erwähnen.

Die Steinbrüche östlich Schaueregg haben das Material zur Amphibolitanalyse geliefert. Dieses Gestein zeigt in beträchtlicher Ausdehnung merkwürdig richtungslos körnige Struktur, so daß es rein äußerlich einem Diorit recht ähnlich sah. Es ist zwischen grob- bis feinknotige Albitgneise eingeschaltet und fiel, wie eine etwas geschieferte Stelle erkennen ließ, unter 25° nach SW.

Der genauer untersuchte Typus läßt mit freiem Auge neben der richtungslos verteilten, kurzstrahligen, schwärzlichgrünen Hornblende fast in äquivalenter Menge ebenso große lichte Körner erkennen, welche — wie die mikroskopische Untersuchung gezeigt hat — der Epidotgruppe und dem Albit angehören.

U. d. M. überwiegt strahlige Hornblende. Die sich etwas nach einer Richtung schmiegenden Stengel des Hornblendegewebes sind deutlich zonar gebaut. Der Kern ist fast farblos und kaum merkbar pleochroitisch (und dürfte der Aktinolithsubstanz¹ näher stehen).

Im Kern bemerken wir stärkere Doppelbrechung als am Rand. Der schmale lichtgrüne Rand (keine scharfe Grenze!) zeigt folgenden Pleochroismus:

$$\begin{aligned} a &= \text{wässeriggrün} \\ b &= \text{gelbliches Saftgrün} \\ c &= \text{bläulichgrün} \\ \text{mit } c > b > a. \end{aligned}$$

Die Auslöschungsschiefe auf 010 gegen die Risse der Prismenspaltbarkeit beträgt etwa 17°. — Es muß angefügt werden, daß sich keine Verschiedenheit in den Auslöschungen von Kern und Hülle ergab.

Der wenige Chlorit dürfte infolge des Mangels einer abnormalen Interferenzfarbe als Klinochlor anzusprechen sein. Er scheint aus Hornblende hervorzugehen, wobei auch (?) Epidot entsteht.

Reichlicher tritt Epidot auf, doch weniger mit den hohen fleckigen Interferenzfarben, welche den Pistazit auszeichnen. Die meisten Körner zeigen ein bläuliches Taubengrau, sind also eisenarme Endglieder der Pistazit-Klinozoisitreihe, welche mehr gegen letzteren liegen; übrigens ist auch dieser vertreten, kenntlich an der queren Anordnung der Achsenebene zur Längserstreckung (*b*), dem positiven Charakter der Doppelbrechung und dem abnormalen Preußischblau der Interferenz. Auch hier kann man die oft erwähnte Verwachsung von eisenreichem mit eisenarmen Epidot wiederholt in den größeren Körnern beobachten. Manchmal sind auch die Kerne eisenreicher, fast immer aber schlägt die Interferenzfarbe randlich hoch hinauf, wenn das Epidotkorn an dunkle Gemengteile (insb. Chlorit) angrenzt.

Die im Verhältnis zu den Grünschiefern bedeutend untergeordneteren Feldspatknotten zeigen wieder ganz das optische Verhalten des Albit. Sie sind vorzüglich mit Hornblendenadeln ganz vollgepfropft.

Spätiger Calcit mit zarter Zwillingsstreifung erfüllt Gesteinssprünge, tritt aber auch in isolierten Partien mitten im Gestein (zum Beispiel im Albit) auf.

Titanit ist relativ viel im Schliff vertreten. Er bildet große Haufen mikrolithischer Krystalle und umwuchert nicht selten ein (Ti-haltiges) schwarzes opakes Erz.

Als Einschlüsse in Hornblende wurden kleine Säulchen von Apatit beobachtet. Rutil ist fraglich.

Ein zweiter Schliff von dem gleichen Materiale hat noch einige Neubeobachtungen erlaubt.

Man bemerkt nämlich im ganzen Schliff verzettelt oft scharf umrissene Kryställchen eines normal isotropen Granat. Sie bilden Einschlüsse im Albit, in der Hornblende oder im Epidot. Weitaus mehr dieser Krystallformen erweisen sich aber bei näherer Betrachtung als Chloritknäuel, welche ersichtlich Pseudomorphosen nach dem primären Granat darstellen.

Diese Pseudomorphosierung des Granat ist wahrhaft klassisch in mehreren Stadien zu studieren. Man sieht zum Beispiel das Granatkorn in vier, fünf Stücke zerlegt und in den Fugen das Chloritgäader.

Der Titanit erreicht in diesem Schliff eine solche Größe, daß es möglich ist, sein Achsenbild zu erzeugen.

Einige Pyritkristalle erscheinen mit einer rötlich durchscheinenden Goethit- (?) rinde.

In einem dritten Schliff konnte man sehr gut beobachten, wie der Eisengehalt der kleinen schwach rosenroten Granatkörner in den niedrig doppelbrechenden Epidoten einen höher doppelbrechenden Hof erzeugt.

Die Pseudomorphosen von Chlorit nach Granat sind auch in diesem Schliff sehr häufig.

Der hie und da mit feinen Hornblendenadeln verwachsene Chlorit ließ sich hier konoskopisch untersuchen und zeigt ein verwaschenes Kreuz mit positivem Charakter der Doppelbrechung. Es erscheint demnach nicht ausgeschlossen, daß der vorhin als Klinochlor angesprochene Chlorit trotz des Fehlens der abnormalen Interferenzfarbe Pennin ist.

¹ Siehe auch Rosenbusch: Mikrosk. Physiogr., I/2, p. 235.

Dieser gleiche Amphibolit wurde einer Analyse¹ zugeführt, welche an Bestandteilen ergab:

	Gewichtsprocente	Molekularprocente ²
SiO ₂	48·21	51·5
TiO ₂	1·63	1·3
Al ₂ O ₃	13·95	8·8
Fe ₂ O ₃	3·42	} 10·4
FeO	8·50	
MnO	—	
MgO	7·89	12·6
CaO	10·56	12·1
Na ₂ O	2·89	3·1
K ₂ O	0·30	0·2
CO ₂	—	
H ₂ O	2·48	
P ₂ O ₅	0·08	
	<hr/>	
	99·91	

Hieraus berechnen sich die im Sinne F. Becke's auf zehn Teile reduzierten Osann'schen Zahlen:

$$a = 0·8$$

$$c = 1·5$$

$$f = 7·7$$

$$s = 52·8.$$

Es seien hier Amphibolit und Grünschiefer gleichzeitig — was ihre magmatische Abstammung betrifft — in den Kreis unserer Betrachtungen gezogen.

Sowohl Analyse als Dreiecksprojektion (siehe Tafel I) lassen sehr deutlich erkennen, daß sie sich sehr nahe stehen und daß sie sehr wohl als zwei verschiedene metamorphe Modifikationen eines und desselben Magmas gelten können.

Als bemerkenswerten Unterschied zeigt der Grünschiefer gegenüber dem Amphibolit nur den CO₂- und einen höheren H₂O-Gehalt.

Die Kohlensäure leitet sich aus dem Carbonat (Calcit) ab, das fast in allen Grünschieferschliffen beobachtet werden kann. Den höheren Wassergehalt erklärt die reichliche Neubildung (unter der Einwirkung einer rückschreitenden Metamorphose) von hydroxylhaltigen Mineralien der Chlorit- und Epidotgruppe.

Von Richarz³ wurden zum Vergleich der nach der Osann'schen Methode berechneten Projektionszahlen seines Grünschiefers die Werte eines Norits von der Harzburg im Harz herangezogen.

Auch unsere Vergleichsarbeit führt uns auf ein gabbroides Magma.

Wenn wir uns die von F. Becke vorgeschlagene Berechnungsart⁴, welche die Zählung der Molekelgruppen, die zu den Kernen A, C, F zusammengefaßt werden, in etwas geänderter Weise vornimmt, zu eigen machen, so erhalten wir für unsere beiden Gesteine folgende Werte:

¹ Analyse ausgeführt im Chemischen Laboratorium von M. Dittrich in Heidelberg.

² Diese Berechnung stellte Prof. F. Becke dem Verfasser gütigst zur Verfügung.

³ P. St. Richarz: Die Umgebung von Aspang etc., p. 321.

⁴ F. Becke: Chemische Analysen von krystallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen. Denkschr. der kais. Akad. der Wissensch., mathem.-naturw. Kl., 75. Bd. Wien 1913, p. 212.

Denkschriften der mathem.-naturw. Kl. LXXXII. Bd.

	a_0	c_0	f_0	Molekularprozent SiO ₂
Amphibolit (östlich Schaueregg)	2·47	2·55	4·98	52·8
Grünschiefer (Gr. Klause)	2·40	2·09	5·51	51·8

Für das von R. A. Daly¹ angegebene Gabbromittel berechnet F. Becke² folgende Werte:

	a_0	c_0	f_0	Molekularprozent SiO ₂
Gabbro (nach Daly)	2·42	2·99	4·59	52·1

Die Anlehnung unserer Analysenwerte an das Gabbromittel ist sehr gut.

Es sind — ihrem Chemismus nach — gabbroide Magmen, welche in zwei verschieden metamorphen Modifikationen: als Amphibolit und Grünschiefer einem wechsellagernden Sedimentkomplex — der Hauptsache nach jedenfalls deckenförmig — eingeschaltet sind.

Bereits in einer älteren Arbeit³ fand der Verfasser Gelegenheit auf die große strukturelle Ähnlichkeit gewisser makroblastischer Grünschiefer der Tauernschieferhülle mit unseren Albitchloritpidotfelsen hinzuweisen.

Die bereits wiederholt zitierte Analysensammlung krystalliner Gesteine der östlichen Zentralalpen von F. Becke gewährt nun die Möglichkeit, auch den in der chemischen Zusammensetzung eventuell vorhandenen Analogien nachzuspüren.

Die Tabelle IV in der Arbeit Becke's (p. 184) gibt eine Reihe von Grünschieferanalysen aus der Hülle des Zentralgneises, von welchen Anal.-Nr. 56, 57 und 58 Anlehnung an unsere Gesteine erkennen lassen; besonders nahe steht den basischen Einschaltungen der Wechselserie der hornblendereiche Grünschiefer der Mallnitzschlucht.

Seine Projektionswerte sind:

	a	c	f	Molekularprozent SiO ₂
Grünschiefer der Mallnitzschlucht	1·6	3·2	15·2	
	a_0	c_0	f_0	
	2·25	2·32	5·43	52·3

Dem halten wir entgegen die Werte des

	a	c	f	Molekularprozent SiO ₂
Grünschiefers (der Gr. Klause)	1·8	3·6	14·6	
	a_0	c_0	f_0	
	2·40	2·09	5·51	51·8

und des

	a	c	f	Molekularprozent SiO ₂
Amphibolits (östlich Schaueregg)	1·6	3·0	15·4	
	a_0	c_0	f_0	
	2·47	2·55	4·98	52·8

Wenn sich aus diesen strukturellen und konstitutionellen Ähnlichkeiten auch kein sicherer Beweis für ein kongruentes Alter der basischen Einschaltungen in der Tauernschieferhülle und der Wechselserie herleiten läßt, so sollten doch diese Vergleiche im Verein mit den Vergleichsmöglichkeiten im Sediment-

¹ R. A. Daly: Average chemical compositions of igneous rocks. Proc. American Academy of Arts and Sciences Vol. 14 Nr. 7, January 1910.

² F. Becke: Chemische Analysen etc., p. 214.

³ H. Mohr: Versuch einer tektonischen Auflösung etc., p. 19.

komplex (siehe Albitgneis und Großarl-Typus) soviel Gewicht beigemessen werden, um das jugendliche Alter der verglichenen Gesteine aus der Tauernschieferhülle (von denen hauptsächlich die Grünschiefer in Frage stehen) ernstlich in Zweifel ziehen zu dürfen.

Die Grünschiefer sind durch Wasser- und Kohlensäureaufnahme aus den Amphiboliten hervorgegangen. Den Nachweis liefert nicht die Analyse, sondern die mikroskopische Beobachtung. Und diese gestattet es nicht, etwa den umgekehrten Vorgang anzunehmen und den Amphibolit als eine spätere Umprägung des Grünschiefers zu betrachten. (Man beachte: Chlorit pseudomorph nach Biotit, Chlorit nach Granat, Chlorit—Epidot nach Hornblende etc.)

Diese merkwürdige Umprägung eines — nach unseren Begriffen — höher metamorphen Schiefers zu einem solchen mit den Komponenten einer niedrigeren Stufe der Metamorphose wird uns im Schlußkapitel nochmals beschäftigen.

Diese Beobachtungen lassen die Erwartung gerechtfertigt erscheinen, daß sich auch für die albitführenden Sedimentschiefer und -gneise eine »höher«-metamorphe Modifikation wird finden lassen, wenn sie auch im untersuchten Bereich des Bahngeländes nicht vertreten sein sollte.

(Granatglimmer- und Chloritoidschiefer sind wahrscheinlich dieser »höher«-metamorphen Serie bereits analog zu halten).

Ein interessanter Steinbruch ist auch jener unterhalb der Kote 737 beim Steinhof südlich Tauchen. Der sehr kiesreiche Amphibolit wird von mehreren weißen (aplitischen) Gängen durchtrümmert und man bemerkt sehr deutlich, wie ein solcher aus der Sohle des Steinbruches vertikal aufsteigender Gang sich umlegt, um mehr der Schieferung des Amphibolits zu folgen. (Siehe Fig. 1.)

Klüfte mit grobspätigem Albit führen in der Kluftmitte derben Epidot (Pistazit) mit Epidotdrusen.

Das Gestein ist stark zerklüftet und tief reichend rostig zersetzt.

Fig. 1.



Ansicht (etwas schematisiert) des Steinbruches unterhalb Kote 737 südlich Tauchen.

x zeigt die Schieferung in dem sonst massigen Amphibolit.

A ist ein weißes, aplitisches Gestein von ziemlich dichter Beschaffenheit, welches aus der Sohle des Bruches aufsteigt, die Schieferung quer durchsetzend; höher schmiegt es sich dieser an. Der Aplit ist ebenfalls bereits weitgehend metamorphosiert.

Die Amphibolite im Liegenden der Orthogneismasse des Haselgrabens (westlich Westportal des Wiesenhöfertunnel) sind stark geschiefert. Zugleich entwickelt sich auf den Schieferungsflächen reichlich Biotit in schön bronzebraunen, metallisch glänzenden Schüppchen ganz von der Farbe des Magnetkieses. Von gleicher Größe (etwa 1 mm) sind die im Querbruche sichtbaren, etwas bräunlich gefärbten Feldspat-(Albit)-knoten.

Das Gestein ist ungewöhnlich schwer.

U. d. M. bilden die dünnen, idioblastischen Stengel einer dunkelgrünen Hornblende ein verworren-faseriges Gewebe. Die Individuen zeigen keinen zonaren Aufbau wie in dem zuerst beschriebenen Amphibolit; auch ist ihr Pleochroismus satter:

- a = weingelb
- b = dunkelsaftgrün
- c = blaugrün.

Eine Quergliederung zur Hauptzone ist bei den Stengeln Regel.

Der Albit bildet in dem Filz knotenähnliche, xenoblastische Konzentrationspunkte, in welche aber von allen Seiten die Hornblendestengel hineinschießen, so daß man den Anschein gewinnt, als wäre er in Blastese begriffen (poikiloblastische Struktur). Der Plagioklas ist vollgepfropft mit Granat in modellscharfen, winzigen Rhombendodekaëdern. Selbstverständlich beteiligen sich noch die anderen Komponenten des Amphibolits an den Einschlüssen. Insbesondere bemerkt man Leukoxen (Titanit) selbständig, am häufigsten aber wieder als Schmarotzer um kleine schwarze Erzpartikelchen. Selten sind größere Epidotkörner (mit hoher Doppelbrechung), welche ganz vereinzelt beobachtet werden. Kurze scharfe Säulchen, die wahrscheinlich dem Apatit angehören, entziehen sich wohl in der Regel der Beobachtung. Man sieht also sämtliche Accessoria des Gesteins in den Albitknoten gesellig vereint.

Nun ist der im Schiff in ganz isolierten größeren Tafeln verteilte Chlorit zu erwähnen. Er zeigt unter gekreuzten Nikols ein prächtiges Smalteblau oder Bräunlichviolett. Sein Pleochroismus ist nicht besonders tief und auch das verwaschene Achsenkreuz spricht für Pennin. Er ist ganz entschieden aus dem Biotit hervorgegangen, mit welchem er parallel verwachsen auftritt und der noch in einigen Tafeln im Schliff vertreten ist. Pleochroismus von bräunlichgelb zu einem tiefen Rotbraun. Er enthält nur wenige und sehr kleine Einschlüsse: ein paar Granatkörnchen, etwas Titanit mit Erzkörnchen.

Vom Erz sei noch vermerkt, daß man es manchmal randlich nelkenbraun durchscheinend beobachten kann, was vielleicht auf Titaneisenglimmer hinweist.

In einem zweiten Schliff gelang es noch Quarz im Hornblendefilz, kleine Körner bildend, welche arm an Einschlüssen sind, durch das Achsenbild nachzuweisen. Er ist jedenfalls sehr selten.

Ein dritter Schliff zeigt wieder mehr Biotit erhalten und vom Pennin nur einige Tafeln. Auch kann man manchmal im ersteren winzige Nadelbüschel beobachten, welche wahrscheinlich Rutil sind. Erz ist eigentlich wieder sehr wenig vorhanden, was den Beobachter bei der Schwere des Handstücks befremdet. Augenscheinlich ist sehr viel Fe bei der Bildung der dunkelgrünen Hornblende verbraucht worden.

Es liegt natürlich nahe, aus der Albit-Granat-Symbiose einen kalkreichen Plagioklas für das primäre Eruptivgestein zu rekonstruieren.

Von diesen Biotitamphiboliten dürfte wahrscheinlich ein gerader Weg zu den Biotitschiefern führen, welche 1 oder 2 ganz schwache, wohl begrenzte Einlagerungen in dem steinbruchmäßig erschlossenen Orthogneis des Haselgrabens bilden.

Das Gestein überrascht durch seine Quarzarmut und scheint makroskopisch fast nur aus einem bräunlichschwarzen Glimmer zu bestehen. Hier und da enthält dieser ziemlich grobschuppige Biotitschiefer kleine Quarzlinsen.

U. d. M. löst sich das Gestein in einen fast nur aus Biotitschuppen bestehenden gerichteten Filz auf. Der Biotit ist stark pleochroitisch; Schwingungen parallel den Spalttrissen dunkelschokoladebraun, normal zu diesen sehr lichtbraun bis gelblich.

Mit dem Biotit ist untergeordnet ein Muskovit ebenfalls in großen Schuppen parallel verwachsen.

Etwas Quarz bildet spürliche Lagen mit Pflasterstruktur.

Von gewissen feinkörnigen Mörtelpartien im Biotitfilz konnte nicht entschieden werden, ob sie dem Quarz oder einem Plagioklas angehören.

Haufen, Zusammenballungen eines stark lichtbrechenden Minerals werden dem Titanit zugerechnet. Er tritt sehr reichlich im ganzen Schliff verstreut auf.

Andere, etwas schwächer lichtbrechende und sehr schwach doppelbrechende rundliche Körner, welche seltener beobachtet werden, sprechen wir als Apatit an.

Dieser mächtige metamorphe Sedimentkomplex mit seinen von der gleichen Metamorphose betroffenen basischen (oder diabasischen) Einschaltungen beherbergt im Südwesten des Hundsmühlbaches eine bis etwa 1 km breite Orthogneispartie von mehr aplitischem Charakter, welche — scheinbar — konkordant dem Nebengestein eingeschaltet und diesem gleich geschiefert mit der ganzen Schiefererserie syn-genetischen Ursprungs zu sein scheint.

Längs der Strecke zwischen Friedberg und dem Wiesenhöfer-Tunnel war das Gestein ausgezeichnet erschlossen. Der große Steinbruch im Haselgraben (bei km 18.4) läßt es jetzt noch gut beobachten. Es ist ein an dunklen und glimmerigen Gemengteilen sehr armer, fein bis mittelkörniger Gneis mit allen Anzeichen einer kräftigen Streckung. Man liest holzspanartige Spaltungsstücke auf. Der wenige Glimmer (Muskovit und Biotit) ist feinschuppig verzettelt oder flaserig auf den Schieferungsflächen verteilt).

Der Gneis bricht ziemlich grobbankig. (Dies, seine gute Bearbeitbarkeit und hohe Festigkeit haben ihn zu einem sehr beliebten Baustein gemacht.)

Seine Bänke fallen unter 50 bis 60° nach SW.

In der linken oberen Ecke erkennt man die vorhin beschriebenen blattförmigen Einschaltungen eines schweren Biotitschiefers.

An dem untersuchten Handstück beobachtet man neben dem Reichtum an Quarz und Feldspat noch dünne Quarzadern, welche parallel der Schieferung verlaufen. Die Schieferungsflächen sind muskovitisch und die dunklen, glimmerigen Bestandteile treten auf diesen zurück.

U. d. M.: Das Gefüge macht den Eindruck einer unreinen Pflasterstruktur, welche eine alte Granitstruktur überwuchert (etwa blastogranitisch nach Grubenmann).

Quarz und Feldspat halten sich ungefähr die Wage; sie bilden zusammen ein höchst unregelmäßiges Mosaik, welches durch Biotit-Muskovitzüge in großen Abständen schieferig gegliedert wird.

Von den Feldspäten ist jedenfalls am häufigsten ein sehr saurer Plagioklas, der nur dem Albit angehört. Er zeigt haarscharfe Zwillingstreifen.

Ein untergeordneter Feldspat von bedeutend schwächerer Lichtbrechung gegenüber dem Quarz und negativem Charakter der Doppelbrechung besitzt teilweise Mikroklingitterung und gehört diesem oder auch einem Orthoklas an.

An Einschlüssen ist im Kalifeldspat kaum etwas zu bemerken.

Die Plagioklase besitzen Einschlüsse, aber nicht immer und wenn, dann sehr wenig: Sericitflitterchen, Epidotkörnchen.

Biotit und Muskovit bilden manchmal parallel verwachsen, kurze Stränge. Der Biotit tritt aber auch sonst noch in kleinen Schüppchen im Gestein verteilt auf. Sein Pleochroismus spielt vom Bläßbräunlich ins Grünlich-braun. Doppelbrechung sehr stark (augenscheinlich infolge der Frische). Als Einschlüsse bemerkt man sehr kleine Zirkonkrystalle mit pleochroitischen Höfen und bei stärkster Vergrößerung auch winzige Nadelchen von Rutil (?).

Über den in seinem Auftreten dem Biotit ganz ähnlichen normalen Muskovit ist nichts zu berichten.

Als Accessoria beobachtet man sehr wenig Erz in winzigen Körnchen haufenweise und mit Leukoxenrinde auftretend.

Ein paar größere Körnchen von Epidot (Pistazit) hängen sich gesellig an Biotit.

Apatit wurde im Schliff nicht gefunden.

Im gebrochenen Material des Steinbruches im Haselgraben fand sich ab und zu auch eine weiße, sehr feinkörnige Aplitifazies des Gneises, deren Verhältnis zum Biotitgneis im Anstehenden nicht studiert werden konnte. Dieser — vergneiste — »Aplit« war durch graue, manchmal etwas metallisch schimmernde rundliche Flecke von 1—2 cm Durchmesser getigert.

Es waren »Kiessonnen«, wie die mikroskopische Untersuchung ergab, die sich gerne beiderseits von feinen Haarklüften ansiedelten.

U. d. M. ließ das Gefüge gegen den beschriebenen Orthogneis keine merklichen Unterschiede erkennen, man beobachtet die gleiche, nur feinkörnigere Struktur. Auch die petrographische Zusammensetzung erwies sich übereinstimmend bis auf den Biotit, der wohl in der Regel fehlt, in einem zweiten Schliff aber in einigen frischen Flitterchen vorhanden war.

Das Auftreten des Kieses — Magnetkies zum größten Teil (wie eine Probe auf nassem Wege ergab) ist ein sehr merkwürdiges.

Seine zarten Blättchen und Flitterchen bilden eine fein genetzte Spinnwebe, welche in ihren Maschen die einzelnen Körner des Aplitmosaiks umschließt. Man sieht aber auch sehr zarte Flitter des Kieses in Klüfte und Spaltrisse der Mineralkomponenten (Quarz und Feldspat) eindringen. Nur äußerst selten gewahrt man ein größeres Schwefelkieskorn.

Besonders in dem zweiten Schliff gewinnt es den Anschein, als würden die Pyritsonnen von reichlicherem Quarz begleitet sein.

Großen Wert legt Richarz¹ auf gewisse »Albitpegmatite«, welche in der Regel wohl in Linsenform, häufig auch in (Lager-) Gangform die Gesteine der Wechselserie durchschwärmen.

Die mineralogische Zusammensetzung dieser Hohlraumausfüllungen ist nicht immer die gleiche. Am häufigsten findet man die Gangmasse aus grobspätigem Albit und untergeordnetem Quarz zusammengesetzt. Ist zwischen beiden eine Sukzession zu beobachten, so folgt Quarz dem Albit am Salband. (Etwa 15 cm dicker »Knauer« von der Strecke nördlich der Station Mönichkirchen. Der Albit und das Nebengestein enthielten noch einige mit freiem Auge sichtbare Pyritwürfelchen).

¹ l. c., p. 322, 323.

Ganz ähnliche Ausscheidungen erwiesen sich im Wiesenhöfer-Tunnel quarzreicher und bargen feinstengelige Nester von Turmalin (Schörl). Auch Chlorit in einzelnen Blättchen oder nesterweise enthielten sie.

Eine albitreiche Probe von *km* 8·6 der offenen Strecke zeigt pegmatitähnliche Grobkristallinität.

U. d. M. bemerkt man ein sehr grobes Feldspatmosaik mit wenig Quarz verwachsen. Zertrümmerungserscheinungen verbunden mit undulöser Auslöschung zeigen sich deutlich an Quetschflächen gebunden.

Der Plagioklas besitzt untergeordnet eine sehr dünnlamellare Zwillingstreifung. Seine Lichtbrechung ist immer schwächer als Quarz in allen Lagen. Ein guter Schnitt normal »c« zeigt eine Auslöschung von 19 bis 20° gegen die Spaltrisse von P; diese sind sehr deutlich ausgebildet, weniger vollkommen ist die Spaltbarkeit nach M angedeutet.

Die optischen Charakteristika stellen also den Plagioklas zum Albit.

Als Einschlüsse bemerkt man spärliche Muskovitfitterchen und eine feine Bestäubung, die sich bei sehr starker Vergrößerung in winzige Hohlräume auflösen, welche wahrscheinlich Gas oder Flüssigkeit enthalten.

Auch unregelmäßige Durchwachsungen von Quarz und Albit kommen vor.

Ein anderer Feldspalt als Albit dürfte nicht vorhanden sein.

Gleiche Bestäubung zeigt der etwas untergeordnete Quarz. Die Lichtbrechung der winzigen Hohlraumausfüllungen ist auch hier beträchtlich schwächer als der Wirt. Die undulöse Auslöschung ist an ihm kräftiger zu bemerken. Ein beobachtetes Achsenkreuz öffnet sich ein wenig.

Andere Gemengteile konnten im Schliß nicht beobachtet werden.

Daß diese turmalin- und albitführenden Quarzgänge Begleiterscheinungen der Granitintrusion des Haselgrabens, das heist hydato-magmatischer Entstehung seien, möchte der Verfasser mit Richarz sehr wohl annehmen. Doch dürfte dies auf die Hauptmasse der Quarz-Albit-Schwielen und -Lagerlinsen kaum auszudehnen sein, deren Entstehung analog mit den Kalkspatadern im kalkhältigen Gestein zu erklären ist.

Schon ganz und gar keine Nötigung glaubt der Verfasser für jene Annahme Richarz' gegeben, welche diese Lagergänge und Linsen als Zubringer für die Albitsubstanz in der ganzen Wechselserie betrachten möchte.¹

Denn erstens ergibt eine eingehende Erwägung keinen zwingenden Grund, die Albitsubstanz der Wechselgesteine als sekundär zugeführt zu betrachten und zweitens spielen die Quarz-Albitgänge gegenüber der reichlichen und gleichmäßigen (nicht an die Gänge irgendwie gebundenen!) Albitführung eine höchst untergeordnete Rolle.

Es ist die gleiche Schwierigkeit, mit der der metasomatisch-epigenetische Erklärungsversuch der Erzführung des Mansfelder Kupferschiefers zu kämpfen hat, welchen sich die Anhänger der Epigenese bekanntlich durch — kilometerweit reichende — Infiltration des nebstbei sehr undurchlässigen, kaum meterstarken bituminösen Mergelschiefers durch Kupfersalze entstanden denken.²

b) Lagerungsverhältnisse der Wechselserie.

Die merkwürdige Unabhängigkeit der Streich- und Fallrichtung der Wechselserie von der allgemeinen Tektonik wurde bereits erwähnt. Es mögen wohl untergeordnete Faltungen vorhanden sein, wie sie beispielsweise im Wiesenhöfer-Tunnel beobachtet werden konnten, aber sie sind gegenüber dem vorherrschenden Einfallen nach WSW gänzlich bedeutungslos.

¹ Vgl. auch des Verfassers Referat über St. Richarz: Die Umgebung von Aspang etc. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, 1911, p. 642.

² l. c.

II. Die Kernserie.

Petrographie.

Die krystallinen Schiefer der sogenannten »Kernserie«, deren petrographische Charakteristik in groben Umrissen bereits in einer älteren Arbeit¹ zu geben versucht wurde, ziehen aus der Gegend von Kirchberg am Wechsel, wo sie den Wechselgesteinen im engeren Sinne (»Wechselserie«) in ihrer nördlichen Verbreitung eine Grenze setzen, gegen das Pittental bei Aspang und flankieren — von hier aus gegen Süden abschwendend — auch den Ostabfall des Wechselstockes.

Bereits im Norden des Wechsels schieden sich strenge (jüngerer) Granit und Hüllschiefer.

Die Hüllschiefer sind in ihrer Hauptmasse aller Wahrscheinlichkeit nach ein metamorpher Sedimentkomplex, der sich aus Biotit-Muskovit-Glimmerschiefern von mehr phyllitischem Aussehen und spärlich eingeschalteten Marmorlagern aufbaut. Magmatisch infiltrierte Schiefer (Arterite von Schäffern) spielen darunter eine untergeordnete Rolle.

Als stark basische Einlagerungen treten in diesem Sedimentkomplex Amphibolitzüge mit mehr oder weniger Granat, nach Richarz²) auch echte Eklogite auf.

Richarz hat es sehr wahrscheinlich gemacht, daß diese basischen Einschaltungen auf Eruptivdecken zurückgehen.

In unserer Bahnterrainkarte kommen diese Gesteine nur auf eine kurze Strecke bei Schäffern unter dem auflagernden Sinnersdorfer Konglomerat zum Vorschein.

In diesem Schieferkomplex steckt als jüngerer Intrusivkörper eine stellenweise sehr schwach vergneiste Granitmasse. Wegen dieser makroskopisch kaum merkbaren Metamorphose spricht eine ältere Arbeit des gleichen Verfassers³ von diesem Gestein als einem echten Granit. Da nun mikroskopisch Umsetzungs Vorgänge und Neubildungen deutlich beobachtet werden können und andererseits nachheriger Verschiebung des Intrusivgesteins in diesem Terrain keine unbedeutende Rolle zukommt, so mag es billig erscheinen bei der alten Bezeichnungsweise eines »Augen«- oder »Porphyre«-gneises« zu verbleiben.

Ein mehr aplitisches, seltener pegmatitisches Gangfolge sehen wir häufig von diesem Intrusivkörper in die benachbarten Hüllschiefer ausstrahlen.

Der Haupttypus der Hüllschiefer ist ein grauer, überaus quarzreicher Glimmerschiefer, der freilich in den oberflächlichen Aufschlüssen fast immer mehr oder weniger rostig verfärbt ist.

Das untersuchte Material wurde dem Kehrtunnel entnommen.

Eine Gesteinsprobe von Meter 356 zeigt auf den Schichtflächen sericitischen Muskovit mit feinschuppigem, tombakbraunem Biotit verwachsen.

U. d. M. beobachten wir das sehr reine Quarzmosaik mit grober Verzahnung in ziemlich weiten Abständen von Muskovitzügen welche weniger Biotit enthalten, durchzogen; diese Züge alternieren.

Bei stärkerer Vergrößerung bemerkt man hie und da ein Albitkorn ganz gleich wie Quarz auftretend. Durch die geringere Lichtbrechung gegen Quarz und die Einschlüsse heben sie sich aus dem Mosaik heraus. Außer in ganz isolierten Körnern treten die Albite noch zu kurzen Zügen vereinigt auf. Von den winzigen Einschlüssen erkennt man Quarz sicher, auch Rutil, die meisten dürften dem Muskovit und einem Mineral der Epidotgruppe angehören.

Der mit Muskovit auch parallel verwachsen auftretende Biotit ist stark pleochroitisch (von fast farblos zu rötlichbraun).

Sehr wenige (aus Biotit hervorgegangene ??) Chloritblättchen zeigen abnormales Schwarzblau (Pennin?).

Auch einige Körnchen von Epidotmineralien (manchmal mit schönen preußischblauen Interferenzfarben: Klinozoisit?), scheinen vorhanden zu sein.

¹ H. Mohr: Zur Tektonik und Stratigraphie etc., p. 168 bis 177.

² St. Richarz: Die Umgebung von Aspang am Wechsel etc., p. 311.

³ H. Mohr: Zur Tektonik und Stratigraphie etc., p. 172.

Endlich sind ganz spärlich schwarze Erzkörnchen im Schliff verteilt.

Auffällig ist der Mangel jeglicher Breccienstruktur und fast jeglicher undulösen Auslöschung (Quarz und Albit); nur die Muskovitbänder sind etwas zerfetzt.

Ein mehr nach der Schieferung angelegter Dünnschliff (Probe von Mtr. 46 des gleichen Tunnels) gestattet diese Beobachtungen noch zu ergänzen.

Das Quarzmosaik wie im vorherigen Schliff, doch zeigt sich sowohl die Verzahnung als die undulöse Auslöschung etwas stärker.

Spärliche Feldspatkörner (Albit) wie früher.

Sericit und Biotit (untergeordnet) ist wohl etwas mehr vorhanden, doch treten sie noch immer sehr stark gegen den Quarz zurück. Der Biotit erweist sich hier als optisch einachsige bis kaum merkbar zweiachsige.

Der in gleicher Menge wie Biotit vertretene Chlorit entpuppt sich in diesem Schliff deutlich als ein Derivat des ersteren. Man sieht sehr deutlich an mehreren Biotitindividuen, wie die Chloritsubstanz randlich und längs der Spaltrisse vordringt. Der Pleochroismus des Chlorit ist sehr schwach, gleichwohl zeigt sich die Doppelbrechung abnormal (blau). Einmal wurde ein verwachsenes Achsenkreuz beobachtet (Pennin).

Nicht allein auf Biotit jedoch ist der vorhandene Chlorit zurückzuführen, man kann ihn auch aus Granat hervorgehen sehen.

Rundliche Körner von hoher Licht- und Doppelbrechung wurden dem Zirkon zugerechnet.

Die Granaten sind in sehr seltenen winzigen, rundlichen, optisch normalen Kristallen im Schliff verteilt. Ein Korn ist jedoch bedeutend größer und erweist sich in Chlorit-»Gewölle« (rundliche blättrige Chloritkugel) eingebettet.

Von Mineralien der Epidotgruppe hie und da eine Spur.

Hingegen ist der Schliff ziemlich reich an Kies, welcher jedoch nicht in Krystallen, sondern in Flocken und zerrissenen Formen auftritt. Seine ins Tombackbraune spielende Farbe dürfte auf Magnetkies deuten.

Apatit scheint vorhanden zu sein.

Westlich von Schöffern taucht unter den Ablagerungen der Stufe von Sinnersdorf auf eine kurze Strecke ein zwischen zwei Amphibolitzüge eingeschaltetes Band eines merkwürdig schweren überaus granatreichen Schiefers auf, der von schmalen (bis 1 cm starken) Aplitadern durchzogen ist (Granatarterit).

Die etwa halbzentimetergroßen Granataugen — die den Schiefer fast zu einem Granatfels machen — sind umflossen von einer stark gestreckten, aus Quarz, Feldspat? und feinschuppigem Biotit bestehenden Grundmasse.

U. d. M.: Von der Schiefermasse heben sich lichte, nur aus Quarz und Feldspat bestehende breite Adern ab, welche »venös« (das heißt etwas mäandrisch) verlaufen und auch quer die Schieferung durchsetzen. Die Feldspäte stechen porphyrisch aus den Venen hervor. Der Quarz bildet ein gestrecktes Mosaik, welches zum Teil verzahnt, zum Teil durch Mörtel gebunden ist.

Die Feldspäte zeigen etwas rundliche Umgrenzung und reichlich langnadelige Einschlüsse.

Dieser Feldspat ist infolge seiner geringen Lichtbrechung gegen Quarz und Kanadabalsam, des relativ kleinen Achsenwinkels und des negativen Charakters der Doppelbrechung aller Wahrscheinlichkeit nach ein Orthoklas. Auch die einmal beobachteten schmalen Albitschnüre in ihm (Myrmekit) sprechen dafür. Die Einschlüsse werden als Apatitnadeln und Sericitfitterchen (?) angesprochen.

Ob noch ein Plagioklas in diesen Adern, die wir als granitische Injektionen deuten müssen, vorhanden ist, konnte nicht entschieden werden, zwillingestreifte Individuen fehlen jedenfalls.

Die Feldspäte löschen stark undulös aus.

In der Schiefermasse sehen wir Quarz, Biotit, Granat, ein Mineral der Epidotgruppe, Zirkon, Erz etc. vertreten. Eine sekundäre mechanische Beeinflussung beherrscht die Struktur (Streckung, Verzahnung des Quarzpflasters, Zerstörung der Idiomorphie).

Der in großer Menge vorhandene rotbraune Biotit ist filzig-strähnig entwickelt. Keinerlei Ansätze zu Idiomorphismus. Die größeren Blättchen zeigen einen Pleochroismus von lichtgelb zu rotbraun. Schöne rundliche Zirkoneinschlüsse mit pleochroitischen Höfen.

(Chlorit wurde keiner beobachtet.)

Die Granatknoten sind — wie bereits erwähnt — sehr zahlreich. Er ist schwach rosa gefärbt und zeigt keinerlei krystallographische Umgrenzung. Die zahlreichen Sprünge, die ihn durchsetzen, stehen deutlich immer normal auf der Streckungsrichtung des Gesteins; sie sind manchmal mit Biotit erfüllt. Die Poren der oft durch prächtige Siebstruktur ausgezeichneten Granatkörner verschließt Quarz. Manchmal kann man beobachten, daß der Raum für den Granatknoten in der Schieferung noch vorhanden ist, vom Granat aber nur mehr ein spärlicher Rest, alles andere erfüllt Quarzsubstanz. Es hat in der Tat den Anschein, als würde der Granat im nachhinein verdrängt worden sein.

Als Einschlüsse im Granat beobachten wir sehr wenig schwarzes Erz, dann Biotitblättchen und stark lichtbrechende sattgelbe Körner, welche auch sonst im Schliiff selbständig auftreten. Einmal findet sich als Einschluß auch eine große Muskovittafel.

Ein mikrolithisches Mineral bildet im Schliiff, bald selbständig, bald mit Biotit zusammen verfilzt, große, wirre Haufen. Sehr gern begleitet es als schmaler Saum die venösen Injektionen. Das Mineral tritt in kurzen, quergegliederten Stengeln auf. Doppelbrechung wie Orthoklas. Lichtbrechung ähnlich Epidot. Es wird als Zoisit angesprochen.

Das honiggelbe Mineral ohne Krystallform ist nach Stärke der Licht- und Doppelbrechung Rutil. Man kann es oft auch mit opakem Erz vergesellschaftet beobachten.

Das spärliche Erz ist schwarz-opak, im auffallenden Licht zeigt es einen bläulich-metallischen Schimmer (eisenglimmerartig).

Der im Biotit beobachtete Zirkon tritt hie und da auch selbständig auf.

Der weiße, mittelkörnige Marmor des oberen Sulzbachgrabens (es wurden nur Lesestücke von ihm gefunden) westlich Schäßern zeigt mit freiem Auge über millimetergroße rundliche Blättchen eines eisengrauen Minerals. Ihrer Widerstandsfähigkeit gegen die Verwitterung und gegen Säuren, ihrer Unlöslichkeit in der Phosphorsalz- und Boraxperle nach zu schließen ist es Graphit.

U. d. M. zeigt der Marmor Pflasterstruktur mit kaum merkbarer Verzahnung. Mörtel fehlt. Die Kalzitindividuen sind prächtig zwillingestreift.

Als Nebengemengteile bilden Quarz mit Albit zusammen meist Gängchen und Nester, kommen jedoch auch für sich im Schliiff verstreut vor. (Der Feldspat nach der Becke'schen Methode: α' und γ' immer kleiner als ϵ und ω des Quarzes bestimmt.)

Ein nicht seltenes in kurzen Stengeln auftretendes Mineral mit starker Licht-, aber sehr schwacher Doppelbrechung (positiv), querer Anordnung der Achsenebene (2 achsig) zu den Spaltrissen und gerader Auslöschung wurde dem Zoisit zugerechnet.

Titanit in ganz kleinen, spärlichen Krystallen.

Aus dem hornblendereichen basischen Zug westlich Schäßern beschreiben wir einen Amphibolit. Es ist ein grünlichschwarzes, fast dichtes Gestein mit rötlichen Granaten.

U. d. M. kann man das Gefüge ein granoblastisches nennen, mit Hervortreten der größeren Epidot- und Granatkörner und eines Teiles der Hornblenden.

Ein Füllsel zwischen den größeren Individuen bilden kleine Körner von Feldspat, Quarz und Hornblende.

Die Hornblende tritt in sehr unregelmäßigen, kürzeren Stengeln auf. Zerlappt und löcherig beherbergt sie Quarz-, Feldspat- und Epidotkörner.

Pleochroismus a = sehr lichtgelblichgrün,

b = sehr dunkelsaftgrün,

c = bläulichgrün;

wobei $c > b > a$.

Sie ist niemals zonar gebaut und zeigt auf 010 eine Auslöschungsschiefe von etwa 19° gegen die Risse der Prismenspaltbarkeit.

Gegen die Hornblende tritt Epidot sehr stark zurück. Wir beobachten ihn in schönen, nach b gestreckten Stengeln; seine hohen, fleckigen Interferenzfarben lassen gleich den Pistazit erkennen. Es sind auch hier, wie dies schon öfters beobachtet wurde, in der Zone der b -Achse deutliche Ansätze zu Idiomorphie vorhanden. Pleochroismus ist kaum merkbar. Nach c kann man ein ganz schwaches Gelblich beobachten, in den anderen Schwingungsrichtungen ist der Pistazit farblos.

Neben Pistazit tritt noch Klinozoisit auf. Er findet sich äußerst spärlich im Schliiff verteilt, einmal jedoch in größeren, nach b gestreckten Stengeln mit Granat zusammen ein Nest bildend. Er ist farblos. Die Richtung der Achsenebene (quer zu b), das anomale Blau der Interferenz und der optisch positive Charakter stellen das Mineral zum Klinozoisit. Einschlüsse fast gar keine. Ein schmalet Saum ist häufig stärker doppelbrechend (geht in Pistazitsubstanz über).

Der Granat ist sehr spärlich vertreten. Er bildet einzelne größere rundliche Körner oder Körneraggregate. Regellos zerklüftet umschließt er alle übrigen Komponenten des Gesteines außer Epidot. Manchmal werden die Einschlüsse von Quarz sehr groß und es entsteht Siebstruktur.

Einmal grenzt an Granat etwas Biotit.

Erz ist eigentlich im Schliiff sehr wenig, man sieht nur einige ganz unregelmäßige, zerlappte Partien. Ein Blättchen ist schön nelkenbraun durchscheinend (Titaneisenglimmer). Auch mit Rutil verwachsen tritt das Erz auf; und wenn es dann später zur Titanit- (Leukoxen-)bildung gekommen ist, so umrandet dieser in gleicher Weise Erz und Rutil. (Das gleiche wurde auch ein zweitesmal sehr deutlich beobachtet.)

Titanit ist übrigens auch sonst recht reichlich in der bekannten Insekteneierform zu Gruppen vereinigt im Schliiff vertreten.

Nun hat es den Anschein, als würden Quarz und Feldspat, welche unter sich selbst ein Pflaster bilden, dem Amphibolitgefüge

fremd gegenübertreten. Sie häufen sich an gewissen Schlißstellen und scheinen überhaupt in das Hornblendegefüge vorzudringen und eine Infiltrationsmasse zu bilden. Das meiste ist Feldspat,¹ welcher dem Oligoklas angehört.

Richarz hat aus dem gleichen Zuge einen Eklogit beschrieben².

An Aufschlüssen in gesundem Augengneis ist großer Mangel. Obwohl das Areal ganz beträchtlich ist, das von ihm eingenommen wird, gehört es zu den Seltenheiten, daß der Porphyrgneis nicht rostig verfärbt, sondern lichtgrau, wie dies seiner granitischen Zusammensetzung entspricht, angetroffen wird.

Nur zwei Örtlichkeiten haben den Gneis in ausgedehntem Maße frisch und unverwittert studieren lassen. Einmal die Steinbrüche beim Krainerbauer, nördlich von Unter Aspang und dann der Windhof-Kehrtunnel.

Die ersterwähnten Steinbrüche liegen knapp an der Bahntrasse unterhalb des am Osthang des Tales gelegenen Krainerbauer.

Es ist ein schöner, etwas quarzärmer, richtungslos körniger bis grobporphyrischer und dann etwas schieferig struierter Granitgneis mit dunklem Glimmer.

Im unteren Bruch neben dem Bahngleise erkennt man kaum jemals porphyrische Struktur. Eine stark verschieferte Zone erinnert durch den überwiegenden Sericitgehalt, der sich auf Kosten des Feldspats angereichert hat, sehr an die von Starkl³ Leukophyllit genannten, talkschieferähnlichen Einlagerungen in den krystallinen Kerngesteinen der »Buckligen Welt«. Diese Zone fällt steil nach Ost.

Im gesunden Gneis bemerkt man hie und da bis handbreites Aplitgeäder, welches von winzigen Turmalinsäulchen durchspickt ist.

Im Oberen Steinbruch fällt die grobporphyrische Struktur des Granitgneises auf. Manche von den großen Kalifeldspateinsprenglingen zeigen zonares Wachstum durch ein peripher eingeschaltetes Band von kleinen Biotiteinschlüssen. Die Feldspäte sind mit ihrer Längserstreckung nach N 30° O aneinander gereiht, welche Richtung unter 35° gegen den Horizont geneigt ist.

Eine grobe Klüftung zeigt keine ausgesprochene Gesetzmäßigkeit.

(Dieser grobe Gneis war eine jener in unserer Gegend sehr spärlich vertretenen Gesteinsarten, die sich zu Bau- und Werksteinen verarbeiten ließen.)

Ein Dünnschliff (Unterer Steinbruch) zeigt u. d. M. der Hauptsache nach Quarz, Mikroklin, zwillinggestreiften Plagioklas mit zahllosen Einschlüssen, schokoladebraunen Biotit.

Die eugranitische Struktur ist noch ziemlich gut erhalten; auffällig ist die aufdringliche Neigung der Plagioklase zu Idiomorphie; zwischen die Individuen dieser schiebt sich oft ganz nach ophitischer Manier zerhackter, aber gleichsinnig orientierter Mikroklin als Füllmasse.

Von den Feldspäten tritt der Kalifeldspat etwas zurück; es ist Mikroklin mit deutlicher Gitterlamellierung. Er ist von zahlreichen Albitspindeln durchwachsen, welche insofern eine gewisse Gesetzmäßigkeit ihrer Anordnung erkennen lassen, als sie die Mikroklingitterung etwa diagonal zu kreuzen suchen. In einem Schnitte normal α beobachtet man eine wiederholte Ablenkung der Albitspindeln in die Gitterrichtung hinein. Die in Rosenbusch's Mikroskopischer Physiographie Bd. I./2, p. 324 wiedergegebene Beobachtung vieler Autoren, daß die Mikroklingitterung in der Umgebung der Albitspindel deutlicher ist, vermag der Verfasser nur zu bestätigen.

Der Kalifeldspat umschließt insbesondere Plagioklas, Glimmer, dann die primären akzessorischen Gemengteile. Er tritt im Schliff nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt auf und zeigt keine krystallographische Umgrenzung. Wohl aber beobachtet man Idiomorphie an den großen porphyrischen Einsprenglingen der Handstücke.

Die häufige Idiomorphie der Plagioklase prägt sich in rechteckigen Querschnitten aus (Ausbildung von M und P). Er zeigt sich aus haarscharfen polysynthetischen Zwillingslamellen (nach dem Albitgesetz) zusammengesetzt. Der Reichtum an Einschlüssen verdeckt fast die Feldspatsubstanz. Es sind Mikrolithen von Klinozoisit und Muskovit, die den scharf umgrenzten Kern erfüllen. Ein schmaler Saum ist völlig einschluffrei und es ist nicht schwer, diesen Rand als Albitsubstanz zu bestimmen.

Weitaus schwieriger ist die Bestimmung der Plagioklassubstanz im Kern. Infolge der massenhaften Einschlüsse ist es nicht möglich, einwandfreie Achsenbilder zu erhalten. Es nützt deshalb die exakte Bestimmung des Plagioklas in einer älteren Arbeit⁴ als

¹ Wie Herr Prof. F. Becke dem Verf. gütigst mitteilt.

² St. Richarz: Die Umgebung von Aspang etc., p. 311, 312.

³ G. Starkl: Über neuere Mineralvorkommnisse in Österreich etc., J. G. R., 33. Bd., 1883, p. 644.

⁴ St. Richarz: Die Umgebung von Aspang etc., p. 288; Schliff aus der Umgebung von Aspang (keine genaue Fundortsangabe).

Oligoklas mit etwa 15% An einige Skepsis auf. Sehr beachtenswert sind auch die Beobachtungen des gleichen Verfassers, die von einer Verschiedenheit der Kernsubstanz in Lichtbrechung und Auslöschung gegenüber dem Randalbit sprechen. Denn diesen Beobachtungen konnten keine analogen an die Seite gestellt werden.

Erstens ist immer eine völlige Koinzidenz der Auslöschungsrichtungen von Kern und Saum zu konstatieren und

zweitens gelingt es nicht zwischen beiden eine Lichtlinie zu erzeugen, welche den Unterschied in der optischen Dichte zwischen Kern- und Saumsubstanz andeuten würde.

Diese oftmals kontrollierten Beobachtungen lassen keinen anderen Schluß zu, als daß eben der Kern der Plagioklase gleichfalls bereits Albit ist.

Hiermit vollkommen im Einklange steht der ungeheure Einschlußreichtum an Ca-Al- und K-Al-Silikaten, welche den ehemaligen Anorthit- und Kaligehalt vollständig aufgezehrt haben.

Wo Pressungszonen den Feldspat durchziehen, reichern sich sofort die Muskovitlitterchen zu Sericitstrahlen an.

Es ist auffällig, daß die Zwillingslamellen der Kernplagioklase in den Randalbit nicht immer fortwachsen.

Als spärliche Einschlüsse im Plagioklas sind noch optisch normale Granatkryställchen zu erwähnen, welche auch frei die Quetschungszonen begleitend vorkommen.

Der Quarz bildet zum Teil größere, ungegliederte Ausscheidungen, zum Teil in größeren Flächen ein grobverzahntes Pflaster. Er ist schwach bestäubt; diese Trübung löst sich bei stärkerer Vergrößerung in winzige Einschlüsse mit bedeutend geringerer Lichtbrechung als der Wirt auf, es dürften Flüssigkeits- und Gas(?)einschlüsse sein, die häufig in Züge vereinigt sind.

Auch hier kann man zweierlei Quarz beobachten; erstens solchen mit Einschlüssen und zweitens einschlußfreien Quarz. Der letztere hält sich an die Quetschungszonen.

Diese Pressungszonen sind im Quarz durch Sprunggarnen und undulöse Auslöschung gekennzeichnet.

Der im Schliff unregelmäßig verteilte Biotit ist licht schokoladebraun bis gelblich (im Zustande der Zersetzung) gefärbt und tritt in schönen dicken Tafeln auf. In den Quetschungszonen unterliegt er einer mechanischen Auflösung.

Pleochroismus: Schwingungen normal zu den Spalttrissen = sehr liches Gelblichbraun; parallel zu diesen = sattes Braun.

Er ist optisch einachsigt. Einschlüsse: prächtiges Sagenitgewebe (System von Rutilnadeln, die sich unter 60° schneiden). Dann eiförmige Zirkone, welche von stark pleochroitischen Höfen umgeben sind. Auch Umwandlungs- und Zersetzungserscheinungen sind zu beobachten.

Seltene mit Biotit parallel verwachsene Blättchen zeigen einen Pleochroismus von lichtgrünlichbraun zu lichtchloritgrün (bereits Chlorit?).

Andere häufigere Blättchen sind in einem Satt-Gelbbraun pleochroitisch und von reichlicher Epidotausscheidung begleitet.

Bei beiden Zerfallserscheinungen ist die Doppelbrechung erheblich herabgesetzt.

Die Epidotisierung ist sehr schön zu beobachten. Die Epidotkörner liegen mit *b* parallel der Spaltbarkeitsrichtung des Glimmers und fressen sich vom ausgefranzten Ende in diesen hinein. Auch sonst begleitet die Biotittafeln bereits überall ein schmaler Epidotsaum, zu dem sich noch etwas Titanit gesellen dürfte. In den Pressungszonen ist das Korn der die zeretzten Biotite begleitenden Epidotkörner größer.

In allen untersuchten Schliffen scheint der Muskovit nur sekundärer Entstehung zu sein. Er tritt in der feinschuppigen Varietät des Sericit auf und ist vorwiegend an Quetschungszonen gebunden.

Etwas Apatit findet sich in kurzen Säulen und Körnern an die Nähe der Biotite gebunden.

Ein einziges Erzblättchen wurde in einem Biotit beobachtet.

Junge Sprünge und Quetschungszonen (welche einheitlich nach einer Richtung verlaufen) sind mit Quarz, Albit und Sericit erfüllt.

Ein anderer Schliff (vom oberen Steinbruch beim Krainerbauern) ist deswegen interessant, weil er die Zunahme der Pressungserscheinungen und die Chloritisierung fast des gesamten Biotit zeigt.

Auch in diesem Schliff deuten die optischen Verhältnisse der einschlußreichen Plagioklaskerne auf Albit.

Etwas merkwürdig ist ein größerer Quarzkrystall, der — mit deutlichen Flächenansätzen — in einen Mikroklin eingebettet ist. Er selbst umschließt kleine Bläschen (Flüssigkeitseinschlüsse?), eine Biotittafel (mit Zirkonkorn) und Apatit(?)mikrolithen. Diese praemikroklinischen Quarze wurden auch von Richarz¹ beobachtet.

Den Biotit vertritt ein sehr blaßgrüner Chlorit. Pleochroismus: von lichtgelblichgrün zu blaßgrün. Interferenzfarbe: schönes Kobaltblau. Achsenkreuz unkenntlich (Pennin). Seine Tafeln sind zernagt, von Epidotausscheidung umgeben und enthalten Zirkone mit pleochroitischen Höfen.

Auch hier halten sich die Apatitsäulchen an die Nähe des Chlorite.

Erz wurde keines bemerkt.

Die Quetschungszonen sind in diesem Schliff weit ausgeprägter, dichte Sericitstränge begleiten sie, und wie es scheint, auch etwas Granat. Die Sericitschüppchen sind bereits größer. Die klaffenden Sprünge im Mikroklin erfüllen Quarz, Albit und Kalcit, der auch isoliert im Kalifeldspat auftritt.

¹ I. c., p. 289.

Auffällig ist auch das Hineinzwängen von Albitsubstanz zwischen zwei Mikrokline. Der Albit bildet beiderseits der Naht einen schmalen Pflastersaum, der sich durch die Becke'sche Lichtlinie scharf von den Mikroklinen abhebt.

Die chemische Zusammensetzung dieses Granitgneises war folgende¹:

	Gewichtsprocente	Molekularprocente
Si O ₂	67·04	76·4
Ti O ₂	0·12	0·1
Al ₂ O ₃	14·81	9·8
Fe ₂ O ₃	1·37	} 3·1
Fe O	2·14	
Mn O	—	—
Mg O	0·74	1·2
Ca O	2·00	2·4
Na ₂ O	3·41	3·7
K ₂ O	4·61	3·3
H ₂ O	1·71	
P ₂ O ₅	Sp.	
	99·95	

Die auf 10 Teile reduzierten Osann'schen Zahlen ergeben folgende Werte²:

	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>f</i>	<i>S</i>
Granitgneis vom Krainerbauer	5·2	1·7	3·1	76·5

Sein Projektionspunkt ist im Osann'schen Dreieck auf Taf. I eingezeichnet.

Ein zufriedenstellender Vergleich mit einem Osann'schen Typus ist nicht gut möglich, da das Projektionsfeld seiner Granite infolge der beschränkten Anzahl von Analysen große Lücken aufweist³.

Daß es sich tatsächlich um ein ganz normales Granitmagma handelt, lehrt ein kurzer Vergleich der Becke'schen Werte a_0 , c_0 , f_0 ⁴ mit dem Granitmittel von Daly.

	a_0	c_0	f_0	
ohne Rücksicht auf Al ₂ O ₃ -				} Molekularprocente Si O ₂
Überschuß	7·53	1·29	1·18	
Granitgneis vom Krainerbauer				
mit Rücksicht auf Al ₂ O ₃ -	a'_0	c'_0	f'_0	
Überschuß	7·66	1·22	1·12	76·5
Granitmittel Daly ⁵	a_0	c_0	f_0	77·1
	7·42	1·35	1·23	

An Vergleichstypen ist unter den von F. Becke gegebenen Analysen kein Mangel.

Unter den Granitgneisen der Zentralgneisregion machen wir die Typen Lafenn (Nr. 21), Rotbach (Nr. 23), Dornaubergklamm (Nr. 25), Lassacher Winkel (Nr. 26) namhaft⁶.

Auch unter den alten Intrusivgneisen gibt es Vergleichsgrößen, wie Tauferer Schloßberg (Nr. 45), Winterstall (Nr. 46) und Kellerjoch (Nr. 47)⁷.

¹ Analyse ausgeführt von Dr. R. v. Görgy im Miner.-Petrogr. Institut der k. k. Universität Wien.

² Diese Berechnung stellte Herr Prof. Becke dem Verfasser gütigst zur Verfügung.

³ A. Osann: Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine M. P. M. Wien 1900, Taf. IV., Fig. 2.

⁴ F. Becke: Chemische Analysen etc., p. 210 u. f.

⁵ l. c., p. 214.

⁶ l. c., p. 172, 173.

⁷ l. c., p. 180, 181.

Im Kehrtunnel ging die Zahl der porphyrisch eingesprengten Kalifeldspäte im gleichen Maße zurück, als man sich dem Glimmerschiefer näherte. Zugleich wurde der Gneis feinkörniger.

Eine derartige Probe wurde ebenfalls unter dem Mikroskop untersucht.

Der graue, äußerst zähe und klüftig geschieferte Gneis enthielt sehr spärlich und in weiten Abständen etwa 1 bis 3 *cm* große Einsprenglinge von Kalifeldspatzwillingen.

U. d. M.: Der Quarz bildet mit Plagioklas verwachsen ein schwammig verzettelttes Grundmosaik mit starker Verzahnung. Undulöse Auslöschung des Quarzes,

Das Füllsel im Quarz-Albitschwamm wird aus einem feinen Zerreibsel von viel Sericit, dann Klinozoisit, Biotit mit Pistacit, Quarz und Feldspat gebildet.

Die im größeren Mosaik einzeln verstreuten, gleichgroßen Körner des Plagioklas enthalten zahlreiche Einschlüsse (Muskovit, Klinozoisit [?], Epidot); er ist immer schwächer lichtbrechend als Quarz in allen Lagen. Demnach handelt es sich um Albit.

Zwei Karlsbader Zwillinge (Mikroklinperthit) mit ganz zerlappter Umgrenzung zeigen sich im Schliff. Sie scheinen gewissermaßen durch Quarz, Albit, Sericit- (und etwas) Calcitmasse in Aufzehrung begriffen.

Der Biotit ist gleichmäßig zerfetzt im ganzen Gestein verteilt. Pleochroismus: von sehr licht gelblichgrün zu dunkelbräunlich-saftgrün. Mit Zirkoneinschlüssen. Aber viele Zirkonsäulchen haben sich wahrscheinlich von ihrem Wirt (dem Biotit) befreit und schwimmen jetzt frei — zum Teil zerbrochen (!) — in der kataklastischen Masse des Dünnschliffs.

Neben der feinfilzigen Hauptmasse des Sericit, bemerkt man auch größere zerfetzte Schuppen von Muskovit.

Nadeln und größere rundliche Körner von Apatit als Einschlüsse und frei allenthalben.

Spärliche rundliche Körner von der Größe des Apatit und granulierten Massen gehören dem Titanit an.

Dieses Gestein ist entschieden als eine regenerierte endogene Breccie zu deuten.

Der vorhin erwähnte Turmalinaplit aus dem tieferen Steinbruch beim Krainerbauern bot unter dem Mikroskop folgendes Bild.

Die etwa 1—2 *mm* langen Säulchen von Turmalin sind in sehr großer Zahl einem feinkörnigen, blastogranitischen Mosaik von Quarz, sehr viel zwillinggestreiftem Plagioklas und sehr spärlichem Mikroperthit eingestreut. Die Mikroperthite treten etwas porphyrisch hervor.

Ein zwillinggestreifter Plagioklas mit $\gamma = I$. Bisectrix zeigt normal zu *c* eine Auslöschung von 19°. Es ist also reiner Albit. Auch γ erheblich kleiner als ω des Quarzes spricht zu Gunsten dieser Bestimmung.

Wenn wir auch hier annehmen, daß die mikrolithischen Einschlüsse ein Ergebnis des Zerfalles des ehemals schwach anorthithaltigen Plagioklasses seien, so kommen wir bei diesem Aplit zu dem Schluß, daß der Plagioklas bedeutend saurer als im Granit gewesen sein muß, denn die Einschlüsse sind weitaus spärlicher und die winzigen Körnchen des Epidotminerals treten sehr stark zurück. Die meisten regellos verstreuten Einschlüsse sind wahrscheinlich Muskovit. Auch blättchenförmige Erzkörnchen mit Leukoxen gesellen sich hinzu.

Der Quarz ist gegen den Plagioklas ziemlich untergeordnet vertreten. Er zeigt sich schwach bestäubt (durch winzige Gas- oder Flüssigkeitseinschlüsse) und ist schwach undulös.

Die etwas kurz gestutzten Säulchen des Turmalin lassen nur in den Querschnitten schwache Ansätze zu kristallographischer Umgrenzung erkennen. Er ist gelblichbraun gefärbt und nicht selten zonar gebaut (lichter Kern und dunklere Hülle). Der zonare Bau ist sehr unregelmäßig, da der Kern in der Regel exzentrisch liegt.

Pleochroismus: Schwingungen parallel *c* = fast farblos (sehr schwach gelblich),
senkrecht *c* = gelblichbraun.

Besonders stark pleochroitisch sind häufige schwarzblaue, wolkige Flecken; sind sie größer und intensiver, so bemerkt man sie deutlich Höfe um winzige stengelige oder körniggrundliche Einschlüsse bilden (Pleochroitische Höfe). In der Parallelstellung der Stengel zum Polarisator verschwinden sie. Die winzigen Einschlüsse gehören — soweit sie stengelig sind — vielleicht dem Rutil an; andere mehr krümelige Körnerhaufen lassen sich mit Zirkon nicht recht vergleichen. Die Höfe sind bei der Winzigkeit der Einschlüsse sehr groß. Radial verlaufende Sprünge begleiten nicht selten die Einschlüsse.

Die Doppelbrechung des Turmalin ist sehr hoch (pistazitähnlich).

Auch einige Granatkryställchen und ein Häufchen von Apatitkörnchen wurden beobachtet.

B. Das zentralalpine (Leontinische) Mesozoikum.

Insbesondere ihrer interessanten tektonischen Stellung wegen sind hier einige Reste der sogenannten »Semmeringtrias« zu erwähnen, welche östlich und südlich von Aspang auftreten.

Es sind die gewöhnlichen Gesteine: grobe Sericitgrauwacken mit rotvioletten Quarzgeröllen, Arkosen mit weißgebleichtem Feldspat, dichte Quarzite, Sericitschiefer und Porphyroide; diese Gesteinsgruppe gehört in die Semmeringquarzitgruppe.

Licht- bis dunkelgraue Dolomite vom Südwesthang des Spitzer Rgl. lassen sich den triassischen Diploporendolomiten des Semmering vergleichen, während schmutzigweiße Marmorschüblinge aus dem Graben nordwestlich vom Prost (Unter Aspang NO) am besten im Semmeringjura ihren Platz finden.

Dieser Marmor wurde vergleichshalber (Marmor von Schöffern) unter dem Mikroskop untersucht. Es fand sich wenig im Dünnschliff: einige sehr spärliche Muskovitfetzchen, regellos zerstreut in dem hochgradig mylonitisierten und regenerierten Gestein, hie und da ein Pyritkörnchen von einer kolloidalen Eisenhydroxydhaut umzogen; äußerst seltene, winzige Körnchen können Quarz oder Albit sein.

Auch die Vergesellschaftung mit Quarzit zeigt, daß dieses Gestein in die Semmeringgruppe hinein gehört.

Die gleichen Accessoria fanden sich mit Ausnahme des Schwefelkieses¹ im Dolomit beim Spitzer in der Grub. Hier konnten Quarz und Albit sicher erkannt und meist längs der Kataklastiklücke, welche der Hauptsache nach von neugebildetem Carbonat (Calcit?) erfüllt werden, beobachtet werden. Der Quarz überwiegt den Albit, welcher rhomboëdrische Einschlüsse (Carbonat) führt.

Makroskopisch läßt dieses Gestein, das den Semmering (Diploporen-)dolomiten sehr gut entspricht — von den phyllitischen Häutchen einer plattigen Varietät abgesehen — kaum irgend eine Metamorphose erkennen.

Große Mannigfaltigkeit zeigt die reichlich vertretene Semmeringquarzitgruppe, welche die Untere Trias, allenfalls noch Perm umfaßt².

Die Gesteine dieser Gruppe sind alle sehr licht, weißlich bis apfelgrün.

Das quarzige Sediment spielt die Hauptrolle. In den psephitischen Gliedern, welche immer einen etwas arkosigen Charakter haben (Kohlgraben südlich Aspang), beobachten wir die gleichen rötlichen Quarzgerölle, die am Semmering und in den Radstätter Tauern in der gleichen Schichtgruppe zuhause sind. Der Verfasser hält es für sehr wahrscheinlich, daß diese Rotfärbung ursprünglich dem ganzen Konglomeratkomplex eigen war und erst im Wege der Metamorphose zum Verschwinden gebracht wurde.

Die auffällige Tatsache, daß die lichten, meist etwas grünlichen Sericitgrauwacken auf die metamorphe Permotrias der Zentralalpen beschränkt sind, welche eine bereits ziemlich weit vorgeschrittene Umkristallisation erkennen läßt, verdient wohl festgehalten zu werden.

Es scheint in der Tat die für den alpinen Verrucano und die untere Trias so bezeichnende Rotfärbung, welche unter dem ostalpinen Mesozoikum so allgemein beobachtet werden kann, unter dem Einflusse der Metamorphose tieferer tektonischer Einheiten zu verblassen und sich nur in einzelnen Quarzgeröllen noch erhalten zu haben.

Das Verschwinden dieser durch feinverteiltes Fe_2O_3 hervorgerufenen Rotfärbung mag auf verschiedene Ursachen zurückgehen.

Ein beträchtlicher Teil wird wahrscheinlich durch den in diesen Schriffen merklich pleochroitischen Muskovit (Fe-Gehalt) gebunden (F. Becke); ein anderer geht zum Pyrit, der in diesen Gesteinen nicht selten

¹ Welcher übrigens andererseits von Richarz beobachtet wurde.

² Ein karbonates Alter, wie es neuerdings L. Kober (Der Deckenbau der östlichen Nordalpen, Denkschr. 1912, 88. Bd.) anzunehmen geneigt ist, ist für den Semmeringquarzit nicht diskutabel.

makroskopisch beobachtet werden kann. Endlich ist es wahrscheinlich, daß durch das Zusammenschießen des fein verteilten Fe_2O_3 zu einzelnen größeren Kristallblättchen von Eisenglimmer gleichfalls das färbende Pigment zum Verschwinden gebracht wird.

Unter dem grobklastischen Sediment überwiegen die Arkosen. Solche Arkosen, welche oft schon makroskopisch den beträchtlichen Gehalt an (klastischem) Feldspat erkennen lassen, zeigen sich

u. d. M. aus Quarz, Feldspat und Muskovit der Hauptsache nach zusammengesetzt. Die Gemengteile sind nicht gerundet. Der Feldspat läßt sich in Schliften frischerer Gesteine (Arkose südlich Weißerde-Werk im Kohlgraben) zum Teil als Mikroklin mit Gitterstruktur erkennen; die löcherig zerfressenen Feldspatkörner (ausgewaschene Karbonat(?)einschlüsse) gehören wohl alle dem Kalifeldspat an. Einschlüsse von Muskovitmikrolithen in diesen. Einmal ein Turmalinbruchstück. (Die Arkosen zerstörtes Granitmaterial?)

Der fetzig oder schuppig ausgebildete Muskovit ist im Schliff in gewundenen Zügen verteilt. In dem oben angeführten Dünnschliff bemerkt man deutlich eine sehr schwach grünliche Färbung des Glimmers, der einen merklichen Pleochroismus von sehr lichtgrün (Schwingungen in den Spalttrissen) zu fast farblos erkennen läßt.

Ganz kleine rhomboëdrische Löcher, welche besonders gerne in den Feldspatkörnern auftreten, dürften auf das in diesen Schliften häufig vertretene Karbonat zurückgehen.

Auch ganz dichte Quarzite, deren sedimentäre Herkunft mit freiem Auge gar nicht mehr zu erkennen ist, spielen insbesondere östlich von Aspang in dieser Gesteinsserie eine bedeutende Rolle.

Ein Dünnschliff eines solchen Gesteins (etwas östlich vom Weißerde-Werk im Kohlgraben) zeigt u. d. M. ein recht gut verzahntes Quarzgefüge. Zwischen den Quarzkörnchen sehr spärlich verstreute Sericitflitterchen, welche sich hie und da zu Zügen anordnen.

Feldspat wurde keiner beobachtet, hingegen zeigen sich wieder die bereits erwähnten rhomboëdrischen Löcher. Auch Apatit??

Eine geringe Verbreitung kommt den Sericitschiefern zu. In der Semmeringquarzitregion des Kohlgrabens begleiten sie die sogenannte »Weißerde«.

Über dieses merkwürdige »Gestein« berichten G. Starkl,¹ F. Becke² und neuerdings St. Richarz.³

Nach Richarz ist die Weißerde ein gänzlich aufgelöster in die Quarzitschiefer konkordant eingeschalteter Sericitschiefer mit zurücktretendem Quarzgehalt. Starkl's Neubennung des sericitähnlichen Minerals — Pyknophyllit — sei überflüssig, da sich gegen den Sericit keine wesentlichen Unterschiede ergeben.

Diese Auffassung trifft jedenfalls zu.

Doch läßt sich nach des Verfassers Meinung in der Bestimmung des Ursprungsmateriales — nach Richarz ein sericitreicher Quarzitschiefer — noch einen Schritt weiter gehen.

Wie die Befahrung der Grube gelehrt hat, ist das Liegende des nach Osten einfallenden Hauptlagers ein zerdrückter Sericitschiefer von sonst normaler Beschaffenheit. Kleine Abteufen, die noch weiter ins Liegende vordrangen, lieferten einen stark phakoidisch gepreßten grauen Gneis, in welchem Material der Verfasser mit Sicherheit den in der Nähe zutagegehenden Albitgneis der Wechselserie wiedererkannte.

Der Bergbau liefert also den Beweis, daß die Semmeringquarzitgruppe dem tektonisch tieferen Albitgneis ziemlich flach aufgeschoben ist und daß sich diese Weißerdmassen ganz nahe der Überschiebungsfläche in der Quarzitgruppe eingeschaltet vorfinden.

Das Hangend des Lagers bildet nämlich neuerdings ein Sericitschiefer, dessen Quarz aber in einzelnen rundlichen oder geschwänzten Augen von annähernd gleicher Größe in der sericitischen Grundmasse eingebettet ist.

Über diesem Schiefer liegt dann erst die Hauptmasse der dichten Quarzite und Arkosen.

Dieser obgenannte Hangendschiefer, welcher sich nach des Verfassers Meinung zu der »Weißerde« durch Übergänge in innige Beziehung setzt, wurde unter dem Mikroskop untersucht.

¹ G. Starkl: Über neue Mineralvorkommnisse in Österreich. J. G. R. 1883, p. 644.

² F. Becke: Exkursion nach Aspang. M. P. M. 1902, p. 461.

³ St. Richarz: Die Umgebung von Aspang etc. J. G. R. 1911, p. 328 u. f.

Es zeigt sich folgendes Bild: Zart gefältelte Sericitlagen werden durch Zonen von feinem Pflasterquarz unterbrochen. Diese Zonen sind manchmal ganz kurz und spitzen sich nach entgegengesetzter Schieferungsrichtung aus. Einzelne größere Bruchstücke und Körner von Quarz und Kalifeldspat (teilweise mit Mikroklingitter) sind in die Schieferlagen eingebettet, die Kalifeldspäte zum Teil mit deutlich krystallographischer Umgrenzung.

Der Quarz ist undulös und wie der Feldspat durch kataklastische Endpartien ausgeschwänzt. Von den Feldspäten scheinen sich Sericitstränge loszulösen, die sich in die Schieferung hinein verlieren.

In der verschieferten Grundmasse ist vielleicht noch ein saurer, neugebildeter Plagioklas vorhanden.

Hie und da beobachtet man ein Kiesfünkchen. (Der Pyrit tritt auch in größeren Krystallen im Weißerdelager häufig auf.) Apatit.

Von der »Weißerde« selbst Dünnschliffe zu erhalten, war natürlich sehr schwer. Ein Schliff von einem festeren trockenen Brocken zeigt ein Quarzauge, das einen mit Quarz, Sericit und Feldspat (?) ausgefüllten Schlauch besitzt.

Diese mikroskopischen Befunde im Verein mit dem überaus reichlichen Zerstörungsprodukt des Kalifeldspats, dem Sericit, scheinen den Schluß zu rechtfertigen, daß die »Weißerde« auf einen hauptsächlich dynamisch aufgelösten (Überschiebungsfläche!) Porphyroid zurückzuführen ist und sich von einem Quarzporphyr in letzter Linie herleitet.

Porphyroide sind auch sonst in der Semmeringquarzitgruppe häufig zuhause (Vorkommnisse rings um den Gipfel des Kulma Rgl.).

Der Porphyroid der Lokalität Gering, nördlich vom Kulma ist besonders frisch.

Das lichtweißliche Gestein ist schwach geschiefert und enthält in einer dichteren Grundmasse eine große Anzahl von Quarz- und Feldspateinsprenglingen, die — alle von annähernd gleichen Dimensionen — etwa 2 bis 3 mm erreichen.

Die Schieferungsflächen zeigen Sericitbestege und Schüppchen eines schwarzen Glimmers.

U. d. M.: Quarz und Feldspat bilden zusammen das nicht gerade feinkörnige Pflaster der Grundmasse. Daraus heben sich sehr scharf die isolierten Quarz- und Feldspateinsprenglinge ab.

Biotit in fetzigen Partien im Schliff verstreut.

Die stark undulösen Quarz augen lassen keinerlei krystallographische Begrenzung erkennen. Mikrolithische Einschlüsse durchziehen ihn: Nadeln (Apatit?) und Körnchen (?); kleine Bläschen könnten Flüssigkeit beherbergen.

Der Feldspat (Orthoklas nach Lichtbrechung erheblich kleiner als Kanadabalsam und Auslöschung auf 010) scheint in Aufzehrung begriffen. Schmutzigbraun bestäubt zeigt er randlich, dann auf Sprüngen und Einbuchtungen reichliche Neubildung von Sericit.

Den Biotit sehen wir in größeren zerfetzten Partien beisammen, dann in feinen Flocken im ganzen Schl. verteilt. Pleochroismus: parallel den Spaltrissen schwarzgrün, senkrecht auf diese lichtbraun. Er beherbergt große Zirkone mit pleochroitischen Höfen. Den Biotit begleiten randlich gesellige Schwärme stark lichtbrechender Körner (Epidot?).

Der Feldspat der Grundmasse konnte nicht bestimmt werden. Sie enthält noch untergeordnet Sericit. Turmalin in scharf begrenzten kurzen Säulen und hie und da ein unbestimmtes Erzkorn sind Accessoria.

Dieses Gestein ist schon makroskopisch als Porphyroid unschwer erkennbar; durch fortschreitende Verschieferung entwickeln sich Abarten von geringerer Deutlichkeit wie der Quarzitschiefer, der von St. Richarz¹ vom Dorfe Kulma (Steinbruch an der Straße) beschrieben wurde.

¹ St. Richarz: Die Umgebung von Aspang am Wechsel. J. G. R. 1911, p. 300, 301.

Anhang: Tektonik der Kernserie und ihrer permomesozoischen Auflagerung.

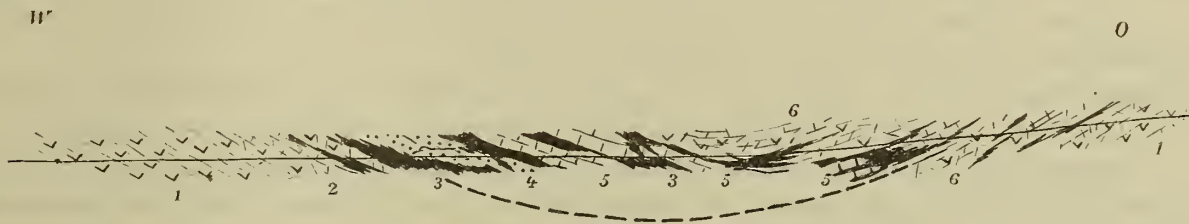
Es kann als ziemlich sicher gelten, daß der Glimmerschiefer, welcher bei der Haltestelle Feistritz-Kirchberg der Aspangbahn unter den Porphyrgneis des Königsberges einfällt, im Edlitztale nördlich von Thomasberg wieder zum Vorschein kommt. Diese Auffassung wurde in dem Profil I, Taf. II, festgehalten.

Etwas südlicher komplizieren sich die Lagerungsverhältnisse. Südwestlich Unter-Aspang bei Steinhöfen tritt nun auch am linken Ufer der Pitten Porphyrgneis auf und es wird die Meinung vertreten, daß es die gleiche Masse ist, welche östlich vom Haupttal die Berge zusammensetzt. Kleinere Gneiskeile in der Nähe der Überschiebung sind entweder Parallellager oder wohl eher tektonischen Ursprungs.

Östlich Unter-Aspang lernen wir nun auch Hüllschiefer kennen, welche in das Hangende des Gneisgranits gehören. Teilweise sind diesen Schiefern noch Reste der Semmeringquarzitgruppe aufgesetzt wie beim »Prost« und nördlich vom Kulmariegel. Die Stellung dieser Quarzite ist sehr merkwürdig. Sowohl beim »Prost« als auf der Nordseite des Kulma tragen sie neuerlich Glimmerschiefer (zum Teil auch Gneis), so daß hier an tektonische Verdoppelung gedacht werden muß.

Die Verhältnisse beim Prost sind besonders interessant. In dem Graben nördlich von diesem Gehöft überraschten ganz zerdrückte Marmorquetschlinge und Quarzitfetzen, welche in der Sohle des Rinnals anstehen.

Fig. 2.



Aufschluß im Graben nördlich vom Gehöfte Prost.

- 1 grauer, stark gepreßter bis zermalnter, porphyrisch ausgebildeter Granitgneis;
- 2 sehr fester, aus dem Porphyrgneis hervorgegangener Mylonit;
- 3 blaugraue, fettige Schmiere mit wallnußgroßen tektonischen Geröllen;
- 4 Quetschlinge eines lichten, stark kataklastischen Sericitquarzits;
- 5 Quetschlinge eines lichten, manchmal etwas bläulich geadernten, stark gepreßten Marmors (Typus: Kirchberger Jura);
- 6 ein fester und dichter grünlichgrauer Mylonit (ähnlich 2) vom Habitus eines Konglomerats, aus Porphyrgneis hervorgegangen.

Diese Schüblinge kennzeichnen im Verein mit einem prächtigen Gneismylonit im Hangenden eine tektonische Trennungsfläche, welche eine Glimmerschiefer-Gneismasse, die noch einen Quarzitlappen beim »Laschober« aufgesetzt erhält, vom Krystallinum des Königsberges abtrennt (siehe Profil I, Taf. II).

Auch in dem tiefeingeschnittenen Graben südlich vom Prost sind diese Lagerungsverhältnisse deutlich erschlossen.

Die von P. Richarz gegebene Auffassung,¹ daß diese Quarzitbänder normale Einlagerungen in der Glimmerschiefergruppe darstellen, ist durch nichts gerechtfertigt und widerstreitet der in beiden Schichtgruppen sehr auffällig verschiedenen Metamorphose aufs entschiedenste.

Ein ganz ähnlicher Deckenrest muß unter dem Tertiär des Kulmariegels vorhanden sein. Bei der Lokalität Gering (Kulmariegel N) ist eine sehr hübsche und recht charakteristische Porphyroidmasse ent-

¹ St. Richarz: Die Umgebung von Aspang am Wechsel etc., p. 300.
Denkschriften der mathem.-naturw. Kl. LXXXII. Bd.

wickelt, wie sie die Semmeringquarzitgruppe so oft beherbergt. Diese scheint nach Westen zu eine Fortsetzung zu finden. Südlich vom Hackelbauer liegt auf einem ebensolchen Porphyroid — nur in Verbindung mit normalem Quarzit — ein stark zersetztes biotitführendes Gestein, welches jedenfalls in die Hüllschiefergruppe hineingehört. Die Überlagerung ist hier auf zwei Wegen sehr gut erschlossen.

Ein ganz analoges Gestein, welches südlich von der Spitze des Kulmariegels knapp an der Straße aus dem Tertiär guckt, hat St. Richarz bereits früher beschrieben.¹

Es ist demnach sehr wahrscheinlich, daß diese drei Ausbisse der Quarzitgruppe (Porphyroide) einen Schlüsselbau andeuten, welcher in seiner Depression die Erhaltung eines Restes von Biotitglimmerschiefer, den wir einer höheren tektonischen Einheit zurechnen müssen, begünstigte.

Wie bereits in einer älteren Arbeit vorgreifend erwähnt wurde,² sind diese Deckenreste am besten der »Tachendecke« nördlich von Kirchberg am Wechsel an die Seite zu stellen.

Bereits an diesen beiden Deckenzeugen erkennt man deutlich den der Kernserie eigenen, sich mehrmals wiederholenden Muldenbau, der ein nordwest-südöstliches Streichen verrät.

Dieser Mulden- und Sattelbau setzt sich gegen SSW fort. Der tiefe Sattelaufbruch beim Spitzerriegel wird als eine Folgeerscheinung dieser Tektonik gedeutet.

Der im Kohlgraben südlich Aspang gelegene Bergbau (in den Karten als Talkschlemmerei bezeichnet) geht bekanntlich der merkwürdigen »Weißerde« nach, welche sich flötzartig in der Semmeringquarzitgruppe eingelagert vorfindet. Diese Quarzitgruppe bildet in der Grube eine von NNW nach SSE streichende Antiklinale, welche durch den querschlägigen Förderstollen erschlossen ist. Diese Aufwölbung ist augenscheinlich durch eine riegelförmige Aufragung des darunter liegenden Wechselgneises selbst bedingt, welchem die arg zerstörten Gesteine der Quarzitgruppe sehr flach aufliegen.

Von dieser Auflagerungsfläche sind bereits durch Richarz³ Dolomitbrocken bekannt; was haben sie zu bedeuten?

Kleine Gesenke haben im Bergbau das Liegend der Weißerde einen aufgelösten weißlichen Sericitschiefer, durchteuft und sind, wie das geförderte Material verrät, in den Wechselgneis hineingeraten.

Von dieser Überschiebungsfläche stammen also ganz unzweifelhaft die Dolomitbrocken und sie sind gewissermaßen Vorposten des großen Dolomitkeils, welcher in der Tiefe des Sattels beim Spitzer in der Grub zum Vorschein kommt. Dieser Dolomit ist mesozoisch. Die Geringfügigkeit seiner Metamorphose fällt sofort auf. Eine schwarze, plattende Partie fällt hier in einem kleinen Steinbruch steil nach SW.

Die höher gelegenen Hänge des Sattels ringsum zeigen oder verraten Quarzitgruppe.

Wenn auch das Verfläichen der umliegenden Gesteine ein recht wirres ist, so deutet doch das Gesamtbild auf ein Durchspießen des Dolomits durch den Quarzit oder allgemeiner auf einen Antiklinalaufbruch eines permisch mesozoischen Liegendschenkels, welcher die Kernserie unterfährt.

Die Gneis- und Glimmerschiefermassen am Spitzerriegel und südwestlich davon beim Aigner, müssen jedenfalls durch einen Luftsattel miteinander in Verbindung gebracht werden (siehe Profil I, Taf. III).

Und daß die Quarzite östlich von der sogenannten Talkschlemmerei unter die Glimmerschiefer der Kernserie tauchen, beweisen eben dort mehrere Sandgruben, welche den losen Quarzitgrus ausbeuten.

Derlei Antiklinalachsen sind vielleicht noch mehrere vorhanden; die tertiärbedeckte Region in Steiermark läßt jedoch diesbezüglich nur einen sehr beschränkten Einblick zu; zum Beispiel liegt es sehr nahe, zwischen den steil nach SW einfallenden bis saiger stehenden Sinnersdorferschichten im großen Eisenbahneinschnitt bei Tauchen und dem Auftauchen des krystallinen Untergrundes bei Spital einen ursächlichen Zusammenhang zu erblicken. Es würde sich demnach der Antiklinalbau des Grundgebirges gewissermaßen noch in den Sinnersdorferschichten abbilden.

Die im Osten von Friedberg den Wechselgneisen sich völlig anschließende Lagerungsart der Kernserie wird in den zusammenfassenden Schlußbetrachtungen noch eingehender zu würdigen sein.

¹ St. Richarz: Die Umgebung von Aspang am Wechsel etc., p. 300.

² H. Mohr: Versuch einer tektonischen Auflösung etc., p. 12.

³ St. Richarz: Die Umgebung von Aspang am Wechsel etc., p. 330.

C. Das Känozoikum.

Das Känozoikum wird auf unserer Karte durch die Stufe von Sinnersdorf (K. Hoffmann's Sinnersdorfer Konglomerat),¹ die Stufe von Friedberg² und spärliche Ablagerungen der Quartärzeit vertreten.

I. Die Stufe von Sinnersdorf.

Unter dieser Bezeichnung fassen wir im Sinne Hoffmanns und Hilbers³ gewisse jungtertiäre Randbildungen am Südost-, beziehungsweise Ostabfall des Wechselstockes und der »Buckligen Welt« gegen die pannonische Niederung zusammen, welche von vorwiegend schotterigem Charakter (Süßwasserabsätze) unmittelbar dem Grundgebirge aufrufen und vor der marinen Ingression zur Ablagerung gelangten.

Die geologischen Aufnahmen haben gezeigt, daß gerade in der Richtung der Bahnlinie von Süden her ein Lappen dieser Randbildungen abzweigt, um weit ins metamorphe Hinterland vorzudringen. Dieser Streifen, der im Großen Hartberg östlich Mönichkirchen die Wasserscheide übersetzt, steht durch Denudationsreste fast in unmittelbarem Zusammenhange mit den Schotter- und Lehmlagerungen des Kulma-Riegels östlich Aspang.

Vom Kulma aber führt uns die Verfolgung dieser Süßwasserabsätze in südöstlicher Richtung durch eine breite alte Talmulde über das »Weiße Kreuz« und Krumbach bis gegen Schönau, von wo aus eine zweite Flußpforte zum pannonischen Becken bestanden haben muß.

Diese Absätze kümmern sich nicht um den jugendlichen Lauf der Pitten, welche ersichtlich die alte Verbindung der Kulma-Schotter mit den Denudationsresten im Hutmannsgraben westlich Unter Aspang und nördlich der Paßkapelle durchschnitten hat.

Diese Zeugen vermitteln einen alten Zusammenhang mit der Beckenauskleidung von Kirchberg.

Ein Fluß also — von torrentoartiger Wildheit, wie vorgreifend bemerkt werden soll — scheint aus der Richtung von Kirchberg am Wechsel über den Rücken südlich von Feistritz kommend, seine Wasser- und Schuttmassen in zwei Armen, die sich um Aspang gabelten, in die pannonische Ebene hinausgewälzt zu haben.

Auf die merkwürdige Zusammensetzung und Natur dieser Schotter wird sich später mehrfach Gelegenheit bieten zurückzukommen. Hier sei nur einiges übersichtlich angeführt. Meist sind es Schotter von loserem Charakter. In der Tiefe scheint der Zusammenhalt ein besserer zu sein, so daß sie zum Beispiel im Großen Hartberg-Tunnel die Bezeichnung »Konglomerat« verdienen. Der Lappen der steirischen Hälfte ließ einen basalen Teil, der überwiegend aus kaum geschichteten groben Blockbildungen besteht, von den Hangendschichten unterscheiden, welche sich aus wohlgeschichteten Kiesbänken mit reichlichen Einschaltungen von Lettenbänken zusammensetzen.

Die Geröllkameradschaft ist ganz und gar heimisch und läßt sich aus nächster Nähe herleiten. Gerölle und Rollblöcke beider krystalliner Schieferserien spielen die Hauptrolle, daneben sind die Quarzite der Semmering-Quarzitgruppe relativ reichlich vertreten. Kalk- und Dolomitgerölle gibt es keine, obwohl der Aufbereitungszustand insbesondere des basalen Teiles ein ganz primitiver ist. Nur die widerstands-

¹ K. Hoffmann: Geolog. Aufn. Bericht. Verh. Geolog. Reichsanst., 1877, p. 14 u. f.

² H. Mohr: Eolithen in der Nordoststeiermark? Jahrb. Geolog. Reichsanst., 1912, Bd. 62, Heft 4.

³ V. Hilber: Das Tertiargebiet um Hartberg in Steiermark und Pinkafeld in Ungarn. Jahrb. Geolog. Reichsanst., 1894, p. 389.

fähigeren Porphyrgneise haben sich etwas angereichert, daneben aber gibt es massenhaft die mürben Schiefer der Wechselserie und die Glimmerschiefer der Kernserie, häufig in schlecht gerundetem Zustande.

Auch die Sortierung in den im Großen Hartberg-Tunnel und längs der Südrampe erschlossenen Schichten war höchst mangelhaft: es lagen alle Korn-, beziehungsweise Geröll- und Blockgrößen nebeneinander. Das Bindemittel war sandig-lehmig. In den Hangendschichten war die Aufbereitung eine bedeutend bessere. Deren lettige Einschaltungen lieferten schlecht erhaltene Blattabdrücke. Auch verkohlte oder verkieselte Strünke fanden sich nicht gerade selten und schwache Kohlenschmitze wurden sowohl im Tunnel als auf offener Strecke wiederholt angefahren.

Diese Schichten von Sinnersdorf (nach dem Orte Sinnersdorf südöstlich von Friedberg) liegen in sehr wechselnden Höhen; bis zu 940 *m* (Mönichkirchen O) reichen sie hinauf, am Kulma Riegel sind es 811 *m*, während die jetzige Erosionsbasis um Aspang bei 500 *m* angelangt ist.

Dies charakterisiert so recht das hohe Alter dieser Ablagerungen.

Auch von ganz bedeutenden Störungen sind sie noch betroffen worden, wie bereits Hilber¹ berichtet. Die Beschreibung der Aufschlüsse längs der Trasse wird hierfür reiches Tatsachenmaterial beibringen.

Dem Alter nach werden diese Ablagerungen von Hoffmann² und Hilber³ als untermiocän angesprochen. Dem möchte der Verfasser umsomehr beitreten, als er in dem Auftreten und der Bildungsart der kohleführenden Süßwasserablagerungen in der Umgebung von Weiz, welche ebenfalls für untermiocän erklärt werden⁴, eine weitgehende Ähnlichkeit erblickt.

II. Die Stufe von Friedberg.⁵

Südlich von Friedberg findet man in den Ziegeleien am »Hochstraß« (Kote 601) Lehme erschlossen, welche mit sehr quarzreichen Schotterbänken wechsellagern.

Diese Schichtgruppe, welche gegen Osten zu von der Stufe von Sinnersdorf unterlagert wird, im Norden aber auf den krystallinen Untergrund übergreift, liegt völlig söhlig.

Zwischen den Stationen Pinggau und Friedberg wurden in diese gleichen Ablagerungen tief reichende Einschnitte hergestellt, so daß man die Art des Auftretens gut studieren konnte.

Es sind meist unreine glimmerig-sandige Lehme von lichter, gelblicher bis blaugrauer Färbung, welche die Neigung besitzen, zu lößähnlichen Steilhängen abzubrechen (Bahnhof Pinggau).

Die Schotter, welche sich in diesen Lehmen eingeschaltet finden, bestehen überwiegend aus derbem Quarz, daneben spielen noch die lichten Orthogneise des Haselgrabens und Semmeringquarzite eine Rolle.

Die Rundung der Komponenten ist meistens nicht hervorragend, auch ist deren Sortierung in der Regel keine solche, wie man sie bei Flußschottern, die einen weiteren Transport mitgemacht haben, anzutreffen gewohnt ist. So konnte man in den oben bezeichneten Einschnitten neben faustgroßen und kleineren Kieseln Quarzblöcke von $\frac{1}{2}$ *m* im Durchmesser beobachten.

Nähert man sich dem Nordrande dieser Ablagerungen, so sieht man, daß sich immer mehr Material des aufgearbeiteten krystallinen Untergrundes an deren Zusammensetzung beteiligt.

Gegen Westen ausgreifende Streifzüge haben es in der Tat sehr wahrscheinlich gemacht, daß dieses Sediment nicht fluviatiler Herkunft, sondern eine Strandbildung sei.⁶ Bestimmend für diese Annahme war neben Art und Zusammensetzung dieser Ablagerung insbesondere auch deren isohyptischer Verlauf.

¹ V. Hilber: Das Tertiärgebiet um Hartberg in Steiermark und Pinkafeld in Ungarn, Jahrb. Geolog. Reichsanst., 1894, p. 393.

² 1. c.

³ 1. c.

⁴ V. Hilber: Das Tertiärgebiet um Graz, Köflach und Gleisdorf, Jahrb. Geolog. Reichsanst., 1893, p. 325, 326.

⁵ H. Mohr: Eolithe in der Nordoststeiermark?

⁶ H. Mohr: 1. c.

Fossilreste haben diese Schichten weder in der Umgebung von Friedberg noch weiter im Westen gegen Dechantskirchen zu geliefert. Der Verfasser macht hierfür weniger einen primären Mangel an zur Fossilifizierung geeigneten Schalentieren verantwortlich, als vielmehr die unglaubliche Kalkarmut des krystallinen Grundgebirges und des aus diesem hervorgegangenen jüngeren Sediments. Demzufolge wären allenfalls vorhandene Schalenreste der lösenden Tätigkeit der durchsitzenden Wässer zum Opfer gefallen.

Andererseits ist es noch unentscheidbar, ob sich eine Koinzidenz unserer Schichten mit den fossilführenden Ablagerungen von Rohrbach a. d. Lafnitz, welche sarmatischen Alters sind, ergibt.

Aus dieser Unsicherheit der Altersstellung heraus läßt sich die Wahl einer Interimsbezeichnung entschuldbar finden.

Der gänzliche Mangel von marinen Ablagerungen des zweiten Mediterran in den Breiten von Friedberg und Pinkafeld macht es sehr unwahrscheinlich, daß es sich um Strandbildungen eben dieses Meeres handelt. Demgemäß dürfte das Alter der Stufe von Friedberg zwischen sarmatisch und lakustrisch pontisch schwanken.

Ein noch geringeres Alter dieser Schotter und Lehme dünkt dem Verfasser nicht wahrscheinlich.

III. Das Quartär.

Dem Diluvium sind jedenfalls jene Flußschotter zuzurechnen, welche auf der Zunge des Gerichtsberges bis zu einer Höhe von 530 *m* angetroffen werden.

Es sind typische Geschiebe, die sich nur durch ihre Höhenlage von den jetzigen Bachschottern unterscheiden.

Vielleicht setzen sie sich in jener Stufe fort, auf welcher der westliche Teil des Marktes Oberaspang erbaut ist. Beobachtungen konnten diesbezüglich nicht angestellt werden.

Die Stufe reicht zungenförmig weit ins Pittental und verhindert eine geraume Strecke eine Vereinigung des Wassers der Großen Klause mit dem Pischingbach.

Das Schloß Aspang ist an ihrem Nordende erbaut.

Diese vom heutigen Hochwasserstand nicht mehr erreichbaren Schotter scheinen nach des Verfassers Meinung immerhin einer recht beträchtlichen Vereisung des Hochwechsels das Wort zu reden.

Bei der Station Tauchen baut sich von Westen her ein junger Schotterkegel, bereits diskordant aufliegend den stark gestörten Bänken der Sinnersdorfer Stufe, hinaus in den flachbodigen Wiesengrund zwischen dem Bahnhof und der Lokalität »Blasfranzl«.

Diese Schotteranhäufung wird ursächlich mit einem kleinen Seebecken in Zusammenhang gebracht, welches ehemals die obige Niederung erfüllte, durch das Rückwärtseinschneiden des ursprünglich ganz bescheidenen Tauchenbaches aber angezapft und zur Entleerung gebracht wurde.

Die übrigen Talalluvionen haben keinen Anlaß zu Neubeobachtungen geboten.

II. TEIL.

Die Bahnlinie und ihre Aufschlüsse.

A. Die Nordrampe.

In der Alluvialregion der Pitten: vom Bahnhof bei Unter Aspang — im Bereiche der Kernserie — ihren Ausgang nehmend, wendet sich die Trasse auf die Seite der Wechselgneise. Die Lagerung dieser Gesteine zeigt sich etwas verändert. In der Umgebung des Einganges in die Kleine Klause (Graben südlich Rocherl) konnte man die stark gequetschten und sericitisierten Phyllite (Knotung durch Albit oft ganz zurücktretend) sehr flach gelagert beobachten. (Die Schichtköpfe sind wahrscheinlich durch die nahe Kernserie abgebogen?)

Malachitische Anflüge auf den Schichtflächen waren im ersten Einschnitt (gerade westlich vom Markte Aspang) nicht selten. Sie leiten sich auf zersetzte Kupferkiese zurück, welche auch im nahen Gerichtsbergtunnel in einem Quarzgang angefahren wurden. Man beobachtet eine Grünschieferereinlagerung mit äußerst scharfer Abgrenzung gegen das Nebengestein.

Die Phyllite zeigen große Abwechslung in ihrer petrographischen Zusammensetzung, wie dies für sedimentäre Serien bezeichnend ist.

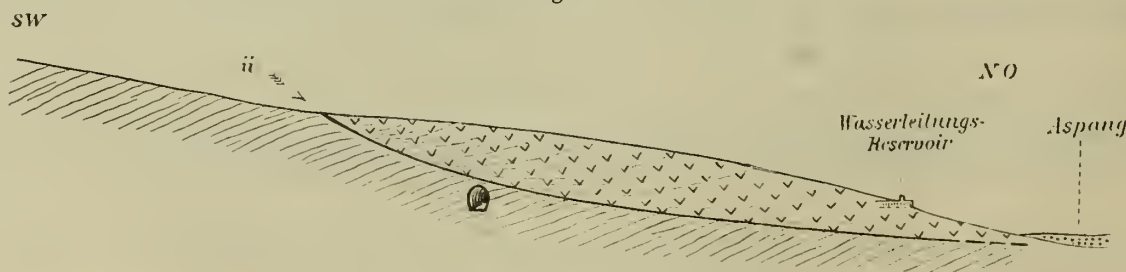
Die Bahn übersetzt das Tal der Großen Klause und tritt in den

Gerichtsberg-Tunnel

(lang 205 m)

ein. Der Kogl (Kote 1286 nordwestlich Mönichkirchen) sendet eine sanft geböschte Rippe bis vor den Markt Aspang. Fast seiner ganzen Erstreckung nach erweist sich dieser Rücken aus den verschiedenen Sedimentgneisen und -schiefern der Wechselserie aufgebaut, nur sein nordöstlichstes Ende bildet hierin eine Ausnahme. Der Hohlweg, welcher von Aspang aus immer den Kamm dieses Rückens verfolgt, erschließt ganz zu unterst eine Partie porphyrisch ausgebildeten Granitgneises. Eine Schieferung in diesem

Fig. 3.



Längsschnitt durch den Gerichtsberg südwestlich Aspang.

Man sieht die recht flach aufruhende Überschiebungsmasse des Granitgneises, welche durch lystrische Schieferungsflächen ein mit den Wechselgneisen gleichsinniges Einfallen vortäuscht.

Bei ii sind leetige Reibungsprodukte aufgeschlossen.

arg zertrümmerten und im hohen Grade zersetzten Gestein scheint auf ein bergwärts gerichtetes Einfallen hinzuweisen.

Dies ist aber nur scheinbar der Fall, denn der in südöstlicher Richtung durch den Berg getriebene Tunnel hat fast ausschließlich Gesteine der Wechselserie gefördert. Nur in den Ringen 22, 23 und 24 (184 bis 194 *m*) wurde noch etwas Porphyrgneis angeschnitten.¹

Eine genauere Begehung des Zungenrandes ergibt, daß im Pischingbach, nördlich des Eisenbahnviaduktes — das heißt knapp östlich der durchörterten Bergzunge — auf recht beträchtliche Erstreckung Wechselgneis ansteht. Auch östlich vom Nordportal des Gerichtsberg-Tunnels konnten noch Schiefer der Wechselserie im Sockel der Bergzunge beobachtet werden, so daß sich ein recht flaches Einfallen der Porphyrgneismasse nach NO ergibt.

Im Tunnel: Das überwiegende Gestein des Gerichtsberg-Tunnels war ein eisengrauer mittelknotiger Albitgneis, dem auf diaphthoritischem Wege ein mehr phyllitischer Habitus häufig aufgeprägt war. Insbesondere beim Nordportal waren diese Schiefer stark graphitisch, welche akzessorische Eigenschaft im Zusammenhange mit den Sericitbestegen der Schieferungsflächen eine große Beweglichkeit des Gesteins ermöglichte.

Auch basische (grünschieferartige) Einlagerungen fehlten nicht (zum Beispiel unmittelbar beim Nordportal, dann bei Meter 136, 168, 184).

Bei Stollenmeter 25 wurde am linken Ulm ein etwa 40 *cm* (max.) mächtiger Quarzlagergang entblößt; das Nebengestein war ein stark graphitischer Schiefer. Nahe dem liegenden Salband war Kupferkies fein verteilt.

Fig. 4.



Ansicht des Kupferkies führenden Quarzlagerganges am linken Ulm des Gerichtsbergtunnels bei Stollenmeter 25.

Maximale wahre Mächtigkeit 40 *cm*. Nebengestein ein stark graphitischer Schiefer.

Zwischen Ring 22 und 24 (Meter 184 und 194), also nahe dem Ostportal des Tunnels, kam aus der Firste langsam der Gneisgranit herab. Er war gänzlich in eine endogene Breccie aufgelöst (Granitmylonit) und zeigte keinerlei Zusammenhalt. Die braun verwittrte Masse senkte sich bis unter die Tunnelsohle, um dann wieder anzusteigen. Schwarzer, zerdrückter Schiefer oder eine etwa drei Finger starke Lettenschmiere fanden sich an der Überschiebungsfläche.

Die Unterlage bildete ein stark zersetzter und sericitisierter Albitphyllit.

Die Nähe der Porphyrgneisauflagerung erzeugte am Tunnelausgang (Ostseite) einen kleinen Schutthang von Granitgrus mit größeren Brocken, welcher sich aber deutlich horizontal geschichtet erwies. Etwa 4 *m* darunter an der Straße, welche dem Pischingbach entlang verläuft, ging er in polygene, rein fluviale Schotter über, welche einer Hoch (?) terrasse angehören, die man auf der Nordseite des Gerichtsberges bis zu 530 *m* Höhe beobachten kann.

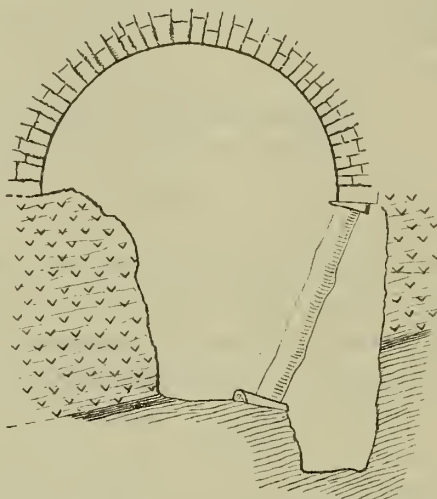
Die Lagerungsverhältnisse zeigen sich wenig irritiert durch die Nähe der mächtigen Gneisüberschiebung. Das Verflächen hält sich zwischen rein S und W 38° S, meist näher an SSW; der Fallwinkel um 30 bis 40°.

¹ Siehe H. Mohr: I. Bericht über die Verfolgung. etc., p. 2.

Es ist sicher, daß die flache Gneisüberschiebung, welcher eine — von der reinen Schwerkraft diktierte — Bewegungstendenz nach NO bis O innewohnt, neben der stark streichenden Lage des Tunnels und dem sehr ungünstigen Gestein für die besondere Druckhaftigkeit dieses Tunnels verantwortlich gemacht werden muß.

Im Gefolge dieser Überschiebungsfläche traten in ihrem Liegenden Klüfte auf, welche bei Meter 80 (immer vom Nordportal) unter 35° bis 40° nach O 15° N, bei Meter 130 unter nur 6° nach NO und bei Meter 150 wieder mittelsteil nach O 8° N einfielen.

Fig. 5.



Tektonische Überlagerung von Wechselschiefern durch den mylonitisierten Granitgneis im Ring 23 (Meter 190).

Die Unterlage bildet ein grauer, der tektonischen Trennungsfläche parallel verschieferter Albitphyllit.

An der Überschiebungsfläche findet sich schwarzer, zerdrückter Schiefer oder ein bis zu drei Finger starker Lettenbesteg.

Dem darüber liegenden Gneis fehlt jeglicher Zusammenhalt.

NO ist rechts im Bilde. (Die Überschiebung strebt hier ausnahmsweise neuerdings nach aufwärts.)

Bei Meter 80 waren es typische Lettenklüfte mit fingerstarken Lettenbestegen, welche von einem zweiten Kluftsystem, das unter 60 bis 70° nach WSW geneigt war, gegittert wurde. Die Reibung auf diesen Rutschflächen war ganz außerordentlich herabgesetzt, wozu der reichliche Graphit- und Sericitgehalt und drittens die Feuchtigkeit beitrugen.

Diese Bewegungstendenz konnte durch den Vollaussbruch der Tunnelröhre teilweise zur Auslösung gebracht werden und machte sich besonders an der Westseite des Tunnels um Meter 80 fühlbar. (Hereinschub des westlichen Kalottenfußes auf eine Längenerstreckung von etwa 20 m).

Die Trasse überquert nun in einem langen Viadukt, dessen westliche Pfeiler bezeichnender Weise noch auf Wechselgneisen fundiert sind, den Talboden des Murgrabens (Tal des Unteren Pischingbaches) und tritt auf dessen Ostseite an den Porphyrgneis des Samberges heran.

Der Samberg-Tunnel

(lang 349 m)

hat weder in petrographischer noch in tektonischer Hinsicht irgendwie Auffälliges ergeben.

Dies eine wäre vielleicht zu bemerken, daß die starke Zertrümmerung des Gesteins noch anhielt, entsprechend der Nähe der Überschiebung. Doch ging der Gneis, dessen Biotitgehalt in der Regel nur mehr durch die Chloritreste nachgewiesen werden kann, stellenweise (um Meter 100 zum Beispiel) in schönen festen Biotitgneis über. Am Westportal konnte eine deutliche Schieferung, welche unter 15 bis 20° nach N 23° O einfiel, beobachtet werden.

Nach der Überquerung des Ungerbaches folgen die Schienen einem östlichen Seitengraben, um rasch im

Windhof-Kehrtunnel

(lang 559 m)

zu verschwinden. Dieser Tunnel läßt so recht erkennen, wie schwebend der zerlappte Granitgneis, wie es die Karte zeigt, den Hüllschiefern seines Liegend auflagert. Während obertags bis unmittelbar vor dem Südportal nur Gneis getroffen wird, verläuft die Tunnelröhre fast zur Hälfte in sicherem, quarzreichem Glimmerschiefer.

In Übereinstimmung mit der größeren Entfernung von der Überschiebung (siehe die Karte) zeigen sich sowohl die Kataklaserscheinungen als die in deren Gefolgschaft auftretende Zersetzung in starkem Rückgange. (Mangel der rostigen Verfärbung; die Gesteine haben ein frischeres Aussehen und zeigen erhebliche Festigkeit und Zähigkeit bei der Gewinnungsarbeit.)

Gleich beim Tunnelportal der Nordseite konnte man linker Hand einen Aplitlagergang im stark zersetzten Gneis beobachten. Das gleiche faule Gestein von grob porphyrischem Charakter hielt über die ersten Meter (etwa 10 m) an; dann aber besserte sich der Erhaltungszustand und der Gneis nahm eine graue Färbung an. Im weiteren Verlaufe traten die porphyrischen Einsprenglinge von Kalifeldspat immer mehr zurück, so daß sich aus dem Porphyrgneis ein sehr dicht aussehender grauer Gneis entwickelte, der eine große Zähigkeit bei der Gewinnungsarbeit merken ließ. Im geschieferten Zustande ist dieses Gestein von einem Glimmerschiefer schwer zu unterscheiden.

Um Meter 100 waren Kalifeldspateinsprenglinge kaum noch zu entdecken.

Bis Stollenmeter 300 konnte nun dieser graue feinkörnige Gneis sicher verfolgt werden. Da von Meter 340 an echter, sehr quarzreicher Glimmerschiefer konstatiert wurde, so muß zwischen obigen Punkten die Scheide zwischen beiden Gesteinsarten verlaufen, welche aber im Tunnel gerade wegen der intensiven Verschieferung der Kontaktregion nicht beobachtet werden konnte.¹

Das Einfallen des Gneises und des Glimmerschiefers war im allgemeinen gegen Nordnordost gerichtet, jedoch mit beträchtlichen Schwankungen (von N 8° W bis rein O). Der Fallwinkel schwankte zwischen 45 und etwa 12°; gegen den südlichen Tunnelausgang war ein allmählicher Übergang zur söhligen Lagerung des Glimmerschiefers zu beobachten.

Quetschungen im Gneis (Richarz' Schiefereinlagerungen) machten sich durch gesteigerten Wasserzufluß bemerkbar (Meter 172). Auch die vermutete Grenze zwischen Gneis und Glimmerschiefer war erheblich naß und zeitigte im Verein mit der weitgehenden Sericitisierung (das Gestein war teilweise in eine sericitische Schmiere aufgelöst) unangenehme Druckerscheinungen (Meter 330 bis 340; doppelter Einbau).

Der Glimmerschiefer selbst war sehr trocken.

In rückläufiger Richtung neuerdings der großen Überschiebung zustrebend, übersetzt die Bahn ein zweitesmal den Ungerbach und begibt sich wiederum auf Gneisterrain.

Der kleine Hartberg-Tunnel

(lang 273 m).

Die hochgradigen Zerrüttungserscheinungen, welche sich weitab von der tektonischen Leitlinie noch im Nebengestein bemerkbar machen, versetzen die Gesteine des durchtunnelten Rückens in einen mehr oder weniger »faulen« Zustand.

¹ Aus dieser Beschreibung ergeben sich scheinbare Widersprüche mit den von St. Richarz (Die Umgebung von Aspang am Wechsel, J. G. R. 1911, p. 304) mitgeteilten Beobachtungen. Dieser Autor spricht von deutlichen Schieferlagen, welche dem Granit des Windhof-Kehrtunnels eingelagert sind. Vom Verfasser werden in diesen schiefrigen Zwischenschaltungen keine Bestandteile der Schieferhülle des Gneisgranits erkannt, welche — wie Richarz angibt — Granitmaterial (Kalifeldspat und Albit) injiziert enthalten, sondern stark verschieferte Pressungs- und Bewegungszonen im Gneis, dessen Muskovitgehalt auf Kosten des teilweise zerstörten Kalifeldspates angereichert wurde.

Der Vortrieb hat von Ost nach West zuerst etwa 60 m porphyrischen Gneis ergeben, von der Beschaffenheit wie er im Samberg-Tunnel anstand. Darunter kam Glimmerschiefer. Die Kontaktzone mit dem vollständig zersetzten und zermürbten Gneis erwies sich wieder als wasserreich und druckhaft. (Die stark sericitisierten und teilweise auch tonig zersetzten Hüllschiefer wirkten abdichtend auf den von Wasser durchzogenen, zerklüfteten Gneis.)

Bei Meter 96 erwies sich der Glimmerschiefer prächtig aplitisch durchadert. Von Meter 108 bis 120 konnte ein massiges Aplitlager, dem Glimmerschiefer konkordant eingeschaltet, beobachtet werden. Zwischen Meter 120 und 170 befand sich das Gestein in einem derart verschieferten oder zermalten und zersetzten Zustande, daß eine reinliche Scheidung zwischen Glimmerschiefer und — möglicherweise — eingeschaltetem Gneismaterial nicht möglich war. Von Meter 170 an bis zum Westportal des Tunnels war das Gestein als echter Glimmerschiefer erkennbar. Entsprechend der tiefreichenden Zersetzung waren alle Gesteine rostig verfärbt. Die Glimmerschiefer erwiesen sich sehr quarzreich und von Quarzadern und -schwielen durchzogen.

Das Einfallen der Gesteine war in der Regel unter 15 bis 32° nach NO gerichtet.

Am Westausgange des Kleinen Hartberg-Tunnels befindet sich die Trasse bereits in allernächster Nähe der großen Überschiebung, welche die Kernserie von der unter ihr heraustauchenden Wechselserie scheidet (siehe die Karte). Die Glimmerschiefer, welche die Fundamente für den Habischleitenviadukt aufnahmen, zeigten sich hochgradig sericitisch verschiefert und überaus mürbe. Eine beträchtliche Wasserführung folgt zudem der verschieferten und mylonitisierten Überschiebungszone. Diese Wasserdurchtränkung setzte den Böschungswinkel der Gesteine weit unter das Normale herab.

Am empfindlichsten hat sich diese Auflösung jeglichen Gesteinsverbandes in dem nun folgenden Einschnitt (westlich Kote 626) fühlbar gemacht, welcher noch nach Eröffnung der Bahn zu wiederholten Abgrabungen (Ermäßigung des Böschungswinkels) und umfangreichen Sicherungsarbeiten nötigte. Zudem bewegt sich hier die Bahnlinie im Streichen der Hüllschiefer, welche, wie das tektonische »Relief« zeigt, den Wechselgneisen der Kote 626 recht flach aufliegen müssen. Diese flache, gegen Ost gekehrte Abdachung der Überschiebungsfläche erhellt nicht nur aus den im Einschnitte beobachteten Lagerungsverhältnissen, sondern insbesondere aus dem auffälligen Zurückspringen der Linie des Ausstreichens, wenn sich vom Tale des Kleinen Pischingbaches ostwärts ein kleiner Graben in das Gehänge, das zur Trasse hinansteigt, einnagt. In und an der Dislokationslinie, welche, wie die Karte zeigt, zu mehreren Punkten überquert wurde, spielen weiße, graue oder schwärzlichgrüne lettige Massen eine große Rolle, welche sich zum Teil bereits zwischen die Schieferungsflächen des hangenden Glimmerschiefers einschalten, in ihrer Hauptmasse jedoch, stellenweise mehrere Meter mächtig, die tektonische Kluft begleiten. Einen Querschnitt durch diese Zone zeigt die nachfolgende Fig. 6.

Fig. 6.



Ost-Westschnitt durch das Bahngelände bei der Station Ausschlag-Zöbern.

Rechts das Tal des Pischingbaches. Am Gehänge gegen die Bahn zu haben mehrere Steinbrüche den oft recht grobknotigen Wechselgneis prächtig erschlossen. Im Bahnhofschnitt selbst verflucht er mittelsteil nach NNW. Graue und weiße, ganz zerweichte wasser-gesättigte, lettige Massen liegen seinen Schichtköpfen auf.

Höher liegt eine Schuppe stark kataklastischen Porphyrgneises, ganz ähnlich der Überschiebungsscholle des Gerichtsberges.

Eine Reihe von Quellen, nasse Wiesen und saures Gras haben das Ausbeißen dieser Kluft kenntlich gemacht.

Bei der sogenannten »Talkschlammerei« taucht Semmeringquarzitgruppe unter den Glimmerschiefern heraus, das heißt es beginnt sich ein mesozoischer Liegendschenkel der Kernserie zu entwickeln; dieser wird jedoch von der Bahn nicht mehr berührt, welche — nunmehr fortwährend in günstigeren Wechselgneisen verlaufend — dem Nordportal des Großen Hartberg-Tunnels zustrebt.

B. Der Große Hartberg-Tunnel

(lang 2477 m).

Im obersten Kleinen Pischingbachtal — in einer Seehöhe von 665 m — ist sein Nordportal angeschlagen. Seine Achse verläuft fast rein N—S mit einer kleinen Abweichung nach SSO. Mit einer kurzen Kurve mündet er im obersten Teile eines linken Seitentales des Tauchenbaches in Steiermark (Seehöhe 668·83 m). Ungefähr in der Mitte des Tunnels liegt dessen Scheitel und auch der Kulminationspunkt der Bahn (674·40 m). Der Scheitel der Wasserscheide zeigt im Tunnelprofil eine Seehöhe von 880 m.

Dieser Tunnel hatte insbesondere in seiner Nordhälfte mit großen Schwierigkeiten zu kämpfen.

In der Umgebung des Nordportales zeigen sich reichliche Entblößungen eines stark sericitisierten Albitgneises; große Gneisblöcke mit guter Rundung von der Beschaffenheit jenes typischen Kirchberger Porphyrgneises, der auch östlich von Aspang auftritt, scheint man auf der Höhe der Wasserscheide zwischen Kote 861 und 885 ursprünglich für nahe anstehend gehalten zu haben, denn ein ähnlicher Gneis wurde im Kern der Wasserscheide erwartet. Die Geröll- und Blockmassen, welche das Gräbensystem des Südportales nach abwärts schafft, hielt man für jugendliche Sedimente (quartär) und bezüglich ihrer Mächtigkeit glaubte man nur an eine bescheidene Ausdehnung.

Die vom Verfasser erst während der Bauarbeiten aufgenommene Oberflächenbegehung stellte zuerst eine ganz bedeutende Verbreitung jener Riesenkonglomerate und Schottermassen längs der ganzen Wasserscheide zwischen Mönichkirchen und dem Spitzer Rgl. (Kote 810) fest. Ferner wurde die Übereinstimmung dieser Bildungen mit den hochgelegenen Schottern des Kulma Riegl östlich Aspang erkannt, welche fluviatile Bildung wieder mit der Beckenauskleidung von Kirchberg am Wechsel¹ in syngenetischen Zusammenhang zu bringen ist.

Die Schotter- und Blockanhäufungen des Großen Hartberges sind demnach miocän.²

Dieser junge Lappen liegt nun, wie die Karte zeigt, sowohl auf den kristallinen Schiefern der Kernserie (Spitzer Rgl.) als auf solchen der Wechselserie (Mönichkirchen) und die Geröllkameradschaft zeigt sich damit harmonisch im Einklang.

Albitgneisen und -schiefern mußte also im Verein mit den »Sinnorsdorfer« Schichten der Hauptanteil im Tunnelprofil zukommen. Die Gesteine der Kernserie liegen sehr tief, wie dies auch die kleine Grundgebirgsentblößung bei Spital erkennen läßt.

Hingegen war es sehr zweifelhaft, ob nicht die Semmeringquarzitgruppe, welche in großer Ausdehnung knapp östlich vom Nordportal ansteht, in das Tunnelprofil eintreten würde, zumal die tektonische Kluft vom sogenannten »Weißerdedwerk« weg eine südöstliche Richtung einschlägt und die Tunnelachse zu verqueren drohte.

Der tektonischen Konfiguration nach ist nun in der Tat diese Kluft verquert worden, ohne aber Gesteine der Semmeringquarzitgruppe, noch solche der Kernserie zu durchhörtern.

¹ H. Mohr: Zur Tektonik und Stratigraphie etc., p. 204 bis 208.

² Erst die spätere Verfolgungsarbeit nach Süden zu ergab die Koincidenz dieser Bildungen mit Hoffmanns Sinnorsdorfer Konglomerat (Verh. Geolog. Reichsanst., 1877, p. 14).

Der Verlauf war folgender.

Der beim Nordportal allenthalben entblößte Albitgneis ist von ziemlich fester Natur, wenn er auch die für die Nähe der Überschiebungsfläche charakteristische reichliche Sericitisierung auf den Schichtflächen deutlich erkennen läßt. Seine Lagerungsverhältnisse sind normale (unter 25 bis 33° nach W 8° bis 15° S).

Im Tunnelanfang haben diese Verhältnisse keinerlei Änderung erfahren. Bei Meter 100 wird W 30 S gemessen. Schon im Ring 33 (um Meter 200) konnte man zahllose Rutschklüfte beobachten, welche unter steileren Winkeln als die Schieferung nach W 7° S einfielen, das heißt der Tunnelachse ziemlich parallel-liefen; diese Kluffregion machte sich durch erhöhten Druck empfindlich bemerkbar.

Der um Meter 300 beobachtete Albitgneis ist von mehr grobknotiger Beschaffenheit; seine Festigkeit erweist sich fast noch intakt. Doch hat sich in seiner durch den beigemengten Chlorit bedingten graugrünen Färbung ein charakteristischer Wandel vollzogen: der färbende Gemengteil ist ausgebleicht und das Gestein zeigt sich weißlich. (Der gleiche Gneis fällt bei Meter 336 unter 30° nach W 15° S, bei Meter 360 unter 40° nach W 23 S, bei Meter 440 unter mehr als 45° nach W 40 S.

Ganz allmählich beobachtet man mit zunehmender Makroklase des Gneises eine bedeutende Herabsetzung seiner Standfestigkeit und heftige Druckerscheinungen.

Um Meter 490 bis 500 fanden sich hie und da deutlich abgegrenzte Grünschieferereinlagerungen, welche zum Teil auch gangartig die Schieferung des Albitgneises durchschnitten. Ihre Mächtigkeit betrug nur wenige Finger.

Zwischen Meter 400 und 500 zeigen sich wiederholt Lettenklüfte, in der Regel von sehr geringer Mächtigkeit, welche N—S streichen und steil nach Westen einfallen. Die Klüfte sind mit einem stark sericitischen, trockenen Gangletten ausgefüllt, welcher oft in den Grünschieferereinlagerungen und in deren Nähe eine rotbraune Färbung zeigt (vom Titaneisengehalt der Grünschiefer herrührend). Zum Teil führen die mächtigeren Klüfte in der Gangmasse prächtig ausgebildete Ganggerölle.

Die Gerölle, meist unterfaustgroß, lassen eine geharnischte Oberfläche und häufig gewundene Striemen erkennen. Sie bestehen hauptsächlich aus Quarz, seltener aus Quarz mit etwas Albit. Plattgedrückte Formen und biconvexe Querschnitte lassen abgerundete Quarzschwielen und -linsen recht deutlich erkennen, welche das Ausgangsmaterial dargestellt haben müssen. Das lettenartige Füllsel besteht zum größten Teil aus Gneispulver, der Tongehalt tritt jedenfalls sehr in den Hintergrund.

Auf den von etwas weniger zerdrückten Grünschiefern durchzogenen zermalmt Albitgneis um Meter 480 bis 490 folgte eine graue, tegelähnliche Masse um Meter 500, welche zahlreiche tektonische Gerölle lieferte.

Von etwa Meter 500 ab (bis 665) nimmt nun die mechanische Zerstörung des Gneises derart überhand, daß gewissermaßen die Lettenzonen langsam den festen Gneis aufzehren. Gesunde Gesteinspartien vermissen wir nun vollständig. Die Tunnelröhre kam hier in eine überraschend mächtige Zone mechanischer Zerstörung des Nebengesteins zu liegen. Der Albitgneis war ganz und gar zerdrückt, Quarz und Feldspat in ein weißes Pulver verwandelt. An der freien Luft zerfiel das Gestein rasch und nur im Tunnel bewies es unter dem Überlastungsdruck einigen Zusammenhalt. An manchen Partien war gleichwohl die ursprüngliche Textur noch recht gut zu erkennen, indem sich die alte Schieferung, besonders ausgeprägt durch die Quarzbänder, erhalten hatte. Weitaus öfter aber beobachtete man die Quarzschwielen- und bänder bereits zerbrochen und verschoben und der tektonischen Geröllform zustrebend.

Solche Gerölle traten nun massenhaft auf; so zahlreich, daß es lange fraglich war, ob sie nicht echte Gerölle darstellten, die auf tektonischem Wege aus dem hangenden Tertiär in den verruscelten Gneis hineingelangt waren. Ihr konstant bleibendes Ursprungsmaterial sowie die Beobachtung der Anfangsstadien haben aber eine eindeutige Entscheidung ermöglicht.

(Schon während des Sohlstollenvortriebes ließ diese Zone eine heftige Neigung zum Blähen erkennen, so daß die Sohle wiederholt nachgenommen werden mußte; es trat stark erhöhter Druck auf, dem beim Vollausschub durch verstärkten Einbau begegnet werden mußte.)

Bei Meter 580 wurde eine gänzlich zerdrückte grünschieferähnliche Masse beobachtet, deren Verschieferung nach O 38° S (!) verlief.

Bei Meter 584 stieg aus der Sohle des 84. Ringes eine ganz zerdrückte, lettige Bank (von auffällig schwarzer Farbe), etwa 1 m mächtig auf, welche noch in der Firste des 81. Ringes — etwas schwächer — beobachtet werden konnte, also recht flach (nach S 15° O) einfiel. Die Bank selbst, sowie ihr Liegendes und Hangendes enthielt zahllose unterfaustgroße tektonische Gerölle. Im Raume zwischen Meter 620 und 640 war, wiewohl die trockene Zermalmung des Gneises sich gleichblieb, dennoch dessen Einfallen (unter 60° nach W 22° S) als ganz normal zu erkennen.

Plötzlich bei Meter 665 stieß längs einer Kluft, welche in nordöstlicher Richtung die Tunnelachse verquerte, sandiges Blocktertiär von typischem Sinnersdorfer Habitus an den verruscelten Gneis. Die Trennungsfuge, welche deutliche Anzeichen von Bewegung erkennen ließ, fiel unter 56° nach S 27° O.

Aus diesen Beobachtungen erhellt, daß die einem zerstörten Grünschieferlager ähnliche Bank bei Meter 580 wie die schwarze Lettenbank bei Meter 584 stark verruscelte Bewegungszonen im normal liegenden Wechselgneis darstellten, welche als Vorläufer die abgesunkene Tertiärscholle ankündigten.

Das nun folgende Blocktertiär gab keine Anhaltspunkte zur Bestimmung seiner Lagerungsverhältnisse.

Bei Meter 740 wurde der zweite Gesteinswechsel beobachtet. Eine deutliche Verknetungszone strich annähernd NNW bis SSO und fiel im Ganzen 70 bis 75° nach WSW, schnitt also spitzwinkelig die Tunnelachse (vgl. die Schieferungsflächen des Gneises).¹

Der angefahrene Gneiskeil — er fand rasch wieder sein Ende — bestand überwiegend aus zermalmtem Grünschiefer. Die Verschieferungsflächen wiesen Anlehnung an seine tektonischen Begrenzungsflächen auf. Nur etwa 46 m stand er in der Tunnelaxe. Bei Meter 770 wurden neuerdings reichliche tektonische Gerölle gesammelt. Sie lagen in gänzlich zerdrücktem Albitchloritapidotschiefer.

Die bei Meter 786 folgende Gesteinsgrenze schnitt sich äußerst spitzwinkelig mit der Tunnelachse. So konnte sie bereits anfangs Ring 106 (Meter 760) am rechten Stoß beobachtet werden, von wo sie sich sehr langsam auf den linken hinüberzog.

Der Liegendgneis schien sehr flach zu liegen, seine Schieferung fiel nach S 18° W.

Diese Gesteinsgrenze schnitt fast vertikal (80 bis 90°) den Gneis ab, wobei sich aber, wegen der Innigkeit der Verknetung, die Scheide nur mit großer Mühe erkennen ließ. Das Entscheidende waren spärliche Kohlenreste, welche das Tertiär sicher stellten. In ihrem Verlauf war sie sicher annähernd parallel mit der zweiten Gesteinsscheide (Streichen NNW bis SSO, Fallen nach WSW). Die Gesteinsbewegung längs dieser Grenze mußte von äußerster Heftigkeit gewesen sein, dem Eindrucke nach heftiger als jene an den beiden vorangegangenen Klüften.

Von Meter 786 bis zum Südportal traf der Tunnel ausschließlich sandig-lehmiges Blocktertiär der Stufe von Sinnersdorf.

Die Gleichförmigkeit der Entwicklung erfuhr im allgemeinen keine Störung.

Nur etwa von Meter 1390 (der Südseite) an trat auf 200 m gegen Süden die lehmige Beschaffenheit des Bindemittels mehr in den Vorder-, Gerölle und Rollblöcke aber auffällig in den Hintergrund. Zugleich machte sich eine kleine Änderung der Färbung bemerkbar, welche sich — augenscheinlich im Zusammenhang mit der reichlichen Chloritaufnahme des Bindemittels — um ein beträchtliches dunkler (dunkelgraugrün) zeigte. Der Übergang gegen die hangenderen Schichten des Südportales war ein allmählicher. Die dunklere Einschaltung scheint sich demnach auf Detritus der Wechselserie zurückzuführen.

¹ Die in den Sitzungsberichten niedergelegten Beobachtungen geben die Daten, welche beim Vortrieb des Sohlstollens gesammelt wurden. Der Vollausschub hat manche von diesen modifiziert, so daß sich hier Widersprüche mit früheren Angaben ergeben.

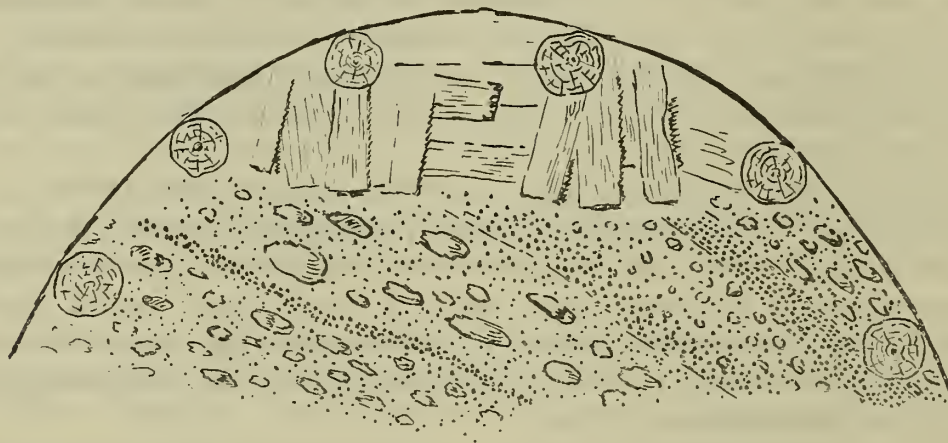
Das Blocktertiär wurde seiner ganzen Erstreckung nach übereinstimmend mit jenen Bildungen erkannt, welche nach dem Vorkommen bei Sinnersdorf zuerst mit diesem Namen bezeichnet wurden und übereinstimmend auch mit jenen Beschreibungen, welche Hoffmann¹ und Hilber² von diesem sehr auffälligen Sediment übermitteln.

Oft beobachtet wurde und von großer Wichtigkeit ist die Beteiligung beider krystalliner Schiefer-serien an der Zusammensetzung des Blocktertiär. Wohl konnte man in der Hauptsache ein Überwiegen der Kernserie erkennen. Doch scheint sich dies entsprechend der weitaus leichteren Zerstörbarkeit der Wechselgneise mehr auf die groben Bestandmassen als auf die sandig-lehmige Grundmasse zu beziehen. Die widerstandsfähigeren Gneisgranite bildeten weitaus am öftesten (aber auch Amphibolite und zähre Grünschiefer der Wechselserie)³ das Ausgangsprodukt der riesigen Rollblöcke, welche schon den älteren Autoren auffielen. Auch im Tunnel standen zu wiederholten Malen Blöcke an, welche die Größenangaben Hoffmann's erreichten (zum Beispiel bei Meter 1163 der Südseite ein Albitgneisblock mit 3 m in der Tunnelachse).

Sehr charakteristisch für die Natur dieses entschieden fluviatilen Sediments waren spärliche Kohlen-funde, aber nicht in Flötzform, sondern in der Gestalt von verkohlten Baumstrünken, welche augen-scheinlich eingeschwemmt worden waren. Spärliche Reste im westlichen Stoß der Nordseite ermöglichten bei Meter 786 die Erkennung des Gesteinswechsels. Auf der Südseite fanden sich einzelne Strünke mit deutlich erhaltenen Jahresringen zwischen Meter 944 und 955, sie waren in eine schwarze, teilweise pechglänzende Braunkohle verwandelt. Für die Genesis dieses Sediments ist auch die Entdeckung fluviatiler Diagonalschichtung, wie sie Ring 83 (der Südseite, Meter 600) in etwas lehmigem Sand deutlich beobachten ließ, sehr wertvoll.

(Ein Bild von der Art des Vorkommens des Sinnersdorfer Konglomerates im Tunnel gibt Fig. 7).

Fig. 7.



Firstenbild der südlichen Brust des Ringes 90 (Meter 650) der Südseite.

Man sieht, wie die lockeren Schotter stellenweise durch Sandbänke unterbrochen werden, auch ab und zu in solche übergehen.
Die großen Gerölle sind überwiegend Porphyrgneise, das Bindemittel hier nicht lehmig-, sondern trocken-sandig.

Lagerungsverhältnisse: Eine sehr merkwürdige Tatsache bildet die dem Gneis sich anpassende Lagerungsart des Blocktertiär. Das Fallen und Streichen hielt sich sehr konstant. Meist wurde in der Richtung W 30° S ein Fallwinkel von 40 bis 50° abgelesen, woraus sich ergibt, daß der Vortrieb des

¹ K. Hoffmann: V. G. R. 1877, p. 19.

² V. Hilber: J. G. R. 1894, p. 391 bis 393.

³ Zum Beispiel bei Meter 940 der Nordseite 60 bis 80 cm große Blöcke von Albitchloritpidotfels, größere bis zu 1 m aus Porphyrgneis, kleinere aus Glimmerschiefer und Albitgneis bestehend.

Tunnels die Schichten sehr spitzwinkelig überschneidet, von Süden aus ins Liegende des Sinnersdorfer Konglomerates vordringend. Schwankungen der Fallrichtung zwischen $W\ 42^\circ\ S$ und $W\ 18^\circ\ N$ schufen die Möglichkeit, daß der Tunnel hie und da ganz sanft gesattelte Antiklinen überschneidet und auf kurze Strecken im reinen Streichen verlief (um Meter 600 der Südseite zum Beispiel).

Die Lagerungsverhältnisse waren bei der in der Regel ungeschichteten Natur der Blockanhäufungen sehr schwer zu beurteilen. Nur wenn sich plötzlich feineres Sediment — lehmige Sandbänke, seltener Kiesbänke — einschaltete, war es möglich, die Fallrichtung zu bestimmen.

Klüften kam in dieser durch Sinnersdorfer Schichten verlaufenden Strecke des Tunnels nur eine unbedeutende Rolle zu, weniger was ihre Häufigkeit als ihre Gefahr für den Vortrieb anbetrifft. Eine vom Verfasser beobachtete Kluft (Streichen N bis S , Fallen $45^\circ\ O\ 8^\circ\ S$) bei Meter 560 der Südseite machte sich durch Druck etwas unangenehm bemerkbar. Auch die um Meter 860 (der Südseite) beobachteten Klüfte ließen das gleiche Streichen erkennen, fielen aber steiler (70°) nach Osten.

Welche Ortsveränderungen die Sprünge an den gestörten Schollen verursacht haben, ob Verschiebung in vertikalem oder horizontalem Sinne, konnte nirgends entschieden werden. Dies steht natürlich mit der lockeren Natur der ganzen Aufschüttung im Zusammenhange.

Von einem nennenswert reichlicherem Wasserzufluß war nirgends die Rede. Nur die geringe Decke unter dem Grenzgraben (Südseite) scheint sich um Meter 760 etwas bemerkbar gemacht zu haben.

Temperatur und Druck hielten sich in den durch die geringfügige Überlastung (200 *m*) gegebenen normalen Grenzen.

Einfügung der neu gewonnenen Beobachtungen in das geologische Umgebungsbild der Tunnelregion.

Wenn man vom Orte Tauchen südsüdwestlich vom Südportal auf dem markierten Weg gegen Mönichkirchen ansteigt, muß man zuerst ein kurzes Stück die Straße benutzen, welche über den Sattel nach Aspang führt. Beim letzten Hause in Tauchen konnte man seinerzeit graue glimmerige Sande und Schotterlagen ziemlich flach liegend erschlossen sehen. Folgt man nunmehr dem Fußweg nach Mönichkirchen, so beobachtet man die Schotter- und Sandbänke allmählich nach Westen einschießend. Die Aufschlüsse sind hier sehr mangelhaft, doch dürfte ein Nordsüdstreichen immerhin einigermaßen sicher erkennbar sein.

Kaum ein Dutzend Schritte trennen diese Tertiäraufschlüsse von dem am gleichen Feldwege etwas oberhalb unzweifelhaft anstehenden Wechselgneis. Dieser fällt deutlich $W\ 8^\circ\ S$.

Es muß also zwischen beiden Gesteinszonen eine Störung durchstreichen, welche übrigens zwischen den Höhen 824 und 724 durch einen stumpfen Sattel sehr deutlich ausgeprägt ist.

Etwa 1 *km* östlich Tauchen liegt Spital.

Hier hat die fortschreitende Erosion eines kleinen, von Norden kommenden Grabenwassers ganz merkwürdige Verhältnisse geschaffen. Obwohl ringsum jeder stratigraphische Tiefblick durch die mächtige Decke der Sinnersdorfer Schichten verwehrt ist, kommt hier ganz isoliert ein Stück Grundgebirge zum Vorschein.

Die Gesteine sind zwar in einem hochgradig zersetzten Zustande, dem eine weitgehende Zerkümmernng Vorschub geleistet hat. Es ist jedoch möglich einerseits einen rostigen Porphyrgneis bachabwärts und -aufwärts ruinierte Glimmerschiefer zu erkennen. Eine zwischen beide eingeschaltete zertrümmerte Quarzmasse könnte auf Semmeringquarzit zurückgehen, doch ist dies fraglich.

Einen Kilometer östlich der Störungslinie von Tauchen stehen also Kerngesteine im Untergrunde an, und es ist demnach sicher, daß jene wichtige tektonische Leitlinie, welche Wechsel- und Kernserie trennt, zwischen Tauchen und Spital durchziehen muß.

Die südsüdwestliche Richtung der tektonischen Kluft östlich Station Mönichkirchen weist nun auf die Gegend der ersten Gesteinsscheide zwischen Gneis und Tertiär (bei Meter 665), deren tektonische

Natur wir betont haben. Verfolgen wir diese Richtung weiter, so gliedert sich auch der tertiäre Abbruch bei Tauchen der gleichen tektonischen Leitlinie an, deren Fortsetzung wir wahrscheinlich im Tauchenschubbruch (längs der Trace) vor uns haben.

Dieser tertiäre Abbruch ist also, wie es sehr aufdringlich scheint, selbst die Projektion der im alten tektonischen Relief des Untergrundes verborgenen Überschiebungsfläche auf das jugendliche Oberflächenbild. Über die alte Tektonik, welche die Überschiebung der Kernserie auf die Wechselserie zeitigte, transgrediert die Stufe von Sinnersdorf.

Aber diese Überschiebung hat noch immer Leben und die Kernserie scheint sich in östlicher Richtung von der Wechselserie zentrifugal trennen zu wollen. Die Art der Trennung hängt nun von der Steilheit der Überschiebungsfläche ab.

(Auch südlich Kirchberg am Wechsel ist die Überschiebung der Kernserie auf die Wechselserie einem Bruch ähnlicher).

Die Kernserie mit ihrer Sinnersdorfer Bedeckung hat sich also gegen die Wechselserie mit ihrer gleichen Auflagerung abgesenkt und so kam es, daß der Tunnel von Norden her aus der Wechselserie direkt in das Sinnersdorfer Konglomerat stach, das wir uns nicht gar tief unter der Tunnelsohle auf Kerngesteinen oder auf Semmeringquarzit aufruhend denken müssen.

C. Die Südrampe.

Auf der steirischen Strecke tritt die Trasse mit Kernseriengesteinen nicht mehr in Berührung. Bis zum Wiesenhöfertunnel verläuft sie größtenteils in der Stufe von Sinnersdorf. Im Anfange dieses Tunnels tritt sie auf Wechselgneisgebiet über, das sie nun bis zur Station Pinggau nicht mehr verläßt. Das kurze Stück zwischen dieser Station und der Station Friedberg ist in eine jüngere Stufe des Jungtertiär (als Sinnersdorf) eingeschnitten, deren Alter zwischen sarmatisch und lakustrisch-pontisch schwankt.

Die Strecke zwischen dem Großen Hartberg- und dem Wiesenhöfer Tunnel.

Im tiefen Einschnitt bei Kilometer 13·1 (vor Tauchen) war der Sinnersdorfer Komplex prächtig erschlossen. Den Lagerungsverhältnissen nach erkennt der Verfasser in diesen Schichten die hangendere Abteilung der Stufe von Sinnersdorf. Diese zeigt gegenüber den Grundbildungen, dem schlechtgeschichteten Blocktertiär des Tunnels, beträchtliche Unterschiede.

Das grobe Sediment tritt zurück und es überwiegen gut geschichtete (bis etwas geschieferte) unreine Tegel und Sande über eingeschaltete Kiesbänke mit vorherrschenden Kieselgeröllen. Die Tegel sind bald mehr braun, sandig und lehmähnlich, bald wieder glimmerig, plastischer und blaugrau. Die plastischeren Tegel zeigen sich häufig mit reichlichen Blattabdrücken,¹ unter denen neben verstreuten Blättern von Laubhölzern besonders schilfähnlichen Pflanzen eine bedeutende Rolle zukommt. Gegen den Südausgang des großen Einschnittes (Kilometer 13·480) fanden sich auch schlecht verkieselte Holzstrünke in flachgepreßtem Zustande. Im Nordausgange wechsellagerten etwa meterstarke, lose, sandige Kiesbänke mit stärkeren und schwächeren, blau bis schwarzgrauen Tegellagen, welche Kohlenstrünke und auch schwache Schmitze enthielten (Siehe Bild II, Tafel VI).

Auch die starke limonitische Durchtränkung der Kieslagen ist für diesen alten Süßwassersumpf sehr charakteristisch.

Nach irgendwelchen tierischen Resten wurde vergebens gefahndet.

¹ Doch ist eine genauere Bestimmung dieser Pflanzenreste bei ihrem äußerst rohen Erhaltungszustand ohne Spezialstudien nicht möglich.

Sehr interessant waren die Lagerungsverhältnisse. Das Fallen der im allgemeinen sehr steil gestellten Schichten war nach S 32 bis 52° W gerichtet, hielt sich aber mehr an die zuerst genannte Richtung. Beim Nordausgange des großen Einschnittes waren die Schichten saiger erschlossen (siehe Bild II, Tafel VI), legten sich aber dann gegen Südwesten etwas flacher und die Winkel, die da gemessen werden konnten, schwankten zwischen 70 und 45°.

Die Station Tauchen-Schaueregg. Durch die Planierungsarbeiten im Bahnhof Tauchen wurde ein kleiner Schotterkegel durchschnitten, der sich über die westwärts einfallenden Schichtköpfe der oberen Sinnersdorfer Stufe flach ausbreitete. Die Sinnersdorfer Gesteine sind gleichsinnig gestört, wie dies vorhin beschrieben wurde und wie dies noch heute zu Beginn der vom Bahnhof gegen Schaueregg geführten Straße beobachtet werden kann. Dieser Schotterkegel ist vermutlich sehr junger (quartärer) Entstehung. Er ist, wie es scheint, dem kleinen See zu verdanken, den wir uns hier zwischen der Lokalität »Blasfranzl« und dem Bahnhof ehemals zu denken haben. Sein Abfluß ging gegen Spital. Nun scheint aber der seinerzeit ganz bescheidene Tauchenbach, ein Nebenbach des ersteren, durch Rückwärtseinschneiden den kleinen Tauchensee angezapft zu haben, so daß er dessen Zuflüsse an sich zog. So kam hier der auffällig flache Wiesenplan östlich der Station Tauchen zustande.

Südlich vom Bahnhof ist Gneis entblößt worden. Es ist ein stark rostig zersetzter Albitgneis, der unter 27 bis 45° nach S 30 bis 50° W einfällt.

Das gleichsinnige Einschießen des Miocän in den Fundamentgruben des Viaduktes bei der südlichen Ausfahrt der Station hat hier lange den Verdacht wachgehalten, daß das Tertiär vom Gneis überschoben sei. (Es haben aber insbesondere die Aufschlüsse im Wiesenhöfer Tunnel gezeigt, daß dies merkwürdiger Weise nicht zutrifft).

Der weitere Verlauf der Trasse bis zum Wiesenhöfer Tunnel bringt nichts mehr neues. Die gleiche obere Abteilung der Stufe von Sinnersdorf mit ihrer großen Mannigfaltigkeit wurde hier wiederholt entblößt. Auch im Einschnitt bei Kilometer 15·6 traten in einer abwechslungsreichen Serie von blaugrauen, plastischen Letten mit handbreiten Sandbänken und sandigem Lehm schwache Kohlenschmitze auf. Oben auf lag mächtiges Konglomerat mit faust- bis kindskopfgroßen Geröllen.

Bei Kilometer 16·1 trat wieder Kohle in handbreiten Flötzen auf. Über den kohleführenden gelbbraunen Leimbänken sah man Tegel limonitisch verunreinigt mit zahllosen eingeschwemmten Baumstrüngen, die zum Teil (meist innerlich) lignitisiert, zum Teil (äußerlich) verkieselt waren. Das Fallen war meist unter 30 bis 60° nach W bis W 40° S gerichtet.

Bei Kilometer 16·4 nähert sich die Trasse in einer Kurve dem Ostportal des

Wiesenhöfer Tunnels

(lang 1212 m).¹

Der Schienenstrang verlängert seine Krümmung gegen West noch ein Stück tunneleinwärts, um in ostwestlicher Richtung den aus der Gegend von Mönichkirchen herabstreichenden Höhenzug zu durchörtern.

Der geologische Bau dieses Rückens war nicht schwer zu ergründen; sein Grundgerüste besteht aus Albitgneisen und deren amphibolitischen Einlagerungen, welchen hier eine größere Rolle zukommt. Der Graben, der von der Höhe zum Ostportal führt, die tiefen zisternenartigen Brunnen der Rotte Wiesenhöf

¹ Während des Bahnbaues rektifizierte Länge.
Denkschriften der mathem.-naturw. Kl. LXXXII. Bd.

und zahlreiche Entblößungen gegen den Westhang haben dies gezeigt. Am östlichen Teil des Tunnelprofils mußten sich noch Sinnersdorfer Schichten beteiligen, welche in dem oben angeführten Graben an einigen Stellen entblößt sind und gegen den Gneis, das heißt bergwärts einfallen.

Es lag hier bei den konformen Lagerungsverhältnissen von Gneis und Tertiär sehr der Verdacht nahe, daß dieses vom höher liegenden Grundgebirge überschoben sei.

Die Aufschlüsse im Tunnel haben dies aber keineswegs bestätigt.

Die Sinnersdorfer Schichten ließen vom Ostportal tunneleinwärts die bekannte Lagerung und Beschaffenheit erkennen. (Graue plastische Letten mit Pflanzenabdrücken und Kohlenspiuren, lehmige Sandbänke mit Konglomeratlagen abwechselnd; Fallen unter 25 bis 60° nach S 8° W bis W 38° S, meist gegen W 30° S.)

Das Tertiär hielt sich bekanntlich bis Meter 208 der Ostseite. Bei dieser Kote zeigte sich reichlicher Wasserzufluß und Gneisschutt. Der Schutt mit Tertiär vermengt (verknüttet?) lag der gleich dahinterfolgenden, äußerst unregelmäßigen Oberfläche des Gneises auf. Der Albitgneis war mittelknotig und stark rostig verwittert. Er ging langsam in einen grauen und frischen über, dessen Streichen in die Tunnelachse fiel; Verfläichen gegen Süden.

Schon bei Meter 190, also in der Nähe des Gesteinswechsels, konnte man deutliche Stauchungen in den Sinnersdorfer Schichten beobachten, indem in einer Länge zweier Ringe eine Synklinale mit einer Antiklinale abwechselte.

Die Grenze zwischen Gneis und Tertiär war demnach wohl sicher tektonischer Natur, wenn auch die Oberfläche des Gneises nach der Darstellung der Bauleitung scheinbar Hohlformen erkennen ließ. Das direkte Zufallen des Tertiär auf den Gneis, die Stauchungserscheinungen bei Meter 190 und der Kontakt der jüngeren Schichten der Sinnersdorfer Stufe mit dem krystallinen Grundgebirge, all dies spricht für ein späteres Zustandekommen dieser Anlagerungsfläche des Jungtertiär an den Gneis.

Eine Überschiebung war es nicht, denn die Gesteinsscheide sprang im Tunnel nicht weiter zurück als obertags. Im Tunnel schien die Grenze im großen und ganzen nach Osten einzufallen. Es ist der gleiche steile, jugendliche Abbruch, den wir von Tauchen bis Wiesenhöf verfolgt haben.

Von West her stand der Tunnel durchwegs in verschiedenen Wechselgneisen und -schiefern. Bis etwa Meter 700 waren die amphibolitischen Gesteine stark im Vorwalten. Mittel- bis grobknotige Albitgneise von bemerkenswerter Frische bildeten Einschaltungen und überwogen dann mit granatführenden, albitarmen Schiefern bis Meter 1004.

Die Amphibolite waren massig entwickelt und nur hie und da von Schieferungsklüften oder anderen Sprüngen, welche sehr steil standen und die Tunnelachse verquerten (Streichen häufig NW), durchsetzt. Die Klüfte standen zum Teil handbreit offen und waren wasserführend. Auch ließen sie schwache Ansätze von Kalkspatkryställchen erkennen. Der Chloritgehalt der Amphibolite war wechselnd, doch überwog in der Regel die Hornblende.

Ein sehr frisches Gestein (ziemlich dichter, schwärzlichgrüner Amphibolit) von Meter 480 ließ unter dem Mikroskop folgendes erkennen:

Poikiloblastische Struktur mit beginnender Porphyroblastese der Albitknoten.

An Hauptgemengteilen erblickt man: Den Feldspat vorzüglich in Knoten, die grüne Hornblende einen ungerichteten stengeligen Filz bildend; untergeordnet Quarz, Biotit, Chlorit, Epidot, relativ viel Titanit mit Erz, etwas Calcit etc.

Der Feldspat ist seinem optischen Verhalten nach (Lichtbrechung gegen Quarz und Kanadabalsam, positivem Charakter) sicherer Albit. Er bildet unregelmäßig zerlappte Körner, in welche die benachbarten Gesteinskomponenten hineinwachsen; diese selbst sind auch in mehr mikrolithischer Form in den Knoten als Einschlüsse vorhanden. Sehr selten beobachtet man eine einfache Verzwilligung nach dem Albitgesetz.

Die Hornblende bildet kurze Stengel nach *c* mit Neigung zur kristallographischen Begrenzung in der Hauptzone.

Pleochroismus:

a = sehr licht grünlichgelb,
b = ziemlich dunkel saftgrün,
c = blaugrün.

Dies gilt für die Hauptmasse der Stengel. Dickere besitzen jedoch einen unregelmäßig abgegrenzten lichter Kern, der den gleichen Pleochroismus in weitaus schwächerem Maße zeigt. Der Übergang von Kern zur Hülle ist in der Regel verschwommen. Unter gekreuzten Nikols fällt dieser lichtere Kern durch seine höhere Doppelbrechung auf. Es kann aber nicht gesagt werden, daß — trotz Stauroskop — eine Differenz der Auslöschungsschiefen von Kern und Hülle nachgewiesen werden konnte. Auslöschung auf 010 etwa 16 bis 17°. Einschlüsse sehr wenig und aus der Umgebung.

Nun ist Quarz zu erwähnen, der nicht gerade spärlich auftritt, aber leicht mit Albit verwechselt wird. Er findet sich meist gesellig in kleineren Körnern, die zu einem Pflaster zusammentreten und charakterisiert sich durch seine Einschluffreiheit.

Der Epidot ist überwiegend durch sehr schwach gelblichen Pistazit vertreten, ganz untergeordnet findet man kleine zerlappte Stücke, welche infolge ihrer bläulichgrauen Interferenzfarbe dem Klinozoisit nahestehen dürften. Die einzeln verstreuten Körner des Pistazit erreichen die Größe der Albitknoten und besitzen die bekannten fleckigen Interferenzfarben; sind Farbenabstufungen vorhanden, so ist in der Regel der Kern stärker lichtbrechend als der Rand. Der Übergang ist allmählich. Pleochroismus kaum merklich:

c = liches Weingelb,
b ~ a = farblos.

Sehr bemerkenswert ist in diesem Schliff ein grünlichbrauner bis olivgrüner Biotit. Er ist stark pleochroitisch von dunkelolivgrün zu gelblichgrün. Seine starke Doppelbrechung dürfte sich mit Einachsigkeit paaren. Man sieht ihn häufig mit einem nicht stark pleochroitischen Chlorit parallel verwachsen, der ihn an Menge übertrifft und zum größten Teil aus ersterem hervorgegangen zu sein scheint. Der Chlorit besitzt sehr geringe Doppelbrechung und zeigt in basalen Schnitten ein ziemlich deutliches Kreuz mit positivem Charakter. Auch Zweiachsigkeit wurde beobachtet. Der Chlorit kann also mit ziemlicher Sicherheit als Klinochlor bezeichnet werden.

Calcit ist, wenn auch nicht viel, so doch allenthalben vorhanden: als Einschluß im Albit und auch sonst unter den übrigen Gemengteilen in zwillingsgestreiften Körnern.

Reichlich vertreten ist Titanit; unregelmäßige Körner, auch spitzrhomische Querschnitte. Er scheint unter Aufzehrung eines Ti-hältigen Erzes zu entstehen, das noch hie und da in winzigen Spuren in den Titanitkörnern enthalten ist.

Auch Apatit fehlt nicht. Er bildet farblose, häufig etwas walzenförmige Körner.

Einmal ein größerer Pyritkrystall.

Die zwischengeschalteten und nach Meter 700 überwiegenden Albitgneise waren sehr fest und kompakt, zum Teil aber mehr glimmerschieferähnlich. Die Gesteine um Meter 900 sind überhaupt als echte Glimmerschiefer (mit Granaten) zu bezeichnen.

Sehr hübsche Umwandlungserscheinungen zeigt der Granatglimmerschiefer um Meter 900 der Westseite.

Dieses Gestein ist ein stark diaphthoritischer Schiefer von sehr lichtgrünlichem Aussehen. Der färbende Chlorit ist mit überwiegendem feinschuppigen Muskovit verwachsen. Quarz (und Feldspat) treten kaum hervor. Dagegen ist der Schiefer sehr reich an 1 bis 2 mm lichtrosaroten Granaten, deren (griesiger) Zustand bereits mit freiem Auge wahrgenommen werden kann. Auch die winzigen Turmalinsäulchen, welche oft über 2 mm lang werden, zeigen sich von der Kataklase betroffen und in einzelne Bruchstücke zerlegt; die Zueinandergehörigkeit der Teile ist oft gut zu erkennen.

U. d. M.: Lepidoblastische Struktur der glimmerigen Lagen mit Pflasterstruktur des nun bedeutend mehr hervortretenden Lagenquarzes. Dieser umschließt hie und da ein Erzkörnchen oder ein Granatkryställchen.

Albit, das heißt ein Feldspat, ist sehr fraglich. Beobachtet wurde er nicht.

In den Schieferungslagen überwiegt der fein zerriebene und zerfetzte Muskovit den etwas gröberen Chlorit. Doch kommen auch größere intakte Muskovittafeln vor.

Der Chlorit ist nicht stark pleochroitisch (in Saftgrün). Seine Interferenzfarbe ist ein dunkles Stahlblau. Wahrscheinlich handelt es sich um Pennin.

Sein Auftreten ist zweifacher Art: erstens in größeren Blättchen, welche man auch mit Muskovit in paralleler Verwachsung trifft (wahrscheinlich Pseudomorphosen nach Biotit), und zweitens in kneuel- und filzigen Aggregaten, die in der Regel die Nähe der Granatschwärme bevorzugen und, wie die Beobachtung deutlich lehrt, aus diesen hervorgehen.

Die optisch normalen Granaten sind meist zu Schwärmen vereinigt. Nur die kleinsten Kryställchen sind von keiner Kataklase betroffen. Alle übrigen sind in ein brecciöses Splitterhaufwerk aufgelöst, in dessen Fugen sich bereits häufig Chlorit

»gewölle« angesiedelt hat. Der Vorgang zeigt einige Ähnlichkeit mit der Serpentinisierung des Olivin. Wie es scheint, ist dieser Prozeß auch von Erzausscheidung (schwarz) begleitet.

Das im Schliff akzessorisch verteilte Erz ist zum größtenteil durch Leukoxen bereits aufgezehrt. Es dürfte demnach Ti—hältig gewesen sein.

Apatit in rundlichen, walzenförmigen Körnern fehlt nicht.

Im Schliff beobachtet man auch zwei Turmalinbruchstücke, welche einen Pleochroismus von schmutzigschwarzgrün (= o) zu sehr lichtbraun (= e) zeigen.

Zwei größere, trübe, rostbraune Flecke, welche mit winzigen, schwarzen Erzkörnchen ganz vollgepfropft sind, können Auflösungsreste von ehemaligem Orthit sein.

Auf der Halde des Westportals fanden sich turmalin- und albitführende Quarzgänge.

Die Lagerungsverhältnisse waren in den ersten 500 m der Westseite normal eintönig. Fallen unter etwa 45° gegen W 22° S bis S 42° W. Um Meter 500 wurde eine sanfte Antiklinale passiert, so daß bei Meter 550 das Fallen nach NO unter 30° konstatiert wurde. Zwischen Meter 540 und 1004 war das Verflachen im großen und ganzen gegen S 15° W gerichtet, doch überschneidet der Tunnel wiederholt sanfte Undulationen des Gneises (und kam dadurch auch stellenweise ins Streichen), welche durch das Schwanken der Fallrichtung zwischen rein S und S 30° W erzeugt wurden. (Neigung unter 30 bis 50°.)

Dieser Tunnel durchhörte das standfesteste und frischeste Gestein der ganzen Strecke. Die Amphibolite bewiesen ihre bekannte Zähigkeit bei der Gewinnungsarbeit. Die Standfestigkeit war so günstig, daß stellenweise der Vollausschub ohne jegliche Zimmerung durchgeführt werden konnte. Die Massigkeit der Amphibolite begünstigte das Auftreten von offenen, wasserführenden Klüften, welche bereits früher erwähnt wurden. Das meiste Wasser wurde erschoten zwischen Kilometer 17·455 und 17·677 (oder Meter 549 und 327 der Westseite). Die Spalten waren zum Teil typische Wassersäcke, welche sich zwar sehr überraschend, aber umso rascher ihres Wasserstapels entledigten (zum Beispiel Kilometer 17·537, Wassereinbruch am 14. April 1909, geschätzt 100 Sekundenliter, nach einer halben Stunde 4 Sekundenliter). Die übrigen Quellen gaben zwischen 0·5 und 11 Sekundenliter, eine Ausnahme bildete Kilometer 17·530 mit anfangs (20. April) 60 Sekundenliter, welcher Hochstand aber ebenfalls rasch abflaute (24. April 33 Sekundenliter).

Die kleineren kontinuierlichen Quellen, welche aus den Tunnel verquerenden Nordwestspalten austraten, dürften wahrscheinlich durch den Überdruck des oberen Glaserbaches gespeist werden.

Die Strecke zwischen dem Wiesenhöfer Tunnel und Station Friedberg.

Die Biotitführung der Amphibolite und die Granaten bei Meter 900 haben bereits im Tunnel auf jenen Wechsel im Mineralbestand der Wechselserie vorbereitet, der sie in dieser Gegend den kristallinen Schiefern der Kernserie so nahe bringt.

Zwischen dem Glaser- und dem Hundsmühlbach, also knapp vor dem Westportal des Tunnels, stehen schöne Granatglimmerschiefer an. Wir haben sie bereits früher beschrieben. Die Bahnlinie überschneidet sie und tritt ins Hangend, den aplitischen Orthogneis des Haselgrabens, ein. Diesen begleitet die Bahn, sein Streichen sehr spitzwinkelig überschneidend, bis knapp vor die Station Pinggau. Der Gneis verflacht nach W 15° S bis S 30° W unter 40 bis 60°.

Er war nicht einheitlich massig, sondern durch (in der Regel) stark basische Einschaltungen von geringmächtigen Biotitschiefern, auch biotitführenden Amphiboliten gegliedert.¹ Diese Einlagerungen

¹ In der Karte wegen ihrer Spärlichkeit und geringen Mächtigkeit nicht ausgeschieden.

befanden sich übrigens in einem stark verschieferten und zersetzten Zustande, so daß ihr normales Ausgangsprodukt nicht immer sicher erkannt werden konnte.

Dieser Gneis brach in schönen Quadern und fand wegen seiner ausgezeichneten Bearbeitbarkeit und relativ hohen Druckfestigkeit ausgedehnte Verwendung. (Steinbruch im Haselgraben bei Kilometer 18.5.)

Nach Kilometer 20 verschwindet der Gneis unter bräunlichem bis sehr lichten, sandig-glimmerigen Lehm, der zuerst Gneisbrocken des Untergrundes, dann bei der Station Pinggau grobe Quarzgerölle (auch gerundete Blöcke) enthält, die sich in Saigerabständen zu Kiesbänken verdichten.

Diese, wie es scheint, gänzlich ungestörten Schichten wurden wegen ihrer unsicheren Altersstellung in einer früheren Arbeit des Verfassers¹ einer »Stufe von Friedberg« zugerechnet. In sie ist auch der alte Friedberger Bahnhof eingeschnitten. (Des merkwürdig lößähnlichen Verhaltens des vorherrschend glimmerig-sandigen Lehmes, welcher zu vertikalen Wänden abbrach, sei hier nebenbei Erwähnung getan.)

¹ H. Mohr: Eolithe in der Nordoststeiermark? J. G. R. 1912, Bd. 62, Heft 4.

III. TEIL.

Ergebnisse.

Wie schon eingangs betont wurde, kommt den krystallinen Schiefern der Kernserie und der Wechselserie der Hauptanteil am Aufbau des Bahngeländes zu. Während erstere den ganzen Westen einnimmt, lagert sich letztere im Nordosten und Osten vor und bildet eine scharfe tektonische Grenze gegen das ausgedehnte Verbreitungsgebiet der so merkwürdigen Wechselgesteine (im engeren Sinne).

Da zwischen beiden eine stratigraphische Fühlungnahme in keinerlei Weise platzgreift, so sind wir über ihre relativen Altersbeziehungen völlig im Unklaren.

Aber auch die Frage nach ihrem absoluten Alter im stratigraphischen Schema hat sich in keiner Hinsicht der Lösung näherbringen lassen. Über die Wechselserie hinweg transgrediert nur die Stufe von Sinnersdorf, deren untermiocänes Alter einigermaßen wahrscheinlich gemacht werden kann.

Von früher wissen wir,¹ daß die Semmeringquarzitgruppe den »Wechselschiefern«, einem anscheinend jüngeren Gliede der Wechselserie, im Westen normal und — wie der Verfasser glaubt — in stratigraphischer Verknüpfung auflagert. Wenn diese noch permische Äquivalente beinhalten sollte, wie dies die bisherige Vergleichsarbeit anzunehmen erlaubt, so kann sich in den Wechselschiefern und -gneisen wohl reichliches karbonates Sediment verbergen.

Diese Auffassung hat durch die Untersuchungen des Bahnterrains wohl keinerlei Stütze gefunden, aber auch keinerlei Erschütterung erfahren.

Im Verbreitungsgebiet der Kernserie haben sich reichliche Reste der Semmeringquarzitgruppe nachweisen lassen. Ihr Lagerungsverhältnis zu diesen krystallinen Schiefern läßt sie in der gewohnten Position erscheinen: transgressiv über den Kerngesteinen.

Der Hiatus zwischen Kernserie und permotriadischem Semmeringquarzit, demjenigen Gliede, welches anscheinend überall das Semmeringmesozoikum einleitet, dünkt dem Verfasser ein sehr weiter und auffälliger.

Es ist noch nirgends mit der nötigen Schärfe betont worden, daß der Semmeringtrias jene Metamorphose völlig mangelt, welche den bezeichnenden Mineralbestand der Hüllschiefer der Kernserie (Granat, Biotit, Hornblende) ausmacht. Und doch liegt in den chloritischen Sericitschiefern der Quarzitgruppe und weiter in den rhätischen Pyritschiefern des engeren Semmeringgebietes sicher Material vor, das den Stoff zu einer ähnlichen Mineralgruppierung, wie sie ehemals als bezeichnend für die Kernserie angeführt wurde, hätte liefern können. Diese Minerale sind aber der Semmering-Permotrias gänzlich fremd geblieben. Es sind auch keine Anhaltspunkte vorhanden, Biotit, Hornblende und Granat in dieser zerstört anzunehmen und den vorhandenen Chlorit von ihnen abzuleiten. Irgendwelche Relikte dieser Mineralien hätten sich bei der mikroskopischen Untersuchung unbedingt vorfinden müssen. Der Mineralbestand der Semmering-Permotrias steht also weit ab von jenem der Hüllschiefer des Granits.

In dieser Folge möchte der Verfasser heute die Kluft zwischen den beiden stratigraphischen Komplexen, welche in einer älteren Arbeit etwas enger gedacht war, vergrößert wissen (Hüllschiefer präpermisch, aber nicht jungpaläozoisch).

Über das Formationsalter der granitischen Magmen läßt sich auch in diesem Teile des krystallinischen Sporns der Nordostalpen kein entscheidendes Material aufbringen.

¹ H. Mohr: Zur Tektonik und Stratigraphie etc., p. 182.

Das Altersverhältnis des Gneisgranits zu seinen Hüllschiefern zeigt sich wohl in Übereinstimmung mit des Verfassers älterer Ansicht von einer intrusiven Stellung des granitischen Magmas zu seiner Hülle.

Sowohl in der Kernserie als in der Wechselserie sind die vergneisten Granitmagmen von einem Gangfolge begleitet. (In der Kernserie: siehe Kleiner Hartberg-Tunnel oder die Granatarterite westlich Schöffern; in der Wechselserie: Steinbrüche am Möselberg nahe Kote 812 oder nahe Kote 737 beim Steinhof, auch Wiesenhöfer-Tunnel.)

Dieses Gangfolge wird wohl am besten von den nahen granitischen Magmen abgeleitet und spricht für deren jüngeres Alter gegenüber den intrudierten Hüllschiefern.

Aber noch ein zweites Moment möchte der Verfasser hiefür ins Treffen führen und dies ist ein gewisser Krystallhof, der auffällig die Gneisgranite begleitet.

Es ist jedenfalls sehr beachtenswert, daß im Vereine mit magmatischer Durchaderung auch die Wechselserie in der steirischen Hälfte ihres Verbreitungsgebietes — was den Mineralbestand anbetrifft — den Kerngesteinen sehr ähnlich wird.

Die Grünschieferzonen wurden im Wiesenhöfer Tunnel als zähe Amphibolite durchörtert, welche von einem Bande schöner Granatglimmerschiefer beim Westportal überlagert werden und dieser schmale Zug bildet das Liegende der Orthogneismasse des Haselgrabens, welche Einlagerungen von Biotitschiefern enthält. Das Studium des Westens hat gezeigt, daß diese Erscheinung der »Symbiose« von granitischem Magma und der Granat-Biotit-Hornblende-Kameradschaft in den Hüllschiefern eine weitreichende Persistenz zukommt.

Der Verfasser ist in der Tat sehr geneigt, zwischen diesen beiden Erscheinungen einen Kausalnexus anzunehmen und den Granit für das Entstehen dieser Komponenten (mit dem Turmalin und Orthit) verantwortlich zu machen.

Wenn dem aber so ist, dann müssen Gneisgranit und die ihm ursächlich zugeschriebene Metamorphose älter als Semmeringquarzit sein.

Denn weder magmatische Injektion finden wir in der Quarzitgruppe und dem darüber folgenden Semmeringmesozoikum, noch eine Spur jener Krystallgesellschaft, welche nach des Verfassers Meinung unter dem Einflusse des Gneisgranits in seinen Hüllschiefern zum Aufkeimen gebracht wurde.

Es ist schon vorhin angedeutet worden, daß nach dem chemischen Bestand sehr wohl die Grundlagen in der Semmeringgruppe gegeben sind, daß diese Mineralgesellschaft zur Blastese gelangen könnte. Wir vermissen sie aber gänzlich. Und nachherige Diaphthorese kann hiefür nicht verantwortlich gemacht werden.

Die Semmeringgruppe weist nun gleichfalls zweifellos eine Metamorphose auf, welche sich am auffälligsten in der Neubildung von Quarz, Albit, Sericit, Chlorit, Epidot kundgibt. Nun mangelt aber diese gleiche Mineralgesellschaft auch keiner der beiden Grundgebirgsserien, bald vorherrschend, bald zurücktretend gegen einen alten Mineralbestand, von welchem vorhin die Rede war und aus welchem wir die neue Mineralgruppierung hervorspriessen zu sehen glauben. Und zwar ist es möglich, folgende Abstufungen des fortschreitenden Umbaus der alten Mineralgesellschaft zu verfolgen.

Den Eindruck ursprünglichster Zusammensetzung machen die Gesteine der Umgebung von Schöffern; überhaupt — wie es scheint — der steirische Abschnitt der Kernserie. In den Amphiboliten sind Oligoklase erhalten und die Untersuchung der Granatarterite hat keinerlei Chloritisierung (der Granaten oder Biotite) ergeben.

Merklich stärker ist der Zerfall in den Kerngesteinen der Umgebung von Aspang. Hier sind mit Ausnahme der Chloritisierung und Epidotisierung der Hornblenden und der Epidotisierung der Orthite bereits alle jene Prozesse der Umkrystallisation angedeutet, welche in den westlich davon gelegenen Schiefern der Wechselserie zur völligen Auflösung des alten Krystallhofes geführt haben. In der Kernserie treffen wir den Umbau in der Regel nie so weit vorgeschritten, daß hiedurch der alte Mineralbestand verdrängt und die alten Strukturen verdeckt würden (zum Beispiel Granit vom Krainerbauer).

Ein wenig weiter gediehen ist die Umkrystallisation der Wechselschiefer jenseits des Tauchenbachbruches, wenn auch hier noch gesagt werden muß, daß der alte Mineralbestand in fast allen Schlifften durch deutliche Relikte vertreten ist. (Biotitführende Ortho- und Paragneise ¹, Amphibolite, Granatglimmerschiefer mit mehr oder weniger Neubildungen.)

Gegen Norden schreitet in der Wechselserie der Umbau des alten Krystallhofes rasch fort, so daß westlich von Aspang die Vertreter der ersten Metamorphose nur mehr äußerst selten und in rudimentären Spuren angetroffen werden: die Amphibolite sind zu Grünschiefern geworden, die Albitgneise enthalten weder Biotit, noch Hornblende, noch Granat.

Hier ist es natürlich dann schwer, in diesen Produkten das Endergebnis einer zweifachen Umwandlung zu erkennen, und die chemischen Parallelanalysen hätten keinerlei Anspruch auf beweisende Kraft, wenn nicht die Übergangsglieder durch das mikroskopische Studium bekannt wären.

Überzeugend sind diese Umwandlungsprozesse in den Schiefern der Kernserie. Hier erkennt man in der auch der Semmeringgruppe eigenen Mineralkombination ein typisches Derivat des alten Krystallhofes.

Richarz ² hat hierfür die ersten Beobachtungen beigebracht ³, wenn er ihnen auch eine andere Deutung gab.

Der Verfasser glaubt (zum Teil mit Richarz) folgende Neubildungen zu erkennen.

Quarz-Albitmasse (nach Richarz meist nicht mehr von Kataklyse betroffen!) als Ausfüllung von Sprüngen (im Granitgneis);

Albit, Klinozoisit und Muskovit aus dem Plagioklas des Gneisgranits;

Sericit auf Kosten der Kalifeldspäte;

Chlorit und Epidot (auch Titanit?) auf Kosten der Biotite;

Chloritpseudomorphosen nach Granat;

Leukoxen als Neubildung um Ti-hältiges Erz (Magnetit als Nebenprodukt);

Karbonat.

Die gleichen Zerfallsprodukte glaubt der Verfasser auch aus dem Mineralbestand jener Gesteine, welche dem steirischen Abschnitt der Wechselserie angehören, hervorgehen zu sehen. Nur dürften sich hier noch einige analoge Beobachtungen anschließen lassen:

Abspaltung des Chlorit und des Epidot ⁴ (auch Albit?) von Hornblende (natronhältig?);

Neubildung des Epidot auf Kosten des Orthit.

Diese Neubildungen, welche unter ersichtlicher Auflösung eines alten Krystallhofes fortschreiten, scheinen ganz in die Kategorie jener Phänomene zu fallen, welche von F. Becke »rückschreitende Metamorphose« oder Diaphthorese ⁵ genannt wurden.

Es ist nun nicht unmittelbar ersichtlich, daß die Periode der Umprägung (Diaphthorese) des krystallinen Grundgebirges mit der Periode der primären (»fortschreitenden«) Metamorphose der Semmeringgruppe zusammenfiel. Doch liegt es nahe, in tektonisch gemeinsam gestörten Gebirgskomplexen die gleiche Mineralgruppierung auch gleichen Zeitperioden zuzuschreiben.

Es haben also die gleichen statischen Zustandsänderungen (welche in diesem Gebirge durch die Deckenbewegungen hervorgerufen wurden) im unveränderten Sediment (Semmeringgruppe) zu einer

¹ Der Steinbruch nördlich vom Westportal des Wiesenhöfer Tunnel hat Albitgneise geliefert, in welchen etwa die Hälfte des Chlorit durch Biotit vertreten ist. Es dürfte also in der Tat, wie dies bereits Richarz für den ganzen Chloritgehalt annahm, dieses Mineral teilweise auch von primärem Biotit abzuleiten sein. Denn zum größeren Teil ist der Chlorit der Paragneise aus Hornblende und Granat hervorgegangen, wie dies die Umgebung von Vorau lehrt, wo die dem Albitgneis chemisch analogen Schiefergneise der ersten Umwandlungsperiode mit Hornblende und Granat (=Hornblendegneisgruppe zum Teil bei Vacek) noch unverändert anstehen.

² St. Richarz: Die Umgebung von Aspang am Wechsel etc.

³ Siehe des Verfassers Referat in Mitteil. d. Geol. Gesellsch. Wien 1911, p. 642.

⁴ Siehe auch Aug. Böhm: Die Gesteine des Wechsels. M. P. M. Bd. V 1883, p. 213. (Epidot aus Hornblende).

⁵ F. Becke: M. P. M., Wien 1909, p. 369 bis 375.

primären Metamorphose, im metamorphen Grundgebirge zu einer Adaptierung des alten Mineralbestandes Anlaß geboten.

Es ist gleichsam ein neuer, zweiter Krystallhof, welcher unbekümmert um alte Höfe der Metamorphose sich durch alle Schichten frißt und seiner Einflußsphäre auch jene eingefalteten Sedimente unterwirft, welche eine Umwandlung noch nicht erlitten haben.

Von welchen Faktoren diese neuerliche Anpassung des Mineralbestandes an neugeschaffene statische Zustände abhängig war, läßt sich von unserem schmalen Streifen Landes nicht erschließen.

Für magmatische Influenz kann in unserem Gebiet wohl kaum ein nennenswerter Grund aufgebracht werden.

Die Semmeringgruppe hat eine kleine Bereicherung erfahren. Es ist jedenfalls von außerordentlicher Wichtigkeit, daß sich auch hier am Ostrande des Verbreitungsgebietes der Wechselserie in entscheidender tektonischer Position verzettelte Reste der zentralalpinen Semmeringtrias vorfinden. Über ihre Zuordnung zu dieser bestehen keinerlei Zweifel.

An der großen Tektonik sehen wir im Gegensatze zur vorhin erwähnten Schichtgruppe die Stufe von Sinnersdorf sich nicht mehr beteiligen. Gleichwohl erweist sich ihre Verteilung von der heutigen Hydrographie noch vollständig unabhängig. Von Süden her reicht sie — selbst die Wasserscheide bildend — nach Niederösterreich herein, und es weisen alle Anzeichen dahin, daß für einen Stromstrich aus der Gegend von Kirchberg am Wechsel, welcher diese fluviatilen Absätze am Kulma und Großen Hartberg in einer Höhe von 800 bis 950 *m* aufstapelte, der Pittenfluß kein Hindernis bedeutete. Dies ist immerhin eine recht wertvolle Erkenntnis, zumal wir eines paläontologischen Nachweises für das Alter dieser Stufe noch entbehren. Denn für diese südöstliche Entwässerungsrichtung gegen die pannonische Niederung kann ein inneralpines Einbruchsfeld noch nicht bestanden haben.

Die Stufe von Sinnersdorf ist also im Alter gleich der Beckenauskleidung von Kirchberg, welche sich zum Teil mit Zerstörungsprodukten einer obereocänen Ablagerungsreihe mischt.¹

Diese Beobachtung, dann die starken Störungen in dieser Stufe und endlich die Unabhängigkeit dieses Flußsystems von der Verteilung des zweiten Mediterranmeeres rücken ein untermiocänes Alter dieser Schichten in den Bereich größter Wahrscheinlichkeit (vgl. auch Hilber und Hoffmann).

Über die Ablagerungen der Stufe von Friedberg hat sich an anderer Stelle Gelegenheit geboten², näher auf sie einzugehen.

Tektonik: Dieser Bahnbau hat also den Beweis geliefert, daß die wichtige Linie von Kirchberg, welche die Kernserie von der Wechselserie scheidet, im Pittental nach Süden abbiegt und die Ostflanke des Wechselmassivs begleitet.

So weit sie nördlich der Wasserscheide zwischen Pitten und Raab verläuft, bildet sie deutlich den Überschiebungsrand der die Wechselserie überlastenden Kernserie.

Im Süden geht sie in einen Abbruch des Sinnersdorfer Miocänlappens über, der scharf gegen die Wechselgneise abstößt.

Die Wechseldecke zeigt strenge Einfachheit im Bau und keinerlei Andeutung einer tektonischen Gliederung. Nach des Verfassers Meinung besteht der Verdacht, daß sich in ihr Äquivalente gewisser Anteile der Tauernschieferhülle erkennen lassen.³

¹ Fr. Toulà: Über Orbitoiden und Nummuliten führende Kalke vom Goldberg bei Kirchberg am Wechsel. J. G. R. 1879, p. 123 bis 136.

² H. Mohr: Eolithe in der Nordoststeiermark? J. G. R. 1912, p. 650.

³ H. Mohr: Versuch einer tektonischen Auflösung etc., p. 19.

Denkschriften der mathem.-naturw. Kl. LXXXII. Bd.

Von den Kerndecken, welche in einer älteren Arbeit¹ im Bereiche des Nordostsporns der Zentralalpen zu gliedern versucht wurden, ist es die »Eseldecke«, welche den Osthang des Wechsels überlagert. Denudationsreste einer zweiten ruhen ihr auf.

Es ist einmal ein Gneis-Glimmerschieferlappen, der sich beim »Prost« östlich Unter Aspang durch eingeklemmte Juramarmor- und Quarzitschüblinge von seiner Unterlage, der Eselsdecke ablöst.

Und zweitens ein schwer verfolgbarer Rest von Glimmerschiefer, der am Kulma auf Quarzitgruppe aufruht und sich größtenteils unter Tertiär verbirgt.

Diese Deckenzeugen würden sich in ihrer Stellung der »Tachendecke« nördlich Kirchberg zuordnen lassen.

In der Wechsel- und Eselsdecke zeigen sich deutliche »Konvergenzerscheinungen«.

Es ist einerseits eine auffällige Anpassung der Streich- und — im südlichsten Teil des Bahnterrains — auch der Fallrichtung jenes Teiles der Kernserie zu bemerken, der von Schäffern gegen Bernegg zieht.

Eine zweite Beobachtungsreihe lehrt im steirischen Verbreitungsgebiet der Wechselserie ein Aufkeimen jener Mineralgruppierung, welche für die Kernserie als bezeichnend gilt.

Und vice versa bereichert sich die Kernserie in der gleichen oben umschriebenen Region durch die Aufnahme von mächtigen Amphibolitzügen, welche jenseits des Abbruches der Sinnersdorfer Stufe auch in der Wechselserie eine sehr bedeutende Rolle spielen.

Diese Tatsachen geben zu denken.

Und da ganz analoge Beobachtungen auch am westlichen Ende des Deckenrahmens der Wechselserie — in der Umgebung von Vorau — angestellt werden konnten, so ergibt sich die wohlbegründete Vermutung, daß auch bei uns an einen Zusammenhang der Wechseldecke mit der auflastenden Kerndecke gedacht werden kann, das heißt mit anderen Worten an ein Ende der Deckenspaltung oder ein Ausspitzen der zwischen beiden Decken zu denkenden Synkline.

¹ l. c.

INHALT.

	Seite
Einführung	1 [351]
Verzeichnis der wichtigsten Literatur	3 [353]
I. Teil	6 [356]
A. Das krystalline Grundgebirge	6 [356]
I. Die Wechselserie	6 [356]
a) Petrographie	6 [356]
b) Lagerungsverhältnisse	22 [372]
II. Die Kernserie. Petrographie	23 [373]
B. Das zentralalpine (Lepontinische) Permo-Mesozoikum	30 [380]
Anhang: Tektonik der Kernserie und ihrer permomesozoischen Auflagerung	33 [383]
C. Das Känozoikum	35 [385]
I. Die Stufe von Sinnersdorf	35 [385]
II. Die Stufe von Friedberg	36 [386]
III. Das Quartär	37 [387]
II. Teil: Die Bahnlinie und ihre Aufschlüsse	38 [388]
A. Die Nordrampe	38 [388]
B. Der Große Hartberg-Tunnel	43 [393]
Anhang: Einfügung der neugewonnenen Beobachtungen in das geologische Umgebungs- bild der Tunnelregion	47 [397]
C. Die Südrampe	48 [398]
Der Wiesenhöfer Tunnel	49 [399]
III. Teil: Ergebnisse	54 [404]

Geologische Umgebungskarte der Wechselbahn.



Erläuterung:

-  Quartär
-  Stufe von Friedberg (pontisch?)
-  Stufe von Sinnersdorf (Fluvial-lakustrisch, Äquivalent der I. Medit. Stufe?)
- Semmeringmesozoikum:**
 -  Jura-Triaskalk und -Dolomit
 -  Semmeringquarzitgruppe (Quarzite, Arkosen, Serizitschiefer, Porphyroide: Trias-Perm)
- Kernserie:**
 -  Echte Glimmerschiefer (westl. Schälfern: Arterite)
 -  Amphibolite mit mehr oder weniger Granat
 -  Porphyrischer Granitgneis
- Wechselserie:**
 -  Wechsel-(Para-)gneise (Albitgneise, untergeordnet Albitphyllite, Chloritolschiefer, Granatglimmerschiefer)
 -  Quarzitlager
 -  Grünschiefer (Albitchloritpidot-schiefer) bis Amphibolite
 -  Aplitischer Granitgneis
-  Streichen und Fallen
-  Überschiebung mit Fallrichtung
-  Brüche

Maßstab 1:50,000.

Kartogr. Anstalt G. Freytag & Berndt, Ges. m. b. H., Wien.

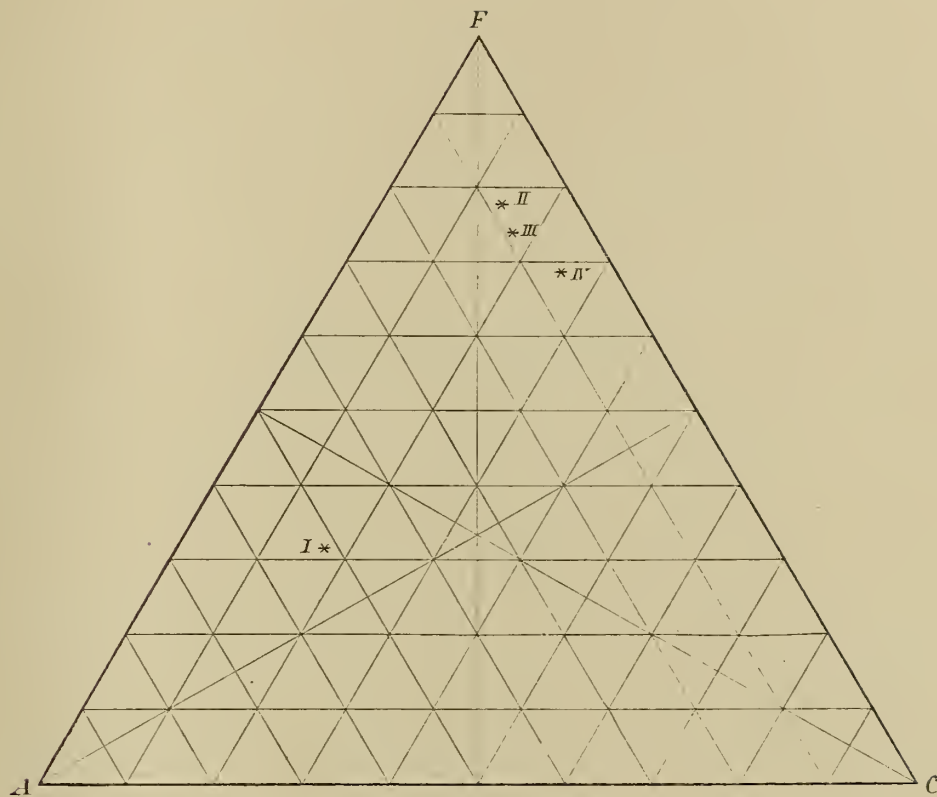


Tafel I.

Tafel I.

Becke-Osann'sches Dreieck

mit den Projektionspunkten einiger der untersuchten krystallinen Schiefergesteine.



	<i>s</i>	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>f</i>
I = Granitgneis vom Krainerbauer nördl. Aspang	76·5	5·2	1·7	3·1.
II = Amphibolit, Steinbruch bei Schaueregg	52·8	0·8	1·5	7·7.
III = Grünschiefer, Steinbruch Gr. Klause bei Aspang	51·8	0·9	1·8	7·3.
IV = Grünschiefer Richarz' (l. c., p. 321)	49·7	0·6	2·6	6·8.

Tafel II und III.

Tafel II und III.

Sieben geologische Querprofile im Maßstabe 1 : 25.000

durch das Bahngelände (im weiteren Sinne).

H. Mohr: Ge

Profil I. S



Profil II.

Profil III.

Deni

Erläuterung.

I Quartär

Hüllschiefer (vorw. echte
Glimmerschiefer, dann
Arterite etc.)Wechsel- (Albit-)gneise
(untergeordnet Granat-
glimmerschiefer)Sinnerdorfer Schichten
(Untermiocän?)

Granatamphibolite

Quarzitlager

Kalk und Dolomit
(Semmering-Jura u. Trias)

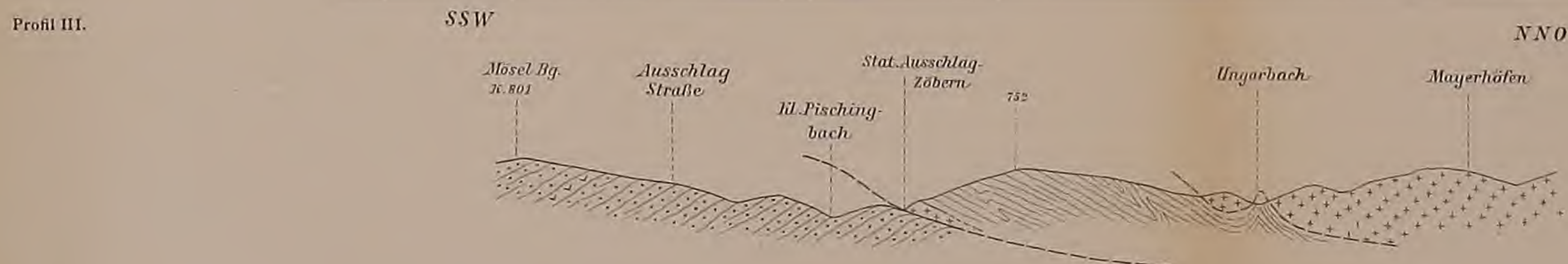
Orthoporphyrigneis

Grünschiefer und
AmphiboliteSemmeringquarzitgruppe
(Permotrias)

Maßstab 1 : 25.000

Aplitischer Orthogneis

100 0 100 200 300 400 500 600 700 800 900 1000 2000 m



H. Mohr: Geologie der

Profil I. SSW



Profil II.

Profil III. WNW

Profil IV. WSW
K. 907



H. Mohr: Geologie der Wechselbahn.

Tafel III.

Profil I. SSW

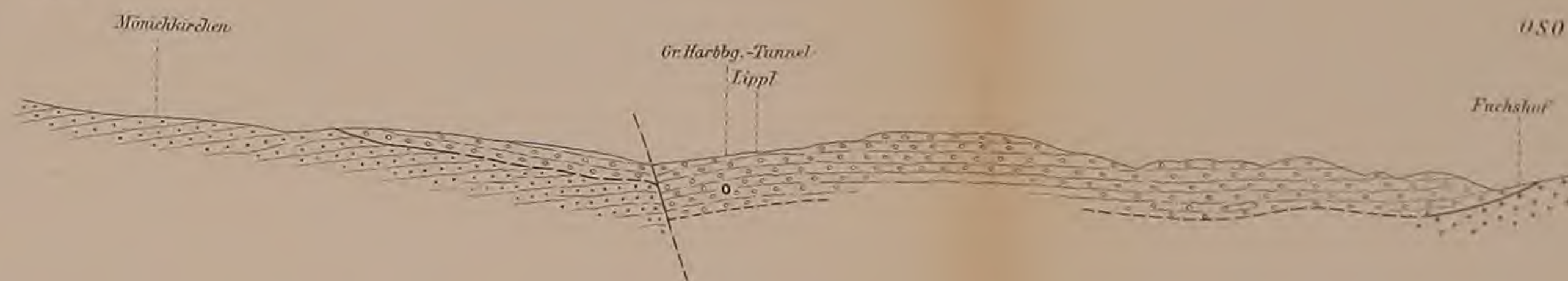
NNO



Profil II.

WNW

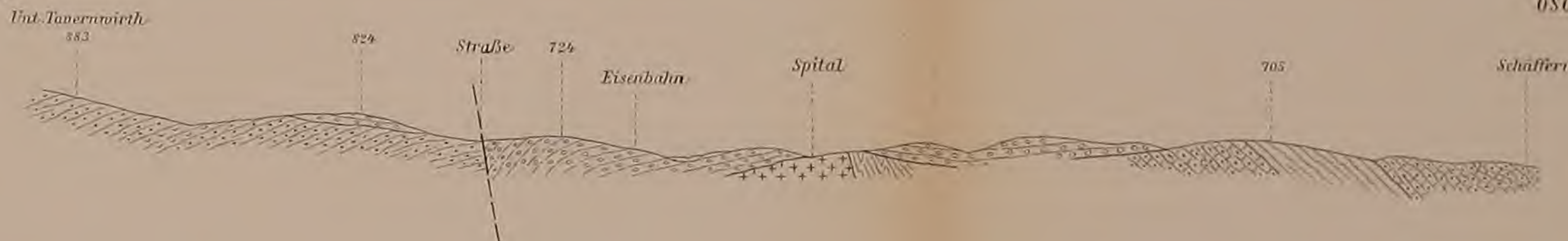
OSO



Profil III.

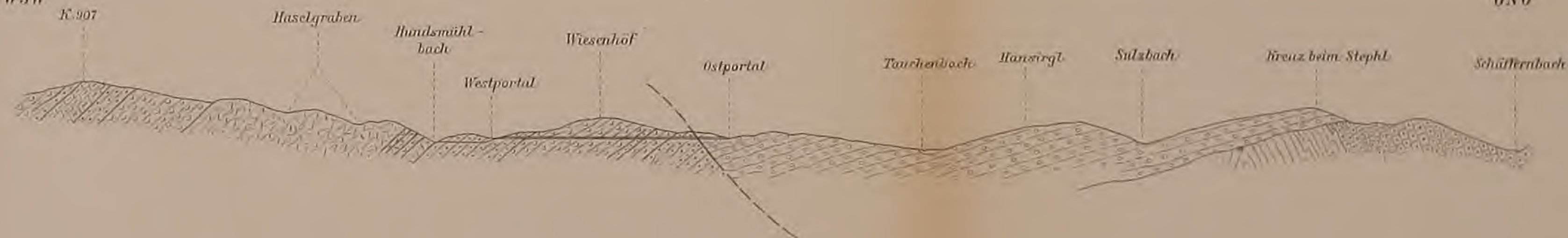
WNW

OSO



Profil IV. WSW

ONO



Tafel IV.

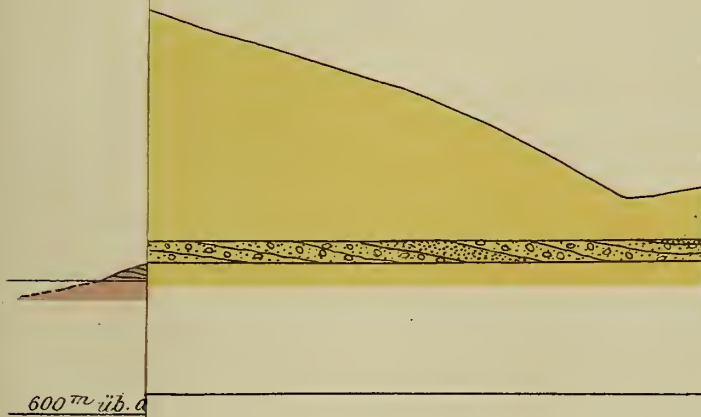
Tafel IV.

Geologisches Längenprofil durch den Großen Hartberg-Tunnel

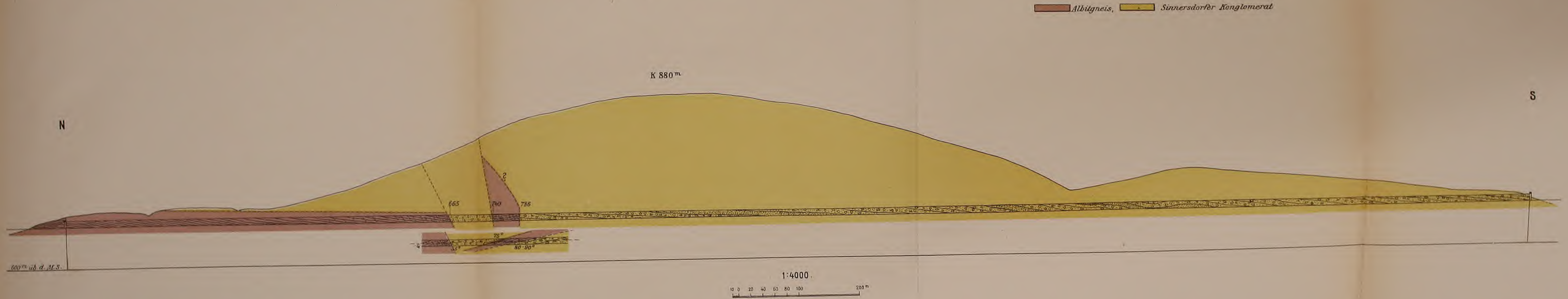
(lang 2477 *m*), im Maßstabe (Höhe gleich Länge) 1 : 4000. — Aufgenommen von Dr. H. Mohr während des Baues.

Mohr, H.: Ge
Längenprofil d

 *Albia*



Mohr, H.: Geologie der Wechselbahn.
Längsprofil des Großen Hartbergtunnels.



Tafel V.

•

Tafel V.

Zwei Aufnahmen des Nordportales des Großen Hartberg-Tunnels während des Baues.

Bild I.

Im Vordergrund Wechsel(Albit)gneise. Rückwärts, die Wasserscheide bildend, das Sinnersdorfer Konglomerat. Die gestrichelte Linie folgt der Grenze beider, die sich im Gelände durch eine deutliche Stufe ausprägt.

Bild II.

Das Nordportal aus größerer Nähe. Man erkennt in diesem Bilde den Absatz besser, welcher der Grenze zwischen Wechselgneis und auflagerndem Sinnersdorfer Konglomerat entspricht.



Fig. 3



Fig. 4

Kunstanstalt Max Jaffé, Wien.

Tafel VI.

Tafel VI.

Zwei Aufnahmen vom großen Bahneinschnitt bei *km* 13·1.

Bild I.

Man sieht von Osten her in das Südende des großen Einschnittes (*km* 13·480). Ziemlich steilgestellte, lettige und sandige Sinnersdorfer Schichten zeigen am rechten (nördlichen) Hang sehr hübsch die Bankung.

Bild II.

Nordausgang des großen Einschnittes bei *km* 13·1. Vollkommen saiger gestellte Sinnersdorfer Schichten in der nordwestlichen Böschung. Die Figur zeigt auf einen Kohlenschmitz, der in den Komplex von bläulichen bis gelblichen Lettenbänken, welche von rostigen Schotterstreifen durchzogen sind, eingeschaltet ist.

(Der obere Teil der Böschung ist verrutscht.)



Fig. 1



Fig. 2

Kunstanstalt Max Jaffé, Wien.

Tafel VII.

Tafel VII.

Zwei Aufnahmen des Westportales des Wiesenhöfer Tunnels während des Baues.

Bild I.

Erstes Stadium: Das Westportal in Zimmerung. Die Albitgneise, in welchen das Portal angeschlagen ist, fallen rechtsinnig, aber etwas steiler als das Gehänge, gegen Westen (das heißt gegen den Beschauer) ein. Durch die kräftige erodierende Tätigkeit des — unmittelbar vor dem Portal überbrückten — Glaserbaches ist das Gehänge bereits etwas zu steil geworden. Trotzdem wagte man es, um für einige notwendige Schuppen Raum zu gewinnen, die auf den Beschauer zufallenden Gneisbänke (besonders rechts vom Portal im Interesse des zu errichtenden Maschinenhauses) zu unterschneiden.

Bild II.

Zweites Stadium: Man sieht die ihrer Stütze beraubte hängende Gneismasse in Bewegung. Den kräftigen seitlichen Druck erkennt man deutlich aus der starken Verkürzung des Krümmungsradius der Kalotte. Die Größe des Druckes ist aus der Stärke des Portalringes (Type IX um 10 *cm* verstärkt) zu erschließen.

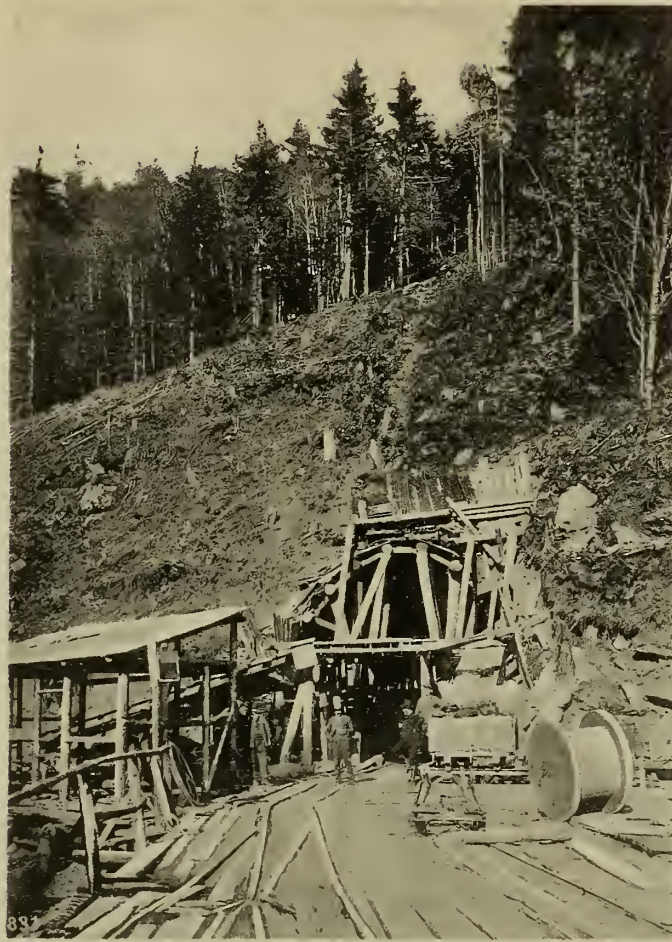


Fig. 5



Fig. 6

Kunstanstalt Max Jaffé, Wien.