

# GEOLOGIE DES KARAWANKENTUNNELS

VON

FRIEDRICH TELLER.

K. M. K. Akad.

*Mit 3 Tafeln und 29 Textfiguren.*

VORGELEGT IN DER SITZUNG AM 9. JUNI 1910.

## Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung . . . . .	3 [145]
Einige Grundzüge des geologischen Baues der Westkarawanken . . . . .	7 [149]
1. Eine Tonalitintrusion am Nordrande der Westkarawanken . . . . .	7 [149]
2. Die Silur-Devonbildungen der nördlichen Gebirgsbasis und die übergreifende permische und triadische Schichtenfolge . . . . .	10 [152]
3. Die tektonische Fortsetzung des Hochwipfelbruches und jüngere Querdisklokationen . . . . .	15 [157]
4. Nordüberschiebungen in der triadischen Schichtfolge des Rosenbachgebietes . . . . .	19 [161]
5. Die paläozoischen Aufbruchzonen östlich vom Rosenbach . . . . .	23 [165]
6. Der nordalpine Faciesbezirk der oberen Trias in den Westkarawanken . . . . .	27 [169]
7. Die geologischen Strukturlinien an der Südabdachung des Gebirges . . . . .	28 [170]
8. Eine Überschiebungszone am Nordrande der Julischen Alpen . . . . .	36 [178]
Die Aufschlüsse im Tunnel . . . . .	41 [183]
A. Nordseite.	
Die geologische Situation des Nordportales . . . . .	41 [183]
Die geologischen Aufschlüsse im Nordstollen . . . . .	46 [188]
Stm. 0—63. Erste Zone von Schlerndolomit . . . . .	46 [188]
> 63—80·9 (17·9 m). Überschobener Aufbruch von oberem Muschelkalk und Buchensteiner Schichten . . . . .	46 [188]
> 80·9—378·5 (297·6 m). Zweite Zone von Schlerndolomit . . . . .	47 [189]
> 378·5—413·2 (34·7 m). Zweite Aufschubung von Muschelkalk und Buchensteiner Schichten auf Schlerndolomit . . . . .	48 [190]
> 413·2—468 (54·8 m). Nördlichste Aufbruchzone von Werfener Schichten . . . . .	48 [190]
> 468—488 (20 m). Rauhacken Grenzzone . . . . .	49 [191]
> 488—750 (262 m). Dolomit des unteren Muschelkalkes . . . . .	49 [191]

Stm. 750—1700 (950 m). Der große Aufbruch von Werfener Schichten des Bären- und Ardešica-grabens . . . . .	50	[102]
> 1700—2070 (378 m). Dolomite und Rauhacken des unteren Muschelkalkes . . . . .	52	[104]
> 2070—2237 (161 m). Oberer Muschelkalk und Buchensteiner Schichten . . . . .	53	[105]
> 2237—2320 (83 m). Dritte Zone von Schlerndolomit . . . . .	54	[106]
> 2320—4022 (1702 m). Bituminöse Kalke, Dolomite und Rauhacken der iadinischen Stufe . . . . .	54	[106]
> 4022—4260 (238 m). Schwarze Plattenkalke und Kalkschiefer mit <i>Posidonomya wengensis</i> . . . . .	58	[200]
> 4200—4352 (92 m). Bunte Muschelkalkbreccien und Werfener Schichten . . . . .	61	[203]
> 4352—4520 (174 m). Bunte Breccien der Permformation . . . . .	63	[205]
> 4520—4852 (332 m). Obercarbonische Schichten . . . . .	63	[205]

### B. Südseite.

Die geologische Situation des Südportales . . . . .	64	[208]
Die geologischen Aufschlüsse im Südstollen . . . . .	66	[208]
Stm. 0—120. Gehängeschuldlvorlage . . . . .	66	[208]
> 120—145 (25 m). Dolomit und Rauhacken des unteren Muschelkalkes . . . . .	66	[208]
> 145—190 (45 m). Kalkige Bänke der oberen Werfener Schichten . . . . .	67	[209]
> 190—220 (30 m). Gips- und anhydritführende Grenzschiefer . . . . .	67	[209]
> 220—370 (150 m). Bunte Sandsteine und sandige Schiefer der unteren Werfener Schichten . . . . .	67	[209]
> 370—435 (65 m). Schiefertone mit Gips und Anhydrit . . . . .	68	[210]
> 435—502 (67 m). Kalkige Bänke der oberen Werfener Schichten mit einem Sattelaufbruch gipsführender Grenzschiefer . . . . .	68	[210]
> 502—610 (108 m). Zweiter Aufbruch von unteren Werfener Schichten mit gipsführenden Schiefertönen im Hangenden . . . . .	69	[211]
> 610—820 (210 m). Obere Werfener Schichten mit dem anisischen Grenzdolomit im Hangenden . . . . .	70	[212]
> 820—900 (140 m). Obere Werfener Schichten mit Holopellen-Oolithen . . . . .	72	[214]
> 900—1025 (65 m). Zweite Mulde von anisischem Grenzdolomit . . . . .	73	[215]
> 1025—1090 (70 m). Obere Werfener Schichten mit Holopellen-Oolithen . . . . .	73	[215]
> 1090—3008 (1912 m). Der große Aufbruch obercarbonischer Schichten (Auerniggsschichten) an der Südseite der Karawanken . . . . .	75	[217]

### C. Die Durchschlagsregion.

Invers gelagerte Scholle von Werfener Schichten und Muschelkalk . . . . .	84	[226]
Wasserführung . . . . .	92	[234]
Methangas . . . . .	90	[236]
Gesteinstemperatur . . . . .	90	[241]
Rückblick auf das Gesamtbild des Tunnelprofils und die geologische Prognose . . . . .	103	[245]

## Einleitung.

Für die Studien zur Herstellung einer neuen Eisenbahnverbindung zwischen dem produktiven Norden des Reiches und dem Hafen von Triest bildete Klagenfurt als südliche Endstation eines geschlossenen Liniennetzes der k. k. Staatsbahnen den natürlichsten Ausgangspunkt.

Von hier nach Süd war die Trasse für eine solche neue Bahnanlage bis in das Drautal hinab schon durch das Terrain scharf vorgezeichnet. Schwieriger gestalteten sich die Verhältnisse jenseits dieses Taleinschnittes. Ein mächtiger Gebirgswall mit Gipfelhöhen von 1800 bis 2200 m, die zwischen Drau und Save aufragende Kette der Karawanken, versperrte den weiteren Weg nach Süd.

Das erste Projekt zur Verquerung dieser Gebirgskette, das im Jahre 1891 von der Trassierungsabteilung der k. k. Generalinspektion der österreichischen Eisenbahnen studiert wurde, folgte der alten Kommunikationslinie über den Loibl. Die Linie sollte durch das breite Gebirgstor, das sich zwischen Gerloutz und Singerberg nach Nord hin öffnet, zur Höhe der Quertalstufe von St. Leonhard ansteigen, in rund 800 m Seehöhe den Scheitel des Gebirges mit einem im St. Annatal ausmündenden Tunnel von 4680 m Länge unterfahren<sup>1</sup> und dann wieder im offenen Gelände dem Feistritztales bei Neumarkt und der Saveniederung zustreben. Die geologischen Verhältnisse längs dieser Trasse, zu deren Studium der Verfasser dieses Berichtes im Jahre 1891 von der Geologischen Reichsanstalt entsendet wurde, konnten zwar als für die Bauausführung günstig bezeichnet werden, auch die Tunnelierung des Gebirgsscheitels, die sich vorwiegend in Gesteinen der unteren Trias bewegt hätte, würde keinen namhaften Schwierigkeiten begegnet sein; nichtsdestoweniger mußte das Projekt mit Rücksicht auf betriebstechnische Bedenken zurückgestellt werden. Die jähren Gefällsbrüche an den beiderseitigen Flanken des Gebirges, welche eine Adhäsionsbahn nur durch weitausgreifende Schleifen hätte überwinden können, und die relativ hohe Lage des Scheiteltunnels (813 m im Norden, 767 m im Süden) erschienen mit den modernen Anforderungen des Eisenbahnbetriebes unvereinbar.

Im Jahre 1894 ordnete daher die Generalinspektion der österreichischen Eisenbahnen die Vornahme technischer Studien für eine neue Trasse an, welche den Gebirgswall der Karawanken mit einem 9870 m langen Tunnel an seiner Basis durchbrechen sollte. Die Scheiteltote dieses Tunnels war mit nur 603 m Seehöhe normiert.

Auch für diese zweite Karawankenlinie, die sogenannte Bärenfalllinie, hatte ich im Auftrage der k. k. Generalinspektion die nötigen geologischen Vorerhebungen durchzuführen. Es handelte sich hier insbesondere um die Begutachtung des die Gebirgsmasse des Stou unterfahrenden Basistunnels, der längsten Tunnelierung, welche bisher innerhalb eines gefalteten Sedimentärgebirges in den Ostalpen projiziert war.

Der hervorragende Anteil, welcher den Kalk- und Dolomitbildungen der oberen Trias in dem Aufbau dieses Gebirgsstockes zufällt, sowie die große räumliche Ausdehnung derselben in unseren die Gebirgs-

<sup>1</sup> Mit der Frage der Unterfahmung dieses Gebirgsscheitels hat sich schon im 17. Jahrhundert ein regsamer Geist beschäftigt. Zu jener Zeit verlief der oberste Teil des Saumweges über den Loibl durch einen kurzen Stollen, welchen Valvasor (»Die Ehre des Herzogtums Krain« I. Bd., 2. Buch, p. 170 des Neudruckes 1877 bis 1879) als eine der Merkwürdigkeiten des Landes beschreibt und abbildet. Im Anschlusse an diese Schilderung sagt der Chronist: »Vor etlich Jahren war ich gewillet, unten am Grund ein Loch durchzubringen, so groß als das obere, dadurch man hätte reiten und fahren können, hatte es auch schon abgemessen. Das Loch sollte bei S. Anna sein hineingegangen und auf der anderen Seiten des Bergs bei S. Leonhard herauskommen, und also schnurgerad vom Ein zum Ausgang zielen; aber die damals einreisende Wienerische Contagion oder Pestilentz Seuche machte es hinterstellig. Denn ich verlangte für meine Mühe und Unkosten von Ihrer Keyserl. Majestät einen ewigen Zoll nebenst einer gewissen Bey-Hülffe, welcher Zweck aber bei so trübseligen und gesperrten Zeiten der Contagion nicht zu erreichen war. Sonst wäre es wol ein gemeinnützig Werk etc.« Die Tunnelierung des Loiblpasses darf also wohl als eines der ältesten Tunnelprojekte der Ostalpen bezeichnet werden.

oberfläche darstellenden geologischen Karten hatten die Vorstellung erweckt, daß sich der Stoutunnel zum größten Teile in Gesteinen bewegen werde, die einen glatten und raschen Arbeitsfortschritt gewährleisten. Detaillierte geologische Begehungen des Gebietes, deren Resultate in einer geologischen Karte im Maßstabe 1 : 25000 vorgelegt wurden, ergaben jedoch, daß innerhalb des zu durchquerenden Triasgebirges in drei parallelen Zonen, von denen zwei auf die Nordseite, eine auf die Südseite der Kette entfallen, paläozoische Schichten zum Aufbruche gelangen, die zum großen Teile aus tonreichen, schieferigen, für den Tunnelbau ungünstigen Gesteinsarten bestehen. Vor allem habe ich auf die Schwierigkeiten hingewiesen, welche bei der Durchörterung der obercarbonischen Schichten zu gewärtigen sein dürften. »Die carbonischen Schiefer mit ihrer Rutschflächenstruktur« wurden als »ein wasseraufnahmefähiges, druckreiches, für den Tunnelbau höchst ungünstiges Gestein« bezeichnet; es wurde das Auftreten von »Schlagwettern« in diesem Schichtkomplex in Aussicht gestellt und darauf aufmerksam gemacht, daß mit Rücksicht auf alle diese Umstände die auf das Carbon entfallende Tunnelstrecke von nahezu 4 km »eine möglichst hohe Präliminierung der Baukosten« erfordere.<sup>1</sup> Da von den erübrigenden 6 km der Gesamttunnellänge dem geologischen Längenprofile zufolge weitere 4 km auf Gesteinsarten entfielen, die für den Tunnelbau nur als relativ günstig bezeichnet werden konnten (Werfener Schiefer, schieferig-sandige Bildungen des Perm und tertiäre Nagelfluhbildungen mit sandigen Zwischenschichten), so gestaltete sich die Prognose für den Stoutunnel im ganzen als nicht besonders ermutigend.

In der Tat ist der Stoutunnel über das Stadium dieser Vorstudien nicht hinausgelangt.

Das k. k. Eisenbahnministerium sah sich nach Überprüfung der hier berührten älteren Projekte veranlaßt, zur Lösung der schwierigen Frage der Karawankenverquerung neuerliche Studien anzuordnen. Dieselben wurden von der inzwischen neu geschaffenen k. k. Eisenbahndirektion unter Leitung des Sektionschefs Karl Wurmb in Angriff genommen und führten im Jahre 1899 zur Feststellung einer Trasse, welche die Karawankenkette 9 km weiter in West mit einem wesentlich kürzeren Tunnel durchbricht und die außerdem den Vorzug hatte, daß sie den Interessen beider Hauptverkehrscentren Kärntens, Klagenfurt und Villach, in ausgleichender Weise Rechnung trug. Es ist das jene Linie, welche nach Sanktionierung des Gesetzes über die zweite Eisenbahnverbindung mit Triest sofort zur Ausführung gelangte.

Der in diese letzte definitive Trasse eingeschaltete Basistunnel, der gegenwärtige Karawankentunnel, besitzt eine Länge von 7976 m. Er verquert die Karawankenkette in fast rein nordsüdlicher Richtung. Das Nordportal liegt im Rosenbachtal in Kärnten, von hier zieht der Tunnel unter dem wasserscheidenden Rücken zwischen Bären- und Ardešicagraben nach Süd, unterfährt den Rožicasattel (1594 m) und damit die Grenze zwischen Kärnten und Krain und mündet bei der Ortschaft Birnbaum oberhalb Aßling in das Tal der Wurzener Save. Das Maximum der Gebirgsüberlagerung, das in die Region des Rožicasattels fällt, beträgt 956 m. Die Trasse steigt von 626 m beim Nordportal (Schwellenhöhe) mit 3 pro Mille auf eine Länge von 3768 m bis zur Kote 637·7, bleibt 250 m in der Horizontalen und fällt sodann mit 6 pro Mille auf eine Länge von 3958 m bis zu 614 m Schwellenhöhe am Südportal ab.<sup>2</sup>

Bei diesen abschließenden Trassierungsarbeiten der k. k. Eisenbahndirektion fungierte als Berater für alle die Trassenführung und die projektierten Tunnels betreffenden geologischen Fragen der Professor der k. k. Hochschule für Bodenkultur Dr. G. A. Koch, welcher seinerzeit noch als Mitglied der geologischen Reichsanstalt auch an den geologischen Studien über die Arlbergbahnprojekte beteiligt war. Professor Koch bereiste im Jahre 1899 die Trassen der Tauern-, Karawanken- und Wocheinerbahn, begutachtete die Pyhrnbahn mit dem Bosrucktunnel und endlich auch das Schlußstück des ganzen Trassenkomplexes, die Linie Görz—Triest. Die Ergebnisse seiner Untersuchungen wurden in Spezial-

<sup>1</sup> Vgl. den Auszug aus dem hier zitierten Gutachten in dem Technisch-kommerziellen Bericht über die zweite Eisenbahnverbindung mit Triest. Beilage zur Regierungsvorlage, Wien 1900, I. Ausgabe, p. 34 bis 36.

<sup>2</sup> Ich entnehme diese und eine Anzahl anderer technischen Daten der ausgezeichneten Darstellung von Hofrat Hannack über die Tunnels der neuen Alpenbahnen in: Geschichte der Eisenbahnen der österreichisch-ungarischen Monarchie. Teschen 1909.

berichten an die k. k. Eisenbahndirektion niedergelegt; auszugsweise Mitteilungen darüber finden sich in den von Koch selbst redigierten geologischen Abschnitten des früher zitierten Technisch-kommerziellen Berichtes zur Regierungsvorlage.<sup>1</sup>

Als die Durchführung des Baues der neuen Alpenbahnen durch das Gesetz vom 6. Juni 1901 bereits gesichert erschien, wurde in einer Sitzung der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften die Frage angeregt, in welcher Weise das reiche Beobachtungsmaterial, das durch diese Arbeiten, insbesondere durch die Tunnelierung breiterer Gebirgswälle in Aussicht gestellt wurde, der wissenschaftlichen Verwertung zugeführt werden könnte. Eine von der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Kaiserlichen Akademie zu diesem Behufe eingesetzte Kommission richtete zunächst in dieser Angelegenheit eine Denkschrift an das k. k. Eisenbahnministerium und lud gleichzeitig die Direktion der Geologischen Reichsanstalt zur Mitwirkung an den bevorstehenden Arbeiten ein. Nach Erledigung der allgemeineren Vorfragen wurde sodann im Schoße der akademischen Tunnelkommission unter Zuziehung von Vertretern der Geologischen Reichsanstalt und im Einvernehmen mit der k. k. Eisenbahndirektion eine Instruktion ausgearbeitet, nach welcher die Ingenieure der k. k. Tunnelbauleitungen unter zeitweiliger Kontrolle von Fachgeologen die beim Tunnelbau sich ergebenden Aufschlüsse fortlaufend zu registrieren und graphisch darzustellen, Belegstücke der durchörterten Gesteinsarten zu sammeln und regelmäßige Messungen der Gesteinstemperaturen vorzunehmen hätten, während von den hiezu designierten Fachgeologen korrespondierende geologische Aufnahmen über Tag durchzuführen wären. Im Sinne dieser Instruktion wurde dem Verfasser des vorliegenden Berichtes die Obsorge für das auf die Tunnelierung der Karawankenkette bezügliche Beobachtungsmaterial anvertraut.

Noch im Juni 1901 wurde hier und zwar gleichzeitig an beiden Seiten des Gebirges, die Auffahrung des Richtstollens mittels Handbohrung in Angriff genommen. Im Jänner 1902 richtete die k. k. Eisenbahndirektion an mich das Ersuchen, als Beilage für die im Frühjahr 1902 geplante öffentliche Bauausschreibung ein geologisches Längenprofil des Karawankentunnels im Maßstabe 1 : 10.000 zur Verfügung zu stellen, ähnlich jenen Entwürfen, die ich im Jahre 1894 dem Projekte des Wocheiner und des Stoutunnels beigelegt hatte.<sup>2</sup> Das Profil sollte über die zu durchfahrenden Gesteinsarten, deren Mächtigkeitsverhältnisse und tektonischen Verband orientieren und die Möglichkeit bieten, die Kostenberechnung mit der Beschaffenheit des Gebirges in Einklang zu bringen. Ich besichtigte zu diesem Zwecke in der Zeit vom 15. bis 20. Jänner 1902 die geologischen Aufschlüsse an den beiden Angriffspunkten des Karawankentunnels; in Rosenbach und in Birnbaum hatte man damals zusammen erst 500 m Richtstollen aufgefahren.<sup>3</sup> Beobachtungen an der Oberfläche des Gebirges waren der Jahreszeit wegen nur in sehr beschränktem Ausmaße möglich und ich war in dieser Hinsicht hauptsächlich auf jene Erfahrungen angewiesen, welche ich im vorhergehenden Herbst bei Begehungen des Hauptkammes und der Südabdachung des Gebirges vom Savetal aus gewonnen hatte. Das auf diesen Grundlagen aufgebaute Längenprofil wurde noch im Jänner 1902 der Baudirektion übergeben und sodann für das Bauvergebungsoperat in Lithographie vervielfältigt. Wir werden auf diesen ersten Profilentwurf bei der Besprechung der geologischen Prognose des Karawankentunnels ausführlicher zurückkommen.

Am 14. April 1902 wurde die Bauausführung des Tunnels und der offenen Anschlußstrecken, soweit dieselben im Bereiche der Dammschüttungen aus Tunnelausbruchsmaterial liegen, der Bauunternehmung E. Groß & Co. übertragen. Die nun bereits mit maschineller Bohrung betriebenen Aufschlußarbeiten hielten anfangs im Norden und Süden ziemlich gleichen Schritt. Mit dem Eintritt in

<sup>1</sup> Man vergleiche insbesondere die II. Ausgabe, Wien 1901.

<sup>2</sup> Das für die Projektstudie der alten Wocheiner Linie aus dem Jahre 1894 gezeichnete Längenprofil des Wocheiner Tunnels konnte direkt als Beilage für das Bauvergebungsoperat verwendet werden, da die neue Tunneltrasse nur wenig von jener des ersten Projektes abweicht. Dr. F. Kossmat hat in seiner Geologie des Wocheiner Tunnels (Wien 1907) diesen Durchschnitt reproduziert und auf Grund der tatsächlichen Ergebnisse der Tunnelierung kritisch beleuchtet.

<sup>3</sup> Vgl. den Bericht im Anzeiger der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften 1902, Nr. VIII, p. 77 bis 78.

die Zone der obercarbonischen Schichtgesteine verlangsamte sich jedoch im Süden der Arbeitsfortschritt.

Die ungünstige Vorhersage, welche ich im Jahre 1894 anlässlich der Begutachtung des Stoutunnels an diese Schichtgruppe geknüpft hatte, erfüllte sich nun hier Punkt für Punkt. Der ungewöhnlich starke Gebirgsdruck, dem die kräftigsten Einbaue auf die Dauer nicht zu widerstehen vermochten, und der stete Kampf mit einem anderen in seinen Schlägen unberechenbaren Feinde, dem Methangas, gestalteten die Aufschlußarbeiten in der fast 2 km langen Carbonstrecke des Südstollens zu einer außerordentlich schwierigen technischen Aufgabe, welche alle Beteiligten zur äußersten Anspannung der Kräfte nötigte. Das einzige günstige Moment lag in dem Umstande, daß bei der Durchörterung der obercarbonischen Schichten nur spärliche Wasserzuflüsse erschlossen wurden. Auf große Strecken hin erwies sich das Gebirge als vollkommen trocken. Als man daher an der Südgrenze des Carbons am Beginne des vierten Kilometers in wasserführende Triasschichten eintrat, erschien es ratsam, behufs Sicherstellung der bereits durchörterten Carbonstrecke den weiteren Stollenvortrieb von Süd her vollständig zu sistieren und den Durchschlag nur von der Nordseite her anzustreben. So kam es, daß von Birnbaum aus nur etwa drei Achtel, von dem nördlichen Angriffspunkte dagegen nahezu fünf Achtel der Gesamtstollenlänge aufgefahren worden sind.

Am 17. Mai 1905 erfolgte bei Stollenmeter 4892 der Nordseite der Durchschlag des Sohlstollens, anfangs Juni 1906 war die Tunnelröhre der Nordseite samt Oberbau vollendet und im Oktober desselben Jahres konnte die Karawankenlinie dem Verkehr übergeben werden.

Die den beiden Tunnelbauleitungen in Rosenbachtal und Birnbaum zugeteilten Herren Ingenieure haben sich bereitwilligst der Mühe unterzogen, neben der Erfüllung ihrer anstrengenden dienstlichen Obliegenheiten auch noch für die Fixierung des geologischen Beobachtungsmateriales Sorge zu tragen. In jeder der beiden Tunnelbaustationen entstand unter steter Kontrolle durch die Abteilungsvorstände, die Herren k. k. Bauinspektoren F. Gamillscheg und W. Dürr, eine instruktive Sammlung von Belegstücken des Ausbruchsmateriales, erläutert durch besondere im Sinne der oberwähnten Instruktion geführten Protokolle. Die auf den Nordstollen bezügliche Gesteinssammlung umfaßt 176, jene des Südstollens 135 Nummern; jede dieser Nummern erscheint durch mehrere Handstücke belegt, von welchen je zwei für die an die Geologische Reichsanstalt zu expedierende Suite bestimmt waren.

Meine eigenen Tunnelbefahrungen fanden in solchen Intervallen statt, daß ich immer an den Endpunkt der letzten Begehung anknüpfen konnte, so daß mir schließlich ein vollkommen lückenloses Bild der im Tunnel aufgefahrenen Gesteinsarten und ihrer Lagerung zur Verfügung stand. Nur in der Carbonstrecke des Südstollens wären meine Befahrungsnotizen nicht hinreichend gewesen, ein geschlossenes Bild des Gesteinswechsels und der komplizierten Faltendetails zu entwerfen. Des starken Gebirgsdruckes wegen erforderte hier jede Aufschlußstrecke sofortigen Einbau und ich fand daher meist nur vor Ort oder in den gleichzeitig im Vollausbruch befindlichen Ringen Gelegenheit zu eigenen Beobachtungen. Für diesen Teil des Tunnels konnte ich mich aber auf die Arbeiten zweier Ingenieure der k. k. Bauleitung in Birnbaum, der Herren Gottfried Köthe und Robert Franz stützen, die keine Mühe gescheut haben, um auch jenem Teile der offiziellen Instruktion zu entsprechen, welcher die fortlaufende graphische Darstellung der Aufschlüsse als wünschenswert bezeichnete. Sie entwarfen für die Aufschlußstrecke von Stollenmeter 1340 bis 3008 nach den Entblößungen an der westlichen Ulme ein geologisches Längenprofil im Maßstabe 1 : 250. Dasselbe erläutert in trefflicher Weise den lebhaften Gesteinswechsel innerhalb des obercarbonischen Schichtenverbandes und gibt ein getreues Abbild der komplizierten Fältelungen und Zerknitterungen in den gewissermaßen halbplastischen Schiefen sowie anderseits der eigentümlichen Zerstückelung und Deformierung, welche geringmächtige Einlagerungen härteren Gesteinsmateriales innerhalb der Zonen stärkeren Gebirgsdruckes erlitten haben. Auf Taf. III wurde ein Ausschnitt aus diesem geologischen Detailprofil reproduziert.

Herrn Ingenieur R. Franz verdanke ich außerdem mehrere instruktive geologische Detailskizzen aus der Carbonstrecke und aus der Durchschlagsregion, von welchen Reproduktionen in die betreffenden Abschnitte der Tunnelbeschreibung eingerückt werden konnten (vgl. Fig. 20 bis 25 und 29).

Meine eigenen geologischen Aufnahmen und Untersuchungen im Tunnelgebiete wurden durch die k. k. Eisenbahnbaudirektion in wirksamer Weise gefördert. Für wiederholte entgegenkommende Unterstützung meiner Arbeiten bin ich insbesondere Herrn Hofrat J. Hannack, den Herren k. k. Bauinspektoren F. Gamillscheg und W. Dürr sowie dem Leiter der Bauunternehmung Herrn k. k. Baurat A. Ritter v. Pischhof verpflichtet. Es ist mir ein besonderes Vergnügen, allen den Genannten auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank aussprechen zu können.

## Einige Grundzüge des geologischen Baues der Westkarawanken.

(Hiezu Tafel I.)

Der zwischen dem Loiblpasse und dem Wurzener Sattel, beziehungsweise der Gailitzspalte liegende Abschnitt der Karawanken, welchen man als Westkarawanken zu bezeichnen pflegt, ist seit den von Peters<sup>1</sup> durchgeführten geologischen Übersichtsaufnahmen der Geologischen Reichsanstalt im Jahre 1855 nicht mehr Gegenstand systematischer geologischer Untersuchungen gewesen. Erst die den Westabschnitt der Karawanken betreffenden Projektstudien für eine zweite Eisenbahnverbindung mit Triest boten die Anregung zu spezielleren geologischen Begehungen einzelner Teile dieses Gebirges, so im Jahre 1891 des Loiblgebietes, im Jahre 1894 der Gebirgsgruppe des Stou, und bildeten weiterhin die Veranlassung, daß die Geologische Reichsanstalt nach Abschluß der Kartierungsarbeiten in Südsteiermark die offiziellen Aufnahmen in diese westlicheren Gebiete der Südalpen verlegte. Hiebei wurde dem Verfasser des vorliegenden Berichtes die geologische Kartierung des südlich der Drau gelegenen Gebirgslandes, soweit es auf den Spezialkartenblättern Villach—Klagenfurt (Zone 19, Kol. X) und Radmannsdorf (Zone 20, Kol. X) zur Darstellung gelangt, übertragen.

In dem Gebirgsabschnitt zwischen Drau und Savetal, der hier zunächst in Betracht kommt, erschien diese Aufgabe durch den Umstand wesentlich erleichtert, daß im Osten wie im Westen an ein bereits genauer untersuchtes Terrain angeschlossen werden konnte: im Osten an die im Jahre 1895 veröffentlichte geologische Karte der Ostkarawanken und Steiner Alpen,<sup>2</sup> im Westen an das durch grundlegende stratigraphische Ergebnisse bedeutungsvolle Studiengebiet G. Stache's und an die jüngeren Kartenpublikationen von F. Frech<sup>3</sup> und G. Geyer<sup>4</sup> über die Gailtaler Alpen und die Karnische Hauptkette. In bezug auf die Schichtenfolge, die facielle Gliederung und die Lücken in der Sedimentbildung gilt für das Gebiet zwischen Loibl- und Wurzener Sattel dasselbe Schema, das für die Anschlußterrains im Osten und Westen festgestellt werden konnte, und ich kann daher unter Hinweis auf die eben genannten Veröffentlichungen wohl von einer zusammenhängenden Darstellung der stratigraphischen Verhältnisse absehen und sogleich in die Besprechung einiger für das Gesamtbild des Gebirges bezeichnenden Ergebnisse der Neuaufnahmen eintreten.

### I. Eine Tonalitintrusion am Nordrande der Westkarawanken.

Eines der auffallendsten Ergebnisse der Neuaufnahmen war hier die Auffindung einer Durchbruchstelle tonalitischer Gesteine am Nordfuße des Gebirges, durch welche die weite Lücke überbrückt wird,

<sup>1</sup> K. Peters, Bericht über die geologischen Aufnahmen in Kärnten, Krain und dem Görzer Gebiet im Jahre 1855. 2. Die Karawankenkette. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1856, VII. Bd. p. 629 bis 691.

<sup>2</sup> F. Teller, Geologische Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen) in vier Blättern, mit einem Heft Erläuterungen, p. 1 bis 262. Wien 1895.

<sup>3</sup> F. Frech, Geologische Karte der Karnischen Alpen sowie der angrenzenden Gailthaler und Venezianer Berge im Maßstabe 1 : 75000; und: Die Karnischen Alpen, ein Beitrag zur vergleichenden Gebirgstektonik. Halle 1892 bis 1894.

<sup>4</sup> G. Geyer, Die Blätter Oberdrauburg-Mauthen und Sillian—St. Stefano der geologischen Spezialkarte mit je einem Heft Erläuterungen. Wien 1901 und 1902.

die bisher zwischen der Tonalitintrusion von Schwarzenbach—Eisenkappel und jener Osttirols bestand. Die Gesteine treten nahe der Westgrenze des Kartenblattes Villach—Klagenfurt, 5 km südlich von Warmbad Villach, innerhalb des Verbreitungsgebietes der mächtig entwickelten jungtertiären und glazialen Vorlagen des älteren Gebirges zutage. Die Erosion hat den Tonalit an drei Stellen bloßgelegt. Der westlichste Aufschluß liegt an dem linken Steilrand des Feistritzgrabens unmittelbar südlich von der Brücke, welche in der Spezialkarte die Kote 644 trägt. Es zieht hier der Fahrweg von Susalitsch zur Säge am Ausgange der Feistritzschlucht und nach dem Gehöfte Kopainig durch. Der genannten Brücke zunächst stehen dunkle biotitreiche Flaser-tonalite an,<sup>1</sup> welche mit 25° in NNW verflächen. In ihrem Liegenden treten flaserig-struierte Gesteine von lichterer Färbung und endlich ein massiges helles Gestein auf, das den normalen Kerntonalit repräsentiert. Bänke von Flaser-tonalit sind auch an dem Fahrwege, welcher oberhalb der Kante des Steilrandes der Feistritz zu den Bergwiesen »Na hubach« hinaufführt, in einer Längserstreckung von etwa 100 Schritten aufgeschlossen. Der Tonalit wird im Hohlwegseinschnitt von handbreiten Aplitgängen durchsetzt. In der Taltiefe folgt jenseits des Aufschlusses von massigem Tonalit nach einer kurzen Unterbrechung durch Gehängeschutt eine Entblößung von bläulichgrauem Bänderkalk, einem Gliede der am Fuße des Gebirges entwickelten silurischen Schichtenreihe. Wenn auch der Kontakt selbst der Beobachtung nicht zugänglich ist, so unterliegt es doch keinem Zweifel, daß es silurische Schichten sind, welche die Tonalitzone nach Süd begrenzen.

600 m in Ost von der Brücke über die Feistritz bietet eine enge Waldschlucht, die sich gegen Techanting hin öffnet, einen zweiten Durchschnitt durch die Intrusivmasse. Derselbe reicht zwar nicht bis an den Südrand des Tonalitkerns heran wie jener im Feistritzgraben, ergänzt aber das Profil nach der entgegengesetzten Richtung. Ich fand hier in der nördlichen Vorlage des Flaser-tonalits eine Zone jener dunklen, biotit- und andalusitführenden Schieferhörnfelse, welche für die Umhüllung der Tonalitkerne so charakteristisch sind. Die Gesteine gleichen vollständig den metamorphen Hüllschiefern, welche den Tonalit von Eisenkappel nordwärts überlagern und deren petrographischen Bestand die Untersuchungen von Graber<sup>2</sup> klargelegt haben. Von besonderem Interesse ist es, daß diese Hüllschiefer hier nicht dem Tonalit auflagern, sondern mit 50° in SSO verflächen, also gegen den Tonalit einfallen.

In einem Abstände von weiteren 400 m nach Ost fand ich einen dritten Tonalitaufschluß; er liegt am linken Ufer des Goritscher Baches in der Einsattelung Nord von Punkt 722, durch welche der Fahrweg von Goritschach nach Kopainig hindurchzieht. In einem Hohlwegseinschnitt sieht man unter der glazialen Schuttdecke beiderseits Anbrüche von Tonalit mit leistenförmig hervortretendem Aplitgeäder und vereinzelten dunklen Schlieren von sphäroidischem Umriß. Das Gestein erscheint jedoch meist zu mürbem Grus zerfallen.<sup>3</sup> Diese Aufschlüsse bilden das östlichste Vorkommen anstehenden Tonalits in diesem Gebiete.

<sup>1</sup> Die dunkel gefärbten, an Hornblende und Glimmer reichen schiefrigen Gesteine, welche sich hier in die hangenden Bänke des Flaser-tonalits einschalten, sind es offenbar, welche von Peters bei der ersten geologischen Aufnahme des Gebietes beobachtet und als ein Wiederauflauchen der kristallinen Schiefer des Gailtales gedeutet wurden. Peters (l. c. p. 630) sagt hierüber: »Das kristallinische Grundgebirge, welches an den Gailtalgehängen noch um den Nötschgraben eine anschnliche Höhe erreicht, ist in diesem Teile der Karawanken gänzlich in die Tiefe gesunken. Nur an der Mündung des Feistritzgrabens, südöstlich von Federaun und südwestlich von Malestig, in einem der kleinen Quergräben, welche die Kette an der Nordseite durchfurchen, zeigte sich eine winzige Partie von grünem Amphibolschiefer, ohne Zweifel als oberste Schichte des Glimmerschieferkomplexes, der anderwärts von den ausgedehnten Schottermassen älterer und jüngerer Entstehung bedeckt wird.« Bei der Aufmerksamkeit, welche Peters schon damals den ortsfremden Gesteinen widmete, ist es ganz unwahrscheinlich, daß hier eine Verwechslung mit den im Erratum des Gebietes weitverbreiteten Hornblendeschiefern und Amphiboliten vorliegt.

<sup>2</sup> H. V. Graber, Die Aufbruchzone von Eruptiv- und Schiefergesteinen in Südkärnten. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1907, 47. Bd., 2. Heft, p. 225.

<sup>3</sup> Auf diese Anbrüche von mürbem Tonalit bezieht sich eine Stelle in Frech's »Karnischen Alpen«, die mir erst nach meiner Rückkehr aus dem Aufnahmegebiete zu Gesicht gekommen ist. Frech schreibt (l. c. p. 11) nach einem Hinweis darauf, daß er diesen Teil der Westkarawanken nur gelegentlich einer flüchtigen Seitentour berührt habe, wie folgt: »Besondere Beachtung verdient das Vorkommen eines silurischen Eruptivgesteines, das, allseitig von Moränen umgeben, im Goritscher Bache bei der Höhenkote



In der Region, in welcher nach Ost hin die Verbindung mit dem Tonalitbogen von Eisenkappel—Schwarzenbach gesucht werden müßte, konnte ich an zwei Stellen im Bereiche der glazialen Schuttbedeckung Tonalitgeschiebe nachweisen. Der erste Fundpunkt liegt an der rechten Seite des Goritscher Grabens im Anstieg zu den Bergwiesen mit Kote 717, also in der streichenden Fortsetzung des tonalitisches Gesteinszuges und nur etwa 500 m von dem letztbesprochenen Aufschluß entfernt. Ein zweites Vorkommen losen Tonalits fand ich 13 km weiter in Ost, dort, wo der Fahrweg von Rosenbach nach Schlatten das Bahngeleise übersetzt hat und gegen den Hohlwegseinschnitt anzusteigen beginnt. Es ist ein typisches Geschiebe von etwas über Faustgröße, das den glazialen Schottern der Terrasse entstammt und hier mit Geschieben anderer ortsfremder Gesteine, unter denen durch ihre Häufigkeit besonders Serpentine auffallen, vergesellschaftet ist. Meine Bemühungen, in dem zunächst benachbarten Gebiete Spuren anstehenden Tonalits aufzufinden, waren erfolglos.

Für die tonalitische Intrusionszone am Nordfuß der Westkarawanken ergibt sich nach den hier mitgeteilten Daten eine Aufschlußlänge von 1000 m bei einer Maximalbreite von 200 m. Die Aufschlüsse sind nicht nur als Fixpunkt für den Verlauf des großen Tonalitbogens von Interesse, sie bieten auch einiges Material zu vergleichend-geologischen Betrachtungen. In dem kleinen Bogensegment beobachtet man ebenso wie im Tonalitzug Eisenkappel—Schwarzenbach ausgezeichnete bankförmige Gliederung der Plaser-tonalite mit nördlichem Verflachen und in der Hangendregion metamorphe Schiefergesteine, dieselben biotit- und andalusitführenden schieferigen Hornfelse, welche in Ostkärnten den Nordrand des Tonalitzuges begleiten. Die Granitdurchbrüche, welche in den Ostkarawanken das Bild der Intrusivregion vervollständigen, fehlen hier oder sind wenigstens nicht aufgeschlossen, dagegen läßt sich feststellen, daß die metamorphen Hülschiefer in beiden Gebieten nordwärts von altpaläozoischen Sedimenten überlagert werden, im Osten von den bekannten Grünschiefern und Tuffen mit Diabaslagermassen, in Westen von normalen untersilurischen Tonschiefern und Sandsteinen, welche im Abstiege zur Gail noch 1600 m nördlich von dem Tonalit unter der Glazialschuttdecke hervortreten (Abstieg vom Stiegerhof nach Techanting). Erst am Nordufer der Gail heben sich mit felsigem Steilabfall, der dem Durchstreichen des Gailbruches entspricht, die Ausläufer der Triaskalke des Dobratsch heraus, so daß die Breite der die Tonalitintrusion nördlich umrahmenden Silurzone auf rund 3 km geschätzt werden kann. Das ist fast genau dieselbe Ziffer, die man in einem vom Tonalit des Remscheniggrabens zur Petzen ziehenden Durchschnitt für die Breite der Zone altpaläozoischer Schichten in der nördlichen Vorlage dieses Eruptivgesteines im Blatte Eisenkappel-Kanker erhält.

Der im Feistritzgraben aufgeschlossene Südrand der Tonalitzone kann im Zusammenhange mit den aus den Ostkarawanken bekannt gewordenen Verhältnissen nur als eine tektonische Linie, als ein Längsbruch aufgefaßt werden. Der Tonalit tritt hier unmittelbar mit obersilurischem Bänderkalk in Berührung, während in den Ostkarawanken die verschiedensten Glieder der dort entwickelten Schichtgruppen vom Obercarbon bis zum Untermiocän an den Tonalitrand herantreten. Dadurch wird ja eben der tektonische Charakter dieser Linie klar beleuchtet.

Im südsteirischen Anteil des Tonalitbogens konnten in dessen südlicher Begrenzung an einer Stelle auch die metamorphen Schiefergebilde nachgewiesen werden, welche die Intrusionsmasse nordwärts

---

074 m anstehend gefunden wurde. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß die durch jüngeres Alluvium ausgefüllte, dem allgemeinen Streichen folgende Depression zwischen den nördlichen Kalkhöhen und dem Abfall des Gebirges einem Schieferzug entspricht, dem das Eruptivgestein eingelagert ist. Das letztere ist an dem einzigen bisher beobachteten Aufschluß vollkommen vermorscht. Doch kann man wahrnehmen, daß die Struktur im allgemeinen massig, hier und da auch geschiefert ist. Etwas besser scheinen die in den Moränen, zum Beispiel bei Techanting vorkommenden Geschiebe erhalten zu sein. Leider sind die gesammelten Stücke aus der Kiste während der Bahnbeförderung abhanden gekommen. Das Gestein ähnelt einem Diorit und bestand aus großen, wohlausgebildeten Kristallen von dunkelgrüner (? Hornblende) und weißer Farbe (? Feldspat).

Frech ist also dem wahren Sachverhalte schon näher gekommen als Peters, dem nur die hornblendereichen schieferigen Abänderungen bekannt geworden sein dürften. Die nähere Untersuchung des aufgesammelten Materiales würde gewiß zur Erkenntnis geführt haben, daß hier ein Gestein vom Tonalittypus vorliegt.

überlagern. Ich gelangte hiedurch zur Anschauung, daß diese Hüllschiefer das älteste Schichtglied eines OW streichenden Faltenwurfes darstellen, welcher nach Einpressung des Tonalitmagmas durch in Nord vordringende Überschiebungen in die gegenwärtigen, an parallelen Längsstörungen sich abstuftenden Aufbruchszonen umgestaltet wurde.<sup>1</sup>

Die Verhältnisse, unter welchen der Tonalit in den Westkarawanken zutage tritt, lassen sich ganz gut in den Rahmen dieser Vorstellung einfügen. Als ältestes Glied der Schichtfolge erscheinen auch hier, dem Nordrand der Tonalitzone unmittelbar sich anschließend, kontaktmetamorphe Schiefergesteine, welche jedenfalls die Basis der normalen altpaläozoischen Sedimente gebildet haben. Diese selbst breiten sich nun zu beiden Seiten der Intrusivregion aus, im Norden vielfach verhüllt durch glaziale Aufschüttungen, im Süden in zusammenhängenden Aufschlüssen den Sockel der Karawanken bildend.

## 2. Die Silur-Devonbildungen der nördlichen Gebirgsbasis und die übergreifende permische und triadische Schichtenfolge.

In den tief einschneidenden Erosionsrinnen des Feistritz-, Goritscher und Rauscherbaches erhält man einen guten Einblick in die Gliederung und den tektonischen Aufbau dieser Ablagerungen. Tonschiefer, Sandsteine und dickbankige Grauwacken des Untersilur bilden das tiefste Glied der Schichtfolge; ein Niveau von dunklen Kieselschiefern und schwarzen, dünnplattig spaltenden Gesteinen vom Habitus der Graptolithenschiefer des Osterniggebietes bezeichnet die untere Grenze des Obersilur; dieses selbst besteht der Hauptsache nach aus kalkigen Schichtgliedern: gut gebankten Tonflaserkalken, rötlichen und bräunlichen Kalksteinen mit Orthoceren und endlich den mannigfaltigen Gesteinen der Bänderkalkfacies. Als jüngstes Glied der Schichtfolge erscheinen helle bis dunkelgraue, oft auch rötlich geflammte dickbankige bis massige Kalksteine mit Crinoiden und Korallen, die schon als Unterdevon zu betrachten sein dürften.

Diese ganze lithologisch so reich gegliederte Schichtfolge verflächt in Süd unter Winkeln von 45 bis 60°; flachere Lagerung ist selten, senkrechte Schichtstellung nur auf schmale Zonen beschränkt. Wir stehen vor dem Schichtkopf eines isoklinen Falten-systemes, aus welchem die obersilurischen Kalkzüge in mehreren übereinanderliegenden steilwandigen Stufen heraustreten. Im Feistritztale lassen sich vier solcher Stufen unterscheiden, welche als die Grenzmarken von ebenso vielen nach Nord überschobenen Schichtenbündeln oder Schuppen aufzufassen sind. Die tiefste dieser Schuppen beginnt mit der Zone von Bänderkalk, welche unmittelbar an den Südrand der Tonalitintrusion anschließt. Die inverse Lagerung der andalusitführenden Schieferhornfelse am Nordrand des Tonalits wird hiedurch unserem Verständnisse näher gerückt. Der Tonalit liegt in einer nach Nord überschobenen Hüllschieferantiklinale, von welcher nur der Nordflügel noch der Beobachtung zugänglich ist, während der Südflügel von den in gleicher Richtung vordringenden Silurschuppen überschritten wurde. Der antiklinale Schichtenbau ist also im Bereiche dieses Abschnittes der Tonalitzone in gewissem Sinne noch klarer ausgesprochen als in den Ostkarawanken.

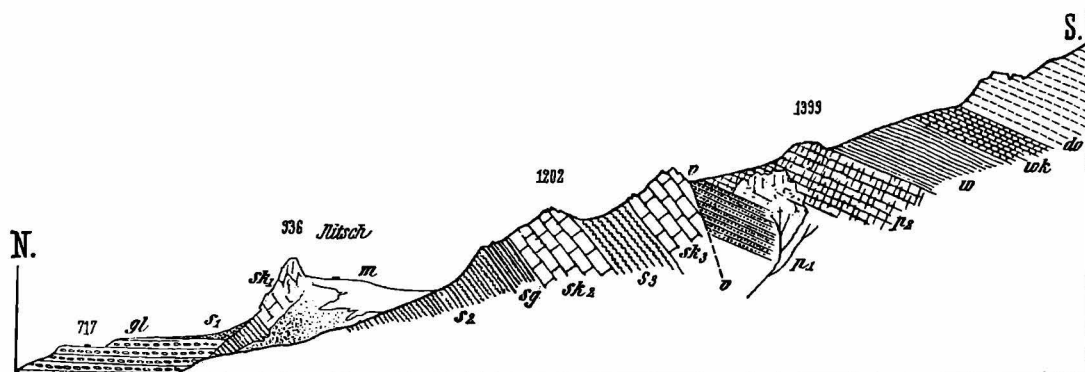
Im westlichen Abschnitt der Karnischen Hauptkette werden die steil aufgefalteten altpaläozoischen Gebilde bekanntlich diskordant von flachliegendem Obercarbon und Perm und weiterhin von Ausläufern der Triasplatte der Julischen Alpen überlagert. Auch in den Westkarawanken folgt über den in Schuppen übereinandergeschobenen Silur-Devonbildungen des Gebirgssockels eine durch flache, fast ungestörte Lagerung ausgezeichnete jüngere Schichtfolge. Dieselbe beginnt mit dem Grödener Sandstein und einer dem Bellerophonkalk äquivalenten Dolomitstufe, über welcher in normaler südalpiner Entwicklung die Ablagerungen der Triasformation folgen. Im Ursprungsgebiet des Feistritzgrabens reicht der Komplex der silurischen Schiefer und Grauwacken bis zu 1400 m Seehöhe empor. Das Silur unterteuft die jüngere

<sup>1</sup> Erläuterungen zum Blatte Eisenkappel—Kanker 1898, p. 13.

Schichtfolge ausnahmsweise unter flachen, wenig über 30° hinausgehenden Winkeln, so daß die Diskordanz zwischen den beiden Schichtgruppen im Kartenbilde gar nicht zum Ausdruck kommt. Schon in dem östlich benachbarten Goritscher Graben ist die Diskordanz eine auffälligere. Zur Erläuterung mag ein Durchschnitt durch den Rücken an der Ostseite des Goritscher Grabens dienen, dessen Umriss ich von der Anhöhe oberhalb des Gehöftes Truppe skizziert habe.

In der Tiefe sehen wir die Bergwiese mit Kote 717, welche den Durchgangspunkt der von Glazialbildungen bedeckten Zone von Tonalit bezeichnet. Hier fanden sich die früher erwähnten erratischen Tonalitgeschiebe. Über einer schlecht aufgeschlossenen Region untersilurischer Schiefer und Sandsteine folgt der Schichtkopf jenes mächtigen obersilurischen Kalkzuges, welcher sich als scharf ausgeprägte Wandstufe nach West bis über die Blattgrenze hinaus ins Gebiet des Korpitschgrabens verfolgen läßt. Diesem Kalkzug gehört die Gipfelkote 936 an. Auf der Höhe dieser Stufe liegen auf Moränenresten die Gehöfte Truppe und Ilitsch. Am Fuße der Ilitschwand beobachtet man lose Schollen von roten, eisen-schüssigen Kalkschiefern, wie sie auch anderwärts an der Basis des Obersilurs auftreten. Die ersten

Fig. 1.



Profil durch den Goritscher Graben an der Nordseite der Karawanken.

- |  |   |
|--|---|
| $s_1, s_2, s_3$ = Untersilurische Schiefer und Grauwacken.   | $w$ = Untere Werfener Schichten.  |
| $sg$ = Dünnpfältige kieselige Kalke und bituminöse Schiefer. | $wk$ = Kalkige Bänke der oberen Werfener Schichten.                     |
| $sk_1, sk_2, sk_3$ = Obersilurische Kalkniveaus.             | $do$ = Anisische Dolomite.  |
| $p_1$ = Grödener Sandstein.                                  | $gl$ = Glazialschotter auf jungtertiären Konglomeraten und Sandsteinen. |
| $p_2$ = Bellerophon dolomit.                                 | $m$ = Grundmoräne.  |
|  | $v$ = Hochwipfelbruch.  |

anstehenden Gesteine sind graue Tonflaserkalke, die mit 50 bis 60° nach Süd einfallen; sie wechsellagern mit dünn geschichteten Kalkschiefern, die selbst durch grünlich-glänzende Serizitbelege ausgezeichnet sind. Darüber folgt dann erst die normale Bänderkalkentwicklung, dunkle bläulichschwarze, licht gebänderte Kalksteine, die aber wiederholt mit dünner geschichteten, wellig gebogenen Kalkschiefern wechsellagern. Das Verflächen ist noch immer steil, 50° in S 30 W. Im Hangenden des Bänderkalkkomplexes lagert zunächst eine schmale Zone von schwarz abfärbenden dünnplättigen Schiefen und kieseligen Kalken, zum Teil lebhaft an Graptolithenschiefer erinnernd, dann folgt, durch Gehängeschutt und ver-rutschtes Moränenmaterial überstürzt, ein zweites Mal die untersilurische Schiefer-Sandsteinentwicklung ( $s_2$ ). Im Hangenden dieser zweiten Schieferzone streicht das Lager von obersilurischem Netzkalk in den Talgrund herein, das den Gipfel 1202 der Spezialkarte bildet. Dann folgt eine dritte Zone von Untersilurgesteinen, und zwar dunkle Tonschiefer und heller gefärbte, grünlichgraue, harte Quarzsandsteine und über diesen abermals ein Lager von dunklem, weißadrigem Bänderkalk des Obersilur, das an einem scharfen Bruch gegen grellrote Schiefer und Sandsteine des Perm abschneidet.

An dem Steilabfall des Rückens zur tiefen Erosionsrinne des Goritscher Baches ist die Diskordanz zwischen dem obersilurischen Bänderkalk und den flach in Süd abdachenden Bänken von Grödener Sandstein vollkommen klar aufgeschlossen.

Die Schichten, welche nun in ruhiger Lagerung und lückenloser Folge über dem Grödener Sandstein sich aufbauen, zeigen die gewöhnliche südalpine Entwicklung. Zunächst über dem bunten Sandstein folgt eine mächtige Stufe von gut gebanktem Dolomit, in dessen Oberregion dunkle weißaderige Kalksteinbänke vom Habitus des Bellerophonkalkes eingeschaltet sind. Diese den Bellerophonschichten Südtirols entsprechenden unteren Dolomite bilden noch den felsigen Gipfel mit Kote 1399. Der daran anschließende sanftere Rücken entspricht dem Horizont der Werfener Schichten. Dieselben gliedern sich deutlich in zwei Abteilungen, eine tiefere, durch gelbliche Verwitterungsfarbe auffallende, sanfter geböschte Gehängstufe, in welcher grünliche und violette Schiefergesteine mit Myaciten- und *Pseudomonotis*-Resten anstehen, und eine höhere felsige Stufe aus grauen tonigen Kalken mit *Naticella* und *Myophoria costata*. Die darüber aufragende felsige Kammpartie besteht aus Dolomiten und Rauhwacken, welche bereits der anisischen Stufe zuzuweisen sind. Es ist das der Grenzdolomit des Triasprofils von Neumarkt.<sup>1</sup> In den oberen Verzweigungen des Rauschergrabens ist dieses Niveau besonders gut aufgeschlossen. Die schmutziggrauen, gut gebankten Dolomite alternieren hier in lebhafter Weise mit lockeren, sandig verwitternden Rauhwackenlagen, wobei die härteren Dolomitbänke deutlich als Gesimse aus den Wandprofilen heraustreten.

Im oberen Rauscherbach gewinnen wir auch einen Einblick in die hangende Fortsetzung unseres Profils. Über dem wohlgegliederten Dolomit-Rauhwackenkomplex erhebt sich eine plumpe Felsmasse, der Schichtkopf einer ungefähr 50 m mächtigen Serie dickbankiger Kalkbildungen mit Konglomerat- und Breccienstruktur, deren Basis durch eine grellrot gefärbte Lage von eisenschüssigen sandigen Tönen und glimmerigen sandigen Schiefen schärfer markiert erscheint. Die Ablagerung entspricht den bunten Konglomeraten, Breccien, Schiefen und Sandsteinen, welche an der Südseite des Gebirges, in mächtigster Entwicklung im Belzagaben und am Gehänge ober Längenfeld im Savetal, die Basis des Schlerndolomits bilden. Auch im oberen Rauscherbach werden die in massige Bänke gegliederten Kalkkonglomerate unmittelbar von Schlerndolomit überlagert. Der schon von der Draubrücke in Villach sichtbare, dunkler gefärbte Vorgipfel des Hauptkammes mit der Kote 1524 besteht aus dem harten Muschelkalkkonglomerat, die Einsattlung südlich davon aus den blendend weißen Zerfallsprodukten des zuckerkörnigen Schlerndolomits, aus welchem sich auch die darüber aufragenden felsigen Höhen des Malestiger Kogels (1801 m) und des Černi vrh (1841 m) aufbauen.

Östlich und westlich von der hier geschilderten Durchschnittslinie schaltet sich zwischen den Konglomeratbildungen und dem Schlerndolomit eine in ihrer Mächtigkeit rasch wechselnde Grenzschiefer ein, die aus dunklen plattigen Kalksteinen, grünen Porphyren und bunten Tuffen besteht. Ich beobachtete diese Schichten in den obersten Verzweigungen des Feistritzgrabens und an dem Nordabfall des Černi vrh in den Kropiunagraben. Wir werden denselben in östlicher gelegenen Paralleldurchschnitten noch des öfteren begegnen und eines dieser Vorkommnisse an der Hand eines Profils erläutern (vgl. Fig. 3 auf p. 18 [160]). Es entspricht diese auffallende Gesteinszone dem Niveau der Felsitporphyre und der bunten Tuffe von Kaltwasser bei Raibl, welche auf Grund des Fossilinhaltes der begleitenden dunklen Kalksteinlager mit den Buchensteiner Schichten identifiziert worden sind.<sup>2</sup> Die Einschaltung dieser Schichtgruppe zwischen die Konglomerat- und Dolomitstufe ermöglicht eine genauere Altersbestimmung der beiden jüngsten Horizonte unseres Profils. Es geht daraus hervor, daß die roten Schiefer und bunten Konglomerate und Breccien bereits ein sehr hohes Niveau innerhalb der anisischen Stufe repräsentieren und daß für die hellen Dolomite des Malestiger Kogels mit Rücksicht auf ihre Lagerung im Hangenden von

<sup>1</sup> F. Teller, Exkursion in das Feistritztal bei Neumarkt in Oberkrain. Führer d. IX. Intern. Geologenkongr., 1903, XI, p. 7.

<sup>2</sup> F. Kossmat, Umgebung von Raibl. Führer d. IX. Intern. Geologenkongr. 1903, XI, p. 4 bis 5.

Äquivalenten der Buchensteiner Schichten die Bezeichnung Schlerndolomit vollständig gerechtfertigt erscheint.

Die Platte von Schlerndolomit erstreckt sich nach Ost bis zum Jepcasattel. Eine im Bašica (Vašca-) Kamm, im Quellgebiet der Belza beginnende Störungslinie (Streichen W 20 S—O 20 N) schneidet den Dolomit hier geradlinig gegen eine jüngere Schichtgruppe ab, welche das durch sanft gerundete Bergformen ausgezeichnete Kammstück zwischen dem Jepcasattel (1441 m) und der Bertahütte (1587 m) übersetzt. Diese im Hangenden des Schlerndolomits lagernde Schichtfolge besteht aus dünnbankigen dunklen Kalken mit Hornstein, schwarzen Kalkschiefern und dünnschichtigen, mergelig-sandigen Gesteinen, welche in flachliegender Bankung nach OSO gegen die Bertahütte hin einfallen. Die Bertahütte selbst steht schon auf den tiefsten Bänken eines jüngeren Dolomits, der in der Gipfelpyramide des Mittagkogels in Dachsteinkalk übergeht. Innerhalb dieses jüngsten Dolomitniveaus, das sich, von West her gesehen, als ein breiter Gürtel um den Mittagkogel herumschlingt, fand ich an verschiedenen Stellen Bänke mit Megalodonten, wie sie in den Dachsteinkalken der Gipfelregion schon von Lipold konstatiert worden sind. Peters fand außerdem unweit des Gipfels einen großen Gastropoden, den er als *Chemnitzia Rosthorni* bestimmt hat.

Für die Untersuchung der Grenzregion zwischen Schlerndolomit und der nächstjüngeren kalkig-tonigen Schichtgruppe möchte ich den Jepcasattel wegen der hier durchziehenden Störung nicht als die geeignete Lokalität betrachten. Denn eine Dislokation liegt hier jedenfalls vor, wenn man auch deren Ausmaß nicht genauer festzustellen vermag. Sehr gut ist dagegen die Übergangsregion an der Westseite des Vašcakammes oberhalb der gleichnamigen Alpe aufgeschlossen.

Im Niveau der Vašcaalpe lagern über dem hellen Schlerndolomit zunächst dunkle bituminöse Gesteine von dolomitischer Beschaffenheit mit Schnüren und Bändern von schwarzem Hornstein. Sie sind dickbankig gegliedert und verflächen mit 30° in Ost. Über diesem bituminösen Grenzdolomit beobachtet man eine Wechsellagerung von dickbankigen, hellgrauen, grobspätigen Kalksteinen mit schwarzen Plattenkalken, in welche sich in dem Maße, als man zur Höhe des Kammes der Vašca ansteigt, immer häufiger dünnschichtige schiefrige Zwischenlagen einschalten. Auf der aussichtsreichen Höhe überwiegen die dünnschichtigen, mergelig-sandigen Gesteinslagen über die plattigen Kalksteine. Der ganze Schichtkomplex fällt mit 20 bis 25° in Ost. Die grauen spätigen Kalke nächst der Vašcaalpe fand ich ganz erfüllt mit den Resten einer dickschaligen Bivalve von Megalodontentypus. Die Präparation ergab, daß die Reste auf die Gattung *Physocardia* Wöhrm. zu beziehen sind. Auch die dunklen Kalkabänderungen beherbergen diese interessantesten Bivalvenreste, doch sind sie hier schwerer aus der Gesteinsumhüllung zu lösen. In den dünner geschichteten Kalken und Kalkschiefern, welche sich im Hangenden der Physocardienbänke entwickeln, beobachtet man häufig Schalenpaare von *Posidonomya wengensis*; solche Schalenabdrücke konnte ich noch in den dunklen Kalkbänken auf der Höhe des Vašcakammes konstatieren.

Auch an der Ostseite des Mittagkogels besteht die tiefste Abteilung der in Rede stehenden kalkig-tonigen Schichtgruppe aus einer Verknüpfung von bituminösen Kalken und Dolomiten mit reichlicher Hornsteinführung. Am klarsten zeigen dies die Aufschlüsse im Hintergrunde des Ardešicagrabens, der ins Rosenbachgebiet hinausmündet. Unterhalb der Talspaltung bei Kote 1015 beobachtet man daselbst zu unterst graue bis dunkle bituminöse Dolomite und dolomitische Kalke mit Kieselknollen, darüber eine dünnschichtige Zone von Plattenkalken und Kalkschiefern mit *Posidonomya wengensis*, die stellenweise durch Zwischenlagen von schwarzem Hornstein geradezu gebändert erscheinen. Über dieser besonders hornsteinreichen Schichte folgt dann eine Stufe von hellem, massigem, pfeilerförmig zerklüftetem Dolomit und in dessen Hangenden erst, etwa in der Kote 1100, das Niveau der physocardienführenden Kalke. An dem Nordabsturz der Baba, der sich zur Linken über der Anstiegsroute zur Ardešicaalpe erhebt, sieht man hart am Fuße der Wände zwischen den Isohypsen 1500 und 1700 nochmals zwei mächtige Lager von Dolomit durchstreichen, die sich durch hellere Färbung und massige Absonderungsformen scharf aus dem dunklen, kalkigen Schichtenmaterial herausheben. In dem darüber aufragenden Gipfelbau

der Baba (1892 *m*) wird die kalkig-tonige Schichtentwicklung nicht mehr durch Dolomiteinschaltungen unterbrochen.

An der Westabdachung des Babagipfels fand ich in der Kote 1600 zwischen zwei Dolomiteinschaltungen dunkle Gesteinsbänke mit Halobien, die solchen aus den Kassianer oder den Partnachschichten ähnlich sind, und damit in Verbindung gelblich-verwitternde, mergelige Kalkplatten mit langgestreckten, sägeförmig gezahnten Cidaritenstacheln, welche ebenfalls an Reste aus den Kassianer Schichten erinnern. Die Fundstelle liegt innerhalb einer flachgelagerten Schichtenfolge ungefähr 300 *m* unter dem Babagipfel und 200 *m* über der Kante der in den Mlince potok abstürzenden Wände von Schlerndolomit. Die Gesamtmächtigkeit der über dem Schlerndolomit sich aufbauenden jüngeren Schichtfolge ist also hier auf rund 500 *m* zu veranschlagen. Steigt man über die Mlincealpe nach West in die Tiefe der gleichnamigen Schlucht ab, so sieht man, daß die Dolomite, welche die genannte jüngere Schichtfolge zunächst unterlagern, dunkel gefärbt, stark bituminös und reichlich mit schwarzen Hornsteinbändern durchzogen sind. Erst 100 *m* tiefer stellt sich die normale Schlerndolomitentwicklung ein.

Die Grenze zwischen den Schichten der Baba und den im Norden des Mlincesattels aufragenden megalodontenführenden Dolomiten und Kalken des Hühnerkogels (Gebno) fällt mit einer ONO streichenden Störungslinie zusammen, an welcher eine eigentümliche, bis in den Schlerndolomit hinabgreifende, nach Süd gewendete Überfaltung der Schichten wahrzunehmen ist. Der Punkt ist daher zur Untersuchung der stratigraphischen Verhältnisse unserer Schichtgruppe an der Grenze gegen den Hauptdolomit nicht geeignet. Viel günstiger sind in dieser Beziehung die Aufschlüsse im Bereiche des Hauptkammes. Die Bertahütte steht, wie schon oben bemerkt wurde, auf schmutziggrauem, hie und da etwas bituminösem, sandig verwitterndem Dolomit, der bereits zum Gefüge der Gipfelpyramide des Mittagkogels gehört und dem Niveau des Hauptdolomites entspricht. Knapp unterhalb der Bertahütte fand ich in diesem Dolomit Durchschnitte von faustgroßen Megalodonten. An der Basis dieser Dolomite lagern, die Kalkkuppe westlich von der Bertahütte zusammensetzend, zunächst dunkelgraue bis schwarze, gut gebankte Kalke mit Schnüren und Bändern von Hornstein, die flach in OSO unter den Mittagkogel hin einfallen. Sie sind stellenweise reich an kleinen herzförmigen Bivalvendurchschnitten.

Nach West folgt nun eine zweite schütter bewaldete Kuppe, in welcher diese dickbankigen hornsteinführenden Kalke mit dünnschichtigen, schiefrig-mergeligen Gesteinen in Wechsellagerung treten. An dem steilen Nordabfall dieses Waldschopfes fand ich auf den Schichtflächen grauer Mergelplatten in großer Zahl die Schalen von *Corbis* (*Schafhäutlia*) *Mellingi*, dann *Anoplophora Münsteri* und *Gervilleia* spec., ferner in dunklen, harten, muschelrig-brechenden Kalksteinen, die mit den Mergelplatten wechsellagern, die Schalenabdrücke von *Posidonomya* aff. *wengensis*. Von besonderem Interesse ist es aber, daß in denselben Bänken, welche durch das Vorkommen von *Corbis Mellingi* charakterisiert sind, gut erhaltene Reste von *Physocardia* spec. konstatiert werden konnten, die von jenen an der Ostseite des Vašcakammes, wo sie im unteren Teil der Schichtfolge gleich über den bituminösen, hornsteinführenden Grenzdolomiten gesammelt wurden, nicht zu unterscheiden sein dürften. Ich zweifle auch nicht, daß die herzförmigen Bivalvendurchschnitte, die in den höchsten Kalkbänken an der Basis des Hauptdolomites beobachtet wurden, auf die Gattung *Physocardia* zu beziehen sind. Von dem Waldschopf, an dessen Nordabfall die Fossilreste der Raibler Schichten gesammelt wurden, bis zum Jepcasattel hinüber tritt in der Gesteinsbeschaffenheit der Schichtfolge keinerlei Änderung ein.

Die hier aufgeschlossenen jüngsten Glieder der dunklen, kalkig-tonigen Schichtfolge sind also zweifellos als eine Vertretung der südalpinen Raibler Schichten zu betrachten.<sup>1</sup>

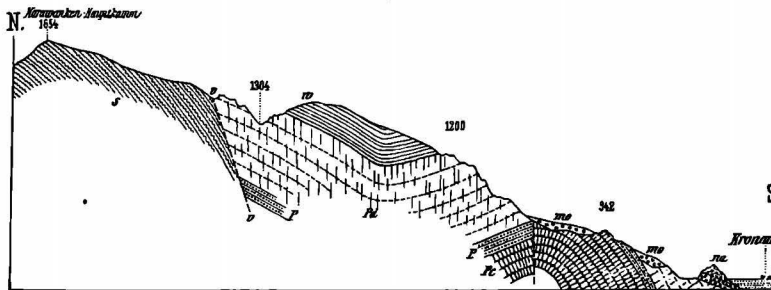
<sup>1</sup> Frech erläutert in den »Karnischen Alpen« die morphologischen Verhältnisse des Mittagkogels und der Vorhöhen von St. Kanzian durch eine auf p. 12 eingeschaltete Abbildung. Die mit SK signierten Felsentblösungen im Mittelgrund rechts entsprechen den Obersilurkalken von St. Kanzian, in deren Rücken in Übereinstimmung mit Frech's Darstellung noch eine breite Zone von silurischen Schichten am Fuße des Karawankenabhanges hinzieht. Dieselben erreichen aber nicht die Höhe des Kammes, welcher sich, wie oben geschildert wurde, bereits aus Ablagerungen der oberen Trias aufbaut. Die mit SS bezeichnete Region fällt daher in der von Berner nach Photographie gezeichneten Ansicht bereits in das Verbreitungsgebiet der Raibler Schichten, *Tr* aber sind die

Wir haben schon oben darauf hingewiesen, daß im Bereiche des Karawankenhauptkammes infolge einer durch den Jepcasattel durchstreichenden Störung nur die Hangendglieder der den Schlerndolomit überlagernden kalkig-tonigen Schichtfolge zur Beobachtung gelangen. In den Profilen an der Ostseite des Vaščakammes und an den Abdachungen der Baba gegen die Ardešica und gegen den Mlince potok reicht die hier 500 bis 600 *m* mächtige Schichtfolge sicherlich in die Kassianer Schichten hinab, umfaßt also Ablagerungen der julischen und ladinischen Stufe. Die tiefsten, mit bituminösen Dolomiten verknüpften Plattenkalke und Kalkschiefer, eine zugleich durch reiche Hornsteinführung ausgezeichnete Schichtabteilung, wie sie insbesondere der Ardešicagraben in großer Mächtigkeit aufschließt, repräsentiert aller Wahrscheinlichkeit nach das Niveau der Wengener Schichten. Es scheinen diese durch dunkle Färbung auffallenden bituminösen Dolomite in bezug auf ihre Mächtigkeitsentwicklung mit dem normalen Schlerndolomit in einem vikarierenden Verhältnisse zu stehen. Von dem Horizont der die Buchensteiner Schichten repräsentierenden Porphyre und Tuffe aufwärts besteht hier jedenfalls keine Lücke in der Sedimentation, und wenn wir hier Grenzen in die Schichtfolgen hineinlegen, so können dieselben nur künstliche und schematische sein.

### 3. Die tektonische Fortsetzung des Hochwipfelbruches und jüngere Querdislokationen.

Wir kehren nun zu unserem Durchschnitt durch die Nordabdachung des Gebirges zurück. Die Diskordanz zwischen dem altpaläozoischen Gebirgssockel und der flacher gelagerten permischen und triadischen Schichtfolge in dessen Hangenden ist tektonischer Natur und vollkommen analog jener

Fig. 2.



Profil durch den Nordabhang der Karawanken östlich vom Wurzenener Passe.

*s* = Untersilurische Schiefer und Grauwacken.

*Pc* = Permocarbonischer Rifffalk.

*P* = Bunte Breccien und rote sandige Schiefer des Perm.

*Pd* = Bellerophonolomit.

*w* = Wengener Schichten.

*na* = Nagelfluhbänke.

*mo* = Moräne.

*v* = Hochwipfelbruch.

Störungslinie, welche Frech in den »Karnischen Alpen« als Hochwipfelbruch bezeichnet hat,<sup>1</sup> ja sie ist deren unmittelbare östliche Fortsetzung. Frech hat diesen Bruch aus der karnischen Hauptkette quer über die Gailitzfurche bis an die Wurzenener Straße verfolgt und seinen Verlauf in der geologischen Karte der »Karnischen Alpen« im Maßstabe 1 : 75000 besonders herausgehoben. Im Gebiete des Überganges über die Wurzen liegt der Bruch an der Südabdachung des Gebirges, streicht aber dann, wie meine Begehung des Grenzgebietes der Blätter Bleiberg—Tarvis und Villach—Klagenfurt ergeben hat, über den

in deren Hangenden lagernden Dolomite, auf denen die Bertahütte steht. SS in der rechten oberen Ecke des Bildes bezeichnet ziemlich genau die Stelle, an welcher die oben erwähnte Störung an der Grenze von Raibler Schichten und Schlerndolomit den Jepcasattel übersetzt und in den Kropfenagraben an die Nordseite des Gebirges herübertritt.

<sup>1</sup> Frech, Karnische Alpen, p. 9, Taf. III, p. 56, und Profiltafel III, p. 58, sodann p. 435, 465, 466; man vergleiche ferner die beiden tektonischen Übersichtskarten zu diesem Abschnitt.

Schwarzriegelsattel, die tiefste Einsenkung zwischen Kamnat vrh (1655 *m*) und Vojšča (1737 *m*), wieder an die Nordabdachung des Karawankenhauptkammes hinüber.

Fig. 2 soll die Lagerungsverhältnisse erläutern, welche östlich vom Wurzener Passe unmittelbar vor dem Übertritt der Bruchlinie an die Nordseite des Gebirges herrschen. Der Durchschnitt führt in NS-Richtung vom Hauptkamm der Gebirgskette in den Talboden von Kronau hinab. Der Karawankenhauptkamm besteht hier noch aus Schiefen und Grauwackensandsteinen des Untersilur, die mit 30 bis 40° in Süd verflachen. Vom Gipfel 1654 nach Süd absteigend gelangt man in der Kote 1400 aus dem sanft geböschten Schiefergehänge plötzlich in felsige Entblößungen, welche sich aus flach gelagerten, scharf gegen den Silurschiefer abstoßenden Dolomitbänken aufbauen. Dieser Dolomit entspricht dem Niveau der Bellerophonschichten, denn in der östlichen Fortsetzung des geradlinig verlaufenden Bruches kommt jenseits der Wasserscheide gegen den Korpitschgraben, also im Nordabfall des Gebirges zur Gail, an der Basis dieser Dolomite ein nun auf eine weite Erstreckung hin zu verfolgendes Band von Grödener Sandstein zum Vorschein, während die Dolomitplatte in der Fortsetzung des Profiles nach Süd von fossilführenden Bänken des Werfener Niveaus überlagert wird. Die mächtige Folge von Triasgesteinen, welche weiter in Ost das Hangende der permischen Schichten bildet, ist hier bis auf die Werfener Schichten abgetragen worden. Diese selbst sitzen, den Untergrund ausgedehnter Bergwiesen bildend, nur als Denudationsrest auf flachmuldig gelagertem Bellerophondolomit, welcher im Steilabstieg nach Kronau als ein 200 *m* mächtiger Schichtkopf wieder zutage tritt. In der Kote 1000 ungefähr erreicht man den Oberrand einer wohlausgeprägten Terrasse, in deren südlichen Steilabfall der Bellerophondolomit ein drittes Mal zur Beobachtung gelangt, aber hier mit steil (45 bis 50°) nach Süd einschließenden Platten und als Dach einer älteren Schichtfolge. Es zeigen sich an dem genannten Steilhang in den tiefsten Bänken des Dolomits zunächst Einschaltungen von roten tonigen Schiefen, darunter bunte Kalkkonglomerate und Breccien, an deren Basis endlich helle, rötlich gefaserte dickbankige Riffkalke reich an Durchschnitten von *Schwagerina princeps*, die Äquivalente der Trogkofelschichten. Diese Riffkalke bilden den Kern einer OW streichenden Antiklinale, deren nördlicher Flügel unter dem die Terrasse überragenden Schichtkopf von Bellerophondolomit zu suchen ist.

Die mit Glazialschutt bedeckte Terrasse ist somit eine tektonische Stufe, die durch eine Längsdislokation bedingt erscheint.

Das in Fig. 2 skizzierte Profil verquert an seinem Nordende einen bewaldeten Rücken, welcher mit allen Merkmalen eines jüngeren Walles dem Fuß des älteren Gebirges vorgelagert ist. In der Tat besteht dieser Rücken aus einer weißen Kalknagelfluh mit ausgezeichneter in WNW geneigter Deltaschichtung, einer fluvioglazialen Randbildung des Seebeckens von Kronau.<sup>1</sup>

550 *m* östlich von dem geschilderten Durchschnitt überschreitet der Hochwipfelbruch die Kammlinie der Westkarawanken und zieht nun an der Nordabdachung des Gebirges hin. Die silurischen

<sup>1</sup> Schon Peters hat auf die geneigte Schichtstellung in der Konglomeratbarre zwischen Oberwurzen und Kronau hingewiesen und schloß daraus auf »nicht unbedeutende Bodenschwankungen in den jüngsten Epochen« (l. c. p. 646).

Im Süden dieses Walles geschichteter Glazialbildungen beobachtet man am Gebirgsabhang, über die steil aufgerichteten Kalk- und Dolomitbänke übergreifend, kuppenförmige Erosionsreste von Moränen, in welchen die schwarzen Schiefer und Grauwackengesteine des Wurzener Gebietes das hauptsächlichste Bestandmaterial bilden, die Moränen heben sich daher schon durch ihre dunkle Färbung auffallend von dem lichten Gesteinsuntergrund ab. Auch die Terrasse oberhalb Kote 942 ist mit Moränenmaterial bedeckt. Hier fielen mir im Glazialschutt große bestoßene und abgeschuerte Schollen von gelblichweißem Crinoidenkalk auf — eine derselben maß 0·7 *m* in der Länge —, welche nach ihren fossilen Einschlüssen, gut erhaltenen Brachiopoden und Belemniten, nur aus liasischen Ablagerungen stammen können. Das Gestein stimmt vollständig mit den lichten, von Belemnitenkeulen durchspickten Hierlatz-Crinoidenkalken überein, welche ich bei den Aufnahmen im Gebiete der Pokluka (Straße nach Mrzli studence) und in der Wochein in großer Verbreitung nachweisen konnte. Es ist diese charakteristische Facies des Lias sicherlich auch an der Nordseite der Julischen Alpen entwickelt und hier dürfte wohl das Ursprungsgebiet für diese Erratika zu suchen sein.

Das Vorkommen ist darum von besonderem Interesse, weil hiedurch die seinerzeit von Peters aufgestellte Regel durchbrochen erscheint, derzufolge im nördlichen Gelände des Savetaltes keinerlei Erratika südlicher Provenienz zu beobachten sein sollten,



Schichten, welche zu beiden Seiten des Wurzener Passes die Kammhöhen bilden, sinken allmählich in den Sockel des Gebirges hinab. Das durch seine grelle Färbung weithin leuchtende Band des Grödener Sandsteines begleitet die Südgrenze des Silurgebietes aus dem Hintergrund des Korpitschgrabens bis an den Südfall des Malestiger Kogels. Von hier bis in den Kropiunagraben bildet wieder Bellerophondolomit die südliche Begrenzung der altpaläozoischen Schichtenreihe.

An der Nordseite des Mittagkogels erscheint der normale Verlauf der Gesteinszonen durch zwei parallele, in N 35 W ausstreichende Querstörungen unterbrochen. Die erste verläuft durch die westliche Steillehne des Kropiunagraben und schneidet die ganze in Fig. 1 skizzierte Schichtenfolge bis hinauf in den Muschelkalk scharf gegen Ost hin ab. Ihr parallel setzt im Worounicagraben eine zweite Querstörung auf, die dadurch schärfer gekennzeichnet ist, daß sie vor dem Austritt in das Glazialgebiet von Obergreuth eine abnorm gelagerte Scholle von Werfener Schichten und Muschelkalk von dem OW streichendem Silurgebietes scheidet. Zwischen diesen beiden Querstörungen greift das Verbreitungsgebiet der silurischen Schichten über seinen normalen Rahmen nach Süd hinaus und dringt tiefer in das Fußgestell des Mittagkogels ein. Über untersilurischen Schieferungen lagern hier unmittelbar Gesteine des oberen Muschelkalks und Schlerndolomit. Jenseits der breiten Schuttfelder der Worounica sehen wir dagegen die Südgrenze der Zone silurischer Schichten wieder um ein beträchtliches Stück nach Nord hinausgerückt und es ist somit schon aus dem Ergebnisse der geologischen Kartierung klar zu erkennen, daß die beiden genannten Querstörungen jünger sind als der Hochwipfelbruch und daß sie diesen selbst und die von ihm geschiedenen Gebirgsschollen in beträchtlichem Ausmaße disloziert haben. Beim Kropiunaquerbruch beträgt das Ausmaß der Verschiebung in der Projektion der Karte etwa 1 km, im Worounicagraben 900 m. Der Worounicabruch läßt sich nach SO bis auf den Kamm zwischen dem Kleinen Mittagkogel und der Ferlacher Alm verfolgen und scheint weiterhin in die auffallende Störungslinie überzugehen, welche in dem Grenzkamme zwischen Gračenica und Ardešicagraben den Dachsteinkalk der Resmanica von dem nördlich vorgelagerten Schlerndolomitgebiet scheidet. Wir werden auf diese Störungslinie, die in ihrer Fortsetzung die Achse des Karawankentunnels verquert, bei der Beschreibung des Tunnelprofils nochmals zurückkommen.

Jenseits des breiten Schuttfeldes der Worounica verläuft die Fortsetzung des Hochwipfelbruches auf eine Erstreckung von etwa 4 km fast geradlinig nach Ost. Vor dem Steilabfall des Gebirges breitet sich hier eine hügelige, von zahlreichen Gräben durchfurchte Vorstufe aus, welche aus Konglomeraten und Sanden jungtertiären Alters, den Äquivalenten der Sattnitzkonglomerate, besteht. Diese jungen Gebilde reichen ungefähr bis zur Kote 800 empor. In dieser Höhenlage treten am Fuße der nun steiler ansteigenden Gebirgshänge silurische Schichten zutage. Die nur in geringer Breite aufgeschlossene Gesteinszone greift nordwärts, den Erosionsrinnen folgend, mit ausgezackten Rändern unter die jüngere Konglomeratdecke hinab, im Süden schneidet sie dagegen geradlinig gegen die Triasbildungen des Türkenkopfes und Gračenicakammes ab.

Das tiefste Glied der altpaläozoischen Sedimente sind dunkle Grauwackenschiefer und grünliche, gefaltete, phyllitähnliche Gesteine des Untersilurs, die nach Süd verflachen. Darüber erhebt sich, eine steile Wandstufe bildend, der Schichtkopf einer Lagers von dunkelgrauem Bänderkalk, in dessen Hangenden an einer Stelle gut gebankte, rote, eisenschüssige Kalke vom Habitus der obersilurischen Kalke des Kok zu beobachten sind. In diesem Niveau sieht man an dem Wege zur Kopeiner Alpe Spuren alter Schurfbaue auf Roteisenstein. Das höchste Glied der Schichtfolge bilden graue, rötlich geflammte Riffkalke

---

während umgekehrt im Glazialmaterial der julischen Talseite Gesteine aus den Karawanken fehlen. (Man vergleiche insbesondere: E. Brückner, Der Savegletscher, in Penck und Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter, 10. Lief., 1. Hälfte, Leipzig 1909, p. 1046).

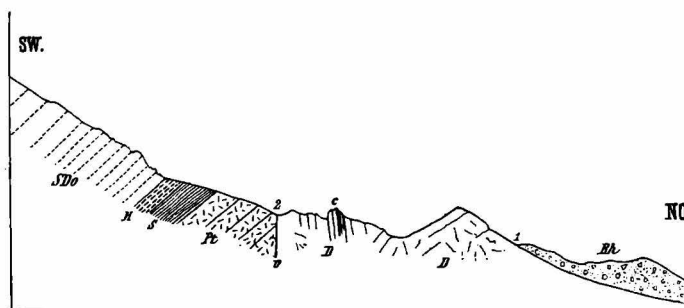
Die Glazialterrasse, in deren Bereich die Geschiebe von Hierlatzkalk in der Kote 1000 beobachtet wurden, setzt nach Ost in die scharf ausgeprägte Gehängstufe von Mitterberg und Lautischer fort, wird dann durch die Belzamündung unterbrochen, ist aber nenseits derselben wieder durch die auf Moränenmaterial liegende Kulturparzelle von Sedelžnik (Kote 960 bis 980) deutlich markiert.

mit Cyathophyllen und Crinoiden, welche wohl schon dem Unterdevon zuzuweisen sind; sie gleichen den devonischen Korallenkalken vom Großen Christof nächst Bad Vellach bei Eisenkappel.

Diese jüngste Stufe der altpaläozoischen Schichtenreihe ist es, mit welcher das in Fig. 3 skizzierte Profil durch das Gehänge Süd von Kopein beginnt. Die Unterlage des Riffkalkes ist an dem Durchgangspunkte unseres Profiles durch einen mächtigen Bergsturz verhüllt, der sich vom steilen Türkenkopf-Gehänge in die tiefe Schlucht hinabsenkt, welche das Plateau von Kopein nach Ost begrenzt. Der Fahrweg von Kopein zur Alpe 1079 zieht am oberen Rande dieses Bergsturzterrains durch. Während die Bänderkalke, welche weiter östlich den Riffkalk unterlagern, in schön gegliederten Bänken flach in Süd einfallen, sind diese selbst von massiger Struktur und nur undeutlich gebankt. Dagegen beobachtet man auf der höheren der beiden Kuppen von Riffkalk, welche das Bergsturzterrain überragen, eine ausgezeichnete Clivage, senkrecht stehende Parallelklüfte mit Streichen O 20 S nach W 20 N. Das entspricht genau der Orientierung der Bruchlinie, welche den altpaläozoischen Riffkalk von den bergwärts folgenden triadischen Schichten scheidet.

Eine leichte Terraineinsenkung oberhalb der Riffkalkkuppe, durch welche ein Fußweg in einen Kahlschlag hinüberführt, bezeichnet die Durchgangsregion des zweifellos senkrecht niedersetzenden

Fig. 3.



Durchschnitt durch die Region des Hochwipfelbruches bei Kopein.

<i>D</i> = Devonischer Riffkalk.	<i>c</i> = Cleavage im Devonkalk.
<i>Pt</i> = Porphyre und Porphyrtuff.	<i>v</i> = Hochwipfelbruch.
<i>S</i> = Schiefer, Sandstein und Knollenkalk.	<i>Bh</i> = Bergsturzhalde.
<i>H</i> = Dunkle Kalke und Dolomite mit Hornstein.	1 = Fahrweg zur Kopeiner Alpe.
<i>SDo</i> = Schlerndolomit.	2 = Steig in einem Holzschlag.

Bruches. Der Fußweg schneidet bereits das tiefste Glied der jenseits des Bruches ansteigenden jüngeren Schichten an. Es sind grüne und rotbraune Felsitporphyre im Wechsel mit buntscheckigen, jaspisführenden Tuffen, in welchen man auf den ersten Blick das Eruptivgesteinsniveau von Kaltwasser bei Raibl erkennt. Porphyre und Tuffe bilden eine durch gelbe Verwitterungsfarbe auffallende Gehängepartie. Etwa 50 m über der Einsattlung gelangt man in das Hangende der flach in Süd einfallenden Tuffschichten. Dasselbe besteht aus grauen sandigen Schiefertönen und glimmerreichen, schiefriigen Sandsteinen, welche mit Linsen und Platten von dunklen, kalkig-tonigen Gesteinen wechsellagern. Die Schiefergesteine sind teils dicht, ebenflächig und paläozoischen Tonschiefern ähnlich, teils sandsteinartig, krummschalig und mit Fließwülsten bedeckt und dann an gewisse Gesteine der Werfener Schichten erinnernd, immer aber sind sie mit dünnplattigen Lagen dunkler, unreiner, oft sandiger Kalke verknüpft. Über dieser etwa 30 m mächtigen Schichtentwicklung folgt eine Zone von schwarzen, dünnbankigen Kalksteinen und bituminösen Dolomiten, beide durch reichliche Hornsteinführung ausgezeichnet. Diese Gesteinszone bildet in einer Mächtigkeit von etwa 20 m die Basis des durch blendendweiße Schuttrinnen charakterisierten

Schlerndolomits, welcher über den Gračenicakamm bis in die gleichnamige Längstalfurche hinüber fortsetzt.<sup>1</sup>

Im Gebiete der »Grauen Wand« östlich von unserer Durchschnittslinie überragt der Schichtkopf des Schlerndolomits unmittelbar jenen des obersilurischen Bänderkalkes. Es liegen hier zwei Wandabstürze übereinander: eine untere Felsmauer von geringerer Höhe, welche dem Schichtkopf des obersilurischen Kalkniveaus entspricht — ein großes Trümmerfeld von scharfkantig polyedrischen Blöcken liegt diesem unteren Absturz vor — und eine obere Felswand von beträchtlicher Höhe, die erst die sogenannte »Graue Wand« repräsentiert und die aus Schlerndolomit besteht. Am Fuße der oberen Wand beobachtet man einen Aufschluß von dunklen, stark bituminösen Dolomiten mit Breccienstruktur, in welche sich einige Bänke eines dunkelgrauen, weißaderigen Kalksteins einschalten. Die mit 60° in Süd unter den Schlerndolomit einschließende Gesteinszone bildet das tiefste Glied der im Hangenden des Obersilurs aufgeschlossenen triadischen Schichtreihe.

Südlich von dem Plateau von Čemernicen erscheint die Sprunghöhe des Bruches wieder vermindert. Über grünen, gefältelten Phylliten und violetten Schiefen des Untersilurs erhebt sich hier ein mächtiger Schichtkopf von buntem Kalkkonglomerat der anisischen Stufe, in dessen Hangenden in den Waldschluchten, die sich zum Čemernicenbach vereinigen, zwischen den Koten 900 und 1000 an mehreren Stellen Anbrüche von grünen porphyrischen Gesteinen und Tuffen beobachtet werden konnten. Sie sind von Gehängschutt verhüllt, verraten sich aber durch den Austritt kleiner Quellen, deren Wasser bald wieder im Schutt versinkt. Das Hangende des Porphyrniveaus ist hier nicht aufgeschlossen, wir wenden uns daher nach SO, wo an dem Steilabfall des Gebirgskammes zum Rosenbach für die Unterregion des Schlerndolomits bessere Aufschlüsse zu gewärtigen sind.

#### 4. Nordüberschiebungen in der triadischen Schichtfolge des Rosenbachgebietes.

Die Ablagerungen, die ich im vorhergehenden Abschnitt kurz als Muschelkalkkonglomerat bezeichnet habe, entsprechen den hauptsächlich aus kalkigen Materialien aufgebauten bunten Gesteinen, deren Stellung in der Schichtfolge schon oben genauer präzisiert wurde. Auch am Gehänge ober Čemernicen liegen diese bald konglomeratisch, bald breccienartig entwickelten Gesteinsbänke über dunkel eisenroten, glimmerigen Schiefertönen und werden von den grünen porphyrischen Gesteinen von Kaltwasser und den damit verknüpften Tuffen überlagert. Das Eruptivgesteinsniveau ist zwar nur in geringem Umfange aufgeschlossen, aber an der Abdachung des Gebirges ins Rosenbachtal kommen diese Gesteine abermals zum Vorschein und es ist daher nicht daran zu zweifeln, daß dieselben einen ausgedehnten, nur durch Schuttbildungen verdeckten Schichtenzug an der Nordseite des Gračenicakammes bilden.

In der Übergangsregion zum Rosenbachgebiete beobachtet man folgendes. An den felsigen Rücken, mit welchem der Schlerndolomit des Gračenicakammes in den Rosenbach absteigt, schließt sich nördlich eine schmale, oben bewaldete, tiefer abwärts mit Wiesen bedeckte Steilmulde an, welche dem Bärengraben gegenüber beim letzten Eisenbahndurchlaß vor dem Nordportal des Tunnels mündet. Durch den oberen Teil dieser Mulde führen in vier Stufen übereinander halbverfallene Weganlagen hindurch, die ehemals zur Holzabfuhr gedient haben mögen. Die beiden oberen Weganlagen schließen als tiefstes Glied der triadischen Schichtfolge Porphyre und Tuffe auf und in deren Hangenden eine Folge von mergeligen und glimmerig-sandigen Schichten mit Einlagerungen von schwarzen Knollenkalken, vollkommen übereinstimmend mit jenem Schichtkomplex, der in dem Durchschnitte ober Kopein (Fig. 3) über dem Eruptivgesteinsniveau zur Entwicklung gelangt. In den schwarzen Kalken fand ich kleine Naticiden und auf grau angewitterten Flächen zierliche, an Tentakuliten erinnernde Zeichnungen, für die ich aus triadischen

<sup>1</sup> Die in diesem Dolomitgebiete gelegenen kleinen Weidebezirke auf der Höhe der Wasserscheide verdanken ihre Existenz Grundmoränenresten. Auf dem von Kote 1177 zum Kleinen Mittagkogel emporziehenden Dolomitrückten beobachtete ich vereinzelt Irblöcke von schwarzen; silurischen Schiefen und grünlichen, harten Grauwacken noch in der Seehöhe von 1300 m.

Ablagerungen keine Analoga kenne. An dem obersten der genannten Holzwege, der am besten erhalten ist und die Zone der Porphyre und Tuffe in größter Mächtigkeit aufschließt, beobachtet man über den Schiefen und Knollenkalken noch einmal eine schmale Lage von gelblich verwitterndem Tuffsandstein; Tuffe, Schiefer und Knollenkalk bilden daher wohl stratigraphisch ein Ganzes.

Über diesem Horizont, der als ein Äquivalent der Buchensteiner Schichten zu betrachten ist, folgt nun ein ziemlich mächtiger Komplex von dünnbankigen, in größeren ebenen Platten brechenden schwarzen Kalksteinen mit Hornsteinlagen, Gesteine von Habitus der Wengener Schichten und darüber dickbankige graue Kalke, welche allmählich in den Schlerndolomit des Gračenicakammes übergehen. Die ganze Schichtfolge verflächt mit 50 bis 60° in Süd. Mit dem Dolomit erreicht man die Kante des Rückens, welcher nur von der obersten der genannten Steiganlagen überschritten wird.

Man befindet sich hier knapp oberhalb eines weiter hinaustretenden Felsvorsprunges, auf dem etwas über der Kote 800 ein Signal für den Richtstollen des Tunnels stand, einem Punkte, von welchem sich ein prächtiger Überblick über das Ursprungsgebiet des Bären- und Ardešicgrabens sowie über die Längsfurche des Gračenicabaches gewinnen läßt. Die letztere ist auf eine Erstreckung von nahezu 2 km talwärts vom Tunnelportal in Schlerndolomit eingeschnitten, der beiderseits in wild zerrissenen, von Murgäben durchsetzten Felshängen aufragt. An der Südseite des Grabens reicht ein solcher felsiger Dolomitaufriß bis zur Kuppe 1129, also ungefähr 300 m über die Talsohle empor. Zwischen dieser Kuppe und der Kammkote 1077 sieht man von unserem Standpunkte aus innerhalb des weißen Schlerndolomits eine gelblichbraune Gesteinszone durchstreichen, die im Liegenden wie im Hangenden scharf abgegrenzt wie eine konkordante Schicht<sup>1</sup> dem Dolomit eingelagert erscheint. Sie verflächt bei einer Mächtigkeit von rund 100 m mit 45 bis 50° in Süd.

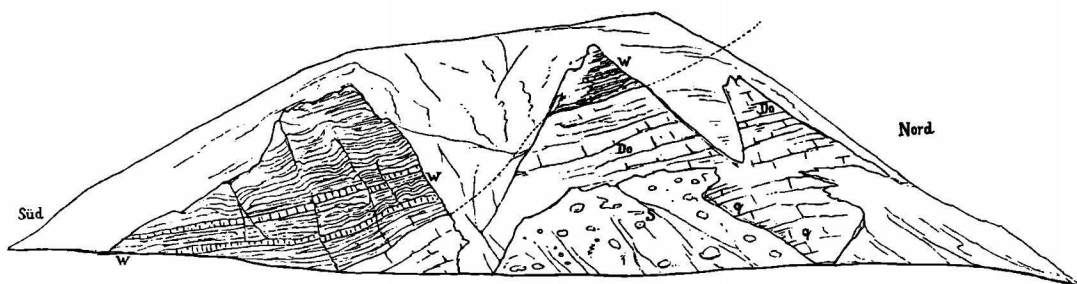
Ich hatte Gelegenheit, das auffallende Gesteinsband in einem Runst West von Punkt 1129 zu untersuchen, und es ergab sich, daß hier eine auf die Schlerndolomitbasis aufgeschobene Schichtenschuppe vorliegt, die in ihrer unteren Hälfte aus Gesteinen des Muschelkalks, in der oberen aus fossilführenden Werfener Schichten besteht. Im Hangenden folgt abermals Schlerndolomit. Die nach Nord überschobene Aufbruchzone von Untertrias verquert nördlich von Kote 986 den Gračenicagraben, wendet sich dann nach NW und endet in einer Einschartung des Kammes zwischen dem Kleinen Mittagkogel und dem Türkenkopf. In der entgegengesetzten Richtung ist sie mit rein westöstlichem Verlauf bis in die Nähe der Ardešicamündung zu verfolgen. Innerhalb der engen Serpentinien des in die Černa verda ansteigenden Alpenfahrweges ist noch der untere Teil der Schichtfolge zu beobachten; in der tief eingeschnittenen Ardešicaklamm und in dem parallelen Durchriß des Bärengrabens ist dagegen diese Gesteinszone auch nicht in Spuren nachzuweisen, obwohl sie, wie wir sehen werden, im Tunnel durchfahren wurde. Erst am Gehänge des Suchi vrh tritt sie wieder in einzelnen Anbrüchen zutage. Die Gesamtlänge der Überschiebungszone beträgt 6·5 km.

Soweit man von dem Standpunkte beim Tunnelsignal das Gebirge im Süden des Rosenbaches zu überblicken vermag, hat man ausschließlich Schichtkopffentblößungen südwärts verflächender Gesteinszonen vor sich. Daß dies nicht als Ausdruck eines ungestörten, von Nord nach Süd ansteigenden Schichtenaufbaues betrachtet werden darf, lehrt die eben geschilderte Schichtenüberschiebung an der ersten uns gegenüberstehenden Bergwand, es zeigen dies aber weiterhin auch die Aufschlüsse der beiden von Süd her der Gračenia—Rosenbach-Linie zustrebenden Quertalfurchen des Bären- und Ardešicgrabens. Diese Täler eröffnen uns einen Einblick in eine zweite südlicher gelegene Aufbruchswelle von Schichten der unteren Trias, in deren Nordflügel inverse Lagerung der Schichten zu beobachten ist. In beiden Durchschnitten ruhen Gesteine der oberen Werfener Schichten auf Kalken und Dolomiten der anisischen Stufe auf, welche selbst wieder das Hangende jener Zone von Schlerndolomit bilden, in welcher das Nordportal des Tunnels liegt.

<sup>1</sup> Das dunkle Gesteinsband und seine scharfe Abgrenzung gegen den hellen Dolomit ist auch von der Tiefe des Rosenbachtals aus sichtbar, und zwar von jener Stelle, wo das Spital stand, etwa 300 m südlich von der Brücke mit Kote 574.

Im unteren Bärengraben ist die Grenzregion zwischen Muschelkalk und Werfener Schichten in größerem Umfange durch Steinbrüche aufgeschlossen, die sich erst im linken Gehänge, später im Abhänge der rechten Talseite bewegten. Die Brüche sind 800 *m* vom Talausgang entfernt. Die an der Talmündung zu beobachtende Schichtfolge, die in dem Abschnitte über die geologische Situation des Nordportales eingehender besprochen werden soll (vgl. Fig. 9 und 10), schließt nach oben mit dem Schlerndolomit, in dem das Tunnelportal liegt. In dieser Gesteinszone bewegt man sich taleinwärts bis zu der Brücke, welche den Fahrweg auf das rechte Ufer des Baches hinüberleitet. Etwa 50 Schritte jenseits dieser Brücke treten am Gehänge dunkelrauchgraue, feinkörnige, mit Kalkspatäderchen durchwobene Kalksteine hervor, die nun auf eine Erstreckung von 250 bis 300 *m* den herrschenden Gesteinstypus bilden. Diese Gesteine waren es, welche zur Anlage der Steinbrüche Veranlassung gegeben haben, da sie infolge ihrer dickbankigen Gliederung und der homogenen Struktur zur Herstellung von Quadern geeignet erschienen. Störend war hiebei nur der Umstand, daß die dunklen Kalke mit hellen dolomitischen Gesteinsabänderungen in Wechsellagerung treten, die beim Steinbruchbetrieb als unverwendbar ausgeschieden werden mußten. Ich gebe in Fig. 4 eine Skizze des großen Aufschlusses, der an der Westseite des Grabens geschaffen worden ist. Die dunklen, zu Quadern formierbaren Kalke *q* sind nur an der Basis des Aufschlusses entwickelt. *S* bezeichnet die bereits abgebaute, mit Schutt verstrützte Region. Nach oben gehen

Fig. 4.



Steinbruch im unteren Bärengraben.

*W* = Obere Werfener Schichten.

*Do* = Anisische Kalke und Dolomite.

*q* = Dickbankige, zur Herstellung von Quadern verwendbare Kalke dieser Stufe.

*S* = Abgebaute, mit Schutt erfüllte Region.

die dunklen Kalke in hellere Gesteine von dolomitischer Beschaffenheit über (*Do*), in die sich sandig-verwitternde, rauhwackenartige Lagen einschalten. Diese fixieren die obere Abbaugrenze.

Das Hangende dieser im allgemeinen dickbankig gegliederten Kalke und Dolomite bildet ein dünn-schichtiger Komplex von dunkler Färbung, der aus einem lebhaften Wechsel von plattigen Kalken mit dünn-schiefrigen, mergeligen oder sandig-glimmerigen Schichten besteht (*w*); in rauhfällig verwitternden Mergelplatten fand ich nahe der Basis des Schichtkomplexes bezeichnende Fossilreste der oberen Werfener Schichten (Naticellen und Myophorien). Die Auflagerung dieser Schichtengruppe auf Kalken, Dolomiten und Rauhwacken, welche wir der Gesteinsbeschaffenheit wie der Lagerung nach als eine Vertretung des Muschelkalks auffassen müssen, ist durch den Steinbruchbetrieb vollkommen klar aufgeschlossen worden. Die gut gebankten Kalke und Dolomite *q* und *Do* tauchen nach Art eines älteren Schichtenbuckels mit WSW-Verflächen unter den flachwellig gelagerten Komplex der oberen Werfener Schichten hinab. An der linken Seite des Grabens fehlen taleinwärts im nächsten Anschlusse weitere Gesteinsanbrüche; an der rechten Talseite aber gelangt man im Hangenden der kalkigen oberen Werfener Schichten in schokoladefarbene Schiefer mit Myaciten und in rote schiefrige Sandsteine, welche in unserem Gebiete für die tiefere Abteilung der Werfener Schichten bezeichnend sind und hier als Hangendes der jüngeren Naticellenbänke das Bild der inversen Lagerung der Schichten vervollständigen.

Die im Bärengraben angeschnittene Schichtfolge wiederholt sich mit etwas steilerer Aufrichtung (50 bis 60°) im Ardešicagraben. Dort ist auch der flach gelagerte Südflügel des in Nord überkippten Gewölbes von Werfener Schichten prächtig aufgeschlossen und greift im Tale aufwärts tief unter die jüngeren Kalke und Dolomite hinab. Den Schichtenzug gipsführender roter Schiefer und Sandsteine, welchen man nach Durchschreitung der Ardešicaklamm im Kern des überkippten Gewölbes zutage treten sieht, hat schon Peters (l. c. p. 649) beobachtet; er erkannte in denselben die Vertretung der Werfener Schichten, betrachtete aber diese Gesteinszone als das normale Hangende der talauswärts folgenden Kalke und Dolomite und vereinigte diese infolgedessen mit seinem »oberen Kohlenkalk«. <sup>1</sup>

Die etwa 600 m breite Zone von Werfener Schichten, welche der untere Bärengraben verquert, entspricht also einem nach Nord überkippten Antiklinalaufbruch und diese Schichtenüberkippung ist selbst nur ein Vorläufer jenes energischeren tektonischen Vorganges, welcher in der weiter nördlich gelegenen Schichtenüberschiebung — der Schuppe untertriadischer Schichten innerhalb des Schlern-dolomits der Gračenica — zum Ausdrucke kommt. Der Werfener Schiefereaufbruch des Bärenales läßt sich mit gleich bleibendem tektonischem Charakter nach Ost über die Quadiaalpe in den oberen Radischgraben und von dort auf die Thurm-alpe verfolgen. Im Radischgraben liegen diesem Schichtenzuge nördlich noch zwei gleichartige Aufbruchszonen vor, so daß auch dort die Tendenz zu nördlichen Schichtenüberschiebungen klar ausgesprochen erscheint.

Während an der Nordseite des Malestiger Kogels und im Gebiete von Kopein die Trias der Karawanken-kette wie eine einsinkende Scholle mit einem einfachen Verwurf gegen die altpaläozoische Gebirgsbasis abschneidet (vgl. Fig. 1 und 3), erscheint der Nordrand der Triasplatte im Gebiete des Rosenbaches und des Radischgrabens energisch gefaltet und der Schichtenbau läßt deutlich ein Vordrängen nach Nord, also eine Tendenz zur Überfaltung der paläozoischen Vorlagen erkennen.

Man fühlt sich durch diese Erscheinung zu der Frage angeregt, ob denn die als Hochwipfelbruch bezeichnete Störung wirklich nur als ein einfacher Senkungsbruch aufgefaßt werden könne. Wenn ich in dem Profile von Kopein die Grenze zwischen dem devonischen Riffkalk und den Buchensteiner Schichten als senkrecht niedersetzenden Verwurf eingetragen habe, so geschah dies hauptsächlich mit Rücksicht auf den vollkommen geradlinigen Verlauf der Bruchgrenze in diesem Gebiete und auf die im Devonkalk zu beobachtenden parallel zu dieser Störungslinie streichenden senkrechten Cleavageflächen. Weiter im Westen zeigt die Bruchfläche deutlich eine Abdachung nach Süd. Schon in dem Durchschnitte durch den Goritscher Graben (Fig. 1) sieht man die an einem steilen Gehängeabfall gut aufgeschlossene Bruchfläche unter einem Winkel von 65° nach Süd einschließen und im Hintergrunde des Feistritzgrabens wird, worauf schon oben p. 11 [153] hingewiesen wurde, die Zone der roten permischen Sandsteine von den Silurschichten unter einem so flachen Winkel unterteuft, daß die Bezeichnung »Senkungsbruch« auf diese Störung kaum mehr anwendbar erscheint. Der in Süd geneigten Lage der Bruchfläche entspricht auch die bogenförmige Ausladung der Silur-Perm-grenze im Gebiete der Truppealpe. Noch auffallender ist der weit nach Süd ausladende Bogen, welchen die Störungslinie im Gebiete des Wurzener Passes und der Gailitzspalte zwischen der Plekowa im Osten und der Göriacher Alpe im Westen beschreibt. Dieses Bogensegment fällt mit der tiefen Terraineinsenkung zwischen den Westkarawanken und der karnischen Kette zusammen, in welcher Sedimentmaterial in einem Mächtigkeitsausmaß von Hunderten von Metern abgetragen worden ist; der nach Süd ausgreifende bogenförmige Verlauf der Linie ist darauf zurückzuführen, daß die nach Süd einfallende Bruchfläche in der Mittelregion in einem tieferen Niveau geschnitten wird als an den Eckpfeilern des höheren Gebirges im Osten und Westen.

Dieses Beobachtungsmaterial führt unwillkürlich zu der Vorstellung, daß hier eine nach Süd abdachende Abrasionsfläche eines altpaläozoischen Gebirges vorliegt, welche die Basis für die Ablagerung

<sup>1</sup> Zum besseren Verständnis der zitierten Darstellung füge ich hier hinzu, daß der von Peters als Privandgraben bezeichnete Taleinschnitt mit dem Bärengraben, die Černa voda aber mit der Ardešica unserer heutigen Karten identisch ist.

der jüngeren mit der obercarbonischen Transgression beginnenden Schichtenserie gebildet hat. Im Randgebiete dieser alten Steilküste liegt die als Hochwipfelbruch bezeichnete Längsstörung. Wo diese Störung senkrecht niedersetzt, erhält man das Bild eines einfachen Senkungsbruches, der nicht selten von Absenkungserscheinungen begleitet ist; solche Staffelbrüche mit eingeklemmten Schollen von obercarbonischen Schichten oder von Perm und Trias hat Frech an dem Nordrande der karnischen Hauptkette beschrieben. An anderen Stellen haben die randlichen Störungen nicht so tief eingegriffen und das Bild der alten Abrasionsfläche noch nicht vollständig zu verwischen vermocht. In solchen Fällen glaubt man eine Faltenüberschiebung vor sich zu haben, wie im Gebiete des oberen Feistritzgrabens.

In jedem Falle scheint dieser altpaläozoische Gebirgsrücken der von Süd her vordringenden jüngeren Faltenbewegung wie ein stauender Wall entgegengewirkt zu haben. In diesem Sinne möchte ich den Umstand deuten, daß sich in der Triasplatte des Rosenbachgebietes die Intensität der Faltung mit der Annäherung an die altpaläozoische Gebirgsvorlage steigert. An die überkippte Sattelzone des Bärensgrabens schließt sich nach Nord hin eine Zone mit vollständig ausgebildeten Schichtenüberschiebungen an. Die Aufschlüsse in der Nordhälfte des Karawankentunnels haben die in dieser Hinsicht übertags gewonnenen Anschauungen glänzend bestätigt.

### 5. Die paläozoischen Aufbruchzonen östlich von Rosenbach.

Die zur Ortschaft Winkl hinabziehende Talfurche von Čemernicen bezeichnet die Ostgrenze der Siluraufschlüsse. In dem nach Ost anschließenden Terrain verhüllen die Sattnitzkonglomerate und die ihnen aufgelagerten glazialen Schottermassen und Moränen die altpaläozoische Gebirgsbasis. Erst jenseits des Rosenbaches konnte ich am NO-Abhang des Suchi vrh, 350 *m* über der Sohle des genannten Taleinschnittes, abermals einen Schichtenzug von Grauwackenschiefern und schwarzen glimmerreichen Sandsteinen des Untersilurs nachweisen, der nach Ost in den Radischgraben absteigt und denselben verquerend als schmaler Sporn unter den Schlerndolomit des Kapellenberges Süd von Maria-Elend hinabtaucht.

Es scheinen in diesem Gebiete ähnlich wie am Nordfuße des Mittagkogels Schollenverschiebungen an jüngeren Querstörungen stattgefunden zu haben. Es bliebe ja sonst unverständlich, daß die silurischen Schichten in der Tiefe des Rosenbachtals nirgends zum Aufschlusse gelangen. Die tertiären Konglomerate stoßen hier, wie bei der Schilderung der zum Nordportal des Karawankentunnels führenden Bahntrasse ausführlicher darzulegen sein wird, unmittelbar an Schichten der Triasformation ab. Die Grenze hat den Charakter eines Bruches, welcher von W 30 N nach O 30 S streichend quer durch das Rosenbachtal hindurchsetzt und in seiner Verlängerung einerseits das Ostende der Silurzone von Kopein, andererseits das Westende der ebenfalls OW orientierten Silurschieferzone Suchi vrh—Radischgraben schneidet. Die scharf ausgeprägte Längsstörung, welche den letztgenannten Schichtenzug vom Schlerndolomit des Suchi vrh und Kapellenberges trennt, ist nur ein Teilstück der als Fortsetzung des Hochwipfelbruches bezeichneten Störungslinie, das aber, wie die Kartierung ergibt, um einen Betrag von 2 *km* nach Süd gerückt erscheint.

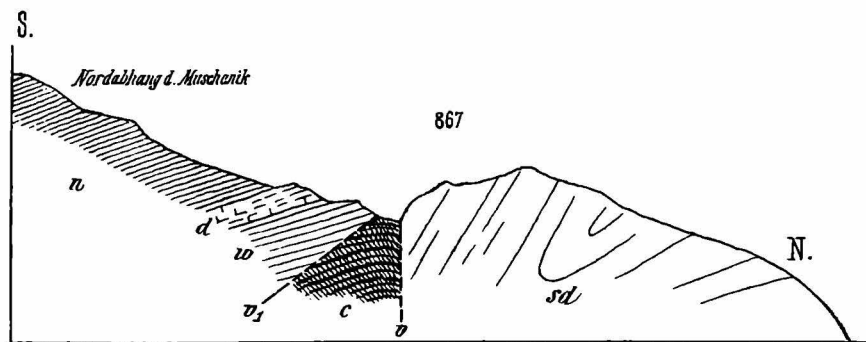
Auf das Vorhandensein von Horizontalverschiebungen in diesem Gebiete scheint auch der Umstand hinzuweisen, daß im nördlichen Abschnitte des Plateaus von Schlatten ein Wall altpaläozoischer Gesteine aus den terrassierten Nagelfluhbildungen emporragt, welcher dem silurischen Schichtenzuge von Kopein parallel läuft und gewissermassen eine um 1600 *m* nach Nord verschobene Fortsetzung desselben darstellt. Tatsächlich beobachten läßt sich hier folgendes: In einem von W nach O verlaufenden Tälchen, das nach St. Jakob ausmündet, sind dieselben grünen, phyllitähnlichen Schiefer aufgeschlossen, welche nächst der »Grauen Wand« an der Basis der obersilurischen Bänderkalke lagern. Auch hier bilden die nach Süd einfallenden Schiefer die Unterlage von hellen, oft marmorartigen, blaustreifigen Bänderkalken, welche in drei durch Erosion getrennten Kuppen über das Plateau aufragen. In den beiden östlichen Kuppen verflachen die Bänderkalke der Schieferunterlage konform unter mittleren Neigungswinkeln nach Süd. Durch Oxydation des die bläuliche Streifung bedingenden Eisenoxyduls wird das Gestein häufig

gelblich bis rostfarben, ohne aber wesentlich an Festigkeit zu verlieren.<sup>1</sup> In der westlichen Kuppe mit Kote 656 herrschen reinweiße, marmorartige Lagen vor. Aus demselben Gestein besteht der langgestreckte Höhenrücken SW von der Ortschaft Winkl.

Über den tektonischen Zusammenhang dieses silurischen Rückens mit der Zone silurischer Schichten am Triasgebirgsrand lassen sich selbstverständlich nur Vermutungen aufstellen. Daß aber die beiden Verbreitungsgebiete silurischer Schichten unter der hier an 400m mächtigen Decke der tertiären Konglomerate miteinander in Verbindung stehen, ist wohl kaum anzuzweifeln. Daraus ergibt sich für die Zone der altpaläozoischen Ablagerungen im Gebiete von Schlatten, beziehungsweise zwischen Suchi vrh und St. Jakob eine sehr ansehnliche Breite.

Demgegenüber ist es nun sicherlich recht auffallend, daß wir östlich vom Radischgraben die als tektonisches Leitniveau so wichtigen Silurablagerungen auf eine sehr lange Erstreckung hin vollständig vermissen. Der nächste tiefere Terraineinschnitt, der große Suchagraben, greift nirgends in die Basis der Triasformation hinab. Dagegen fand ich in dem Gebirgsrücken, welcher den Großen von dem Kleinen Suchigraben scheidet, an der Ostabdachung des Muschenik unerwarteterweise einen Aufbruch von marinem Obercarbon unter Verhältnissen, wie sie durch die nachstehende Skizze erläutert werden sollen.

Fig. 5.



Aufbruch obercarbonischer Schichten am Gehänge des Muschenik.

*c* = Obercarbon.    *w* = Werfener Schichten.    *d* = Einlagerung einer Dolomitbank in den Werfener Schichten.  
*sd* = Schlerndolomit.

Die obercarbonischen Aufschlüsse entblößen den für die Auerniggsschichten charakteristischen Verband von dunklen, rostig verwitternden, fossilreichen Schiefergesteinen und Quarzkonglomeraten mit schwarzen Fusulinenkalken. Südwärts lagern darüber unmittelbar Werfener Schichten und über diesen im Talhintergrunde und auf der Höhe des Muschenik Dolomite und Rauhwacken der anisischen Stufe. Permschichten habe ich anstehend nicht beobachtet. Nach Nord hin schneidet der obercarbonische Schichtkomplex scharf gegen helle Dolomite vom Habitus des Schlerndolomits ab, welche in steilstehenden Bänken nach Süd,

<sup>1</sup> Die hier geschilderte Zone silurischer Gesteine erlangte für den Bau des Karawankentunnels eine besondere Bedeutung. Als bei dem raschen Arbeitsfortschritte in der Nordhälfte des Tunnels die Steinbrüche in den Konglomeraten der Kuchel und im Muschelkalk des Bärengrabens den Bedarf an Bausteinmaterial nicht mehr zu decken vermochten, wies ich auf Grund einer Anfrage der Tunnelbauleitung in Rosenbach auf die krystallinischen Bänderkalken von Schlatten hin und empfahl Sondierungen an dem Südabhang der oben genannten Bergkuppen. Nach einigen von der Bauunternehmung Groß & Co. durchgeführten Vorversuchen wurde an der Südseite der Bänderkalkkuppe 827, welche die Ruinen des alten Schlosses Thurn trägt, ein Steinbruch eröffnet, der sich im Laufe der Jahre zu einem künstlichen Aufschluß von ungewöhnlichen Dimensionen entwickelte und infolge der weithin sichtbaren rostigen Farbe der Anbrüche ein Wahrzeichen für das Gebiet des Oberrosentals geworden ist. Der Steinbruch, welcher durch eine 4 km lange Schleppbahn mit dem Tunnel verbunden wurde, beschäftigte mehrere Jahre hindurch eine Arbeiterkolonie von 200 bis 250 Mann und lieferte täglich 160 bis 170 m<sup>3</sup> Bruchsteinmaterial.



also gegen den Verwurf einfallen. Die zwischen Carbon und Schlerndolomit einsetzende Störung streicht W 40 N bis O 40 S.

Die weiteren Begehungen haben gezeigt, daß diese Störungslinie über das Verbreitungsgebiet der obercarbonischen Schichten nach SO fortsetzt. Sie verquert in dieser Richtung zuerst den Kleinen Suchigraben, und zwar genau an der Stelle, wo die beiden Spezialkartenblätter Villach—Klagenfurt und Radmannsdorf aneinanderschließen, und verläuft sodann dem östlichen Gelände des Suchigrabens entlang geradlinig bis zu den Gipshütten in der Einsattlung Süd vom Matschacher Gupf. Ein Stollen, welcher im Jahre 1895 zum Abbau eines Gipslayers in den Werfener Schichten unterhalb der Sattelregion in der Richtung nach Ost vorgetrieben worden ist, förderte Gesteine des Obercarbons zutage, dunkle Schiefer mit Sphärosideritknollen, Quarzkonglomerate und fusulinenführende Kalke und es unterliegt daher wohl keinem Zweifel, daß sich hier unter den Werfener Schichten ähnlich wie im Muschenikgebiete ein gestörter Aufbruch von Obercarbongesteinen emporhebt.

Verlängert man die eben geschilderte Störungslinie nach der entgegengesetzten Richtung, so trifft man weit in NW mit dem Ostrande des silurischen Rückens zusammen, welcher aus der Konglomeratdecke des Plateaus von Schlatten auftaucht. Es liegt somit nahe, das Fehlen silurischer Gesteine im Gebiete östlich des Plateaurandes mit der Existenz dieser aus dem Gebirgsinnern in die jungtertiäre Vorlage austreichenden Diagonalstörung in ursächlichen Zusammenhang zu bringen.

Daß an dieser Linie Schollenverschiebungen stattgefunden haben, kann aber auch aus anderen Verhältnissen erschlossen werden. Das Obercarbon von Muschenik bildet nur den nördlichsten Vorposten einer ganzen Serie von Aufschlüssen desselben geologischen Horizontes, die sich weiter im Süden zu einer langgestreckten, von West nach Ost streichenden Zone gruppieren. Das erste dieser Vorkommnisse findet sich im Abstiege vom Matschacher Sattel ins Bärental in den Gräben Süd von Plautz. Die Fortsetzung nach Ost bilden die Schiefer, Sandsteine und Fusulinenkalke, welche auf der Höhe des Rückens zwischen Bärental und Strugarcagraben (Kote 1272) aufgeschlossen sind. Ein schmaler Streifen typischer Auerniggsschichten konnte sodann weiter in Ost in der Einteilung konstatiert werden, welche vom Sattel »Im Brand« in das Bodental absteigt. An der Ostseite des Bodentales kommen Schiefer, Quarzkonglomerate und Fusulinenkalke unter der Absturzkante der ausgedehnten Nagelfluhplatte zum Vorschein, welche im Waranrückten bis zur Seehöhe von 1400 *m* emporreicht. An dem Ostabfall desselben Rückens ist dieser carbonische Schichtenzug endlich innerhalb des in jungtertiären Tegeln liegenden Rutschterrains nachzuweisen, das sich Nord von Matschisch zum Loiblbach hinabsenkt. In der Taltiefe beginnt dann jene Zone obercarbonischer Schichten, welche die Reichsstraße bei Kote 733, Süd von der Mündung des Eselgrabens, verquert und von hier ab in ununterbrochenem Zuge in das Tal von Zell und weiterhin über die Schaida in das Gebiet von Eisenkappel fortsetzt.

Die unzusammenhängenden Vorkommnisse von Obercarbon im westlichen Abschnitt dieser Zone stellen sich im wesentlichen als von Perm und Werfener Schichten umrahmte Aufpressungen dar, die im Süden meist durch einen Längsbruch begrenzt werden. Innerhalb des im Loibltal beginnenden geschlossenen Schichtenzuges zeigt dagegen das Obercarbon eine ruhige Lagerung und bildet bei flachem südlichem Einfallen die Unterlage einer konkordanten Folge permischer und triadischer Schichten. Es fehlt auch nicht die Dolomitstufe des Bellerophonkalkes zwischen Grödener Sandstein und Werfener Schichten.

Im Bärental konnte ich nördlich von dieser Zone obercarbonischer Gesteine auch einen ringsum von Triasdolomit umlagerten Aufbruch altpaläozoischer Schichten nachweisen. Schwarze, ebeflächige, spaltende Tonschiefer im Wechsel mit dickplattigen, durch massenhaft eingestreute Glimmerschuppen flimmernden Sandsteinen, ganz übereinstimmend mit solchen aus dem Kropiuna- und Radischgraben, repräsentieren das Untersilur. Graue Tonflaserkalke und rötlich geflammte bis licht fleischrote Kalksteine mit dickbankiger Gliederung, der Typus der bekannten Orthocerenkalke, vertreten das Obersilur. Der Schichtenzug beginnt an dem Steilgehänge des Matschacher Gupfes beim Einzelgehöfte Motic, steigt von hier ins Bärental herab, wo er längs des Talweges in einer Breite von 320 *m* aufgeschlossen

ist, und zieht sich dann über dem Elektrizitätswerke für Feistritz im Rosental hindurch in das Mündungsgebiet des Strugarcagrabens hinein. Die Aufschlußlänge des ganzen OW streichenden Schichtenzuges beträgt 1200 *m*.

Im Norden schneidet die silurische Gesteinsscholle scharf gegen den Schlerndolomit des Matschacher Gupfes ab, nach Süd hin verhüllen glaziale Schuttmassen die Grenze. Die Silurschiefer verflachen steil in Süd und liegen im Hangenden der obersilurischen Kalkbildungen, so daß also in Analogie zu den Verhältnissen in den früher geschilderten westlichen Silurzonen auch hier in Nord gerichtete Überschiebungen der Schichten vorausgesetzt werden müssen.

In dieser Aufbruchzone haben wir auch jedenfalls die tektonische Fortsetzung des Hochwipfelbruches zu suchen. Der silurische Schichtenzug des Bärenales liegt aber nahezu um 3 *km* südlicher als die im Radischgraben austreichende Silurzone. Ungefähr um denselben Betrag erscheint die OW streichende Zone obercarbonischer Schichten, deren Verlauf wir soeben geschildert haben, im Vergleich zum Vorkommen von Obercarbon im Muschenikgebiete nach Süd verschoben. Der vom Muschenik zum Matschacher Sattel hinziehenden Diagonalstörung scheint also im Aufbau des Gebirges dieselbe Rolle zuzukommen wie der parallelen Querstörung, welche das Rosenbachtal Nord vom Eingang in den Karawankentunnel durchsetzt. Das übertag zwar nicht sichtbare aber durch Stollenbetrieb erschlossene Vorkommen von Obercarbon bei den Gipshütten unterstützt die Annahme, daß an der genannten Diagonalstörung eine sekundäre Querverschiebung stattgefunden hat. Das Carbonvorkommen am Matschacher Sattel und jenes am Muschenik wären im Sinne dieser Darstellung nur verschleppte Fragmente jener OW streichenden Zone von Carbonablagerungen, die wir aus dem Bärenal bis in das Gebiet von Eisenkappel verfolgen konnten.

Süd von dem Siluraufbruch im Bärenal folgt ein breiter Dolomitriegel, welcher zunächst von Werfener Schichten und permischen Sandsteinen unterteuft wird; unter diesen lagern dann die obercarbonischen Schichten, welche das Tal Süd von Plautz verqueren. Der Abstand des silurischen Schichtenaufbruches von der obercarbonischen Gesteinszone beträgt noch immer 700 *m*. Das Silur im Bärenal ist das östlichste Vorkommen typischer Silurschichten in den Westkarawanken und zugleich der östlichste Ausläufer der silurischen Überschiebungszone am Nordabfall der karnischen Hauptkette. Überschreitet man das Loibltal, das die natürliche Scheide zwischen Ost- und Westkarawanken bildet, und steigt vom Deutschen Peter durch den Eselgraben zum Oslicasattel an, so beobachtet man an der südlichen Gehängeseite Grünschiefer mit Diabas und Diabastuffen, welche die oben geschilderte carbonische Gesteinszone unterteufen, nach Nord hin aber scharf gegen einen Schichtenzug von Grödener Sandstein abschneiden. Diese Grünschiefer stellen sich als westlichster Ausläufer der altpaläozoischen Schichtengruppe dar, die im Blatte Eisenkappel ein ausgedehntes geschlossenes Verbreitungsgebiet besitzt und dort die Zone der Intrusivgesteine, die Tonalit-Granititzone, von den in nordalpiner Facies entwickelten Triasbildungen des Hochobir und der Petzen scheidet. Das Alter der mit Diabas verknüpften Grünschiefer konnte noch nicht völlig sichergestellt werden, die räumlichen Beziehungen zu dem Ostende der normalen karnischen Silurbildungen im Bärenal — das Intervall beträgt nur wenig über 6 *km* — spricht jedenfalls zugunsten der Anschauung, daß in diesen Gebilden nur eine besondere Facies silurischer oder devonischer Ablagerungen vorliegt. Der altpaläozoische Schichtenzug hat am Oslicasattel höchstens eine Breite von 150 *m* und da man nördlich von der Einsattlung nach wenigen Schritten in den Dolomit und erzführenden Kalk des Gerloutz, die westliche Fortsetzung des Obir—Petzen-Kammes, eintritt, so drängen sich hier die tektonischen Linien, welche in den Querschnitten durch das Niedergailtal als Hochwipfelbruch und Gailbruch weit auseinandertreten und gesondert verfolgt werden können, auf den engsten Raum, gewissermaßen in eine Bruchregion zusammen.

## 6. Der nordalpine Faciesbezirk der oberen Trias in den Westkarawanken.

An dem Westrande des Blattes Villach—Klagenfurt, von dem wir bei unserer Schilderung des Gebirges ausgegangen sind, besitzt die Zone altpaläozoischer Schichten zwischen dem Hochwipfelbruch im Süden und dem Gailbruch im Norden eine Breite von  $5 \cdot 5 \text{ km}$ . 2600 *m* Nord vom Hochwipfelbruch taucht inmitten dieser Zone ein Stück des großen Tonalitbogens mit seinem krystallinischen Schichtenmantel empor und zwar, wie wir gesehen haben, unter Verhältnissen, die sich harmonisch in den Bauplan des nach Nord überfalteten paläozoischen Schichtenzuges einfügen. Es geht daraus hervor, daß wir in der Bruchzone des Oslicasattels auch noch den Durchgangspunkt jener für den Aufbau des Gebirges so wichtigen Strukturlinie zu suchen haben, welche Suess in den Ostkarawanken kurz als Tonalitlinie bezeichnet hat.<sup>1</sup>

In der Tat erscheint der Oslicasattel schon rein morphologisch betrachtet als Analogon zum Uschowsattel im Rücken der Petzen und der Schaida im Rücken des Hochobir. In der Einsattlung südlich der Petzen ist die Tonalit-Granitzone noch in voller Breite entwickelt, auf der Schaida tritt sie zwar nicht mehr zutage, aber der Granitzug des Ebriachtales, welcher die Tonalitlinie nach West fortführt, endet erst im Talgrunde knapp unter dem letzten Steilanstiege zur Sattelhöhe.

Die eben genannten Einsattlungen liegen in einer Ost nach West streichenden Längsdepression, welche, wie die geologischen Aufnahmen in den Ostkarawanken ergeben haben, ein in nordalpiner Facies entwickeltes Verbreitungsgebiet triadischer Schichten von der normalen Trias der Julischen Alpen scheidet. Die schon durch die Übersichtsaufnahmen von Lipold festgelegte dreigliederige Schichtfolge: Erzführender Kalk, Carditaschichten, Hauptdolomit (Erzführender Kalk, Lagerschiefer und Stinkstein der Bergleute) ist auf den Gebirgsabschnitt beschränkt, welcher als mächtiger Außenwall der Karawanken die in älteren Schichtenaufbrüchen verlaufende Tietenlinie nördlich überragt. Von Ost nach West sind Ursulaberg, Petzen, Hochobir und Gerloutz die Gipfelpunkte dieser scharf individualisierten randlichen Kette. Jenseits des Loibltales gehören noch der langgestreckte Rücken des Singerberges und der schön geformte Sinacher Gupf diesem Faciesbezirke an.

Am Südabhang des Singerberges sind die Lagerungsverhältnisse jenen an der Südseite des Ursulaberges im äußersten Osten dieses langgestreckten Gebirgswalles außerordentlich ähnlich. Der erzführende Kalk verflächt wie dort im Sinne der Gehängabdachung mit welliger Bankung nach Süd und trägt auf seinem Rücken Erosionsreste der durchschnittlich nur 10 bis 15 *m* mächtigen Carditaschichten. In der Tiefe des Tales von Windisch-Bleiberg folgen darüber in Süd einfallend die Platten des ausgezeichnet geschichteten, der Grenze zunächst meist stark bituminösen Hauptdolomits.

Der im Talgrunde angeschlagene Friedrichsstollen des Windisch-Bleiberger Erzrevieres durchbricht zunächst auf etwa 300 *m* querschläggig die mit 40 bis 50° in Süd verflächenden Bänke des Hauptdolomits und längt dann, nachdem er die sogenannten Lagerschiefer an deren Basis erreicht hat, der Grenze zwischen diesem und dem erzführenden Kalk folgend nach West aus. Er erstreckte sich im Jahre 1904, in dem ich die Aufschlüsse zu besichtigen Gelegenheit hatte, nach West bis nahe unter den Orajncasattel, welcher den Singerberg vom Sinacher Gupf scheidet. In den Stollenaufschlüssen sinkt die Mächtigkeit der die Erzführung nach oben begrenzenden Mergelschiefer der Carditaschichten infolge lokaler Verdrückungen auf einen halben Meter herab.

Der Krischnigsattel (1083 *m*) West von Windisch-Bleiberg liegt im Hauptdolomit. 200 *m* südlich von dem gleichnamigen Gehöfte verquert man im Anstiege zum Veliki rob mitten im Dolomit eine schmale Zone von schwarzen Schiefergesteinen, welche im Streichen des silurischen Schichtenaufbruches des Bärentales liegt und die tektonische Verbindung zwischen diesem und dem schmalen Carbonaufbruch des Brandsattels herstellt. Ich möchte diesen schmalen Schichtenzug, welchen ich auf eine Erstreckung von

<sup>1</sup> E. Suess, Antlitz der Erde, III. 1, Hälfte, p. 442. Wien 1901.

nahezu 1000 *m* verfolgen konnte, als eine Aufpressungszone der untersilurischen Schiefer des Bärenales betrachten.

Der Sinacher Gupf bezeichnet die letzte Gipfelbildung im Streichen der Zone des erzführenden Kalkes der Außenkette der Karawanken. Von hier nach West fand ich am Nordrande der Westkarawanken nirgends mehr eine Spur von Triasablagerungen mit nordalpiner Faciesentwicklung. Die triadische Schichtfolge, welche durch die Feistritzschlucht in der nördlichen Vorlage des Bärenaler Siluraufbruches bloßgelegt wird, gehört bereits zur Trias des Stou. Bezeichnend hierfür ist vor allem das Vorkommen von porphyritischen Ergußgesteinen, welche sich hier als steilauferichtete Lagermasse konkordant zwischen südlich verflächendem Schlerndolomit im Hangenden und einer teilweise stark zerknitterten Schichtfolge kalkiger und schiefriger Gesteine der anisischen Stufe im Liegenden einschaltet. Die den Raibler Felsitporphyren entsprechenden Eruptivgebilde erweisen sich als ein nördlicher Gegenflügel der grünen Porphyrite und bunten Tuffgesteine, die am Matschacher Sattel im Hangenden von Werfener Schichten und Muschelkalk zu beobachten sind und die sich weiter in Süd noch mehrmals als leitende Gesteinszonen in der normalen südalpinen Trias nachweisen lassen.

Eruptives Gesteinsmaterial dieser Art ist der nordalpinen Entwicklung der Karawankentrias vollkommen fremd. Die mit diesen Schichten verknüpften Dolomite können daher nicht als Fortsetzung der Schichten des Sinacher Gupfes in Anspruch genommen werden. Es scheint vielmehr, daß an dem Westabfall dieses Gebirgsstockes eine Störung durchzieht, welche die hier immer noch 2 *km* breite Zone von erzführendem Kalk und Hauptdolomit gegen die Gesteine der Taltiefe abschneidet. Es könnte sich da um einen Bruch handeln, welcher der 3 *km* weiter in SW durchstreichenden großen Diagonalstörung Matschacher Sattel—Muschenik parallel läuft. Leider ist die Gebirgsgrundlage gerade in der Grenzregion durch glaziale Schuttmassen derart verhüllt, daß meine Begehungen nicht ausreichten, den wahren Sachverhalt festzustellen.

## 7. Die geologischen Strukturlinien an der Südabdachung des Gebirges.

Wir gehen nun zur Schilderung der allgemeinen geologischen Verhältnisse an der Südabdachung des Gebirges über.

Südlich von der als Fortsetzung des Hochwipfelbruches bezeichneten Störungslinie treten in den Westkarawanken silurische und devonische Ablagerungen nirgends mehr an die Oberfläche. Auch im Karawankentunnel wurden sie nicht angefahren, obwohl die untersilurischen Schiefer an dem NO-Gehänge des Suchi vrh bis zu einer Seehöhe von 1000 *m* ansteigen, also den Anschlagpunkt des Nordstollens, beziehungsweise des heutigen Nordportales um nahezu 400 *m* überragen. Dabei besteht zwischen den beiden Regionen, senkrecht auf das Schichtstreichen gemessen, nur ein Abstand von 250 *m*.

Das allein beleuchtet schon klar die Bedeutung dieser Linie für den Gesamtbau des Gebirges und rechtfertigt wohl den breiten Raum, welchen wir der Besprechung derselben gewidmet haben.

An der Südseite der Westkarawanken erscheinen als ältestes Glied der an dem Aufbau des Gebirges beteiligten paläozoischen Ablagerungen die obercarbonischen Auerniggsschichten. Ihnen schließen sich mit dem bekannten sprunghaften Charakter in bezug auf Mächtigkeit und räumliche Ausdehnung zunächst die Trogkofelschichten an, das Permocarbon Stache's. Sodann folgt in übergreifender Lagerung die mit bunten Breccien und Konglomeraten beginnende Serie der permischen Bildungen. Die Riffkalke der Trogkofelschichten sind auch in den Westkarawanken so eng mit dem Obercarbon verknüpft, daß sie, vom Standpunkte des Aufnahmsgeologen betrachtet, nur als Glied der obercarbonischen Schichtfolge, gewissermaßen als Abschluß eines Ablagerungszyklus aufgefaßt werden können in jenem Sinne, in welchem ich die Entwicklung dieser Gebilde in den Ostkarawanken besprochen habe.<sup>1</sup> In den Westkarawanken sind die hangendsten Bänke dieser Riffbildung häufig in Dolomitfacies entwickelt.

<sup>1</sup> F. Teller, Erläuterungen zum Blatte Eisenkappel—Kanker. Wien 1898, p. 36, 38 ff.

Die Ablagerungen obercarbonischen und permischen Alters, welche wir an der Nordseite des Stou als OW streichende Gesteinszone aus dem Bärenental zum Oslicasattel verfolgt haben, umgürten auch die Südabdachung dieses triadischen Bergmassivs. Die außerordentlich komplizierten Verhältnisse, unter welchen sie hier in den alten Bergbauen an der Bevšica in rund 1200 *m* Seehöhe erschlossen worden sind, habe ich an anderer Stelle ausführlicher beschrieben.<sup>1</sup>

Westlich vom Vajnaškamme schwillt das Verbreitungsgebiet dieser Schichten, die im Vigunšca und Stougehänge nur in schmalen nach Süd überschobenen Antiklinalen emportauchen, in überraschender Weise an. Obercarbon und Perm nehmen hier, nur von einzelnen Schollen triadischer Sedimente bedeckt, ein mächtiges Dreiecksfeld ein, dessen Basis der Savebruch bildet, während die Spitze nach NO bis zur Žiganje Alpe, Süd vom Kočnasattel, vordringt. Die nördliche Begrenzung dieses Dreieckes zieht ziemlich geradlinig von der Žiganjealpe nach Lengenfeld, verläuft also rein OW und parallel zum Streichen der Schichten. Die östliche Begrenzung dagegen hat den Charakter einer das Kartenblatt diagonal durchsetzenden Störungslinie, welche die OW orientierten Faltensysteme dieses Aufschlußfeldes quer auf ihr Streichen abschneidet.

Die geologische Kartierung hat ergeben, daß diese von NW nach SO verlaufende Diagonalstörung aus zwei Teilstücken besteht, welche durch einen in der Richtung des Javornik- (Jauerburger-) Grabens gelegene Verwerfer gegen einander verschoben sind. Das nördliche Teilstück reicht von der Alpe Žiganje nach SO bis zur Kote 1223, wo der Alpenfahrweg auf die Korenšica das Gebiet der Oligocänschichten von Lepehn verläßt, um in Serpentin den Steilhang zu überwinden. An diesen Abschnitt der Störungslinie sehen wir von Ost her Werfener Schichten, dann schmale Zonen von Grödener Sandstein und Obercarbon, schließlich in größerer Breite die steil aufgefalteten Schiefer und Sandsteine des Oligozäns in schön gegliederter Reihenfolge herantreten und dann scharf an Kalken der oberen Trias abschneiden. Das zweite längere Teilstück der Störungslinie beginnt unfern der höchstgelegenen Säge im oberen Jauerburger Graben und streicht von hier über Lipov rovč, Valvasorhaus und Scheraunitzalpe, Carbon und Trias scheidend, geradlinig nach SO. Die Verschiebung der beiden Teilstücke dieser W30N bis O30S streichenden Diagonalstörung durch den sekundären Verwurf im oberen Javornikgraben beträgt 1100 *m*.

Süd von der Gipfelmasse des Stou wendet sich diese Störungslinie nach Ost und streicht nun mit dem Charakter eines Längsbruches zum Vigunšca-Bergbau<sup>2</sup> und nach Verquerung des St. Annatales bei Laiba an die Südabdachung des Košutahauptkammes. Ihre östliche Fortsetzung bildet eine der markantesten Längsstörungen in der Nordhälfte des Blattes Eisenkappel—Kanker, in deren Verlauf der senkrecht niedersetzende Verwurf zwischen Obercarbon und Schlerndolomit fällt, welchen das Vellachtal nächst der Kristansäge Süd von Eisenkappel aufgeschlossen hat. Die obercarbonischen Aufbrüche von Weitenstein, im Gebiete der Gonobitzer Gora und des Wotsch in Südsteiermark,<sup>3</sup> sind die östlichsten Ausläufer dieses paläozoischen Schichtenzuges.

Auch in der Richtung nach West lassen sich die obercarbonischen Schichten weit über den Rahmen hinaus verfolgen, welchen ihnen ältere kartographische Darstellungen angewiesen haben.

Am Gehänge Nord von der Eisenbahnstation Lengenfeld streicht eine schmale Zone von sandigen Schiefen mit Calamiten, überlagert von einer Scholle weißen permocarbonischen Riffkalkes, nach West in das Savetal aus. 5 *km* weiter in West treten an dem Fuße der Karawanken die durch Auswitterungen von *Schwagerina princeps* gekennzeichneten Riffkalke des Permocarbons in größerer Mächtigkeit zutage. Sie bilden die felsigen, von mehreren wasserführenden Schluchten durchbrochenen Wandstufen, auf deren Höhe die Gehöfte von Lautischer und Mitterberg liegen, und streichen von hier, den Fuß von Steillehnen oder Felsabstürze bildend, über Kronau und Wurzen nach West fort. Das auf p. 15 [157] eingeschaltete

<sup>1</sup> Das Alter der eisen- und manganerzführenden Schichten im Stou und Vigunšcagebiete an der Südseite der Karawanken. Verh. d. Geol. Reichsanst., 1899, p. 396 bis 418.

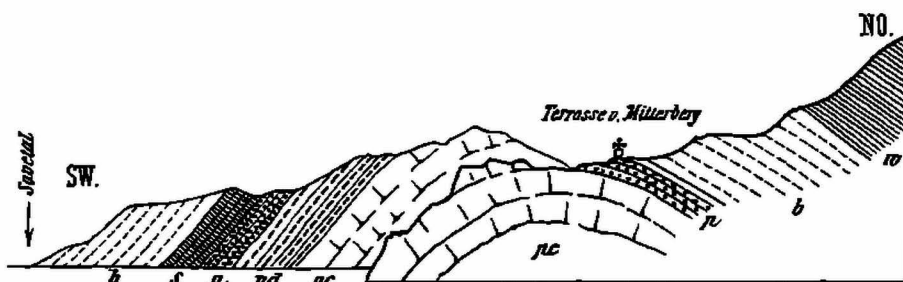
<sup>2</sup> Vergl. Verh. Geol. Reichsanst., 1899, p. 413.

<sup>3</sup> Vergl. Verh. Geol. Reichsanst., 1892, p. 281.

Profil Fig. 2 schneidet diesen Schichtenzug in der Gegend von Kronau. In der nachstehenden Skizze Fig. 6 sollen Schichtfolge und Lagerung, wie sie weiter östlich im Gebiete von Mitterberg beobachtet werden konnten, veranschaulicht werden.

Ein geologischer Durchschnitt läßt sich hier, wenn man nicht ein ganz schematisches Bild geben will, nur dadurch gewinnen, daß man zwei, von Ost her gesehen, kulissenartig hintereinander liegende, aber nahe benachbarte Schnitte durch denselben Gebirgshang zu einem Profil kombiniert. Der vordere Schnitt geht durch jenen Teil des Berghanges, in welchem auf scharf ausgeprägter Terrasse die Häusergruppe »Zu Mitterberg« liegt. Man hat hier den flach ins Gebirge einfallenden Nordflügel einer Aufwölbung von permocarbonischem Riffkalk vor sich, über welchem auf der Terrasse selbst zunächst die bunten Konglomerate und Breccien des Perm und Grödener Sandstein lagern. Darüber erhebt sich wieder ein steilerer Hang, der unten aus Bellerophonolomit, höher oben aus Werfener Schichten besteht. Die hintere Kulisse skizziert den steiler gestellten, zur Save abdachenden Gegenflügel dieser Aufwölbung paläozoischer Schichten; sie ist ein Durchschnitt durch den Felssporn, welcher den breiten Schuttkegel der in permocarbonischen Riffkalk eingeschnittenen Schlucht von Mitterberg nach West hin begrenzt. In diesem

Fig. 6.



Durchschnitt durch die Terrasse von Mitterberg.

pc = Permocarbonischer Riffkalk.	s = Rote sandige Schiefer.
pd = Dolomitfacies im Hangenden.	b = Bellerophonolomit.
p = Bunte Konglomerate und Breccien des Perm.	w = Werfener Schichten.

Südflügel des Gewölbes ist der hangendste Teil der permocarbonischen Riffbildung in dolomitischer Fazies entwickelt. Die im Riffkalk so häufigen Durchschnitte von *Schwagerina princeps* konnten auch in den dolomitischen Gesteinsbänken beobachtet werden.

Etwa 600 m West von der Mitterberger Schlucht fand ich am Gehänge Nord von der Häusergruppe Log längs eines zum oberen Teil der Mitterberger Schlucht hinaufziehenden Fahrweges Aufschlüsse von fossilführenden Schiefen, Sandsteinen und Fusulinenkalken, also typische Auerniggsschichten, welche ihrer Lage nach in den Kern der eben beschriebenen Permocarbonkalk-Aufwölbung fallen.

Von besonderem Interesse ist es aber, daß diese am Karawankenfuß aufgeschlossenen paläozoischen Schichten in der Gegend von Log das Savetal überschreiten und in die Nordabdachung der Julischen Alpen fortsetzen.

Die ersten Anbrüche obercarbonischer Schichten an der Südseite des Savetales fand ich in dem Graben, welcher 200 m vor dem Übergange der Reichsstraße über die Pischenza ins Haupttal mündet. Oberhalb einer Lohestampfe erhebt sich hier an der Ostseite des Grabens eine schroffe Felsentblöbung, welche aus obercarbonischem Quarzkonglomerat besteht; die wohlgegliederten Gesteinsbänke verflachen mit 50° in WSW. An der Westseite des Grabens kommen im Liegenden der Konglomeratbänke dunkle Carbonschiefer mit einer Einlagerung von schwarzem fusulinen- und crinoidenführendem Kohlenkalk zum Vorschein. Das Hangende bilden ebenfalls zunächst Schiefer- und Sandsteine des Obercarbon; aus höheren Lagen des schlecht aufgeschlossenen Gehänges kommen bunte Gesteine der permischen Schicht-

folge und fossilführende Werfener Schichten herab, welche zweifellos das Dach des hier zutage tretenden Schichtkopfes obercarbonischer Gesteine bilden.

Die Carbonaufschlüsse des »Kronauer Waldes« — so wird dieses Terrain auf der alten Spezialkarte genannt — liegen 1 km WSW von jenen am Gehänge bei Log und die beiden Vorkommnisse sind nur durch die Quartärbildungen der Saveniederung geschieden.

In überraschender Ausdehnung fand ich die obercarbonischen Schichten jenseits der Pischenza im Nordgehänge des Vitranc (Vetranec) entwickelt. Auf dem mit Wald und Bergwiesen bestandenen Höhenrücken, welcher den Ausblick von Kronau nach West hin abschließt, reichen Quarzkonglomerate, fossilführende schiefrige Gesteine und schwarze Crinoidenkalke des Obercarbon bis zur Kote 1100 empor, erheben sich also im Gehänge der Julischen Alpen etwa 250 m über das Niveau von Wurzen. Analog sind die Verhältnisse am Nordfuß der Ponca, wo ich im Prodegraben (Aptonkgraben der alten Spezialkarte) Süd von der Bahnstation Ratschach-Weißfels obercarbonische Schiefer und Sandsteine und höher oben helle Rifffalke des Permocarbon aufgefunden habe; die letzteren unterbrechen in niederen Felsstufen mehrmals das Gefälle des steilen Grabens.

Das westlichste Vorkommen obercarbonischer Schichten, das mir gelegentlich der hier durchgeführten Orientierungstouren bekannt geworden ist, liegt im Römergraben an der Nordseite der Mangartgruppe und zwar dort, wo der von Greuth nach Nesselthal führende Fahrweg den tiefen Taleinschnitt verquert. Nahe oberhalb der in geneigte Nagelluhbänke (Verflächen 25° in Nord) eingeschnittenen Klamm, in welche der Gebirgsbach unterhalb Nesselthal eintritt, liegt am rechten Talhang ein Aufschluß in blaugrauen sandigen Letten, welche zur Ziegelfabrikation abgegraben werden. An der Abbauwand beobachtet man in diesem Material eine eigentümlich striemig-streifige Vertikalstruktur, die darauf zurückzuführen ist, daß es sich hier um in situ befindliche Zersetzungsprodukte eines senkrecht aufgerichteten schiefrig-sandigen Schichtkomplexes handelt. An der unteren Grenze der Abgrabung sieht man das Ausgehende dieser Schichten, einen lebhaften Wechsel von quarzigen Sandsteinen mit schwarzen Schiefertönen, die selbst wieder verdrückte, ringsum von Rutschspiegeln begrenzte Linsen und Muggel von quarzigen Material umschließen. Gesteinsbildungen dieser Art sind der Triasformation fremd, dagegen für die Schiefer-Sandsteinentwicklung des Obercarbons der Karawanken geradezu charakteristisch. Ich nehme daher keinen Anstand, diesen Aufschluß als ein Stück der obercarbonischen Gesteinszone aufzufassen, von der eben die Rede war, um so mehr als am gegenüberliegenden Gehänge nahe der Grenze gegen die Nagelluhbildungen Anbrüche roter permischer Schichten sichtbar sind.

Die Aufbruchzone obercarbonischer Schichten tritt also unmittelbar vor Kronau in das Gebiet der Julischen Alpen hinüber und begleitet den Nordfuß des Gebirges bis in den Römergraben in einer Gesamtlängserstreckung von 14 km. Sie verläuft hiebei, wie ein Blick auf eine Übersichtskarte zeigt, im Süden der Wasserscheide zwischen Save und Gailitz geradlinig von Ost nach West.

Verfolgen wir die Linie, welche das Streichen dieses alten Schichtenaufbruches markiert, nach Ost in das Blatt Radmannsdorf zurück, so sehen wir, daß dieselbe zwischen Kronau und der Eisenbahnstation Lengenfeld mit dem Savetal zusammenfällt, von hier nach Ost aber in die nördliche Begrenzungslinie des großen Verbreitungsgebietes paläozoischer Schichten ausstreicht, das sich am Fuße der triadischen Gebirgsgruppe des Mittagkogels und der Golica ausbreitet.

In der Tat ist diese Grenzregion vielfach durch tektonische Störungen ausgezeichnet, über deren Charakter allerdings erst die Tunnelaufschlüsse eine befriedigende Aufklärung gegeben haben.

Schon der kleine Carbonaufschluß Nord von der Station Lengenfeld schneidet mit einem scharfen Längsbruch gegen bituminöse Dolomite ab, welche aller Wahrscheinlichkeit nach bereits der unteren Trias angehören. Die Fortsetzung des paläozoischen Schichtenzuges nach Ost wird durch den breiten Schuttkegel verhüllt, auf welchem die Ortschaft Lengenfeld steht. Am oberen Rande dieses Schuttkegels sind im Ausgange des von Borovje herabziehenden Grabens steilgestellte obercarbonische Schiefer mit Einlagerungen von Fusulinenkalk entblößt, die aus einer Zone von Werfener Schichten aufragen. Sie können nur als ein sekundärer Schichtenaufbruch aufgefaßt werden, welcher der Hauptwelle nördlich

vorliegt. Denn die Zone der Werfener Schichten, in deren Streichen die obercarbonischen Schichten zutage-treten, wird im Süden im Bereiche der Hutweiden Ost von Lengensfeld von permischen Ablagerungen unterteuft, an deren Basis erst an dem Abstiege von Lengensfeld zur Reichsstraße die Nordgrenze der Hauptaufbruchswelle zum Vorschein kommt. Dieselbe streicht von hier nach NO und überschreitet den Mlincegraben knapp unterhalb der Brücke mit Kote 749. Der durch den Mlincegraben eröffnete Querschnitt ist insofern von Interesse, als er die im Hangenden des Carbons lagernden Gesteinszonen noch in voller Breite aufschließt. Der Unterlauf zwischen den Brückenkoten 749 und 909 wird beiderseits von bunten Konglomeraten, Schiefen und Sandsteinen des Perm flankiert; bei Punkt 909 tritt man in eine etwa 100 m breite Zone von Werfener Schichten und in deren Hangenden in die bunten Konglomerate und Breccien des Muschelkalkes, welche entsprechend dem nördlichen Verflachen der Schichten in der zwischen Borovje und Belapeč tief einschneidenden Schlucht weit taleinwärts verfolgt werden können. Erst nahe unterhalb der bei Kote 1065 eintretenden Talspaltung sehen wir die mit 40 bis 45° in Nord einfallenden Bänke der bunten Brecciengebilde des Muschelkalkes unter den Schlerndolomit des höheren Gebirges hinabtauchen. Im Mlinedurchschnitt sehen wir also die beiden facieell so außerordentlich ähnlichen Konglomerat- und Breccienhorizonte des Savetales,<sup>1</sup> die permischen und die Muschelkalkbreccien, nur durch eine Zone von Werfener Schiefen geschieden, in einem und demselben Profile deutlich übereinander.

Erst östlich vom Mlincegraben ist das Obercarbon als zusammenhängende Gesteinszone aufgeschlossen. In dem Höhenrücken zwischen diesem Taleinschnitt und dem Presnek potok bilden die obercarbonischen Schichten eine 700 m breite Aufsattelung, welche nördlich und südlich von jüngeren Ablagerungen bedeckt erscheint. Den Nordrand begleitet zunächst eine schmale Zone von permocarbonischem Riffkalk, darüber folgen, ziemlich steil in Nord einfallend, die bunten permischen Schichten, Werfener Schiefer und Muschelkalkkonglomerat, darüber endlich der Schlerndolomit mit der Bela peč. Die dreigliedrige Schichtfolge an der Basis des durch seine blendendweißen Felsenentblösungen auffallenden Schlerndolomitniveaus ist hier in ihrer Mächtigkeit schon bedeutend reduziert, sie bildet eine Zone von kaum 200 m Breite. Der permocarbonische Riffkalk endet schon SSO von der Bela peč, auch die bunten Muschelkalkkonglomerate, welche oberhalb Lengensfeld etwas über 100 m mächtig sind, schneiden im oberen Presnekgraben vollständig aus und nur Grödener Sandstein und Werfener Schiefer setzen als schmales Schichtenband nach Ost fort.

Oberhalb der Birnbaumer Alpe beginnt die Zone der Werfener Schichten wieder zu größerer Breite anzuschwellen, ein Umstand, der sich leicht aus der hier einsetzenden flachen Lagerung der Schichten erklären läßt. An der Südabdachung des Rožicasattels und des Hahnkogels ist der Schichtkopf der fast schwebend gelagerten Werfener Schichten auf ungefähr 200 m zu schätzen.

Am Gehänge des Hahnkogels, nur einige hundert Meter östlich von der Tunnelachse, ist die Schichtfolge im Randgebiete des Carbons eine sehr vollständige. Die Schiefer und Sandsteine der Auernigg-schichten fallen unter mittleren Neigungswinkeln nach Nord. Nahe der Hangendgrenze umschließen sie ein 40 bis 80 m mächtiges Lager von schwarzem Fusulinenkalk, dessen nach Süd gewendeter Schichtkopf als felsige Steilstufe aus dem Schiefergehänge heraustritt. Es handelt sich hier um ein bestimmtes Niveau von Fusulinenkalk, das sich östlich und westlich von der Tunnellinie, und zwar immer in annähernd gleichem Abstand von der Nordgrenze des Carbons nachweisen läßt. Westlich von unserem Standpunkte liegen die Felsgipfel 1319 und 1367 oberhalb der Birnbaumer Alpe im Streichen dieses Kalklagers und noch weiter in West gehören die durch ihren klippenartigen Charakter auffallenden Felszacken mit den Koten 1090 und 964 Süd von der Bela peč diesem Schichtenzuge an. Wenden wir uns nach Ost, so finden wir eine hiehergehörige Felsklippe im Bereiche des breiten Bergrückens Nord von Punkt 1205 — der Fusulinenkalk ist daselbst durch reichliche Einstreuungen von kleinen weißen Quarzgeröllen ausgezeichnet —

<sup>1</sup> Man vergleiche meine auf diese bunten Konglomerat- und Breccienhorizonte bezüglichen Mitteilungen in: Exkursion ins Feistritzal bei Neumarkt. L. c. p. 24 bis 25.



weiterhin zwei parallele Züge desselben Kalksteins am Gehänge Nord vom Gehöfte Ment, von denen der untere in das Gebiet des alten Bergbaues von Reichenberg fortsetzt. Die Spateisensteinlinsen, welche dort im Karlstollen abgebaut worden sind, erscheinen an dieses Niveau von Fusulinenkalk gebunden. In der durchschnittlich 100 m breiten Zone von Schiefen und Sandsteinen, welche das Hangende dieser Lagermasse von Fusulinenkalk bilden, entwickelt sich West von Punkt 1176 eine schmale Terrasse, auf welcher einige zur Asslinger Alm gehörige Hütten liegen. Über dieser Terrasse erhebt sich ein zweiter, höherer, durch helle Färbung auffallender Felsabsturz mit der Gipfelkote 1325; derselbe besteht aus undeutlich gegliedertem permocarbonischen Rifffalk, reich an Auswitterungen von Spongien, Korallen und Crinoidenstielgliedern und mit Durchschnitten von Schwagerinen. Das Gestein ist teils rein weiß, teils rötlich geflasert, in den tiefsten Lagen mit einer an Bänderkalkstruktur anklingenden Streifung; die hangendsten Partien sind als rein weiße, zuckerkörnige Dolomite entwickelt.

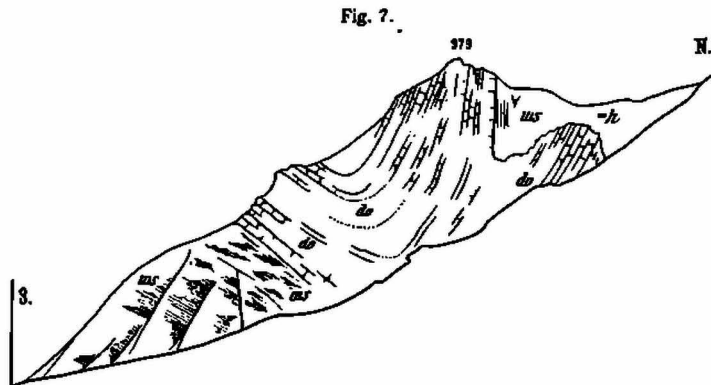
Ein OW streichender Verwurf trennt diese Riffbildungen von grellroten permischen Schichten, die in einem Graben im Rücken der Wand tief aufgerissen sind. Die zunächst an die helle Felswand sich anschließenden bunten Schiefer und Sandsteine sind steil aufgerichtet und zerknittert, dann folgen aber am Gehänge aufwärts gelbliche, dünnbankige Dolomite mit roten, schiefrigen Zwischenmitteln, die mit 20 bis 25° nach Süd einfallen. Diese dolomitischen Gesteinsbänke sind wohl als Bellerophondolomit zu deuten, denn sie werden konkordant von schokoladebraunen Schiefen mit *Naticella costata* überlagert, die nach oben mit kalkigen Bänken und fossilreichen, glimmerig mergeligen Schiefen der oberen Werfener Schichten abschließen. Der über dem Bellerophondolomit sich aufbauende Schichtkopf von Werfener Schichten ist ungefähr 200 m mächtig. Darüber folgen noch in etwa 150 m Mächtigkeit dunkle, dünnbankige Kalke der anisischen Stufe; aus diesen besteht die Gipfelregion des Hahnkogels.

Wenn wir von dem Verwurfe an der Nordgrenze der permocarbonischen Riffbildungen und der daran anschließenden lokalen Schichtenzerknitterung absehen, so ist die Lagerung in diesem Durchschnitte eine auffallend regelmäßige, ja vom Bellerophondolomit aufwärts überhaupt völlig ungestört und flach. Niemand würde auf Grund dieser Lagerungsverhältnisse für die Tiefe des Gebirges so gewaltige tektonische Komplikationen voraussetzen, wie sie durch den Tunnelbau 960 m unter dem Rožicasatte enthüllt worden sind. Ich will hier, späteren Darlegungen vorgreifend, nur darauf hinweisen, daß die obercarbonischen Schichten nicht, wie man nach den Tagaufschlüssen erwarten sollte, unter den jüngeren Schichtenmantel nach Nord hinabtauchen und auch weiterhin deren regelmäßige Unterlage bilden, sondern daß sie, wie die Tunnellierung ergeben hat, samt den jüngeren Hangendschichten in eine nach Nord überkippte Falte zusammengeschoben worden sind. Die flach gelagerte Schichtfolge auf der Höhe des Gebirgskammes gehört dem Hangendschenkel, beziehungsweise der Scheitelregion dieser Falte an, während der durch inverse Anordnung der Schichten gekennzeichnete, steiler gestellte Mittelschenkel, der nach Süd bis unter den Hauptkamm des Gebirges zurückgreift, erst durch den Tunnel erschlossen worden ist; er wurde nahe der Übergangsregion in den Liegendschenkel durchfahren. Die Tendenz zu nördlichen Überschiebungen, welche wir im Rosenbachgebiete an dem Nordrande der triadischen Schichtenplatte kennen gelernt haben (p. 19—23 [161—165]), gelangt also schon im paläozoischen Kern der Gebirgskette zu prägnantem Ausdrucke.

Wir wenden uns nun dem Südrande der Aufwölbung obercarbonischer Schichten östlich des Mlince potok zu. Als Gegenfügel der Ablagerungen, welche sich nordwärts über diesem paläozoischen Schichtensattel aufbauen, finden wir im Süden eine größere zusammenhängende Scholle von Gesteinen der unteren Trias, die sich von der Mündung des Mlince potok nach Ost bis zur Ortschaft Birnbaum erstreckt. Nach Süden reichen die Triasbildungen bis ins Savetal hinab. Presnek- und Doveršnjig potok durchschneiden in ihrem schluchtförmig verengten Unterlauf diese jüngere, dem carbonischen Schichtenzug vorgelagerte Gesteinsscholle.

Am klarsten ist die Lagerung dieser Triasschichten am Ausgang des Presnekgrabens aufgeschlossen, besonders in dem Rücken, welcher sich westlich über der schutterfüllten Talsohle erhebt. Ich gebe in der nachstehenden Figur eine Skizze der hier zu beobachtenden Verhältnisse. Über einem Sockel von

Schiefern und plattigen Mergelkalken der oberen Werfener Schichten, welche mit  $30^\circ$  in Nord einfallen, lagern konkordant ausgezeichnet gebankte Dolomite des unteren Muschelkalkes. Diese letzteren treten an der Kante des Rückens als schroffer Schichtkopf mit flach in Nord geneigten Bänken heraus, während sie in der felsigen Gipfelpartie mit Kote 979 in steil stehenden Platten ( $70^\circ$  und mehr) nach Süd einschließen. Im mittleren Abschnitt des Gebirges, an der Abdachung in den Presnekgraben, ist, wie unsere Skizze andeutet, die synklinale Umbiegung des starren Schichtenmaterials ganz deutlich zu beobachten. In der grünen Einsenkung, welche sich nördlich an den Gipfel 979 anschließt, kommt in steilen, bis zur Senkrechten aufgerichteten Schichten die Werfener Schieferbasis wieder zum Vorschein. In der Tiefe der Talschlucht beobachtet man im Liegenden der Werfener Schichten noch eine schmale Zone von roten grobklastischen Sandsteinen und bunten Breccien, welche das Perm vertreten, auf den Höhen östlich und westlich davon grenzen die Werfener Schichten dagegen unmittelbar an die dunklen Schiefer und Sandsteine der Auerniggsschichten.



Lagerung der unteren Trias am Ausgange des Presnekgrabens.

ms = Werfener Schichten. | do = Anisischer Dolomit.  
h = Bergwiesen mit Houstadel auf Werfener Schichten.

Werfener Schichten und Muschelkalk sind also dem Carbonaufbruch in einer Synklinale vorgelagert, deren Nordflügel nahezu senkrecht aufgerichtet ist, während der Südflügel flach ins Gebirge einfällt.

Die Grenze zwischen Obercarbon und Werfener Schichten verläuft geradlinig bis zum oberen Ende der Schlucht des Doveršniggrabens hinüber. An den Steilabstürzen, welche die Schlucht nach West hin begrenzen, sind die Dolomite des unteren Muschelkalkes noch in großer Mächtigkeit aufgeschlossen, sie stehen hier in lebhafter Wechsellagerung mit gelblich verwitternden Rauhwackenbänken. Ein Steig, der vom Alpenfahrweg an der linken Seite des Tales zum oberen Rande der Schlucht hineinführt, schließt bereits die rauhfächig verwitternden Kalke der oberen Werfener Schichten auf. An dem rechten Steilhang des Grabens sieht man dann unmittelbar an den dickbankigen Dolomit des Muschelkalkes anschließend dünnplattige Dolomite, die mit rötlichgrauen und dunklen oolithischen Kalksteinen, den bekannten Holo-pellenoolithen der oberen Werfener Schichten und dünnenschichtigen grauen Mergelkalken alternieren. Interessant ist die Lagerung dieser gut geschichteten Gesteinszone; sie bildet im höheren Teil des Gehänges mit  $65^\circ$  in NW verflächend das Hangende des Muschelkalkdolomits, stellt sich weiter abwärts senkrecht auf, um schließlich im Niveau der Talsohle den Dolomitkomplex zu unterteufen. Es liegt also in der Krone des Aufschlusses eine regelrechte Schichtenüberkipfung vor. Etwa 50 Schritte weiter talaufwärts gelangt man in Aufschlüsse von grellroten sandigen Schiefen der unteren Werfener Schichten, die mit  $35^\circ$  in Süd einfallen, also bereits ziemlich flach vom Carbon abfallen. Es sind das auch schon die letzten Aufschlüsse in den Gesteinen der unteren Trias, denn eine kurze Strecke weiter aufwärts gelangt man nach Überkletterung einiger Riesenblöcke von carbonischem Quarzkonglomerat in anstehende Schiefer und

Sandsteine der Auerniggsschichten. Die Talspaltung nächst der Kote 1082 liegt bereits im Obercarbon. Permische Schichten fand ich auch hier an der Grenze von Carbon und Trias nicht aufgeschlossen; sie fehlen auch, wie wir sehen werden, im Tunnelprofil. Die großen Blöcke von bunten Perm-breccien, die man tiefer unten am Gehänge beobachtet, sind ringsum glatt gescheuert und stammen aus der Glazialschuttdecke.

Der an der Ostseite des Doveršniggrabens heraufziehende Alpenfahrweg verläuft durchaus in Werfener Schichten. Wo dieser Weg nach Überschreitung der ersten Gehängrippe eine in die Schlucht hinabziehende Schuttrinne verquert, befindet sich eine ergiebige Fundstelle von Fossilien der oberen Werfener Schichten. Östlich von dieser Kommunikationslinie beobachtet man auf der Höhe des zum Doveršniggraben parallelen Bergkammes im Hangenden dieser Werfener Schichten nochmals Schollen von Dolomit, die letzten Ausläufer der synklinal eingefalteten Zone von Muschelkalkdolomit des Gebietes West vom Doveršniggraben. Wir werden auf diese Faltenreste von Dolomit in dem Abschnitt über die Tunnelaufschlüsse ausführlicher zurückkommen.

Die Aufschlüsse im Mündungsgebiet des Doveršniggrabens reichen über jene im Presnek potok nach Süd hinaus und vervollständigen dieselben. Unter den Mergelkalken der oberen Werfener Schichten, welche im Presnekgraben die Dolomitsynklinale nach unterlagern, kommt im Doveršniggebiet noch ein Aufbruch von gipsführenden Schichten und bunten Schiefertönen zum Vorschein, der das Niveau der unteren Werfener Schichten repräsentiert und an dessen Basis abermals ein Schichtkopf von Dolomit, den man der Lagerung nach in das Niveau des Bellerophondolomits stellen könnte. Die Tunnelaufschlüsse haben jedoch gezeigt, daß auch dieser Dolomit der unteren Trias angehört und nur durch eine nach Süd gerichtete Überkipfung der Schichten in seine gegenwärtige abnormale Lage gelangt ist. An die einseitig gebaute Muschelkalksynklinale des Presnekgebietes schließt sich also hier nach Süd hin noch ein zweiter gegen die Julischen Alpen hin überschobener Faltenrest von unterem Muschelkalk. Erscheint also für den Schichtenbau am Nordrand der carbonischen Aufbruchswelle die Tendenz zu nördlichen Überschiebungen maßgebend, so weist der Faltenbau in der südlich vorgelagerten Triasscholle auf nach Süd gerichtete Druckwirkungen hin. Man wird daher auch für die Zone der carbonischen Schichten selbst einen regelmäßigen Gewölbebau nicht voraussetzen dürfen.

Die hier besprochene Scholle von Triassedimenten reicht nach Ost nur eine kurze Strecke weit über den Südeingang des Karawankentunnels hinaus. Jenseits desselben wird sie ihrer ganzen Breite nach durch eine NNW—SSO orientierte Querstörung abgeschnitten, welche durch den bei der Ortschaft Birnbaum mündenden Graben ins Savetal ausstreicht. Der Verlauf dieser Störungslinie konnte wegen der starken Schuttbedeckung des Gehänges nur durch Detailbegehungen festgestellt werden, auf welche wir bei der Schilderung der Umgebung des südlichen Tunnelportales näher eingehen werden. Hier möchte ich nur auf einige Beziehungen hinweisen, die sich aus der kartographischen Fixierung dieser Linie ergeben.

Der Querbruch von Birnbaum gehört zunächst seiner Streichungsrichtung nach in die Kategorie jener jüngeren Querstörungen, welche am Nordrand der Karawankenkette dislozierend in die vom Hochwipfelbruch begrenzten Schollen eingreifen, derselbe liegt ferner parallel zu dem großen Diagonalbruch, der das Verbreitungsgebiet der paläozoischen Schichten an der Südabdachung des Gebirges vom Triasmassiv des Stou scheidet. In der Tat ist er auch nicht ohne Einfluß auf die Konfiguration dieses Verbreitungsgebietes. Zwischen dem Mlincetal und dem oberen Doveršniggraben schwankt die Aufschlußbreite des obercarbonischen Schichtenzuges zwischen 700 und 1000 m. Östlich von der genannten Querstörung wächst dieselbe plötzlich auf 3300 m an.

Die Südgrenze des Obercarbons erscheint bei der Ortschaft Birnbaum infolge dieses Querbruches bis an den Fuß des Gebirges hinabgerückt und setzt von hier ab wieder geradlinig nach Ost fort. Die Störung hat also ähnlich den Querstörungen am Nordrande der Karawankenkette deutlich den Charakter einer Schollenverschiebung. Das Ausmaß der Verschiebung beträgt in der Projektion der Karte 1500 m.

Zwischen Mlince- und Doversňiggraben fällt die Carbon-Triasgrenze, wie wir gesehen haben, mit einer Längsstörung zusammen, an welcher die permischen Schichten nur in Spuren nachgewiesen werden konnten, die untere Trias aber steil aufgestaut oder nach Süd überkippt erscheint. Diesen Schichtenbau weist auch die schmale Zone von Triasbildungen auf, welche der Südstollen des Karawankentunnels vor dem Eintritt in die obercarbonischen Schichten durchfahren hat.

Die nach Süd gerückte Fortsetzung dieser Formationsgrenze, welche von Birnbaum quer über die tiefen Einschnitte des Jesenice-, Ukowa- und Javornik potok nach Ost bis an den Fuß des Vajnaš-Kammes hinüber verfolgt werden konnte, trägt in dem größeren Teile ihres Verlaufes den Charakter eines Längsbruches. Es sind zumeist Kalke und Dolomite der anisischen Stufe, welche dieser Linie entlang mit dem Obercarbon in Berührung treten. Nur im Jesenice- und Ukowagraben sieht man das Obercarbon unter die permischen Konglomerate und Breccien hinabtauchen, welche die von den genannten Talfurchen begrenzte Erhebung des Mirza vrh aufbauen.

Gerade in diesem Gebiete beobachtet man aber im Süden der hier so mächtig entwickelten Perm-breccien zwei besonders scharf ausgeprägte Störungslinien, welche der Südgrenze des Obercarbons parallel laufen. Die eine derselben verquert den Ausgang des Jesenicetales, die andere, südlicher gelegene, die Mündung des Ukowagrabens. Die erstgenannte Linie ist mit einem Wiederauftauchen obercarbonischer Schichten verknüpft. Ich beobachtete diese Schichten zu beiden Seiten des unteren Jesenicegrabens, einerseits im untersten Teile des von Bleiöfen nach Hohental führenden Karrenweges, andererseits an der ersten Umbiegung der Straße nach Heiligenkreuz, ferner an der Basis des großen Steinbruches, der während des Tunnelbaues in den permischen Breccien des Mirza vrh angelegt wurde. Alle diese Anbrüche obercarbonischer Schiefer vereinigen sich zu einem schmalen, aber auf 2 km Länge zu verfolgenden Schichtenzuge, welcher im Norden ganz normal von den bunten Mirza-Breccien überlagert wird, nach Süd hin dagegen auf die Gesteine der unteren Trias aufgeschoben erscheint, die zwischen Bleiöfen und Assling den Fuß des Gebirges bilden.

Der im Mündungsgebiete des Ukowagrabens zu beobachtende Längsbruch setzt unterhalb des Jelenji kamen, wo er die Grenze zwischen Perm und Muschelkalk bildet, geradlinig in den Javornik potok hinüber fort.

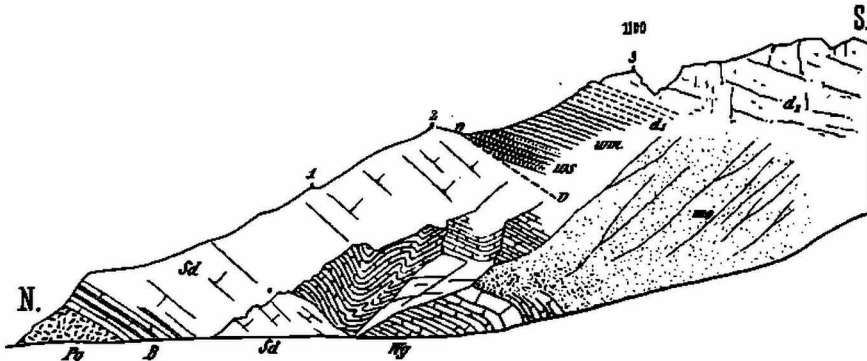
Östlich von Jauerburg konnten am SW-Fuß des Stou noch eine ganze Reihe paralleler Längsverwürfe konstatiert werden, die hier nicht eingehender besprochen werden sollen. Sie sind für den Gegenstand unserer Darstellung nur insofern von Interesse, als sie das Bild der tektonischen OW-Gliederung vervollständigen, welche das eben geschilderte Gebiet so sehr auszeichnet. Alle hier zu beobachtenden Faltenzüge und alle durch südliche Überkipnungen oder Überschiebungen daraus hervorgehenden Längsstörungen streichen in schöner paralleler Reihung nach West ins Savetal aus, aber sie überschreiten diese Tallinie nicht. Am gegenüberliegenden Ufer ragt eine ungegliederte Felsmauer auf, der Steilabsturz des einförmigen obertriadischen Kalk- und Dolomitplateaus der Mežaklja, eines Vorwerkes der Julischen Alpen. Dieser Kontrast der beiden Talseiten reicht von Moste bis nahe an Lengenfeld; dieser Teil der Wurzener Save kann als Typus einer in eine Bruchspalte eingeschnittenen Haupttalfurche gelten.

## 8. Eine Überschiebungszone am Nordrande der Julischen Alpen.

Jenseits von Lengenfeld biegt das Savetal allmählich in die OW-Richtung ein und von Podkuže ab fallen Talverlauf und Schichtstreichen in eine Linie. Das Gebirge, das sich von hier ab im Süden über das Tal erhebt, besteht nicht mehr aus einer einheitlichen Riffkalkmauer, wie in der Gegend von Assling und Birnbaum, sondern aus einer reichgegliederten triadischen Schichtfolge, deren Aufbau durch zwei tiefe Querfurchen, den Beli potok und den Martulikgraben, erschlossen wird. Von besonderem Interesse sind die Aufschlüsse im Beli potok. Ich gebe zunächst in Fig. 8 eine Ansicht der Ostseite dieses Taleinschnittes, die ich nach der Begehung des Terrains von dem gegenüberliegenden Hang skizziert habe.

An dem Ausgange des Beli potok steht dort, wo ein Weg an der östlichen Tallehne emporführt, eine Kuppe von Raibler Felsitporphyr an. Das Eruptivgestein repräsentiert hier das tiefste Glied der Schichtfolge. Über dem Porphyr lagern, mit 45 bis 50° in Süd verflächend, dickbankige graue Kalke, in welche sich wenige Schritte taleinwärts eine Zone dunkler Kalksteine mit bituminösen tonigen Zwischenschichten einschaltet. Darüber folgen nun graue, zu weißem Grus zerfallende Dolomite vom Habitus des Schlern-dolomits. Die Grenzzone zwischen Porphyr und Dolomit kann auf 40 m geschätzt werden, der Übergang in den Hangenddolomit ist ein allmählicher. In diesem nach der Lagerung als Schlern-dolomit zu bezeichnenden Gestein erreicht man bei einem Vermessungssignal die Kante des Rückens, welcher den Beli potok nach Ost begrenzt. Folgt man nun der Kante aufwärts, so gelangt man nach kurzem Steilanstieg auf einen ringsum freien Waldgipf, auf welchem ein zweites Signal steht und in dessen Rücken zwischen den Koten 1000 und 1100 in eine Einsenkung, in welcher im Hangenden des Dolomits eine weichere Gesteinszone durchstreicht.

Fig. 8.



Profil durch den Beli potok am Nordfuße der Julischen Alpen.

Pb = Raibler Felsitporphyr.  
 B = Kalke und Schiefer der Buchensteiner Schichten.  
 Sd = Schlern-dolomit.  
 Wg = Plattenkalke und Kalkschiefer der Wengener Schichten.  
 v-v = Überschiebungslinie.

us, um = Sandsteinplatten und Mergel der oberen Werfener Schichten.  
 d<sub>1</sub> = Plattige Dolomite der anisichen Stufe.  
 d<sub>2</sub> = Dickbankige bis massige Dolomite.  
 mo = Glazialschutt.  
 1, 2, 3 = Unteres, mittleres und oberes Vermessungssignal.

Es liegen hier zu unterst glimmerreiche graue Sandsteinplatten, darüber in einem schmalen, kaum meterbreiten, nach beiden Seiten steil abstürzenden Kammstück trefflich aufgeschlossen grünlichgraue, durch weiße und rosarote Gipslamellen oft zierlich gebänderte Mergelschiefer, die durch ihre Fossilführung als obere Werfener Schichten charakterisiert sind; sie sind erfüllt mit gut erhaltenen Resten von *Naticella costata*, *Gervilleia socialis* und *Myophoria costata*. Die Schichten verflachen mit 30° in Süd und werden in dieser Richtung konkordant von schmutziggrauen Dolomiten und Rauhwacken des unteren Muschelkalks überlagert. Diesem zweiten Dolomitmiveau, in welchem nahe über der Werfener Schieferscharte das dritte Vermessungssignal mit Kote 1100 liegt, gehören die Wandabstürze an, welche sich von der genannten Kote ab nach West in den Beli potok hineinziehen. An ihrem Fuße treten in der Tiefe des Grabens unter einer Decke von Gehängeschutt die Werfener Schichten abermals in fossilreichen Aufschlüssen zutage. Ich fand daselbst in grünlichgrauen mergeligen Gesteinsbänken außer den bereits namhaft gemachten Leitfossilien der oberen Werfener Schichten, von denen hier insbesondere *Myophoria costata* in großen schönen Exemplaren vertreten ist, auch gut erhalten Reste von *Meekoceras caprilense* Mojs.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> E. Kilit hat die hier im Jahre 1800 gesammelten Reste von *Meekoceras* gelegentlich der Bearbeitung der Cephalopodenfauna von Mú als Vergleichsmaterial benützt. Abh. geol. Reichsanst., Bd. XX, Heft 1, p. 71.

Nach Ost hin streicht die Zone von Werfener Schichten, von Schichtköpfen anisichen Dolomits überragt, am Gehänge oberhalb Malnjak aus. Betrachtlicher ist ihre Erstreckung in westlicher Richtung. Hier ist diese Gesteinszone zunächst im Bereiche der flachen Gehängstufe nachzuweisen, welche sich über den zwischen Beli potok und Martulikgraben im Süden der Save hinziehenden steilwandigen Kalk- und Dolomitabstürzen erhebt. Sie nimmt hier eine zwischen 1000 und 1100 m schwankende Höhenlage ein. Am Nordfuß der Glava wendet sie sich nach Süd in den Martulikgraben hinein und erreicht Süd von dem ebenen Alpboden mit Kote 924 am Eingange in die Wasserfallschlucht die Talsohle. In der Isohypse für 1000 m sind hier dieselben grauen glimmerreichen, plattigen Sandsteine und die gipsführenden grünlich grauen Mergel mit Naticellen-Steinkernen und Abdrücken von *Myophoria costata* aufgeschlossen, welche wir soeben im Beli potok kennen gelernt haben. Sie bilden die Basis der grauen, etwas bituminösen Dolomite, welche den Eingang in die Wasserfallschlucht flankieren. Aus dem Martulikgraben setzen die Werfener Schichten nach West durch die Berggruppe des Mali- und Černi vrh in die große Pischenza hinüber und dürften dort in den Vorkommnissen von Werfener Schichten ihre Fortsetzung finden, welche Peters im Osten und Westen dieser breiten Talfurche festgestellt hat.

In dem Kammprofil an der Ostseite des Beli potok lagern die Werfener Schichten auf Schlerndolomit. Bei der Begehung der Aufschlüsse im Talgrunde ergab sich, daß diese Dolomite, die der geschilderten Anstiegsroute entlang bis zur Kote 1000 emporreichen, in der Tiefe des Tales bald von einer anderen Gesteinsentwicklung abgelöst werden, und zwar von einer mächtigen Folge von schwarzen Plattenkalken und Kalkschiefern, in welche sich dolomitische Gesteinsbänke nur als untergeordnete Zwischenlagen einschalten. Die Schichten sind, wie auch der Skizze in Fig. 3 zu entnehmen ist, teils wellig gelagert, teils in sich zusammengefaltet und verbogen, fallen aber im ganzen doch als Hangendes der Dolomite des Talausganges nach Süd ein. Der Gesteinscharakter ist vollständig jener der Wengener Schichten und in der Tat fand ich auch einzelne Gesteinsplatten ganz bedeckt mit Schalenabdrücken von *Posidonomya* aff. *wengensis*. Dieser Schichtkomplex reicht nun talaufwärts bis zu jener Stelle, wo sich von einem am Ostgehänge lagernden größeren Moränenrest ein Schuttstrom ins Tal hinab ergießt. Hat man diese Schuttmassen überschritten, so gelangt man sofort in die Anbrüche der sandigen und mergeligen Schichten, welche, wie schon oben bemerkt wurde, zahlreiche Fossilien der oberen Werfener Schichten, darunter die bisher nur von einer kleinen Anzahl von Lokalitäten bekannten Reste von *Meekoceras caprilense*, geliefert haben. Im Talgrunde bildet also nicht Schlerndolomit, sondern das zeitlich äquivalente Niveau der Wengener Plattenkalke die Basis der Werfener Schichten. Das Niveau der schwarzen Plattenkalke mit *Posidonomyen* setzt auch nach West in den Martulikgraben fort. Die Gesteine sind hier in steil (50 bis 60°) nach Süd einfallenden, mannigfach verbogenen und zerknitterten Lagen innerhalb der Klamm aufgeschlossen, welche der Bach unterhalb des Alpbodens mit Kote 924 ausgenagt hat. Sie liegen hier über grauen, etwas dolomitischen Kalken ähnlich jenen am Ausgang des Beli potok.

Über der etwa 50 m mächtigen Zone von Werfener Schichten folgen im Beli potok ebenso wie auf der Höhe des Bergrückens im Osten dünnbankige, schmutzgraue Dolomite, dann hellere in massige Bänke gegliederte dolomitische Gesteine, die taleinwärts bis zur Kote 1154 zu verfolgen sind. Darüber lagern rauchgraue Kalke mit Diploporen, in welchen die auffallenden Wandabstürze an der Ostseite der Robičeva Pl. liegen. Wo diese Gesteine die Talsohle übersetzen, geben sie zur Bildung einer Steilstufe mit Wasserfall Veranlassung. Nächst der Kote 1154 fand ich Blöcke eines dunklen Kalksteins mit *Terebratula (Coenolhyris) vulgaris*, welche darauf schließen lassen, daß auch die normale Faziesentwicklung des alpinen Muschelkalks hier nicht gänzlich fehlt. Sicher ist, daß die ganze nahezu 300 m mächtige Serie von Dolomiten und Kalken als Vertretung der anisichen Stufe betrachtet werden muß, denn erst im Hangenden derselben gelangt man in das Niveau der Porphyre und Porphyrtuffe von Kaltwasser, also in die Buchensteiner Schichten. An der Ostseite der Robičeva Pl. fand ich rote Felsitporphyre noch in 1400 m Seehöhe, an der entgegengesetzten Seite des Tales lagern sie zwischen den Isohypsen 1300 und 1400 m und im Graben selbst beobachtet man scharfkantige Stücke von gebänderter, kieseliger Pietra verde im Durchgangspunkte der Höhenschichtenlinie für 1300 m. Die massigen Porphyre treten in

diesem Gebiete sehr zurück gegenüber den mit ihnen verknüpften, zumeist in ihrem Hangenden sich aufbauenden Tuffgesteinen. Diese selbst sind teils grobkörnig dickbankig, teils feinkörnig dünnplattig, immer aber durch das reichlich beigemengte grüne Eruptivgesteinsmaterial als Tuffbildungen gekennzeichnet. Auffallend ist ferner die Einstreuung von marinen Schalterresten in diesen Gesteinen, selbst in den grobkörnigen Tuffsandsteinen.

Aus den feinkörnigen Tuffsandsteinen entwickeln sich nach oben fossilreiche schiefrigsandige Mergel die wieder mit dünnbankigen, dunklen, mergeligen Kalksteinen wechsellagern. Der ganze Ablagerungskomplex ist etwa 50 bis 60 *m* mächtig und bildet ein zwischen zwei Etagen dickbankiger Kalke und Dolomite eingeschaltetes Schichtenband, das sich parallel der tieferen Werfener Schieferzone, aber etwa 300 *m* höher durch den Hintergrund des Beli potok hindurchschlingt. Im Martuliktal streicht dieser Schichtenzug ungefähr in gleichem Niveau durch das Ursprungsgebiet der großen Schutthalde durch, welche von der rotbraunen Wand der Skarlatica zu Kote 1032 in »pod spikom« der Karte herabzieht. Der kleine Martuliksee dürfte in diesem Schichtenzuge liegen.

Aus diesem Niveau stammen die durch ihren Reichtum an oft kreidig auswitternden Bivalvenschalen ausgezeichneten, mergelig sandigen Gesteinsplatten, die über das ganze Gebiet des Beli potok und des Martulikgrabens ausgestreut sind und die wegen ihrer äußeren Ähnlichkeit mit den fossilführenden Gesteinsplatten der Raibler Schichten schon das Interesse der früheren Beobachter erregt haben.<sup>1</sup> Die häufigsten Fossilreste in diesen Schichten sind ein *Pecten* aus der Gruppe des *Pecten discites*, derselbe, den Stur l. c. durch eine eigentümliche Radialskulptur irreführt, als *Pecten filiosus* bestimmt hat, und eine *Myophoria* aus der Verwandtschaft der *Myophoria elegans*.

Es sind das Typen, welche bekanntlich in der deutschen Trias durch den ganzen Muschelkalk verbreitet sind und noch in den Keuper aufsteigen und die somit mit der nun festgestellten Position der in Rede stehenden Schichten an der Basis der ladinischen Stufe nicht im Widerspruch stehen.

Die Dolomitetege im Hangenden der fossilreichen Tuffsandsteine, Mergel und Kalke der Buchensteiner Schichten reicht im felsigen Talschluß des Beli potok etwa bis zu 1700 *m* Seehöhe empor; über diesem als Schlerndolomit zu bezeichnenden Niveau folgt dann unmittelbar der ausgezeichnet gebankte Dachsteinkalk, der in der Gipfelregion der Kokowa ebenso wie im benachbarten Triglavgebiete noch von einer schichtungslosen Riffkalkmasse überlagert wird. Die Raibler Schichten sind, in ihrer normalen Mergelfazies wenigstens, nicht entwickelt; sie scheinen hier ebenso wie in den Steiner Alpen durch Riffkalkbildungen vertreten zu sein, denn in dem weiten Kar, das sich unter den Wänden des Špik hinzieht, fand ich Blöcke eines weißen Riffkalks mit den für die Grenze zwischen Raibler Schichten und Dachsteinkalk bezeichnenden Resten der *Koninckina*, welche Bittner auf Grund meiner Aufsammlungen aus dem Gebiete von Oberseeland beschrieben hat.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Vgl. D. Stur, Verh. geol. Reichsanst., 1867, Jahresh., p. 17.

<sup>2</sup> Erläut. zum Blatt Eisenkappel-Kanker 1808, p. 80. Das Koninckinen führende Gesteinsniveau scheint in den Julischen Alpen übrigens eine weite Verbreitung zu besitzen, denn ich fand Riffkalkblöcke mit den Schalenresten dieser Brachiopoden auch am Fuße der Steilabstürze des Cmir im Uratatal und anstehende Kalkbänke mit *Koninckina* und *Amphictina* im Gebiete der Jelouca auf dem Wege vom Jagdhaus in der Rovtarca nach Ledina. Der oben genannte Fund eines Koninckinengesteins am Fuße der Spikwände brachte mir die Angaben von Peters über das Vorkommen von Hierlatzschichten auf den Höhen des Spik und der Kukowa in Erinnerung. »Wenigstens traf ich« so schreibt Peters im Jahrb. d. geol. Reichsanst., 1856, p. 680, »in einem weißen Kalkstein, der von dort in die Martulkamulde herabgestürzt sein muß, wohlerhaltene Terebrateln, die mit denen vom Hierlatz viel Ähnlichkeit haben. Herr Suess getraute sich aber nicht, sie ohne weiteres mit Hierlatzspezies zu identifizieren, so blieb die Sache in suspenso.« Bei der Neuordnung des Museums der geologischen Reichsanstalt kamen diese Reste wieder zum Vorschein und die neuerliche Untersuchung ergab, daß es sich hier tatsächlich nicht um liasische Brachiopoden handelte, sondern um Fossilien aus dem in Rede stehenden Grenzniveau zwischen Raibler Schichten und Dachsteinkalk. Die Reste beziehen sich auf die Gattungen *Amphictina*, *Amphictinodonta*, *Spiriferina* und auf eine *Rhynchonella* aus der Gruppe der *Rh. fissicostata*, repräsentieren also dieselbe Formengesellschaft, welche Bittner (Abh. geol. Reichsanst., Bd. XIV, Taf. IV) in dem Blockmaterial von Oberseeland nachgewiesen hat.

Die malerischen Schluchten, welche uns zwischen Kronau und Lengenfeld einen Einblick in die Felsszenarien der Jülichen Alpen eröffnen, sind also auch für den Geologen von besonderem Interesse. Sie erschließen etwa 300 m über dem Savetal eine flache Nordüberschiebung, die durch das Übergreifen einer Platte von oberen Werfener Schichten über Schlerndolomit und dunkle Kalke der Wengener Schichten charakterisiert erscheint. Die Werfener Schichten bilden die Basis einer flach gelagerten Schichtentafel, die nach oben bis in das Niveau des Dachsteinkalks hinaufreicht. Die überschobene Schichtenreihe im Liegenden des Werfener Horizontes ist durch steilere Stellung (Verflächen 50° in Süd) und Fältelung des an die Überschiebungsfläche sich anschließenden plastischeren Gesteinsmaterials der Wengener Schichten ausgezeichnet. Der überschobene Schichtkomplex reicht am Ausgang des Beli potok nur bis in das Niveau des Raibler Felsitporphyrs hinab, am Ausgange des Martulikgrabens aber bis in grüne und violette Schiefer des Werfener Horizontes, welche dem Muschelkalk der Martulikklamm in stark zerrütteten und zerknitterten Schichten vorgelagert sind. 2-6 km in West von diesem Aufschlusse kommt, wie bereits früher erörtert wurde, an demselben Gelände die paläozoische Schichtenbasis zutage.

Setzt man das Profil des Beli potok über den Einschnitt der Save nach Nord fort, so gelangt man auch dort am Fuß eines steilen Dolomitgehanges in Aufschlüsse von Mergelschiefeln und glimmerührenden, plattigen Sandsteinen vom Habitus der Werfener Schichten. Die Schichten fallen unter den Dolomit in Nord ein. Sie sind das Ausgehende jener Zone von sandig schiefrigen und mergeligen Gesteinen, die am Ausgang des Belzagrabens die Unterlage der bunten Muschelkalkebreccie von Lengenfeld bilden und mit dieser zusammen eine besondere Fazies der anisischen Stufe und das unmittelbare Liegende des Tuffniveaus der Buchensteiner Schichten darstellen. Westlich von der Belzamündung fand ich auch an dem ins Dolomitgehänge hinaufziehenden Alpensteig im Hangenden dieser Schiefer anstehende Massen von grünem und rotem Porphy. Ein zweites Vorkommen von Porphy im nördlichen Savegelände beobachtet man an dem von Lautischer nach Ost auslaufenden Fahrwege. Das Eruptivgestein bildet an beiden Lokalitäten die Basis von nördlich verflächendem, bituminösem Dolomit, der nach aufwärts allmählich in normalen hellen Schlerndolomit übergeht.

Das Savetal verläuft also hier, wenn man die Porphyre hüben und drüben, und die einerseits nach Nord, andererseits nach Süd abdachenden Hangenddolomite zusammenhält, im Scheitel einer Antiklinale mit Schiefeln und Sandsteinen des Muschelkalks in der Aufbruchsmittle. Das Gewölbe von permocarbonischem Rifkalk, das an dem Steilabfall der Terrasse von Mitterberg bloßgelegt erscheint (vgl. Fig. 6, p. 30 [172]) bildet die westliche durch eine Längsstörung abgespaltene und etwas nach Nord abgelenkte Fortsetzung dieser Antiklinale. Noch weiter in West treten dann, wie bereits oben geschildert wurde, im Streichen dieser Antiklinalregion als tiefstes Glied die Auernigg-Schichten zutage, welche noch vor Kronau das Savetal übersetzen und von hier nach West noch auf eine beträchtliche Erstreckung hin als tektonischer Leithorizont am Nordfuß der Jülichen Alpen verfolgt werden konnten.

Die Nordüberschiebung im Beli potok und im Martulikgraben ist ein getreues Abbild der Überschiebungserscheinungen am Nordrande der Steiner Alpen, im besonderen jener schuppenförmigen Wiederholungen von Werfener Schichten, welche im Blatte Eisenkappel-Kanker der geologischen Spezialkarte südlich des großen Siluraufbruches von Sulzbach zur Darstellung gelangt sind. Die scharf ausgeprägten Südüberschiebungen, die bei der geologischen Kartierung der Steiner Alpen entlang ihrer südlichen Begrenzung nachgewiesen werden konnten und die sich noch in den tertiären Vorlagen dieses Gebirgsstockes an den nach Süd überkippten Einfaltungen von sarmatischen Schichten im marinen Miocän von Stein in Krain klar erläutern lassen, setzen nach West bis in die Tiefenlinie der Wurzener Save fort. Die überkippten Schichtfolgen in den Triasablagerungen am Südausgang des Karawankentunnels sind nach dieser Richtung hin die letzten Äußerungen solcher nach Süd gewendeter Rückfaltungen.



## Die Aufschlüsse im Tunnel.

(Hiezu Tafel II und III.)

### A. Nordseite.

#### Die geologische Situation des Nordportales.

Der Schilderung der Aufschlußdetails in der Nordhälfte des Karawankentunnels möchte ich einige Daten über die Aufschlüsse an der nördlichen Zufahrtsstrecke vorausschicken, welche das Tunnelprofil nach dieser Richtung hin erweitern und zugleich über die geologische Situation des Nordportales selbst eine genauere Orientierung bieten.

Wir gehen hierbei von der Station Rosenbachtal aus. Dieselbe liegt auf einer diluvialen Schotterterrasse an der linken Seite des Haupttales, über welche sich westwärts der Steilabfall des Plateaus von Schlatten erhebt. Die zur baulichen Ausgestaltung der Station notwendigen Abgrabungen am Fuße dieses Steilhanges haben das Schichtenmaterial desselben quer auf das Streichen angeschnitten. Die Krone des Aufschlusses bilden wohlgegliederte Bänke einer harten Nagelfluh mit grobsandigen Zwischenlagen, welche mit  $20^\circ$  in Nord einfallen. Darunter lagern konkordant graue tonige Sande, sodann eine blaugraue Tegelschicht und unter dieser ein wiederholter Wechsel von groben Schottern und Sanden, in welche sich ab und zu abermals Tegellagen einschalten.

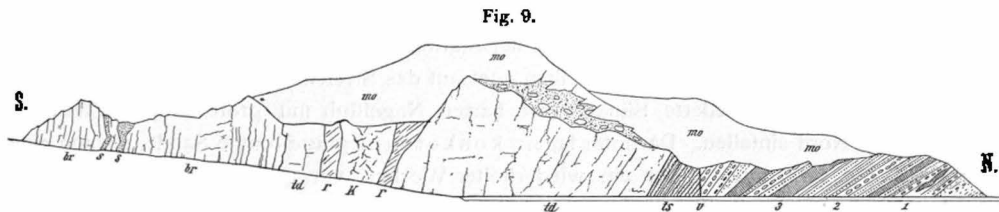
Die hangende Nagelfluh, welche auch oberhalb der abgeschrägten Wand in meterdicken Gesteinsbänken aus dem Steilhang heraustritt, bildet ein vollkommen trockenes, von schütterem Nadelwald bestandenes Terrain. Die an der Basis derselben aufgeschlossenen tegeligsandigen und schotterigen Gebilde erwiesen sich dagegen als ein wasserführendes Niveau, in welchem jeder Anschnitt kleine Quellausflüsse eröffnete. Derselbe Gegensatz fällt auch in den Entblößungen an dem rechten Ufer des Rosentales auf. In den nördlichen Vorlagen des Suchi vrh erscheint die Decke der Nagelfluhbildungen infolge von Terrainbewegungen an der Grenze gegen die wasserleitende Basis in einzelne Schollen zerstückt und an einer Stelle, welche unter der Lokalbezeichnung »in der Kuchel« bekannt ist, in ein wirres Trümmerfeld aufgelöst, in dessen Bereiche während der ersten Bauperiode ein unregelmäßiger Steinbruchbetrieb zur Gewinnung von Materiale für leichtes Mauerwerk im Gange war. Die Rollbahnanlage, welche der rechten Talseite entlang die Verbindung mit dem Tunnel herstellte, hat die sandigtegeligen und schotterigen Basisschichten in größerer Ausdehnung bloßgelegt. Sande und Schotter sind hier vielfach von rostiger Färbung und an der Grenze gegen eine stärkere Tegellage beobachtete ich Trümmer eines schwachen Lignitflözes.

Die hier geschilderte zweigliedrige Schichtfolge entspricht der jüngsten Stufe der Tertiärablagerungen des Klagenfurter Beckens, den Salmnikkonglomeraten und deren Grenzschichten gegen die tieferen kohlenführenden Miocänablagerungen von Keutschach; die scharfmarkierte Terrasse dagegen, welche für die Stationsanlage benutzt wurde, ist neueren Datums. Sie besteht aus glazialen Schotterbildungen, die in eine jüngere, in die tertiäre Schichtenreihe eingeschnittene Erosionsrinne eingebettet wurden. Auf dem Wege, der in der Taltiefe vom ehemaligen Gewerkshause (Schloß Rosenbach) zur Säge führt, sieht man am Fuße der Bahnhofsterrasse wiederholt die tertiäre Schichtenbasis zutage treten, am besten kurz vor der Säge, wo die mit dunkelblaugrauen Lettenlagen wechselnden, bald gröberen, bald feineren Schotter der tertiären Schichtenreihe in größerem Umfange aufgeschlossen sind. Fester gebundene konglomeratische Bänke, welche sich ab und zu in die Schotter einschalten, lassen die geneigte Lage der tertiären Schichten und die Diskordanz der groben glazialen Schotterbedeckung gegen ihre Basis besonders klar hervortreten. Lithologisch sind die tertiären Schotter durch den Reichtum an Geröllen von Quarz

und Serpentin charakterisiert, auffallend ist auch der Umstand, daß die im Vergleich zu glazialen Schotterablagerungen kleinen und schön gerundeten Geschiebe ringsum glatt geschleudert und poliert erscheinen.<sup>1</sup>

Die von der Station Rosenbach zum Tunnel führende Trasse wird auf eine Erstreckung von ungefähr 1000 m von den zumeist künstlich geschaffenen Aufschlüssen in der tieferen Abteilung der tertiären Schichtreihe begleitet. Nur in der Nordhälfte des quer auf das Streichen verlaufenden Schnittes fallen jedoch die tertiären Schotter, Sande und tegeligen Zwischenschichten analog den Verhältnissen nächst dem Stationsgebäude nach Nord ein. Hat man die hohe Dammaufschüttung, welche oberhalb der Säge hinzieht, überschritten, so gelangt man etwa 500 m jenseits der Stationsanlage zu einer Entblößung, in welcher die genannten Schichten mit 20° in Süd, also taleinwärts verflachen und diese Fallrichtung behalten die Tertiärschichten nun bis zum Grundgebirgsrande hin bei. Der tertiäre Schichtenverband erscheint also zu einem flachen, beiderseits unter Winkeln von 20° abdachenden Sattel aufgestaut. Kurz vor jener Stelle wo die Mündung des Bärengrabens sichtbar wird, schneidet die tertiäre Schichtfolge an einem scharfen Bruch gegen Gesteine der Triasformation ab.

In der Grenzregion zwischen Tertiär und Grundgebirge ergaben die Abgrabungen das in Fig. 9 skizzierte Bild.



Aufschlüsse an der linken Seite des Rosenbachtals entlang der Zufahrtstrecke zum Tunnel.

I—4 Tertiäre Schichten.

mo Moräne.

v Bruch an der Grenze zwischen Tertiär und Grundgebirge.

Is = Schwarzer Schieferstein.

Id = Bituminöser Dolomit.

r = Sandige Rauwacklagen.

k = Schwarzer Kalk.

br = Breccienkalk.

s = Bunte sandige Schiefer.

An dem Nordrande des Aufschlusses beobachtet man (1) blaugraue sandige Tegel mit Schotterlagen, nach oben mit einigen härteren Sandsteinbänken von gleicher Farbe abschließend. Dieselben verflachen mit 40° in S20W. Nach Süd hin folgt nun eine breitere Zone von konglomeratischen Schichten (2), sodann wieder feingeschlammter sandiger Tegel von dunklerer Färbung (3), welcher mit 30° in Süd einfällt. Im Hangenden dieser Tegellage erscheinen endlich Sande mit tegeligen Schmitzen und Geröll-

<sup>1</sup> In dem letzten Bande der »Alpen im Eiszeitalter« von Penck und Brückner (Leipzig 1909), welcher mir erst lange nach Abschluß der vorstehenden Trassenbeschreibung zugekommen ist, hat Penck in dem Abschnitt über den Draugletscher auch die jüngeren Ablagerungen des Rosenbachgebietes besprochen und durch eine Anzahl photographischer Aufnahmen in ausgezeichnete Weise erläutert. Von den beiden Vollbildern zu p. 1108 des Werkes bezieht sich das eine auf den eben geschilderten Anschnitt des Plateaurandes bei der Station Rosenbachtal. Dasselbe zeigt sehr schön die Überlagerung des tieferen, quellenreichen Verbandes von sandigen, tegeligen und konglomeratischen Schichten, welche Penck unter der Bezeichnung »Quarz-Lyditkonglomerat« zusammenfaßt, durch die massigen Nagelfluhbänke. Penck ist geneigt, diese Nagelfluhbildungen von jenen der Saitnitz zu trennen und der jüngeren »Hollenburger Nagelfluh« an die Seite zu stellen. Doch betont auch er den anscheinend konkordanten Verband der Nagelfluh mit ihrer Schichtenbasis. Das zweite Vollbild zu Seite 1108: »Schollen von Hollenburger Nagelfluh östlich von Rosenbach« bezieht sich auf die oben als »in der Kuchel« bezeichnete Region. Es liegen hier nicht gebirgstektonische Störungen vor, wie Penck vermutet, sondern, wie oben angedeutet wurde, nur lokale Gleiterscheinungen. Die längs der Bahntrasse bloßgelegte Antiklinale in den tertiären Schichten, war im Jahre 1908 bereits durch Anpflanzungen und Flechtwerk zum Zwecke des Gehängeschutzes wieder verhüllt, Penck beobachtete jedoch diese Schichtenauflöbung im Einschnitt des Rosenbaches (p. 1102 und 1106). Ein drittes, besonders schönes Bild illustriert die Deltaschichtung in den Quartärbildungen des Rosenbachgebietes (zu p. 1104).

lagen (4), die wieder etwas steiler aufgerichtet sind. In dieser Schichtabteilung setzt ein senkrechter Verwurf nieder (*v*), die Scheide zwischen Tertiärvorlage und Grundgebirge. Die tertiären Schichten fallen also gegen das Grundgebirge hin ein, und zwar mit etwas steilerer Schichtenstellung, als in den weiter talwärts liegenden Aufschlüssen; sie unterteufen dasselbe jedoch nicht, sondern schneiden an einem Bruch ab, welcher hier ohne Zweifel vollkommen senkrecht in die Tiefe setzt. Es ist der Durchgangspunkt jener Störungslinie, die wir bereits (vgl. p. 23 [165]) besprochen und als eine jüngere Diagonaldislokation gekennzeichnet haben. Denn mit dieser Störung hängt offenbar die auffallende Verschiebung zusammen, welche der Schichtenzug silurischer Gesteine im Bereiche des Rosenbachtals aufweist.

Das Trias-Grundgebirge beginnt mit einer Zone von schwarzen, dünn-schichtigen Schiefertönen *ts*, welche von dem Verwurfe taleinwärts abfallen und konkordant von dunklen, etwas brecciösen, zu sandigem Grus zerfallenden Dolomiten *td* überlagert werden. Die Grenzfläche zwischen Schiefer und Dolomit fällt mit 55° in SW ein.

Die dunklen Dolomite bilden den ersten harten Felsriegel längs der zum Tunnel führenden Trasse. Eine Kappe von grobem Blockschutt glazialen Ursprunges sitzt dem anstehenden Schichtenmaterial auf und dieser Umstand sowie das Hervortreten von Quellen an der Grundgebirgsgrenze nötigten zur Auf-führung einer starken Stützmauer, welche schon im August 1905 vollendet war und den eben geschilderten Aufschluß wieder vollständig verhüllte.

Südlich des aus dem Gehänge vortretenden Felsriegels schaltet sich in den dunklen Dolomit und seine mürben, sandigen Zwischenlagen *r*, eine Zone von schwarzem, weiß durchaderten Kalkstein *k* ein. Kalk und Dolomit sind hier in senkrecht stehende Bänke gegliedert und schneiden jenseits des Durchlasses für den ins Gračenicatal führenden Fahrweg scharf gegen eine heller gefärbte Gesteinszone ab, welche in einer niedrigen Felsstufe oberhalb dieses Fahrweges hinzieht. Dieselbe besteht aus bunten, grau und rot gefleckten, harten Breccienkalken *br*, in welche sich dort, wo der obere Rand des Aufschlusses etwas eingesenkt erscheint, zwei schmale Zonen von grünen und dunkelroten, sandigen Schiefen *s* einschalten. Breccienkalk und Schiefer sind senkrecht aufgerichtet, die letzteren infolge von Verdrückungen unregelmäßig an- und abschwelend. Zu beiden Seiten der bunten Schiefereinlagerungen ist deren Material mit den Kalken selbst enger verwoben und entsteht so ein Gestein vom Habitus eines bunten Knollenkalkes.

Das Hangende dieser bunten, nur etwa 10 m breiten Gesteinszone ist längs des zu einigen Arbeiterhäusern emporziehenden Fahrweges durch Glazialschutt verhüllt, wurde aber unterhalb des Weges dem Bahngleise entlang durch künstliche Aufschlüsse entblößt. Man gelangt hier in einen Komplex von glimmerigen Mergelschiefen und dunklen schiefrigen Knollenkalken, der steil aufgerichtet und stark zerknittert auf eine Erstreckung von 150 m den Bahndamm begleitet. Im unmittelbaren Anschluß an einen Anbruch von schwarzen, mit Calcit durchaderten, stark gefalteten Schiefer folgen dann einige Bänke eines harten, spätigen, rötlich geflammten Kalksteins, welche steil in Süd einschließen, und endlich als hangendstes Glied der ganzen Schichtfolge der weiße Dolomit des Gračenica Kammes, welcher anfangs steil, weiter taleinwärts aber mit flacherer Neigung nach Süd einfällt. Die Grenze hat den Charakter eines Verwurfes. An felsigen Dolomitenblößen vorbei erreicht die Trasse den Einschnitt des Gračenicabaches, überschreitet denselben und tritt jenseits der Brücke sofort in den Tunnel ein.

Vergleicht man diese Gesteinsfolge mit der Gliederung der Trias am Nordabhang des Gebirges zwischen Kopein und Rosenbach, die wir oben an der Hand einiger paralleler Durchschnitte erläutert haben (vgl. p. 18–20 [160–162]), so ergibt sich folgendes: Zunächst ist der helle Dolomit des Tunnelleingangs ohne Zweifel dem Schlerndolomit im Profil von Kopein (Fig. 3, p. 18 [160]) gleichzustellen. Ebenso klar ist es, daß die Zone von glimmerigsandigen und schiefrigen Schichten mit Einlagerungen von dunklen Knollenkalken im Liegenden dieses Dolomits jener Gesteinszone entspricht, welche bei Kopein über den Porphyren und Tuffen lagert und die daher als eine Vertretung der Buchensteiner Schichten bezeichnet wurde. Die Zone von bituminösen Dolomiten und dunklen, zum Teil hornsteinführenden Plattenkalken, die sich im Kopeiner Profil zwischen die Buchensteiner Schichten und den Schlerndolomit einschaltet, konnte 200 m über

der Sohle des Rosenbachtals an dem zum Tunnelsignal führenden Steige noch in ganz normaler Entwicklung nachgewiesen werden (siehe oben p. 20 [162]), in der Talsohle selbst aber ist sie in ihrer Mächtigkeit stark reduziert, auch lithologisch etwas anders entwickelt oder fehlt, wie am rechten Ufer des Tales, gänzlich. Die Porphyre und Tuffe, die am Wege zum Tunnelsignal noch in größeren Anbrüchen entblößt sind, fehlen 200 m tiefer im Talgrunde vollständig, es kann dies aber bei dem absätzigen Charakter dieses Gliedes des Schichtfolge nicht sonderlich überraschen. Dagegen sind die Konglomerate und Breccien der anisischen Stufe, die am Nordfuß der Karawanken die Unterlage der Porphyrtuffe bilden, in der Tiefe des Rosenbachtals wieder vertreten, und zwar durch eine steilstehende Schichtfolge von bunten Kalkbreccien mit roten, schiefrig sandigen Zwischenmitteln.

Im Liegenden der bunten Breccien folgen in der Talsohle schwarze Kalksteine, bituminöse Dolomite mit Rauhwackenlagen und schwarze Schiefertone. Damit erreicht man den Grundgebirgsrand, beziehungsweise den Verwurf gegen die jüngere tertiäre Vorlage. Gesteinsfolgen dieser Art gelangen dem Nordfuß der Karawanken entlang wiederholt als Basisbildungen der bunten Konglomerate und Breccien des oberen Muschelkalkes zur Entwicklung, dieselben repräsentieren also das nächst tiefere Glied der anisischen Stufe.

In den zum Vergleiche herangezogenen Profilen spielt die Fazies der porphyrischen Gesteine und ihrer Tuffe als Grenzzone zwischen Muschelkalk und Buchensteiner Schichten eine wichtige Rolle. Wo diese Eruptivgebilde fehlen, wie in der Taltiefe des Rosenbaches oder in den Tunnelaufschlüssen, ist eine strikte Scheidung zwischen beiden Triashorizonten nicht durchführbar. Die Feststellung der Grenze zwischen der anisischen und ladinischen Stufe ist ja auch in anderen Ablagerungsgebieten der alpinen Trias eine recht schwierige Sache und es muß dies in noch höherem Maße in einem Gebiete der Fall sein, wo man sich bei der stratigraphischen Gliederung im wesentlichen nur auf jene Merkmale stützen kann, welche die Gesteinsbeschaffenheit darbietet.

Im Tunnelprofil bilden die bunten Breccienkalke der anisischen Stufe das wichtigste Leitniveau für die Horizontierung der Aufbruchszonen tieferer Triasschichten innerhalb des Schlerndolomits. Die damit verknüpften dunklen Kalke, bituminösen Dolomite und Schiefertone entsprechen wohl zum größten Teil den gleichartigen Gebilden, die im Rosenbachtal an der Basis der Breccienzone auftreten. Eine Abscheidung der zum Teil in ähnlicher Fazies entwickelten Ablagerungen des Niveaus der Buchensteiner Schichten ist innerhalb der schmalen, stets stark gestörten Aufbruchszonen des Tunnelprofils nicht möglich. Wenn ich daher in der Folge für die betreffenden Schichtenaufbrüche die Bezeichnung Oberer Muschelkalk und Buchensteiner Schichten einführe, so soll damit nur angedeutet sein, daß die fraglichen Schichten möglicherweise noch in das Niveau des letztgenannten Horizontes hinaufreichen.

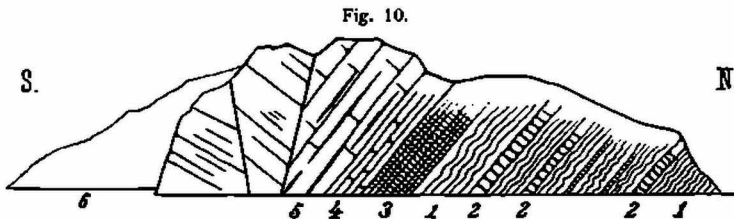
Das Tunnelportal befindet sich also bereits innerhalb des mächtigen Schlerndolomitkomplexes, in welchen der Gračenicabach sein enges felsiges Bett eingeschnitten hat. Die Angriffspunkte für Richt- und Sohlstollen liegen an dem steilen Nordabfall des schmalen Rückens, welcher Gračenica- und Bärengraben trennt, etwa 200 m westlich von der Vereinigung beider. Eine Rollbahn für die Zufuhr der im unteren Bärengraben gewonnenen Werksteine umkreist diesen Rücken, und dieser Anlage verdanken wir es, daß das Liegende des Schlerndolomits auch an der rechten Seite des Tales sehr gut aufgeschlossen wurde.

Der helle Dolomit reicht vom Tunnelportal noch eine Strecke weit talauswärts; zur Gewinnung seiner Zerfallsprodukte, eines blendend weißen Dolomitgruses, wurde das Gehänge allmählich seiner Vegetationsdecke vollständig entkleidet, so daß überall der nackte Fels zutage tritt. Dann gelangt man in die schon durch dunklere Färbung auffallende Schichtfolge von mergeligen, oft glimmerreichen Schiefeln und dünn-schichtigen Knollenkalken, welche an der Dolomitgrenze steil aufgerichtet und zerknittert sind, weiterhin aber deutlich mit 50 bis 60° in Süd unter den Dolomit einfallen. Die Grenze trägt auch hier den Charakter eines Verwurfes, die randliche Dolomitzone ist dunkler gefärbt, brecciös und reichlich mit Harnischen durchsetzt; die zunächst anschließenden Gesteine der Mergelschiefer Vorlage sind auf eine Breite von 1.5 m von lauchgrüner Färbung und durch schuppige, an Sericit erinnernde Beläge ausgezeichnet. Sie brausen aber, wie die anderen Mergelschiefer, unter HCl lebhaft auf. Diese selbst gleichen

sowohl in den glimmerführenden, häufig mit Fließwülsten bedeckten, krummschaligen Platten als auch in der damit eng verknüpften Knollenkalkentwicklung so auffallend Gesteinen der oberen Werfener Schichten, daß man unwillkürlich nach den bezeichnenden Fossilresten dieses Horizontes sucht. Die hier aufgeschlossenen Gesteine sind aber den Hangendschichten der Porphyrtuffe, also den Buchensteiner Schichten, äquivalent und in der Tat fand ich in den Knollenkalken an der Rollbahn an der Umbiegung der Trasse in den Bärengraben dieselben an Tentakuliten erinnernden Auswitterungen, welche längs des zum Tunnelsignal führenden Steiges in diesem Niveau zu beobachten waren (vgl. oben p. 10 [161]).

Steigt man von dem Damm der Rollbahn direkt zur Brücke ab, über welche der Weg in den Bärengraben hineinführt, so sieht man am Fuße des Gehänges, gegenüber dem Elektrizitätswerke, dieselben bunten, gelb verwitterten Brecciengesteine hervortreten, welche an der linken Talseite die Vorlage der Mergelschiefer und Knollenkalke bilden. Sie fallen auch hier in wohlgegliederter Bankung mit  $70^\circ$  in Süd unter die Mergelschiefer ein. Die im Liegenden dieser Breccienkalke zu erwartenden dunklen bituminösen Dolomite sind talabwärts gelegentlich des Einbaues von Stauwehren im Bachbett selbst aufgeschlossen worden, so daß die längs der Bahntrasse zu beobachtende Gesteinsfolge auch auf der rechten Talseite sich Schicht für Schicht wiederholt.

Einen dritten Paralleldurchschnitt, wenigstens durch die hangendsten Glieder dieser Schichtenfolge erhält man, wenn man auf der Höhe des Rollbahndammes in den Bärengraben hineingeht. Wo die Trasse



Aufschluß an der Rollbahn im unteren Bärengraben.

1 und 2 = Krummschalige Mergelschiefer mit Einlagerungen  
von dunklem Knollenkalk.  
3 = Bunte Schieferzone.

4 = Dünnpaltige dunkle Kalksteine.  
5 = Helle dickbankige Kalke mit grünlichen tonigen Linsen.  
6 = Glazialschutt.

der Rollbahn nach Umfahrung des Bergvorsprunges in den genannten Graben einbiegt, liegt sie noch in den gelblich verwitternden glimmerig sandigen Mergelschiefeln mit ihren Einschaltungen von dünn-schichtigen Kalkmergeln und dunklen schieferigen Knollenkalken, welche wir an dem entgegengesetzten Abfall des Bergrückens beobachtet haben (1, 2). In ihrem Hangenden folgt zunächst eine schmale Zone von abwechselnd grün und pfirsichrot gefärbten Schiefeln (3) und darüber mit etwas flacherer Lagerung ( $45$  bis  $50^\circ$  in Süd) festere kalkige Gesteinsbänke, und zwar: Zu unterst einige Bänke dünnplattiger, dunkler, weißgeäderteter Kalke (4), darüber hellere, rauchgraue bis rötlichbraune Kalksteine mit dickbankiger Gliederung (5). In den rötlichbraunen Abänderungen beobachtet man Schmitzen und Linsen von grünem Schiefer-tonmaterial, welche dieser Gesteinszone ein ganz besonderes Gepräge geben. Diese dickbankigen, heller gefärbten Kalke verflachen anfangs konkordant mit den dünnplattigen, dunklen Liegendkalken in SW, sind aber weiterhin durch Steilklüfte in mehrere keilförmig sich ausschneidende Schollen verworfen, welche taleinwärts unter eine Glazialschuttdecke (6) hinabtauchen, so daß die Überlagerung durch den hellen Dolomit der Gračenica hier nicht aufgeschlossen ist. Es unterliegt aber keinem Zweifel, daß es sich hier um die Fortsetzung jener kalkigen Gesteinszone handelt, welche in den Aufschlüssen längs der Bahntrasse an der Grenze zwischen der Zone von Mergelschiefer und Knollenkalk und den hellen Dolomiten der Gračenicaklamm zu beobachten waren (vgl. p. 43 [185]).

Insolange keine Fossilfunde zur Verfügung stehen, und solche sind nach der Gesteinsbeschaffenheit hier kaum zu erwarten, ist es natürlich unmöglich, über die stratigraphische Stellung dieser Grenzzone

ein sicheres Urteil zu gewinnen. Es ist das um so schwieriger, als die Lagerungsverhältnisse entschieden darauf hinweisen, daß die untere Grenze des Schlerndolomits im Talgrunde mit einer Längsstörung zusammenfällt. Besonders klar ist dies im mittleren der drei oben geschilderten Schnitte ausgesprochen, wo die massigen Dolomitbänke unmittelbar auf steil aufgerichteten und stark zerknitterten Mergelschiefern des Buchensteiner Niveaus liegen. Den stratigraphischen Verhältnissen entspricht es wohl am besten, wenn wir diese Grenzzone noch dem Komplex der Buchensteiner Schichten angliedern.

Wir gehen nun zur Schilderung der Aufschlüsse im Nordstollen über.

### **Die geologischen Aufschlüsse im Nordstollen (Stollenmeter 0 bis 485·5 vom Nordeingang).**

#### **Stollenmeter 0 bis 63. Erste Zone von Schlerndolomit.**

Der lichte Triasdolomit, welcher in der Umgebung des Nordportales in nackten Felsmassen zutage tritt, begleitet Richt- und Sohlstollen<sup>1</sup> auf eine Erstreckung von 63 Metern. Das Gestein ist dickbankig gegliedert und durchwegs steil aufgerichtet. Der Neigungswinkel, der nach Süd, also nach der Richtung des Stollenvortriebes hin, einschließenden Bänke schwankt zwischen 50 und 60°. Auffallend ist der Reichtum an Harnischbildungen. Der Dolomit wird nach verschiedenen, sich vielfach durchkreuzenden Richtungen von spiegelnden Gleit- und Rutschflächen durchsetzt, welche teils vollkommen eben sind, teils parallele, die Gleitbahn markierende Streifen und Riefen aufweisen. Auch in diesem Falle sind die Rutschflächen noch immer glänzend und spiegelnd. Das Gestein läßt aber auch in seinem inneren Aufbau die Wirkung des Gebirgsdruckes klar erkennen. Es zeigt gerade in den an Harnischbildungen reichen Bänken deutlich jene mörtelartige Trümmer- und Breccienstruktur, die man in tektonisch stark gestörten Regionen so häufig beobachtet. In manchen Bänken wird der Dolomit infolge dieser besonderen Beschaffenheit und der Auslaugung durch Wasser so mürbe, daß er unter dem Drucke der Hand zu sandigem Gries zerfällt. An dem dolomitischen Steilhang, der sich östlich an das Tunnelportal anschließt, sind diese Erscheinungen auch übertag kontrollierbar. Die sandigen Zerfallsprodukte des Dolomits wurden hier systematisch abgegraben, da sie bei den Mauerungsarbeiten im Tunnel mit Vorteil verwendet werden konnten.

#### **Stollenmeter 63 bis 80·9 (17·9 m). Überschobener Aufbruch von oberem Muschelkalk und Buchensteiner Schichten.**

Bei Stollenmeter 63 tritt der erste Gesteinswechsel ein. Auf einer weißen, dolomitischsandigen Gesteinsbank, die mit 60° nach Süd verflucht, lagert zunächst ein roter eisenschüssiger Lettenbesteg, welcher eine Serie von harten, grobspatigen Kalksteinbänken einleitet. Schon bei Stollenmeter 64 folgen darüber schwarze Schiefertone. Die kalkigen Gesteinsbänke im Liegenden des Schiefertones sind zu unterst dunkel und von rostigen Kluftflächen durchsetzt, nach oben werden sie lichter und gehen durch Aufnahme grünlicher Tonfasern in jenen Gesteinstypus über, welchen man im benachbarten Bärengraben an den Aufschlüssen längs der Rollbahn (siehe oben p. 45 [187]) im Liegenden der Dolomite des Tunnelportales beobachtet.

Die schwarzen Schiefertone, welche der Sohlstollen im Hangenden dieser kalkigen Gesteinsbänke aufschließt, verflachen wie diese mit 60° in Süd, richten sich aber weiterhin bis zu 80° auf. Sie sind in der Tunnelsohle zunächst nur in einer Breite von 2·8 m aufgeschlossen, dann folgt von Stollenmeter 66·8 bis

<sup>1</sup> Die Achsen der beiden Stollen, des Richtstollens und des später mit einem Radius von 300 eingelegten definitiven Sohlstollens vereinigen sich zwar erst bei Stollenmeter 130. Die beiden Aufschlußstrecken treten aber schon 60 m vom Tunnelportal ab in Berührung. Es liegt also kein Anlaß zu einer gesonderten Schilderung derselben vor. Für die Stationierungen dient die Sohlstollenmündung als Ausgangspunkt.

68·7 abermals eine Reihe von Kalkbänken, die mit demselben Neigungswinkel (80°) in Süd einschießen. Es sind rötlichgraue bis licht fleischrote, reichlich mit weißem Calcit durchwobene Gesteine, analog jenen bunten Kalkgesteinstypen, welche an der linken Seite des Rosenbachtals und im Bärengraben an der Rollbahn im Liegenden des Schlerndolomits aufgeschlossen sind. Im Tunnel machen sie den Eindruck einer durch Gebirgsdruck zertrümmerten und wieder verkitteten Kalksteinbildung.

Im Hangenden dieser bunten Kalke folgt nun eine zweite Lage von schwarzem Schiefer-ton, in welchem sich einige Bänke von schwarzem bituminösen Kalkstein einschalten. Diese kalkigen Zwischenschichten erscheinen vielfach zerstückt und verbrochen und sind dementsprechend auch von prächtigen Rutschspiegeln durchsetzt.

Bei Stollenmeter 80·9 wird diese durch ihre dunkle Färbung auffallende Gesteinsfolge von dickbankig gegliederten hellen Dolomiten überlagert, welche wie am Tunneleingang mit 50 bis 60° nach Süd einfallen.

Zwischen Stollenmeter 69 und 80·9 durchfährt der Sohlstollen somit im Hangenden der hellen Dolomite des Tunneleinganges Teile derselben Schichtfolge, welche nördlich vom Tunnelportal diesen Dolomit unterlagert und in der wir eine Vertretung des oberen Muschelkalkes und der Buchensteiner Schichten erkannt haben. Die dunklen Schiefer-tone, welche durch zuzitende Wässer zum Teil in weiche plastische Tone übergeführt werden und dadurch begreiflicherweise das besondere Interesse der Bauleitung erregten, haben sich nach den Mitteilungen der Ingenieure im Firststollen bereits vollständig ausgeschnitten. Übertag ist ungeachtet der geringen Mächtigkeit der Gebirgsüberlagerung von den Gesteinen dieser Schichtfolge überhaupt nichts mehr zu beobachten. Der Tunnel erschließt also hier den Scheitel eines gestörten, nach Nord überschobenen Aufbruches, welcher die Gebirgsoberfläche überhaupt nicht erreicht hat.

#### Stollenmeter 80·9 bis 378·5 (297·6 m). Zweite Zone von Schlerndolomit.

Die hellen Dolomite, welche bei Stollenmeter 80·9 angefahren wurden, reichen mit gleichbleibendem Charakter bis Stollenmeter 143. Farbe, Struktur (brecciöse Zertrümmerung und Harnischbildungen) und Lagerung (Verflächen 50 bis 60° in Süd) sind dieselben, wie in den ersten 60 m des Sohlstollenaufschlusses, so daß diese Gesteinszone als der isokline Gegenflügel der Dolomite betrachtet werden muß, welche dem eben geschilderten älteren Schichtenaufbruch im Norden vorgelagert sind.

Von Stollenmeter 143 ab tritt man in dunkel rauchgraue, hie und da von schwarzen Schiefer-tonschmitzen durchzogene Kalksteine, welche einigermaßen an Gesteine des alpinen Muschelkalkes erinnern. Bei Stollenmeter 156 fand ich in den Gesteinsbänken Durchschnitte von Schalenrümern, aber leider keine bestimmaren Fossilreste. Die erste Zone dieser dunkler gefärbten Gesteine, welche dieselbe dickbankige Gliederung aufweisen wie die hellen Dolomite und wie diese durchschnittlich mit 50 bis 60° in Süd einfallen, wird in einer Aufschlußlänge von 31 m durchfahren (Stollenmeter 143 bis 173·2). Sodann folgen in einer Breite von 12 m (Stollenmeter 173·2 bis 186·0) Übergangstypen zu den hellen Dolomiten, sodann diese selbst in ihrer normalen Entwicklung. Die hellen Dolomite bilden eine 18 m breite Zone (Stollenmeter 186·0 bis 204), dann verquert der Tunnel abermals vorwiegend kalkige Gesteine von dunklerer Färbung bis zu Stollenmeter 256. Von Stollenmeter 256 bis 378·5 herrscht die dolomitische Entwicklung mit Trümmerstruktur und Harnischbildung vor, dunkle, rein kalkige Gesteinsbänke erscheinen nur in schmalen Zonen eingelagert, so zum Beispiel bei Stollenmeter 310·7, 317, 357 bis 361. Es sind in diesem letztgenannten Abschnitte des Stollendurchschnittes übrigens die Brecciendolomite selbst zumeist von etwas dunklerer Färbung und vielfach durch schwarze kiesige Beläge auf den parallel gerieften Quetsch- und Rutschflächen ausgezeichnet. Schwefelkies ist als sekundäre Mineralneubildung auch in den dunklen kalkigen Gesteinszonen eine sehr gewöhnliche Erscheinung.

Zwischen Stollenmeter 80·9 und 378·5 ist also der normale Schlerndolomit durch wiederholte Wechsellagerung mit dunkleren Dolomitvarietäten und mit kalkigen Gesteinsbänken verknüpft. Der

Verband der verschiedenen Gesteinsarten untereinander ist ein so inniger, daß man den ganzen Schichtkomplex nur als eine geologische Einheit auffassen kann, die im Tunnelprofil kurz als zweite Zone von Schlerndolomit bezeichnet wurde.

**Stollenmeter 378·5 bis 413·2 (34·7 m). Zweite Aufschichtung von Gesteinen des Muschelkalkes und Buchensteiner Schichten auf Schlerndolomit.**

Bei Stollenmeter 378·5 tritt man ein zweites Mal in die bunte Gesteinsfolge ein, die sich zwischen Stollenmeter 63 und 80·9 über die Tunnelsohle emporgehoben hat. Es werden nacheinander durchfahren: Dunkle bituminöse Kalke mit schwarzen, schiefrigen Zwischenschichten.

Schwarze Schiefertone mit stark verquetschten, linsenförmigen Sandsteinlagen, welche im Handstück auffallend an die Quarzsandsteine des Obercarbon erinnern. Sie enthalten aber Carbonate in der Grundmasse und brausen lebhaft mit Säuren.

Dickbankige, weiß und rosarot gefaserte Kalksteine mit reichlicher Kalkspatdurchaderung. Eine zweite Lage von stark verdrücktem, schwarzem Schiefertone, welche bei Stollenmeter 385·9 durch gelblichgrüne steatitartige Beläge (wahrscheinlich Serizit) auf den Gleitflächen ausgezeichnet sind.

Dickbankige bunte Kalkbreccien von grobem Gefüge mit rotem, sandig schiefrigem Bindemittel, nach oben in rauchgraue, von Rutsch- und Gleitflächen durchsetzte Kalke übergehend.

Eine dritte Lage von schwarzem Schiefertone, in welchen sich aber bald rote Tonblätter einschalten, welche nach dem Hangenden hin die Färbung der Gesteinszone bedingen.

Rote Tone mit zerdrückten Kalk- und Dolomitgeschieben.

Einige Bänke einer harten, hellrötlich gefärbten, durch Einschlüsse von schwarzen und dunkelfleischroten Kalkpartikeln buntscheckigen Kalkbreccie. Die Breccien gehen in rötlichgraue, dichte Kalksteine über, in welchen die eben genannten dunkleren Gesteinspartikeln nur als Einsprenglinge erscheinen. Breccie und Breccienkalk sind mit einem weißen Calcitgäader durchwoben, das insbesondere in der Breccie deutlich den Charakter einer als Bindemittel eintretenden Mineralneubildung trägt.

In der bunten Breccie sowohl wie innerhalb des schärfer bankförmig gegliederten Breccienkalkes erscheinen wiederholt Einschaltungen von roten Schiefertonen.

Die hier geschilderte bunte Schichtfolge reicht von Stollenmeter 378·5 bis 413·2, wird also an der Tunnelsohle in einer Gesamtmächtigkeit von 34·7 m durchfahren. Sie entspricht lithologisch der bunten Gesteinszone, welche an der linken Seite des Rosenbaches im Hangenden des bituminösen Dolomites an der Basis der Tertiärbildungen und im Liegenden des hellen Dolomits der Gračenica, beziehungsweise des Tunneleinganges beobachtet wurde. Die ganze Schichtfolge ist im Tunnel steil aufgerichtet und zeigt, wenn auch stark zerrüttet und durch mannigfache Verdrücke alteriert, in den härteren Gesteinsbänken durchwegs in Süd gerichtetes Einfallen.

Man wird in der bunten Gesteinsfolge, welche bei Stollenmeter 378·5 im Hangenden der Breccien-dolomite angefahren und in einer Breite von 34·7 m durchörtert wurde, ohne Mühe jene Zone von Gesteinen wiedererkennen, welche vor dem Tunneleingang denselben Dolomitkomplex normal unterlagert. Es liegt also hier eine ähnliche Schichtenwiederholung an einer in Nord gerichteten Überschiebung vor, wie in der Sohlstollenstrecke 63 bis 80·9.

**Stollenmeter 413·2 bis 468 (34·7 m). Nördlichste Aufbruchzone von Werfener Schichten.**

Im Hangenden der dunkel gesprengelten Breccienkalke beginnt bei Stollenmeter 413·2 ein einförmiger Komplex von gipsführenden, dunkel eisenroten bis rötlichgrauen, sandigen Schiefern und Sandsteinen, welcher bis Stollenmeter 460 anhält. Dann folgen seladongrüne Schiefertone, häufig durch rosarote Gipslagen zierlich gebändert. Die Schiefer umschließen nicht selten Linsen und Lamellen quarzigen



Materials, die zur Ausbildung talkartig glänzender Rutsch- und Gleitflächen Veranlassung geben. Bei Stollenmeter 462 schaltet sich in diese grünen Schiefertone eine bituminöse Schicht mit einer dünnen Anthracit Schnur ein, ein Vorkommen, wie es auch innerhalb der Werfener Schichten des südlichen Tunnelabschnittes wiederholt beobachtet wurde.

Diese bunte Schichtfolge von Schiefeln und Sandsteinen endet bei Stollenmeter 468, wurde also in einer Erstreckung von 54·8 m durchfahren. Die Schichten sind durchwegs steil aufgerichtet (60 bis 70°) und verflähen in Süd.

Zwischen Stollenmeter 378·5 und 468 wurde also im Hangenden des Schlierndolomits in einer Mächtigkeit von rund 90 m eine invers gelagerte Serie von älteren Triasschichten durchörtert: Zu unterst Gesteine des oberen Muschelkalks und der Buchensteiner Schichten, darüber gipsführende Werfener Schichten. Der Tunnel schließt hier jene auffallende Überschiebungszone auf, deren Charakter und Verlauf wir oben (p. 20 [162]) bei der Besprechung der Lagerungsverhältnisse im Rosenbachgebiete bereits eingehender geschildert haben. Die Werfener Schichten werden, wie die weiteren Aufschlüsse des Sohlstollens ergeben haben (siehe den folgenden Abschnitt), nach Süd hin regelmäßig von Rauhwacken und Dolomiten des unteren Muschelkalks überlagert, nach der entgegengesetzten Richtung liegen sie dagegen auf Gesteinen des oberen Muschelkalks und der Buchensteiner Schichten, die selbst wieder auf Schlierndolomit aufgeschoben sind. Man sieht also hier klar, wie sich die Nordüberkippung eines Schichtenaufraches zur vollständigen Überschiebung entwickelt.

#### Stollenmeter 468 bis 488 (20 m). Rauhwacken-Grenzzone.

Von Stollenmeter 468 bis 488 durchfährt der Sohlstollen eine Zone von gelben, porös zelligen Rauhwacken, welche die bunten Schiefer konkordant überlagernd mit 75° in Süd einfallen. Bei Stollenmeter 477 schaltet sich eine Lage von verwittertem, rot und grün gefärbtem Schiefertonsmaterial ein. Solch tonige Zersetzungsprodukte von Einlagerungen bunter Schiefer in die Rauhwacken wurden in größerem Umfange im Firststollen aufgeschlossen. Nach den Aufzeichnungen der Bauleitung bestand bei 477·2 des Firststollens die ganze Brust aus diesen Gebilden, die als wasserundurchlässiges Material eine trockene Scheidewand zwischen den reichlich wasserführenden Rauhwackenbänken im Hangenden und Liegenden darstellten.

Die Rauhwacken erwiesen sich, wie nicht anders zu erwarten war, als ein günstiges Zirkulationsgebiet für die im Hangenden der gipsführenden Werfener Schichten aufgestauten Gebirgswässer. Auf diesen Umstand sind denn auch die Orts- und Firstbrüche zurückzuführen, welche bei Stollenmeter 482·2 eintraten. Das Gesteinsprotokoll enthält darüber folgende Notiz: »Am 10. Juni 1902 7<sup>h</sup> abends entstand während des Einbaues einer Kappe plötzlich ein Firstbruch. Die Firstverpfählung wurde abgebrochen und das Gebirge stürzte muhrartig in den Stollen. In der Nacht vom 29. auf den 30. Juni und am 30. Juni vormittag fand beim Auswechseln des Einbaues ein neuerliches Nachsitzen von 12, beziehungsweise 3 m<sup>2</sup> Material statt.«

Bei dem nächsten Tunnelbesuche fand ich, daß der Sohlstollen an dieser Stelle eine mit kantigem Gesteinsgrus erfüllte Spalte angefahren hatte, die auch im Firststollen zwischen 482·4 und 483·8 zum Aufschluß gelangte. Die Füllung bestand ausschließlich aus eckigen Fragmenten der dunkel rauchgrauen, dolomitischen Gesteine, die das Hangende des Aufschlusses bildeten. Man befand sich hier bereits nahe der Südgrenze der Rauhwackenzone, denn bei Stollenmeter 488 tritt der Sohlstollen in standfeste, kalkig dolomitische Gesteine, welche gut gebankt mit 60° in Süd verflähen, also das Hangende der eben durchörterten weicheren Gesteinszone bilden.

#### Stollenmeter 488 bis 750 (262 m). Dolomit des unteren Muschelkalks.

Im Hangenden der Rauhwacken verquert der Sohlstollen zunächst rauchgraue, dichte, aber von zahlreichen feinen Spaltrissen durchsetzte Dolomite, die gut gebankt mit 60° in Süd einschießen. Bei

492·8 bis 502·7 schalten sich härtere, rein kalkige Gesteinsbänke ein, die von dunklerer Farbe und reichlich mit weißem Calcit durchadert sind. Sie gehen allmählich wieder in den normalen, schmutzig-grauen Dolomit über, welcher nun bis 591 das herrschende Gestein bildet. Der Dolomit bleibt auch weiterhin dickbankig, zerfällt aber nach den bereits erwähnten, sich vielfach kreuzenden Haarrissen leicht in scharfkantige Bruchstücke. Trümmerwerk dieser Art bildete die Hohraumsausfüllung der oben beschriebenen Verbruchsstelle. Charakteristisch für das Gestein ist ferner seine drusig-löcherige Beschaffenheit und die Besiedlung der Klufflächen mit gelblichen bis rostig verfärbten Calcitkryställchen, Folgeerscheinungen der reichlichen Wasserzirkulation in dieser Tunnelstrecke.

Bei 560·4 beobachtet man zwischen den Dolomitbänken graue, lettige Zwischenlagen von 2 bis 4 cm Mächtigkeit, welche unter verdünnter Salzsäure brausen und daher wohl als zersetzte Mergelschiefer-Zwischenmittel betrachtet werden müssen.

Von 591 ab tritt der dolomitische Charakter des Gesteins ein zweites Mal zugunsten einer rein kalkigen Entwicklung zurück; die zumeist dunkler gefärbten, zäheren Kalksteinbildungen begleiten den Sohlstollen bis zu 637 m. Sodann folgen bis Stollenmeter 750 abermals klüftige Dolomite, von 707 ab häufig bituminös und infolge der starken Zerklüftung und der Auflockerung durch die reichliche Wasserzirkulation sehr mürbe. Einzelne Lagen (zum Beispiel bei Stollenmeter 737·6) sind direkt als Zellen-dolomite zu bezeichnen.

Die ausgezeichnete bankförmige Gliederung des Dolomites mit steilem Südfallen, welche bei Stollenmeter 488 im Hangenden der gelben Rauhwacken zu beobachten war, beherrscht die gesamte eben geschilderte Aufschlußzone. Der Fallwinkel geht nicht unter 80° hinab, hie und da steigt er auf 75°. Zahlreiche Verwürfe setzen die Tunnelachse verquerend im Dolomit auf; ihre Ebenen schießen teils steil in Nord ein, teils stehen sie vollkommen senkrecht. Die mit diesen Verwürfen verknüpften Dislokationen sind stets von sehr geringem Ausmaß.

#### Stollenmeter 750 bis 1700 (950 m). Der große Aufbruch von Werfener Schichten im Bären- und Ardešicagraben.

Die den alpinen Muschelkalk vertretende Folge von gut gebankten grauen Dolomiten und dunklen weißaderigen Kalksteinen, welche der Tunnel zwischen Stollenmeter 488 und 750 verquert, bilden den nach Nord überkippten Hangendflügel jener Zone von Werfener Schichten, welche in der Sohle des Bärengrabens südlich von den im Niveau des Muschelkalkes angelegten großen Steinbrüchen in einer Breite von rund 600 m zutage tritt. Im Sohlstollen wird diese Gesteinszone in einer Breite von 957 m durchfahren. Hierbei ergibt sich in bezug auf die Beschaffenheit und Anordnung des Schichtenmaterials das folgende Bild:

a) Stollenmeter 750 bis 920. Dunkle plattige Kalksteine, glimmerige Mergelschiefer, Oolithe.

Über den mürben, bituminösen Dolomiten bei Stollenmeter 750 folgen typische Gesteine der oberen Werfener Schichten. Es sind schwarze, dünnplattige Kalksteine mit tonreicheren, glimmerführenden Zwischenschichten, welche unter einem Winkel von 70 bis 75° in Süd einfallen. Auf den Schichtflächen der dunklen, glimmerführenden Zwischenlagen beobachtet man verzerrte und darum unbestimmbare Abdrücke dicht aneinander gedrängter Bivalven. Die schwarzen, plattigen Kalke gehen im Hangenden allmählich in grau gefärbte, mergelige Kalke über, also in Gesteine vom Habitus der Naticellen führenden Bänke der oberen Werfener Schichten. Bei Stollenmeter 853 werden Einlagerungen von rötlichgrauen bis fleischroten Kalksteinen mit Oolithstruktur angefahren, in denen man schon mit freiem Auge die Durchschnitte der kleinen als *Holopella gracilior* beschriebenen Gastropodenschälchen als Grundlage dieser Struktur erkennt. Über den Holopellenoolithen folgen abermals gut gebankte, dunkel rauchgraue Kalke mit Einlagerungen von plattigen, glimmerführenden Mergeln.

Diese vorwiegend kalkig entwickelten Gesteine der oberen Werfener Schichten reichen bis Stollenmeter 926, wurden also in einer Aufschlußbreite von 176 m durchörtet.

## β) Stollenmeter 926 bis 963. Bunte Schiefertone mit Gips.

Im Hangenden der eben geschilderten Serie kalkiger Gesteine durchfährt der Stollen auf eine Erstreckung von 37 m gipsführende Schiefergesteine. Es sind feingeschlammte, kalkfreie Schiefertone, an denen als mit freiem Auge isolierbare Bestandteile nur Schüppchen von Muscovit auffallen. Das Gestein ist teils dickschichtig mit scharfer Querklüftung, teils dünnschiefrig und dann gewöhnlich durch unebenhellige, glänzende Rutsch- und Quetschflächen charakterisiert. Die Färbung durchläuft die ganze bekannte Oxydationsskala von lauchgrün durch violett bis chokoladebraun. Die roten und braunen Farben der höheren Oxydationsstufen haben weitaus das Übergewicht, die grünen Farbenabänderungen sind stets nur auf schmale Zonen beschränkt. Der Gips erscheint entweder in parallel der Schichtung eingelagerten Schnüren und Linsen von licht fleischroter Färbung oder in Form weißer, mehligter Beschläge unregelmäßig über Schicht- und Klüftflächen verbreitet. Eine mächtigere Linse von feinkörnigem, rosarotem Gips wurde bei Stollenmeter 928 innerhalb graugrüner Schiefertone angefahren.

## γ) Stollenmeter 989 bis 1067. Mergelschiefer, dunkle Plattenkalke, oolithische Gesteinsbänke.

Im Hangenden der bunten gipsführenden Gesteinszone tritt der Sohlstollen bei 963 m wieder in kalkige Gesteine der oberen Werfener Schiefer ein, in dieselben schwarzen Plattenkalke mit Mergelschieferzwischenlagen, welche im Liegenden der Gipsschichten durchfahren worden sind. Als Einlagerungen finden sich auch hier Bänke von Holopellenoolith. Diese zweite Zone von kalkigen Gesteinen der oberen Werfener Schichten wird in einer Ausdehnung von 104 m verquert.

## δ) Stollenmeter 1007 bis 1405. Bunte Schiefertone und schiefrige Sandsteine mit Gips und Anhydrit.

Bei Stollenmeter 1067 fährt der Sohlstollen ein zweites Mal bunte Schiefergesteine des Werfener Horizontes an und bleibt in denselben bis zu Stollenmeter 1405. Auf eine Erstreckung von 113 m herrschen zunächst dieselben feingeschlammten Schiefertone von dunkelvioletter und brauner Färbung, hier und da mit graugrünen Lagen alternierend, die zwischen Stollenmeter 926 und 963 aufgeschlossen worden sind; dann folgen von 1180 bis 1320, also ungefähr die Mittelregion der gesamten Aufschlußbreite der Werfener Schichten einnehmend, vorwiegend dunkel eisenschüssige, dickbankige Gesteine von gröberem Korn und mit reichlicherem Glimmergehalt, die man teils als schieferige Sandsteine, teils als dickschichtige, sandige Schiefer bezeichnen kann; von 1320 bis 1405 treten sodann wieder die dichten, dünner geschichteten, glimmerärmeren Schiefertone in den Vordergrund. Es ist somit schon in der Gesteinsfolge ein antiklinaler Schichtenbau angedeutet, ein Kern von gröber texturierten, sandsteinartigen Gebilden und beiderseits Hüllzonen von dünner geschichtetem, gipsreichem Schiefermaterial. Die Lagerungsverhältnisse bestätigen diese Auffassung. Die Schichten zeigen in der nördlichen Hüllzone von gipsführendem Schiefermaterial noch die steile, durchschnittlich mit 60° in Süd geneigte Aufrichtung mit starker Fältelung und Zerknitterung in jenem Abschnitte (Stollenmeter 1130 bis 1180), welcher der südlich anschließenden Sandsteinentwicklung zunächst liegt. Innerhalb der nun folgenden Sandsteinzone selbst herrschen anfangs noch steile Schichtenstellungen, die etwa bis Stollenmeter 1220 reichen, von da ab stellt sich ein auffallend flaches Fallen der Schichten nach Süd ein, unter Winkeln von 20 bis 30°, welche, wie der weitere Stollenvortrieb ergeben hat, auch noch für das Aufschlußbild der hangenderen Triasschichten bezeichnend bleiben.

Die Lagerungsverhältnisse weisen also in der Aufbruchsmitte auf einen in Nord überkippten Gewölbebau mit steilem Nord- und flachem Südflügel hin.

Gips und Anhydrit sind auch in diesem Tunnelabschnitte charakteristische Begleiterscheinungen der Aufschlüsse. In den dünnschichtigen Schiefermaterial alterniert weißer und rosa- bis fleischroter Gips oft lagenweise mit dem Schiefermaterial oder bildet auch wohlindividualisierte linsenförmige Körper und kleine Sphaeroide, die sich von der stets dunkler gefärbten Matrix scharf abzeichnen. In den dickbankigen Sandsteinen füllt er meist als seidenglänzender Fasergips Spalten und Sprünge aus. In der

tektonisch stärker beeinflussten Region zwischen 1190 bis 1200, die wir als den Scheitel der gestörten Antiklinale betrachten müssen, sind die dunkelroten eisenschüssigen Gesteine auf das zierlichste von einem blendendweißen Gipsgeäder durchwoben.

Anhydrit wurde in steilen, mit 60° in Süd einschließenden Gesteinsbänken bei Stollenmeter 1074·5 durchfahren. Er ist hier von bläulichweißer Farbe, sehr rein, an den Kanten durchscheinend. Im flachen Gegenflügel dieser steilen Schichtenzone wiederholen sich Anhydritbänke bei Stollenmeter 1361·9 und 1380·2. An dem erstgenannten Punkte verflachen die Anhydritbänke mit 20°, an der zweiten Aufschlußstelle mit 35° in Süd. Die Anbrüche bei Stollenmeter 1361·9 gaben ein auffallend buntes Gesteinsbild. Der gut gebankte Anhydrit ist hier bald milchweiß, bald licht fleischrot und umschließt Flatschen und Trümmer von grünlichgrauen und dunkel rostbraunen Schiefertönen; da sich hierzu Gipsneubildungen gesellen, welche das Gestein als blendendweißes Netzwerk durchziehen, entwickeln sich eigentümlich bunte Brecciengebilde, wie man sie bei der Hinfälligkeit der beteiligten Materialien übertag nirgends zu beobachten Gelegenheit haben dürfte.

α) Stollenmeter 1405 bis 1515. Plattige Kalke und Kalkmergel.

Bei Stollenmeter 1405 folgen über dem flachen Südflügel des gipsführenden Schichtenaufbruches konkordant dieselben dunklen bis rauchgrauen, gut gebankten Kalksteine, welche vor dem Eintritt in die bunte Schieferzone durchörtert wurden. In der Richtung des Stollenvortriebes gehen die dickbankigen Kalke in dünner geschichtete Plattenkalke von rötlichbrauner Färbung (Stollenmeter 1410·2 bis 1430·4) und weiterhin in glimmerarme plattige Mergel von grünlichgrauer Farbe über, wie wir sie in Wechselagerung mit Naticellenkalkbänken so häufig beobachteten. Die Gesteine dieser im ganzen 110 m breiten Zone von kalkigen Bildungen der oberen Werfener Schichten verflachen anfangs mit 25° in Süd, richten sich dann aber steiler auf, um von Stollenmeter 1477 ab mit 50° nach Süd einzufallen.

β) Stollenmeter 1515 bis 1583. Bunte gipsführende Schiefer.

Bei Stollenmeter 1515 tritt man in eine neue Zone von rotbraunen, violetten und grünen Schiefergesteinen, welche jedoch nur eine Breite von 68 m erreicht. Die Schichten fallen steil in Süd. Schon in den liegendsten Partien zeigen sich wiederholt Gipseinlagerungen, in der Hangendregion, bei 1562·4, eine stärkere Bank von rein weißem Fasergips.

γ) Stollenmeter 1583 bis 1700. Dünnbankige Kalke und Kalkmergel.

Im Hangenden der bunten Schiefer folgt von Stollenmeter 1583 ab abermals eine kalkige Schichtgruppe. Zunächst durchfährt der Stollen dieselben gut gebankten, dunkel rauchgrauen, weiß geaderten Kalke, welche die kalkige Gesteinszone bei Stollenmeter 1405 eröffnet haben. Dieselben verflachen mit 55° in Süd. Diese Kalke reichen von 1583 bis 1601. Dann folgen in ihrem Hangenden plattig schiefrige Gesteine von grünlichgrauer Farbe, mit Glimmerschüppchen auf allen Schicht- und Ablösungsflächen, unter verdünnter Salzsäure lebhaft brausend. Es sind das die plattigen, glimmerführenden Mergel, welche allenthalben im Verbande mit den Kalken der oberen Werfener Schichten zu beobachten sind. Diese mergeligen Schichten sind etwas flacher gelagert, aber von zahlreichen Verwerfungen durchsetzt und durch Schnüre und Nester von strahlig blätterigem Gips ausgezeichnet. Sie reichen bis 1675. Den Abschluß der Schichtfolge bis 1700 bilden wieder rauchgraue Kalkbänke, die mit 35° in Süd einfallen.

Stollenmeter 1700 bis 2076 (376 m). Dolomit und Rauhvaccken des unteren Muschelkalkes.

Mit Stollenmeter 1700 ist die Südgrenze des im vorhergehenden geschilderten breiten Aufbruches von Werfener Schichten erreicht. Es folgen hier im Hangenden, die Werfener Schichten konkordant überlagernd, dunkle, dolomitische Kalke und gelbliche Dolomite, welche bankweise mit Rauhvaccken von

schmutziggrauer Farbe wechsellagern. Bei Stollenmeter 1725 ist diese Wechsellagerung von härteren dolomitischen Gesteinsbänken mit helleren, sandig zerfallenden Rauhdecken besonders schön entblößt. Die Lagerung ist eine flache, die Bänke neigen durchaus mit 20 bis 30° in Süd. Quer auf die Tunnelachse setzen zahlreiche parallele Steilklüfte durch, welche mit 60 bis 70° in Nord einschließen und meist auch zu Dislokationen Veranlassung geben, welche in diesen wohlgegliederten Folgen von Dolomit- und Rauhdeckenbänken klar ausgeprägt erscheinen. Es wiederholt sich hier im Kleinen das Bild, welches man übertag auf dem Wege aus dem Bärengraben in die Ardešica im Großen beobachten kann, wo dieselben Folgen von Dolomiten und Rauhdecken in prächtig gebänderten, durch Verwerfungen vielfach abgestuften Felswänden oberhalb des Alpensteiges hinziehen.

Zwischen Stollenmeter 1800 und 1825 skizzierte ich wieder dasselbe Aufschlußbild. Bei Stollenmeter 1963 schalten sich zwischen die Dolomitbänke gelblichgraue, tonreiche Lagen ein, welche durch Verwitterung in weiche lettige Massen übergehen. Ende Juni 1903 erreichte man in diesen flach gelagerten Dolomiten, die einen raschen Arbeitsfortschritt ermöglichten, den Beginn des dritten Kilometers.

Bei Stollenmeter 2030 verflachen die schmutziggrauen Dolomite noch mit 25° in Süd, von da ab richten sich aber die Bänke rasch steiler auf und bei Stollenmeter 2045 schließen sie schon mit 65° in Süd ein. Diese steile Schichtenstellung hält nun bis zum Südrand der Gesteinszone bei Stollenmeter 2076 an.

Schon von Stollenmeter 2028 an nimmt die Entwicklung von Rauhdeckenlagen innerhalb des Dolomitkomplexes sehr überhand. Unter dem Einflusse der in diesem Tunnelabschnitte lebhafter zirkulierenden Gebirgswässer, werden die Rauhdecken zu porösen, sandig tonigen Massen aufgelockert, welche die Standfestigkeit der Aufschlüsse sehr beeinträchtigt haben. Das Gebirge erforderte in diesem Tunnelabschnitt sofortigen Einbau und es kam wiederholt zur Einstellung der maschinellen Bohrung.

Die durch reichlichere Rauhdeckenbildung ausgezeichnete Zone erstreckt sich über eine Aufschlußlänge von 48 m (Stollenmeter 2028 bis 2076). Die von hier stammenden Gesteinsproben gleichen vollständig jenen aus der Tunnelstrecke 468 bis 488, mit welchen sie auch dem geologischen Niveau nach korrespondieren.

#### Stollenmeter 2076 bis 2237 (161 m). Oberer Muschelkalk und Buchensteiner Schichten.

Im Hangenden der Dolomite und Rauhdeckenbänke und wie diese mit 50 bis 60° in Süd einfallend, folgen bei Stollenmeter 2076 dunkel rauchgraue, weißaderige Kalksteine, die mit schwarzen bituminösen Schiefertönen und dickplattigen Stinkkalken in Wechsellagerung treten. In den Stinkkalken beobachtet man Ansätze zu Stylolithenbildung, die Gesteinsbänke greifen unter Vermittlung von Zapfen und Gruben innig ineinander und sind durch Anthracit führende tonige Beläge auf den Ablösungsflächen ausgezeichnet. Bei Stollenmeter 2200 lagern über diesen bitumenreichen Kalken einige Bänke von dunklem, sandigem Dolomit, in deren Hangenden sich bei Stollenmeter 2224 vom Firste her eine schmale Zone von rotem, eisenschüssigem Kalktonschiefer hereinzieht. Dieselbe verflacht mit 53° in Süd, erreicht aber nicht die Tunnelsohle, sondern schneidet in der Fallrichtung linsenförmig aus. Im Hangenden schließt die im Maximum 3 m mächtige rote Gesteinslage mit einer grünen Schiefermasse ab, dann folgen abermals bituminöse Kalksteine mit schwarzen Schieferthonlagen, welche nun bis Stollenmeter 2237 fortsetzen, wo sie von dem hellen Brecciadolomit des Tunnelleinganges überlagert werden.

Die bituminösen Kalksteine mit ihren schwarzen, schieferigen Zwischenmitteln und die sandigen Dolomite mit grellroten Schiefereinlagerungen sind eine Wiederholung der analogen Gesteinszonen, welche zwischen Stollenmeter 63 und 81 und sodann in größerer Mächtigkeit zwischen Stollenmeter 378 und 488 durchfahren worden sind. Die lithologisch gut charakterisierte Schichtfolge lagert hier steil aufgerichtet, aber normal zwischen zwei dolomitischen Gesteinsniveaus, einer älteren, mit Rauhdeckenbildungen verknüpften Dolomitstufe, welche der unteren Abteilung des alpinen Muschelkalkes entspricht, und einer jüngeren Dolomitentwicklung, dem Schlerndolomit des Tunnelleinganges, welcher auch dort

das unmittelbare Hangende dieser bunten Gesteinsfolge bildet. Wir müssen daher die zwischen Stollenmeter 2076 und 2237 in einer Erstreckung von 160 m durchhörte Gesteinszone als Vertretung des oberen Muschelkalkes und der Buchensteiner Schichten betrachten.

#### Stollenmeter 2237 bis 2320 (83 m). Dritte Zone von Schlerndolomit.

Die lichten, von spiegelnden Harnischen durchsetzten, meist brecciösen Dolomite besitzen dieselbe dickbankige bis massige Gliederung wie in der Eröffnungstrecke des Sohlstollens. Das Verflächen ist steil in Süd gerichtet. Die Gesteinszone wird nur in einer Breite von 83 m verquert, dann folgt jenseits einer steil in Süd einschließenden Verwerfungsebene eine flach gelagerte Schichtfolge von ausgezeichnet gebankten, durchwegs dunkel gefärbten, dolomitischen Kalken und Dolomiten, welche nun bis zu Stollenmeter 4022, also auf eine Erstreckung von 1702 m, das ausschließliche Gesteinsmaterial des Tunnels bilden.

#### Stollenmeter 2320 bis 4022 (1702 m). Bituminöse Kalke, Dolomite und Rauhacken der ladinischen Stufe.

Der Gesteinswechsel bei Stollenmeter 2320 ist ein sehr augenfälliger. Aus den hellen Breccien-dolomiten, welche mit 60 bis 70° in Süd einschließen, tritt man plötzlich in einen flach gelagerten Schichtkomplex bituminöser, dolomitischer Gesteine, die sich durch dunkle Färbung und eine ausgezeichnete bankförmige Gliederung sehr scharf von den bisher durchhörten Dolomiten abheben. Die Berührungsgrenze entspricht einem Längsbruch, der keine lokale Erscheinung darstellt, sondern den Durchgangspunkt einer an der Nordabdachung der Karawanken auf eine große Erstreckung hin scharf ausgeprägten Störungslinie bezeichnet.

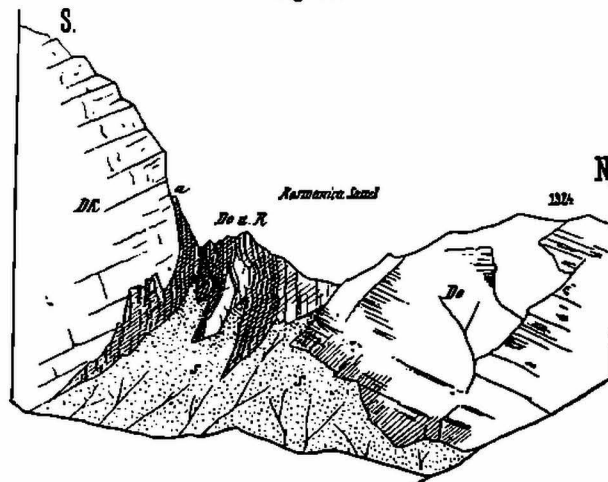
Es wurde schon oben (p. 17 [159]) darauf hingewiesen, daß der auffallende Querbruch, der im Woronicagraben in den Nordrand des Gebirges eingreift, nach SO in das Innere der Karawanken weiter verfolgt werden könne, daß er aber hier mehr und mehr in das Streichen der Schichten einbiege und in einen Längsbruch überzugehen scheine. Um diese Störungslinie handelt es sich hier. Zwischen dem Gračnica- und Ardešicagraben schneidet dieselbe einen nach Ost streichenden dreigliedrigen Schichtenzug, Raibler Schichten, Hauptdolomit und Dachsteinkalk, gegen ein in dieser Richtung vorgelagertes einformiges Verbreitungsgebiet tieferen Triasdolomits ab, hat also noch den Charakter eines Querbruches. Im Abstieg in den Hintergrund des Ardešicagrabens bildet sie die Grenze zwischen Dachsteinkalk und einem anisischen Dolomit, aber schon unter Verhältnissen, wie sie für eine Längsstörung bezeichnend sind. Der Aufschluß ist so interessant, daß ich ihn von verschiedenen Seiten zu skizzieren versucht habe, ich gebe in Fig. 11 einen Ausschnitt aus einer solchen Skizze.

Zur Linken hat man den Wandabsturz des Dachsteinkalkes der Resmanica, und zwar jenes Kammstückes, das in der Karte die Kote 1390 trägt. An diesen Absturz schließt sich nach rechts ein Felszirkus an, der einen langen Schuttstrom in die Ardešica hinabsendet. Diese Felsentblößungen bestehen aus schmutziggroßen Dolomiten mit Rauhackenbänken, an einer Stelle schallen sich zwei lenticular begrenzte Massen eines harten, blaugrauen Dolomits ein. Es ist das eine Gesteinsentwicklung, die in diesem Gebiete für den unteren Muschelkalk (Grenzdolomit des Neumarkter Triasprofils) bezeichnend ist. Der etwas dolomitische, durch blendend weißen Verwitterungsgrus, zugleich aber auch durch rostige Beschläge der Klüfflächen auffallende Kalk der Resmanica ist in massige Bänke gegliedert, die mit 25° in SSW einfallen. Die anisischen Dolomite zeigen in dem durch die Kote 1324 markierten Nordrande des Felszirkus, der in unserer Skizze nicht mehr sichtbar ist, sehr deutlich entgegengesetztes nördliches Verflächen. In der dazwischen liegenden Einsattlung in der an den Dachsteinkalk anschließenden Region sind die Dolomite steil aufgerichtet und an der in Nord einschließenden Dachsteinkalkwand ( $\alpha$  der Skizze) in eigentümlicher Weise emporgeschleppt. Die Grenzklüft zwischen Dachsteinkalk und dem gewissermaßen an die Wand angeklebten Zellendolomit streicht rein Ost nach West.

In der östlichen Fortsetzung dieser sicherlich klar ausgesprochenen Störungslinie liegt nur 2·3 km von Punkt *a* unserer Skizze entfernt der vom Tunnel bei Stollenmeter 2320 durchfahrene Längsbruch. Die Störungslinie erreicht aber hier noch keineswegs ihr Ende; sie übersetzt den Bärensgraben und läßt sich jenseits desselben, immer noch mit dem Charakter einer Längsstörung, durch den steilen Nordabfall des Golicakammes bis zum Suchisattel hin verfolgen.

Im Tunnel trennt der Bruch zwei im Alter nur wenig verschiedene Gesteinsniveaus, denn die bituminösen Kalke und Dolomite, welche die flachgelagerte Schichtenplatte südöstlich von der Störungslinie zusammensetzen, bezeichnen in normalen Profilen nur die Abschlußstufe des Schlerndolomits. Das zeigt besonders klar die Westabdachung des hier vom Tunnel unterfahrenen Gebirgsstückes, der Steilabfall der Baba in den Mlincegraben, wo dieser bituminöse Schichtkomplex in einer mehr als 100 m mächtigen Felsstufe die Unterlage der Cassian-Raibler Schichten des Babagipfels und zugleich die Oberregion des Schlerndolomits der Schluchten des Mlince potok bilden (vgl. oben p. 14 [158]).

Fig. 11.



Schichtenstörung am Resmanicasattel.

Dk = Dachsteinkalk.	R = Rohwacken.
Do = Anisicher Dolomit.	s = Gehängschutt.
a = Aufschleppung der Dolomitbänke an der Bruchfläche.	

Für die Nordseite des Karawankentunnels erlangte dieser geologische Horizont insofern eine besondere Bedeutung, als er die längste, in gleichartigen Gesteinen verlaufende und darum auch die am regelmäßigsten fortschreitende Arbeitsstrecke des ganzen Sohlstollenaufschlusses darstellt. In der Dammaufschüttung der nördlichen Anschlußstrecke spielen denn auch die dunklen Kalke und Dolomite dieses Niveaus eine hervorragende Rolle.

Die Gesteinsbeschaffenheit ist innerhalb der nun zu besprechenden Tunnelstrecke von nahezu  $1\frac{3}{4}$  km eine außerordentlich einförmige. Im wesentlichen hat man immer wieder folgendes Bild vor: Harte, scharfkantig klüftige Bänke von dunklen, dolomitischen Kalken wechseln mit mürben, von unzähligen Spaltrissen durchsetzten, stärker dolomitischen Gesteinslagen. Eine strenge Scheidung von Kalk und Dolomit erscheint undurchführbar. Manche Gesteinsproben haben einen ausgesprochen dolomitischen Habitus, obwohl die Untersuchung nur einen sehr geringen Gehalt an Magnesiumcarbonat ergibt. Das Gesteinsmaterial ist durch ein außerordentlich gleichförmiges Korn ausgezeichnet. Diesem Korn entspricht ein eigentümlich flimmernder Bruch, der oft an jenen feinkörniger Sandsteine erinnert; Schlitze zeigen jedoch, daß jede fremde klastische Beimengung fehlt. In manchen Bänken ist das Gestein horn-

steinführend, ein Umstand, der in den frischen Anbrüchen im Tunnel leicht der Beobachtung entgeht, da die Kieselsäureausscheidungen in Farbe und Textur mit der kalkigen Matrix übereinstimmen.

Infolge ihres Bitumengehaltes sind die Kalke und Dolomite dieses Tunnelabschnittes durchwegs von sehr dunkler bis schwarzer Färbung. Um so auffälliger tritt darum eine andere Erscheinung hervor, welche für die Ulmenbilder in diesem Teil des Tunnels besonders bezeichnend ist, nämlich das Vorkommen von milchweißen Beschlägen auf allen Schicht- und Trennungsflächen der Gesteine. Es sind das nicht etwa hinfallige Beschläge von Kalkmilch oder Tonschlamm, wie man sie in nassen Grubenfeldern so oft auf Klüftflächen beobachtet, sondern konsistentere, von der Unterlage ablösbare Häute, die sich an manchen Stellen zu filzartigen Belägen von 2 bis 3 mm Dicke entwickeln. Diese dickeren Beläge sind aus feinen Krystallnadelchen aufgebaut und gleichen äußerlich vollständig den künstlich hergestellten Asbestfilzen. Herr Professor A. Rosival hat auf meine Bitte eine Probe dieser Mineralneubildung von Stollenmeter 2910 untersucht und hatte die Freundlichkeit, mir folgendes mitzuteilen: »Der weiße, die feinen Gesteinsklüfte erfüllende Faserfilz schmilzt vor dem Lötrohr unter Schäumen zu einem blasigen Glase, ist also Asbest, ähnlich etwa dem Bergleder vom Greinerberg in Tirol. Der Asbestfilz ist mit einer geringen Menge pulverförmiger Carbonate vermengt, welche sich in HCl lösen und das äußerst feinfaserige Asbestgewebe ungelöst zurücklassen.«

Das Vorkommen ist nicht auf einige wenige Punkte beschränkt, sondern in mehr oder weniger typischer Entwicklung über die gesamte Aufschlußlänge der dunklen Kalke und Dolomite verbreitet. Die Art des Vorkommens gestattet wohl den Schluß, daß es sich hier um einen Fall primärer Asbestbildung handelt; die Konstituenten sind ja einerseits im Magnesiumgehalt der Dolomite, andererseits in der Hornsteinführung der damit alternierenden Kalke gegeben.

Das nächstgelegene analoge Vorkommen von Asbest ist jenes von Bleiberg bei Villach. Es findet sich dort als »Bergleder« auf Klüften des erzführenden Kalkes (Zepharovich, Mineral. Lexikon I). Im Revier Fuggertal bei Kreuth nächst Bleiberg erscheint Asbest nach Brunlechner als weiße, filzige, zähe Rinde über Galenit und Blende.<sup>1</sup>

In bezug auf die Lagerungsverhältnisse ergab der Vortrieb des Sohlstollens in diesem Tunnelabschnitt folgende Aufschlüsse:

Von Stollenmeter 2320 bis 2600 herrscht in den ausgezeichnet bankförmig gegliederten Gesteinen durchwegs ein Verflächen von 25 bis 30° in Süd. Von Stollenmeter 2600 ab macht sich eine Änderung im Streichen der Schichten bemerkbar; sie verlaufen nicht mehr quer über die Tunnelachse, sondern bilden mit derselben einen spitzen Winkel. Die Gesteinsbänke verflächen nun in OSO. Es entspricht dies vollkommen der Lagerung der analogen Schichten im Grenzkamm zwischen Bärengraben und Ardešica. Zwischen Stollenmeter 2772 und 2800 fällt das Streichen der hier sehr flach gelagerten Gesteinsbänke (Neigungswinkel 5°) nahezu völlig mit der Richtung des Sohlstollens zusammen. Bei Stollenmeter 2875 lese ich an der linksseitigen Ulme ein Verflächen nach O 15 S bei einer Neigung von 15° ab. Diese flache Lagerung mit Einfallen nach OSO bis rein Ost charakterisiert die Aufschlüsse bis über Stollenmeter 3000 hinaus.

Von 2739 ab schalten sich zwischen die mächtigeren Dolomitbänke häufig mürbe Rauhackenlagen und dünne Schichten sandiger Letten ein, welche die Stabilität der Aufschlüsse wesentlich verminderten und durch die Nötigung zu sofortigem Einbau den Arbeitsfortschritt beeinträchtigten. Einlagerungen dieser Art wurden bei Stollenmeter 2739·8, 2836 bis 2843, 2895·3 und 2900 bis 2903 beobachtet. Besonders ungünstig erwies sich durch reichere Entwicklung lockerer, rauhackenartiger Zwischenschichten die Strecke von Stollenmeter 2997·7 bis 3008. Bei Stollenmeter 3008 wurde in der rechtsseitigen Ulme ein im Schichtstreichen liegender Spaltenraum eröffnet, aus dem sich große Wassermengen in den Sohlstollen ergossen. Die zum Zwecke des Verbaues durchgeführte Erweiterung der Spalte ergab deutlich,

<sup>1</sup> A. Brunlechner. Die Minerale des Herzogtums Kärnten. Klagenfurt 1884, p. 11.



daß dieser Hohlraum nur durch Ausspülung einer lockeren, sandigen Zwischenschicht innerhalb der härteren Dolomitbänke entstanden war. Die porösen Rauhewackenlagen spielen hier geradezu die Rolle von Drainageröhren.

Bei Stollenmeter 3025 durchschneidet der Sohlstollen wieder flach in Süd geneigte Dolomite. Der lebhaft Wechsel von helleren und dunkleren Bänken läßt die Lagerung in diesem Abschnitte des Tunnels besonders klar hervortreten. Ein typisches Bild bot in dieser Hinsicht der Vollaussbruch bei 3036 (Mitte des vierten Ringes im III. Kilometer), wo an der östlichen Ulme in nahezu gleichen Abständen drei dunklere Gesteinslagen von 10, 30 und 40 *cm* Mächtigkeit übereinander aufgeschlossen waren. Sie zeigten ein Verflächen von 23° in Süd.

Von Stollenmeter 3100 bis 3150 liegen die mehr als meterdicken Dolomitbänke vollkommen horizontal und man erhält bei der beschränkten Höhe des Aufschlusses oft den Eindruck, daß man sich in einem völlig ungegliederten Gesteinskomplex bewege. Bei Stollenmeter 3168 wird der Dolomit wieder dünnbankig und durch Einschaltung sandig verwitternder Lagen deutlicher gegliedert. Die Schichten verflächen hier mit 10° in O20N. Bei 3180 beträgt der Neigungswinkel der in O10N einfallenden Gesteinsbänke 25°, bei 3250, wo sich braune Lettenlagen in die Dolomitbänke einschalten, bereits 45°. Die Tunnelachse liegt nun vollständig im Streichen der Schichten und die östliche Ulme bildet daher den Schichtkopf der bis zu Stollenmeter 3450 mit 40 bis 50° geneigten Dolomitbänke. Von hier ab wird der Neigungswinkel der Schichten wieder flacher und bei 3475, wo eine von senkrechten Verwerfungen durchsetzte sandige Gesteinsbank im Dolomit auskeilt, verflächen die Schichten mit 20° in O10N.

Bei Stollenmeter 3550 beobachtete ich noch rein östliches Verflächen, bei 3575 aber ein Einfallen der Schichten in O30S mit einem Neigungswinkel von 30°. Zwischen 3590 und 3660 schalten sich wiederholt schiefrige Gesteinslagen ein, schwarze, bituminöse Schiefertone, die zu grauen, plastischen Lagen verwittern. Sie bilden meist nur handbreite Zwischenlagen, an einer Stelle aber eine mächtigere Einschaltung, die selbst durch dünne Dolomitbänke gebündert erscheint. Hier verflächen die Schichten mit 30° in Ost. Bei 3769, wo man in die Horizontale der Tunnelmitte eintritt, fallen die gut gebankten bituminösen Dolomite mit 30° in SO.

Bei Stollenmeter 3825 waren die Dolomitbänke mit 18° in SO, bei 3850 mit 15 bis 20° in OSO geneigt.

Zwischen 3760 und 3941 sind Lager von mürben, sandigen Rauhewacken eine häufige Erscheinung.

Dieselben sind oft von lettigen Lassen durchzogen, welche gerade bei flacher Schichtenlage Gleitbewegungen gegen die neugeschaffenen Hohlräume hin besonders begünstigen. Es ergab sich daher in dieser Tunnelstrecke ebenso wie im letzten Abschnitt des zweiten Kilometers (siehe oben) häufig die Notwendigkeit sofortigen Einbaues.

In den feinkörnigen, im frischen Bruch flimmernden dolomitischen Gesteinsbänken bei Stollenmeter 3900 beobachtete ich zum ersten Male harte kieselige Lagen, die beim Anschlagen des Gezähes Funken geben. Es hat den Anschein, daß die Hornsteinführung, welche für die dunklen Kalke und Dolomite längs des Anstieges aus dem Bärengraben zum Rožicasattel so bezeichnend ist, in der tieferen, vorwiegend dolomitischen Abteilung dieses Schichtkomplexes nur eine untergeordnete Rolle spielt. Freilich sind, wie schon oben bemerkt wurde, in den frischen Anbrüchen hornsteinführende Lagen weniger leicht kenntlich als an Verwitterungsflächen der Gesteine übertag.

Von Stollenmeter 3900 bis 4900 verflächen die mit vereinzelt Rauhewackenbänken alternierenden Dolomite unter Winkeln von 20 bis 25° in SSO. Dann folgen Dolomitbrüche von massiger Struktur, aus denen sich erst bei Stollenmeter 4020 deutlich einige Bänke herausheben, die mit 45 bis 50° in Süd einfallen. Mit ihnen ist die Südgrenze der hier geschilderten dolomitischen Gesteinsentwicklung erreicht. Ein senkrecht niedersetzender Verwurf, welchen der Stollen bei 4022·2 verquert, bezeichnet die Grenze zwischen diesen Dolomiten und einer steil aufgefalteten Zone von schwarzen Plattenkalken und Kalkschiefern, die im nächsten Abschnitt näher besprochen werden soll.

Überblickt man die eben mitgeteilten Daten über die Sohlstollenaufschlüsse zwischen 2320 und 4022 nochmals in ihrer Gesamtheit, so ergibt sich, daß hier eine flach gelagerte Schichtentafel von dolomitischen Gesteinen mit Rauhwackenbänken und vereinzelt tonig schieferigen Zwischenlagen durchfahren worden ist, welche beiderseits von scharf markierten Längsstörungen abgeschnitten wird. Diesen Störungen parallel ziehen zahlreiche Risse und Sprünge durch die Platte, welche teils, wie die Randstörungen selbst, senkrecht stehen, teils steil in Süd geneigtes Einfallen zeigen und häufig mit Dislokationserscheinungen verknüpft sind. Darauf ist offenbar die Zerlegung der flachgelagerten Gesteinsplatte in eine Anzahl tektonisch verschieden orientierter Schollen zurückzuführen. Die Schichten verflachen von 2320 bis 2600 in südlicher Richtung, werden also vom Sohlstollen querschlägig durchfahren, dann folgt auf eine Erstreckung von 1300 m (Stollenmeter 2600 bis 3900) ausgesprochen flachwelliger Schichtenbau. Der Sohlstollen zieht hier in vollkommen horizontal gelagerten Dolomittbänken hin oder schneidet flach aufgewölbte Schichtenbuckel in der Weise an, daß die Gesteinsbänke von der Tunnelachse nach O, ONO und OSO abdachen. Der Neigungswinkel der Schichten bleibt hierbei meist unter 20°, nur ausnahmsweise erreicht er 30°. Mit Stollenmeter 3900 tritt man in eine Scholle, in welcher die Dolomittbänke nach SSO einfallen und von Stollenmeter 4000 ab herrscht bis an die Grenze gegen die Wengener Plattenkalke rein südliches Verflachen. Der Sohlstollen hat hier, wie im Beginne dieser Tunnelstrecke, wieder den Charakter eines Querschlages.

Bei der geringen Höhe des Stollenaufschlusses und der Einförmigkeit des Schichtenmaterials ist es natürlich nicht möglich, die Bedeutung der Vervürfe in jedem einzelnen Falle festzustellen. Daß auch dort, wo keine Dislokation zu erkennen ist, Bewegungen und Schichtenverschiebungen stattgefunden haben, beweisen die häufigen Vorkommnisse von Rutsch- und Gleitflächen in diesem Abschnitte des Tunnels. Gerade aus dem scheinbar wenig gestörten und durch flache Lagerung ausgezeichneten Schichtenmaterialie des vierten Kilometers liegen die schönsten Belegstücke für Reibungsspiegel vor. Bei Stollenmeter 3400, 3465·3 und 3769 finden sich an Klüftflächen plane, spiegelblanke Polituren, wie sie vollkommener selbst aus der Hand eines geschickten Arbeiters nicht hervorgehen könnten. Rutschstreifen oder Riefungen im Sinne der Bewegungsrichtung, wie wir sie an den Harnischbildungen des Schlern-dolomits in der Eröffnungstrecke des Tunnels beobachtet haben, fehlen hier gänzlich, so daß man bei Betrachtung von Handstücken mit den dunklen Reibungsspiegeln zunächst künstliche Schliffflächen vor sich zu haben glaubt. Das gleichmäßig feine Korn des dunklen, dolomitischen Gesteines, auf das wir schon oben hingewiesen haben, seine ebenflächige Bankung und Klüftung und endlich das Vorhandensein von kieseligen Beschlägen auf den Klüftflächen, welche bei den Gleitbewegungen als Schleifmittel gedient haben konnten, erklären zur Genüge, warum sich gerade in diesen Gesteinen so ausgezeichnete Felsspiegel gebildet haben.

Stollenmeter 4022 bis 4260 (238 m). Schwarze Plattenkalke und Kalkschiefer mit  
*Posidonomya wengensis*.

Bei Stollenmeter 4022 tritt der Sohlstollen aus der flach gelagerten Dolomittafel in eine steil aufgerichtete und zu komplizierten Falten zusammengestauchte Folge von schwarzen Kalkschiefern und bituminösen plattigen Kalksteinen mit dem Habitus der kalkigen Gesteine der Wengener Schichten. In der Tat wurden bei Stollenmeter 4204·5 mit Schieferblättern alternierende, schwarze, tonige Kalke angefahren, welche von zierlichen Schalenabdrücken der *Posidonomya wengensis* Wissm. erfüllt sind. Gesteinscharakter und Fossilführung weisen somit auf das Niveau der Wengener Schichten hin. Die nahezu senkrecht auf ihr Streichen durchhörte Gesteinszone reicht bis Stollenmeter 4260, wird also vom Tunnel auf eine Erstreckung von 238 m verquert.

Der lebhaft Wechsel von dünnschichtigen, schwarzen Schiefergesteinen, die durchwegs mit HCl lebhaft brausen und als bituminöse Kalktonschiefer zu bezeichnen sind, mit etwas härteren, dunkelgrauen

Plattenkalklagen läßt den komplizierten Faltenbau innerhalb dieser Gesteinszone außerordentlich klar hervortreten.

Fig. 12 illustriert das Detail des Faltenbaues an der Nordgrenze der Gesteinszone nach einer Skizze, welche ich bei der Befahrung des Sohlstollens an der östlichen Ulme aufgenommen habe.

An den senkrecht niedersetzenden Verwurf, welcher bei Stollenmeter 4022·2 den Komplex der dunklen ladinischen Dolomite nach Süd hin abschneidet, schließen sich zunächst ebenfalls in senkrechter Aufrichtung dünn-schichtig wellige Lagen von schwarzen Kalktonschiefen an, dann eine zerknitterte Steilmulde, in deren Südflügel sich einige versteifende Lagen von Plattenkalk einschalten, die mit 50° in Nord einfallen. Im Liegenden dieser Plattenkalkbänke folgen wieder weichere schiefrige Gesteinslagen, in welchen bei 4038 an der westlichen Ulme eine Nische zum Einbau einer elektrischen Pumpe ausgebrochen wurde. Dieser Nische gegenüber sah man an der östlichen Stollenwand eine regelmäßig gebaute Synklinale, beiderseits von sattelförmigen Aufwölbungen flankiert. Der im Süden anschließende Sattel erscheint durch eine Knickung verdoppelt und endlich unter Vermittlung einer spitzen Synklinale zu nördlichem Verflächen aufgeschleppt. Im Liegenden dieser Aufschleppung schließt sich eine widerstands-

Fig. 12.



Nordgrenze der Plattenkalke und Kalkschiefer mit *Posidonomya wengensis* im nördlichen Sohlstollen.

Aufschlußbild an der östlichen Ulme. (Nach einer Skizze vom 25. VII. 1904.)

do = Bituminöser Dolomit.

r = Rauhackenbänke.

wg = Wengener Schiefer.

pl = Plattenkalkbänke.

v-v = Senkrechter Verwurf bei Stm. 4022.

fähigere Gesteinszone an, ein lebhafter Wechsel von harten Plattenkalkbänken von 10 bis 20 cm Dicke mit schmalen, schiefrigen Zwischenmitteln. Diese härtere Gesteinszone verflächt zunächst mit 45° in Nord, richtet sich dann aber steiler auf, um jenseits einer gestörten Region, in welcher die letzten Spuren eines eng zusammengepreßten, spitzen Sattels zu sehen sind, mit 80 bis 85° in Nord einzuschließen. Damit endet die oben reproduzierte Skizze.

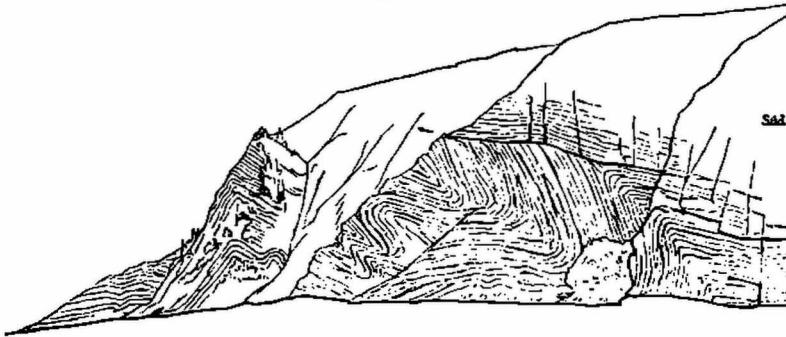
Bei dem weiteren Vortriebe des Stollens wiederholten sich solche Aufschlußbilder. Immer wieder wechseln Zonen weicherer Schiefergesteine mit solchen, die durch Plattenkalklagen ein festeres Gefüge erhalten. Die ersteren sind teils flachwellig gelagert, teils mannigfach verbogen und zerknittert, die letzteren dagegen meist zu schönen, spitzbogigen Falten zusammengestaucht, ohne daß man aber bei der geringen Aufschlußhöhe ein allgemeines Gesetz des Faltenbaues zu erkennen vermöchte. Auffallend ist der wiederholte, scheinbar ganz unvermittelte Wechsel von schwebend gelagerten Bänken mit Segmenten steil aufrichteter Schichtfolgen, für welchen im beschränkten Sohlstollenaufschluß keine Erklärungsmöglichkeit gegeben ist. Beim Anstieg zum Roschizasattel fand ich aber korrespondierende Tagaufschlüsse, welche das Wesen dieser Erscheinung erläutern.

Wo Süd von Punkt 923 der Anstieg in den oberen Teil des Bärengrabens beginnt, liegen Talfurche und Anstiegsroute im Streichen der Schichten. Die dunklen, hornsteinführenden Plattenkalke fallen bald flacher, bald steiler gestellt in S 300; der an 500 m hohe Steilhang zur Rechten des Bärengrabens ist ein einziger mächtiger Schichtkopf mit horizontal durchlaufenden Anschnittlinien der in SO einfallenden Gesteinsbänke. Zwischen die eng rastrierten dunklen Plattenkalkanbrüche schalten sich im unteren Abschnitt des Gehänges wiederholt massige Dolomitbänke von hellerer Färbung ein, eine Serie von steileren, meist nur 10 bis 15 m hohen Wandstufen bildend. Erst von Kote 1157 ab verquert man das

Streichen der Schichten; von hier bis zu Punkt 1299 bewegt man sich fast ausschließlich in dünnplattigen dunklen Kalksteinen ohne Dolomiteinschlaltungen.

Ost von Punkt 1299 sind nun an dem rechten Ufer des Bärengrabens die durch Kalkschieferzwischenlagen ausgezeichnet gegliederten Plattenkalke in komplizierte Falten gelegt, deren Bau in einer fortlaufenden Reihe von Steilwänden trefflich aufgeschlossen ist. Wie die nebenstehende Skizze zeigt, hat man am

Fig. 13.



Faltungserscheinungen in den Wengener Plattenkalken des oberen Bärengrabens.

Fuße des Aufschlusses eine Folge von eng zusammengepreßten schiefen Sätteln und Mulden vor sich, die oben von einer wie mit dem Lineal gezogenen Horizontalen abgeschnitten werden. Dieselbe bezeichnet den Unterrand einer horizontalen Plattenkalklage, welche wie eine ebene jüngere Schichtenplatte über einen älteren gefalteten Schichtkomplex übergreift. Wir haben hier das Miniaturmodell einer Faltenüberschiebung vor uns; die steil aufgerichteten Plattenkalkpartien stellen die Mittelschenkel von nach Nord überkippten Steilfalten vor, während die flach gelagerten Bänke auf Liegend- und Hangendflügel derselben Falten bezogen werden müssen.

Fig. 14.

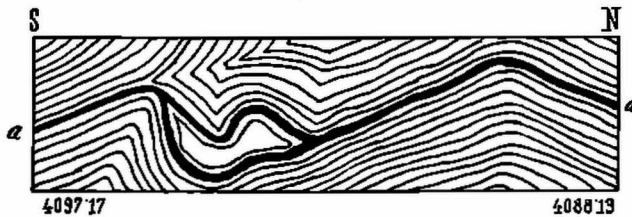
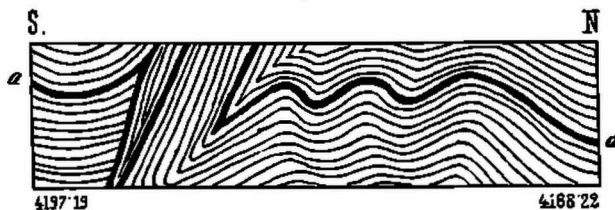


Fig. 15.



Schichtenstauchungen in den Wengener Schiefer im nördlichen Sohlstollen. Westliche Ulme, Stm. 4086·13 bis 4097·17 und Stm. 4188·22 bis 4197·19.

Nach einer Skizze von Ingenieur E. Skazil.

a = Band von weißem Calcit in bituminösem Schieferton.

Zur Illustration der Fallungs- und Stauchungserscheinungen in den an Plattenkalklagern armen schiefrigen Gesteinszonen reproduziere ich (Fig. 14 und 15) zwei halbschematische Skizzen, welche Herr Ingenieur E. Skazil dem Gesteinsprotokolle beigegeben hat.

Die der westlichen Ulme entnommenen Aufschlußbilder gestatteten eine genaue Verfolgung des Verlaufes der Schichten, da sich an diesen Stellen durch die schwarzen bituminösen Schiefer ein im Durchschnitt 3 cm breites Band vom weißem Calcit durchschlingt, welches sich auf das genaueste allen Windungen und Biegungen des dünnstriefrigen Schichtenmaterials anschmiegt, ohne dessen Plastizität wesentlich zu beeinträchtigen. Das weiße Band ist keine einheitliche Platte, wie die früher erwähnten versteifenden Kalksteinbänke, sondern im wesentlichen nur eine linsenförmig an- und abschwellende, stellenweise ganz verdrückte Ausscheidung von grobkristallinischem Calcit. Solche dem Schichtenverlaufe sich anschmiegende Calcitblätter sind in dem schwarzen Kalktonschiefer überhaupt eine sehr häufige Erscheinung.

Die steiler aufgefalteten Schiefer der Fig. 15 (Stollenmeter 4188·2 bis 4197·1) lassen deutlich die nach Süd einschließenden Muldenschenkel der nach Nord überkippten Falten erkennen. Von hier bis zu Stollenmeter 4260 herrscht ausnahmslos südliches Verflachen.

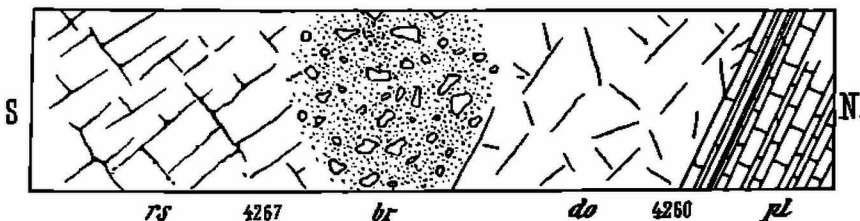
Die dunkle Färbung der eben geschilderten Zone von Kalken und Schiefen ist auf einen hohen Bitumengehalt zurückzuführen, der sich in schwarzen abfärbenden Belägen auf Schicht- und Kluftflächen zu erkennen gibt. In der Tal erwiesen sich diese Schichten auch reichlich mit Methangas durchtränkt. Das erste Vorkommen von brennbarem Kohlenwasserstoff wurde bei Stollenmeter 4068 angefahren, wo am 24. Juli 1904 nach dem Abschließen eine mächtige Fackel von brennendem Grubengas aufflamte. Zu jener Zeit gehörten Methangas-Emanationen im Carbon der Südseite des Tunnels schon zu den alltäglichen Erscheinungen und es konnten daher die dort eingerichteten und praktisch bewährten Sicherheitsvorkehrungen sofort auch für die Nordseite des Tunnels nutzbar gemacht werden. Nach den Eintragungen im Gesteinsprotokoll traten am 3. August bei Stollenmeter 4117·5 und am 6. August bei Stollenmeter 4136 neuerdings Bläser auf. Bei Stollenmeter 4172 und 4192 wurden 1%ige Grubengase konstatiert, bei 4240  $\frac{1}{2}$ % und bei 4246 2%.

Die Austrittsstellen der Grubengase waren meist trocken. Charakteristisch für die Region der Grubengasausströmungen war ein mehr oder minder auffallender Geruch nach Schwefelwasserstoff, welcher auch die bei Stollenmeter 4160 erschlossene kleine Quelle begleitete.

#### Stollenmeter 4260 bis 4352 (92 m). Bunte Breccien des Muschelkalkes und Werfener Schichten.

Mit Stollenmeter 4260 erreichte der Sohlstollen abermals eine für die Deutung des Tunnelprofils sehr wichtige Gesteinsscheide. In Fig. 16 habe ich die hier zu beobachtenden Details nach den Aufschlüssen an der westlichen Stollenwand skizziert.

Fig. 10.



Südgrenze der Wengener Plattenkalk im nördlichen Sohlstollen.

Nach dem Aufschluß an der westlichen Ulme, 13. IX. 1904.

pl = Plattenkalk.

do = Dolomit.

br = Anisische Breccie.

rs = Eisenschüssige Kalktonschiefer.

Die schwarzen Plattenkalk, welche bei Stollenmeter 4260 den Südrand der als Wengener Schichten bezeichneten Gesteinszone bilden, schießen in schön gegliederten Bänken mit 55° in Süd ein. Auf der

hangendsten Platte beobachtet man einen schwarzen tonigen Belag, wohl der Verwitterungsrückstand einer jener schiefrigen Gesteinslagen, welche mit den Plattenkalken alternieren. Derselbe bildet die untere Begrenzung und das Liegende stark zerklüfteter Dolomitbänke von schmutziggrauer Farbe, die durch zellig drusige Hohlräume und Neigung zur Rauhwaschenbildung ausgezeichnet sind. Dieser Dolomitkomplex ist jedoch in der Tunnelsohle nur in einer Mächtigkeit von 3·5 m aufgeschlossen, dann folgt mit steil in Süd geneigter Grenzfläche eine sehr auffallende grobe Breccienbildung *br.* Dieselbe besteht aus eckigen oder schwach kantengerundeten Fragmenten von dichten, grauen, bald heller, bald dunkler gefärbten Kalksteinen, unter welchen ab und zu als auffallender, die Breccienstruktur schärfer markierender Gemengteil kleine Bruchstücke von fleischroten und dunkelbraunen Kalken eingestreut sind. Als Bindemittel erscheint ein graugrünes, toniges, feinsandig-glimmeriges Material, das auch in breiteren Schnüren und Lassen die Breccie durchweht. Während die Liegendpartie der Breccie vorwiegend aus kalkigen Gesteinstrümmern mit spärlichem Bindemittel aufgebaut ist, treten in der Richtung des Stollenvortriebes die eingestreuten Kalksteinbrocken mehr und mehr zurück und es entwickelt sich aus der Breccie ganz allmählich ein dickschichtiger, kalkig toniger Schiefer mit Glimmerschüppchen, anfangs von grünlichgrauer, von Stollenmeter 4267 ab von dunkel eisenroter Färbung. Es sind das die »grünen und roten Werfener Schichten« des Gesteinsprotokollens. Das Gestein ist gleichmäßig feinkörnig, dickschichtig bis massig, im letzteren Falle ausgezeichnet polyedrisch klüftig. Wiederholt wechseln rot und grün gefärbte Gesteinslagen, die so eng miteinander verknüpft sind, daß man beide Nuanzierungen an einem Handstücke demonstrieren kann.

Diese bunten Schiefer reichen bis Stollenmeter 4299, wo der Stollen ein zweites Mal in eine Breccienzone eintritt. Unmittelbar vor diesem Gesteinswechsel sind die bunten Schiefer dünner geschichtet, mit 60° in Süd verflächend. Der Grenze zunächst umschließen sie bereits vereinzelt Kalkbrocken. Dann folgt ein in massige Bänke gegliedertes graues, kalkiges Gestein von großer Härte, dessen Breccienstruktur erst bei genauerer Untersuchung des Ausbruchsmaterials zu erkennen ist. Wieder sind es die bereits früher erwähnten fleischroten oder rotbraunen Kalkpartikeln, welche die klastische Natur des Gesteins verraten. Die rötlichen Kalkeinschlüsse zeigen im Schlitze meist sehr schön die charakteristische Struktur der Werfener Oolithe. Auf Klüften und Sprüngen dieser grauen, harten Breccien finden sich überall Ansiedelungen von Schwefelkies.

Auch dieses zweite mächtigere Lager von grauer Kalkbreccie, welches der Stollen auf eine Erstreckung von 50 m verquert, wird häufig von sandig glimmerigen Schieferlagen durchsetzt, welche erkennen lassen, daß sich der Schichtkomplex gegen Süd hin immer steiler aufrichtet, bis er bei Stollenmeter 4349 mit einer senkrecht stehenden Zone von bunten Schiefergesteinen der Werfener Schichten abschließt.

Wenn auch Fossilreste in der hier geschilderten Schichtfolge fehlen, so begegnet die Deutung derselben doch wohl keinen Schwierigkeiten. Die schmale Zone dolomitischer Gesteine, welche an dem Bruchrande gegen die Wengener Schichten angefahren wurde, und welche die Basis der grauen Kalkbreccie bildet, betrachte ich als Fragment einer Platte anisichen Dolomits, welche ganz im Einklange mit dem die Nordhälfte des Tunnels beherrschenden Faltenbau von Süd her auf die Vorlage jüngerer triadischer Gesteine hinaufgeschoben worden ist. Die graue Kalkbreccie mit ihren Einschlüssen von bunten, oolithischen Kalken der Werfener Schichten entspricht den Breccienbildungen des Muschelkalkes, und die bunten, glimmerreichen, sandigen Schiefer, mit welchen die Schichtfolge bei Stollenmeter 4352 abschließt, einem Teile der Zone von Werfener Schichten, welche in einem normalen Profile an dieser Stelle zu erwarten wäre. Die ganze Schichtfolge ist nach Nord überkippt, beziehungsweise an ihrem durch einen Verwurf markierten Südrand senkrecht aufgerichtet.

## Stollenmeter 4352 bis 4526 (174 m). Bunte Breccien der Permformation.

Südlich der Gesteinsscheide bei Stollenmeter 4352, welche den Charakter eines senkrecht niederetzenden Bruches trägt, tritt man in eine Zone von groben bunten Breccien vom Habitus jener mächtigen Breccienbildung, welche an der Südseite des Gebirges bei Assling einem Aufbruch obercarbonischer Schichten aufruft. An dem Gehänge des Mirza vrh wurde diese der Permformation zuzuweisende Breccie zur Gewinnung von Bausteinen für die Südseite des Karawankentunnels in großem Umfange aufgeschlossen.

Das bei der Bildung dieser Breccie aufgearbeitete Material war vorwiegend kalkiger Natur. Dunkelgraue bis schwarze Kalke der obercarbonischen Schichtenreihe und helle rötlich geflammte oder rosa- bis fleischrote Kalksteine des Permocarbon bilden in scharfkantigen Brocken die Hauptbestandteile der Breccie. In den fleischroten Kalktrümmern, die aus der Zerstörung permocarbonischer Riffkalke hervorgegangen sind, beobachtet man häufig die weißen, spatigen Durchschnitte von Crinoidenstielen. Das zumeist spärliche Bindemittel ist teils feinsandig glimmeriges Material von grünlichgrauer Farbe, teils roter, eisenschüssiger, glimmerarmer Tonschlamm. Aus dem letzteren entwickeln sich die roten tonigen Schieferlassen mit glänzenden Rutsch- und Druckflächen, welche, wenn auch von geringer Mächtigkeit und sehr absätzig, doch einen wichtigen Behelf zur Orientierung über die Lagerung der Breccie bilden. Diese roten Schiefermittel sind es andererseits wieder, welche häufig die Brauchbarkeit des Breccie als Bausteinmaterial beeinträchtigen. Wo das graugrüne sandige Caement überwiegt, wie im letzten Drittel der in diesen Breccien aufgefahrenen Sohlstollenstrecke, entsteht ein Gesteinstypus, welcher äußerlich den Breccienbildungen des Muschelkalkes ähnelt.

Die permischen Breccien sind in mehr als meterdicke Bänke gegliedert, die von zahlreichen steilstehenden, häufig wasserführenden Klüften durchsetzt werden. Die Bankung zeigt durchwegs Verflächen in Süd, wobei mittlere Fallwinkel (30 bis 40°) zu beobachten sind. Eine rote Schieferlasse, welche sich bei Stollenmeter 4500 in die hier grünlichgrau gefärbte Breccie einschaltet, verflächt mit nur 25° in SW. Infolge einer Verdrückung schneidet sie keilförmig in der massigen Breccie aus. Bei Stollenmeter 4521 zeigt sich eine dünne schiefrige Gesteinslage von abwechselnd grünlichgrauer und dunkel eisenroter Färbung, welche mit 60° in Süd geneigt ist. Man befindet sich hier schon nahe der Südgrenze der Breccienzone, denn bei 4526 tritt der Stollen in dunkle Schiefertone und Sandsteine, welche, wie die weiteren Aufschlüsse ergeben haben, bereits dem Obercarbon angehören.

## Stollenmeter 4526 bis 4852 (326 m). Obercarbonische Schichten.

Im Hangenden der bei Stollenmeter 4521 mit 60° in Süd verflächenden bunten Breccie folgen bei Stollenmeter 4526 (genauer 4525·8) ebenfalls steil in Süd einfallende, schwarze, dünnblättrige Schiefertone, welchen schon bei Stollenmeter 4529·6 Grubengase entströmen. Die Grenze zwischen Breccie und Schiefer ist ebenfalls in Süd geneigt (45 bis 50°), trägt aber den Charakter einer Verschiebungsfläche. Die tonreichen Schiefergesteine sind an der Berührungsgrenze mit den durch reichliche Wasserführung ausgezeichneten Breccien zu schwarzen plastischen Massen aufgelöst, welche diese Schichtenverschiebung jedenfalls begünstigt haben.

Jenseits dieser Grenze wird das Gebirge im Gegensatz zur quellenreichen Breccienzone auffallend trocken, eine Erscheinung, welche ganz mit den Verhältnissen im Obercarbon der Südhälfte des Tunnels übereinstimmt, und es stellen sich nun auch die für jenen Tunnelabschnitt bezeichnenden Emanationen von Methangas ein. Der Austrittsstelle bei Stollenmeter 4529·6 haben wir schon oben gedacht; weitere Gasausströmungen wurden bei Stollenmeter 4665·6 (2% Methangas), dann bei 4671, 4688·2 und 4693·4 erschlossen.

Innerhalb der schiefrigen Gesteine dieser Zone lassen sich ebenso wie im Obercarbon an der Südseite des Gebirges zwei Typen unterscheiden: Feingeschlammte schwarze Schiefertone, welche durch

unruhig welligen Schichtenverlauf und zahlreiche Gleit- und Rutschflächen in vortrefflicher Weise die Wirkung des Gebirgsdruckes illustrieren, und widerstandsfähigere, sandige glimmerführende Gesteinslagen mit ebenflächig plattiger Gliederung. Die weichen, mannigfach zerknitterten Schiefertone umschließen häufig Schnüre und Linsen von weißem Calcit, dieselben sekundären Mineralneubildungen, wie wir sie innerhalb des Komplexes der Wengener Schichten beobachtet haben. Wo die schwarzen Schiefertone lebhafter mit den lichter gefärbten Sandsteinlagen alternieren, gibt die Stollenwand ähnliche Aufschlußbilder, wie sie aus dem Carbon der südlichen Tunnelhälfte beschrieben und durch den Namen Zebra-streifung charakterisiert worden sind. Größere quarzitisches Sandstein- und Quarzkonglomeratbänke wurden hier nicht beobachtet. Dagegen sind Einlagerungen kalkiger Gesteine vorhanden; dieselben sind durchwegs von dunkler Färbung wie die sie begleitenden Schiefer und selbst vielfach mit Schieferonmaterial enge verknüpft, so daß sie in den frischen Gesteinsanbrüchen nur undeutlich aus dem Schichtenverband heraustreten. Solche mit Tonfasern durchwobene, schiefrig plattige Kalke sind für die jüngste Schichtabteilung des Obercarbons der Karawanken eine geradezu typische Gesteinsart und meist durch reiche Fossilführung ausgezeichnet. Im Tunnelaufschluß habe ich innerhalb dieser Schichten leider keine Fossilreste nachzuweisen vermocht. Solche kalkige Schichtglieder wurden bei Stollenmeter 4590, 4680 und 4775 durchhörert.

In bezug auf die Lagerungsverhältnisse war folgendes zu beobachten: Die an der Grenze gegen die permischen Breccien mit  $60^\circ$  in Süd einfallenden Schichten des Obercarbons zeigten bei Stollenmeter 4532 im Vollaussbruch einen Neigungswinkel von nur  $35^\circ$ . Diese relativ flache Lagerung hält von hier ab auf eine Erstreckung von 130 m an. Dann folgt wieder steilere Schichtstellung mit Aufrichtung zu  $70$  und  $80^\circ$ . Der Schichtkomplex zeigt aber durchaus in Süd gerichtetes Einfallen. Die obercarbonischen Schichten bilden also das Hangende der permischen Breccien, wie diese wieder das Hangende der unteren Trias. Von der Südgrenze der Wengener Schichten bei Stollenmeter 4260 gelangt also der ins Hangende vordringende Sohlstollen in immer tiefere geologische Horizonte. Die Schichtfolge ist vollständig nach Nord überkippt. Bei Stollenmeter 4851·5 (im Ring 102 des fünften Kilometers) erschienen im Hangenden dieser nach Nord überkippten Schichtenfolge unerwarteterweise noch einmal Gesteine der Triasformation, und zwar Kalke und Dolomite der anisischen Stufe. Wir treten damit in ein neues tektonisches Element des Tunnelprofils ein, dessen Deutung ohne Kenntnis der Aufschlüsse des Südstollens und der Durchschlagsregion nicht versucht werden könnte.

Wir gehen daher nun zur Darstellung der in der Südhälfte des Tunnels gewonnenen Ergebnisse über und werden erst im Anschlusse an die Schilderung der Durchschlagsregion wieder auf die Carbon-Triasgrenze bei Stollenmeter 4851·5 zurückkommen.

---

## B. Südseite.

### Die geologische Situation des Südportales.

Die steile Berglehne, an deren Fuße der Karawankentunnel nächst der Ortschaft Birnbaum ins Savetal mündet, ist mit einem mächtigen Mantel jüngerer Aufschüttungen überkleidet. Es sind Gehänge-schuttbildungen, welche vorwiegend dem leicht zerstörbaren obercarbonischen Schichtenmaterial der Südabdachung des Gebirges entstammen. Der Alpenfahrweg, welcher von Birnbaum an den Rand des oberen Doveršniggrabens hinüberführt, schneidet nahe über dem Tunnelausgang und im Durchgangspunkt der Tunneltrasse Felsköpfe eines grauen kavernösen, durch Bleiglanzeinsprengungen ausgezeichneten Dolomits an, eines Gliedes der triadischen Schichtfolge, die im Doveršniggraben in zusammen-

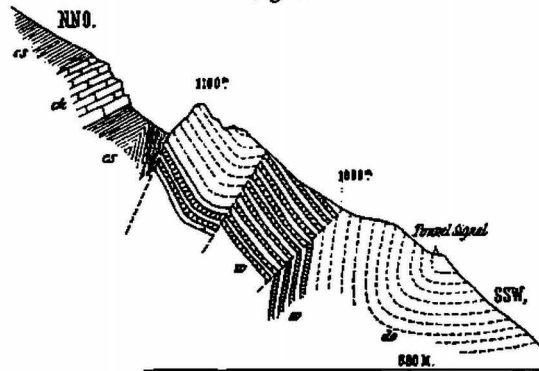


hängenden Aufschlüssen entblößt ist. Unter dem Mantel von Gehängschutt hat man also zunächst die Ablagerungen der Triasformation zu erwarten, welche der breiten Aufbruchszone obercarbonischer Schichten an dem Fuße des Gebirges vorgelagert sind.

Die Grenze von Carbon und Trias ist aber gerade in der Durchschnittslinie des Tunnels übertagt nicht so leicht festzustellen. Steigt man dem Verlaufe der Tunneltrasse folgend, den steilen, mit Alpenenlen bestandenen Berghang hinan, so bewegt man sich bis über die Kote 879 der Originalaufnahms - Sektion hinaus fortdauernd in obercarbonischem Gesteinsschutt und erhält den Eindruck, daß die Carbon-Triasgrenze schon im unteren Abschnitt des Gehänges liegen müsse. Hierin wird man noch durch den Umstand bestärkt, daß in dem östlich vom Tunneleingang in die Ortschaft Birnbaum ausmündenden Graben, welcher den vorerwähnten anisichen Dolomit und darunter eine schmale Zone von Mergelschiefern mit *Naticella costata* aufschließt, an der Basis der Werfener Schichten schon in ungefähr 700 m Seehöhe obercarbonische Sandsteine zutage treten.

Wendet man sich dagegen von der als Orientierungspunkt gewählten Kote 879 dem steil geböschten Rücken zu, welcher die mit Carbonschutt erfüllte muldige Einsenkung westlich überragt, so sieht man, daß hier Triasschichten anstehen und daß dieselben dem Rücken entlang noch mehrere 100 m an dem Gehänge emporziehen. WNW von Punkt 879 beobachtet man im Untergrunde des auf der Kante des

Fig. 17.



Durchschnitt durch die Carbon-Triasgrenze am Gehänge oberhalb Birnbaum.

cs = Obercarbonische Schiefer.

ck = Fusulinenkalk.

nw = Obere Werfener Schichten.

do = Dolomit der anisichen Stufe (Grenzdolomit).

Rückens errichteten Tunnelsignales Entblößungen jenes hellen kavernösen Dolomits, der im Tunnel das Hangende der oberen Werfener Schichten bildet. Die oberhalb des Tunnelsignales durchziehenden Verbindungssteige zwischen den Heustadeln der steilen Bergwiesen schließen auch in der Tat als Liegendes dieser Dolomite einen Wechsel von gelben Mergelschiefern mit dunklen, feoolithischen Kalken der oberen Werfener Schiefer auf. Dieselben verfläichen in stark geneigten Platten gegen das Savetal hinab. Die von der Station Birnbaum aus sehr gut sichtbare, von einer Baumgruppe gekrönte Felsbastion, welche diese Steilwiesen überragt, baut sich abermals aus anisichem Dolomit auf und erst in der Einschaltung jenseits dieses mit Kote 1111 markierten Dolomitgipfels gelangt man in die dunklen Schiefer des Obercarbons, die aber von dem Triasdolomit steil nach Nord abfallen. Die Carbonschiefer bilden eine eng zusammengepreßte, nach Süd überkippte Antiklinale, in deren Hangendflügel sich ein mächtigeres Lager von Fusulinenkalk einschaltet, dessen Schichtkopf NNO vom Gipfel 1111 jenseits einer an der eben genannten Scharte entspringenden Talfurche einen größeren Felsaufschluß bildet. Fig. 17 soll den hier geschilderten Durchschnitt erläutern.

Die in diesem Profil eingezeichnete Bruchlinie zwischen Carbon und Trias ist am schönsten in dem steilen Graben aufgeschlossen, welcher die Dolomitklippe östlich begrenzt und in welchem die das tiefe<sup>r</sup>

gelegene Gehänge überdeckenden Carbonschuttmassen ihren Ursprung nehmen. In diesem engen Runst absteigend hat man zur Rechten eine senkrecht abbrechende Mauer von Triasdolomit, zur Linken weiches Carbonschiefergehänge. Die Dolomite fallen von dem N20W nach S20O streichenden Bruch verhältnismäßig flach (40°) in WSW ab, biegen aber dann, wie die Ansicht des Kammstückes von West her zeigt, zu einer flachmuldigen Lagerung auf und schneiden dem Südrand der Felsklippe entlang an einem zweiten Verwurf gegen die mit 60° in S15W einschließenden Gesteinsplatten der oberen Werfener Schichten ab.

Trägt man die Störungslinie zwischen Carbon und Triasdolomit in die Karte ein und verlängert dieselbe über das schuttbedeckte Gehänge nach SSO, so gelangt man genau an jene Stelle des Birnbaumer Grabens, an welcher nahe dem Fuß des Gebirges carbonische Sandsteine und Naticellenbänke in Berührung treten. Die Grenze zwischen den beiden Formationen fällt also offenbar ihrem ganzen Verlaufe entlang mit einem Bruch zusammen, welcher von der Tunnelachse in einem spitzen Winkel (zirka 28°) geschnitten wird.

In welcher Weise diese scharf ausgesprochene Querstörung das allgemeine geologische Bild am Südfuße des Gebirges beeinflusst, wurde bereits in einem der einleitenden Kapitel (siehe oben p. 35) des näheren erörtert.

Wir gehen nun zur Schilderung der Aufschlußdetails im Südstollen über.

### Die geologischen Aufschlüsse im Südstollen.

#### Stollenmeter 0 bis 120. Gehängeschuttvorlage.

Der Richtstollen, welcher an der Südseite des Gebirges zugleich als Sohlstollen diente, wurde in trockenem, erdigem Aufschüttungsmaterial angeschlagen. In diesem Gehängeschutt stieß man wiederholt auf große, glattgescheuerte Blöcke von schwarzem Fusulinenkalk, hartem Quarzkonglomerat des Obercarbons und bunten permischen Brecciengesteinen, welche den hoch oben am Gehänge durchziehenden Ufermoränen des Savegletschers entstammen. Bei Stollenmeter 30 stand der Sohlstollen in seiner ganzen Höhe in zierlich gebänderten Gipstonen und es zeigte sich das erste Mal vor Ort Wasseraustritt. Die Erwartung, daß damit schon das anstehende Gebirge erreicht sei, erfüllte sich nicht. Es handelte sich nur um eine verrutschte Gesteinsscholle, nach deren Durchörterung abermals bunt gemengter Gehängeschutt mit eingestreuten erratischen Blöcken angefahren wurde. Ein großer gekritzter Block von carbonischem Quarzkonglomerat fand sich später im Firststollen in einer Entfernung von 41 m vom Tunneleingang.

Bei Stollenmeter 78 wurde im Sohlstollen harter klüftiger Dolomit mit drusigen Hohlräumen angefahren, dasselbe Gestein, das oberhalb der Tunneltrasse an dem von Birnbaum herausziehenden Alpenfahrweg in zwei Felspartien aufragt. Es bildete im Sohlstollen eine Felsbarre von geringer Ausdehnung, jenseits welcher nochmals in größerer Erstreckung Gehängeschuttmaterial folgte, aus welchem bei Stollenmeter 102 plötzlich so bedeutende Wassermengen hervorbrachen, daß die Arbeiter zur Flucht genötigt waren und der damals noch in staatlicher Regie geführte Betrieb für einige Tage sistiert werden mußte. Der Wasserzufluß versiegte bald, denn er stammte nicht aus dem Grundgebirge, sondern aus dessen Schuttmantel, welchen der Sohlstollen wie ein Drainagerohr entwässert hat.

Erst mit Stollenmeter 120 wurde die Gebirgsfeste erreicht.

#### Stollenmeter 120 bis 145 (25 m). Dolomit und Rauhwacken des unteren Muschelkalkes (Grenzdolomit).

Die dolomitischen Gesteine bei Stollenmeter 78 können als die Vorboden der bei Stollenmeter 120 angefahrenen Grundgebirgsfeste bezeichnet werden, denn diese besteht aus denselben lichtgrauen, klüftigen, von kleinen Drusenräumen durchsetzten Dolomiten, welche dort schon in einer Breite von

einigen Metern durchörtert worden sind. Das Gestein bildet weiter in West an der Mündung des Doveršni-grabens den Fuß des Gebirges und läßt sich von dort in zusammenhängendem Zuge bis zu den dolomitischen Felsentblöungen oberhalb des Tunnelportales verfolgen, von denen oben die Rede war. Eine Druckwasserleitung, welche aus dem Doveršni-graben zum Tunneleingange führt, wurde zum Teil in diese Dolomitzone eingebettet.

Im Tunnel sind die Dolomite gut gebankt und verflächen mit 35 bis 40° in Nord. In den hangendsten Bänken geht das Gestein in sandige Rauhwacken über.

Stollenmeter 145 bis 190 (45 m). Kalkige Bänke der oberen Werfener Schichten.

Über den Rauhwacken folgen typische Gesteine der oberen Werfener Schichten: Rauchgraue, gut gebankte, tonige Kalke mit *Naticella costata* und damit in lebhafter Wechsellagerung dickplattige bis dünn-schiefrige, glimmerreiche Mergel. Die einförmige Schichtfolge liegt konkordant über der dolomitischen Gesteinsbasis, wie diese in Nord verflächend.

Stollenmeter 190 bis 220 (30 m). Gips- und anhydritführende Grenzschichten zwischen oberen und unteren Werfener Schichten.

Im Hangenden der naticellenführenden Schichten folgen zunächst bunte Schiefertone mit Gips-lamellen und gipsführende graue Mergel, in welche sich nochmals einige Bänke eines harten, gelblich verwitternden Kalksteins einschalten; derselbe enthält Steinkerne der kleinen, als *Holopella gracilior* beschriebenen Gastropoden. Der gut geschichtete Komplex verflächt mit 45° in Nord. Daran schließt sich eine stark zerrüttete Zone von grauen Gipstone und dunklen Schieferletten mit Einstreuungen von Kalk-, Dolomit- und Schieferbrocken, ein-nasses, druckreiches Gesteinstrümmerwerk, das auffallend an jene Gebilde erinnert, welche man in den Nordalpen als Haselgebirge bezeichnet hat. Bei Stollenmeter 213 haben die mit eckigen Gesteinsfragmenten durchspickten, blaugrauen Tone ganz das Aussehen einer Reibungsbreccie, es drang hier auch plötzlich eine größere Wassermasse in den Stollen ein, welche auf das Vorhandensein einer wasserführenden Kluft im Hangenden des Sohlstollenaufschlusses hinweist. Bei Stollenmeter 217 wurde eine mächtigere Linse von grauem Anhydrit und Gips angefahren, in deren Hangenden nochmals dunkle Gipstone und Schieferletten mit nuß- bis eigroßen kantengerundeten Kalk- und Dolomitgeschieben folgten. Erst bei Stollenmeter 220 taucht die gipsführende tonige Gesteinszone unter einen fester gefügten Schichtenverband von bunten Sandsteinen und Schiefen hinab, welcher der unteren Abteilung der Werfener Schichten entspricht.

Stollenmeter 220 bis 370 (150 m). Bunte Sandsteine und sandige Schiefer der unteren Werfener Schichten.

Die bei Stollenmeter 220 beginnende Gesteinszone besteht aus dickbankigen glimmerreichen Sandsteinen und dünn-schichtigen Schiefertönen, die in lebhafter Weise alternieren und durch den bunten Wechsel der Gesteinsfärbung sehr auffallend charakterisiert sind. Von lichtgrün bis dunkel-eisenrot sind alle Farbenstufen der die Färbung bedingenden Eisentonerdeverbindungen vertreten. Sandsteine und Schiefer sind mit faserig struierten Gipsadern durchsetzt oder zeigen Anflüge von strahlig gruppierten Gipskrystallen auf den Kluftflächen.

Diese bunte Gesteinsentwicklung ist die herrschende bis zu Stollenmeter 270. Hier schaltet sich eine 6 m breite Zone von dunkelgrauen, schiefrigen Mergeln ein, die eine 0·5 m mächtige Lage eines schwarzen Anthrazitschiefers umschließen. Es folgen dann abermals rote sandige Schiefer bis zu Stollenmeter 288·5, wo sich graue quarzreichere Gesteinsbänke mit grünen Mergelschieferzwischenlagen, im ganzen nur 3 m mächtig, einstellen. Eine analoge Einschaltung wird zwischen Stollenmeter 300 und 303 durchfahren. Dieselbe schließt im Hangenden mit einer stark verdrückten anthrazitführenden Schiefer-

lage ab, ähnlich jener, die zwischen Stollenmeter 270 und 276 beobachtet wurde. Es folgen dann wieder rote Schiefer und Sandsteine bis zu Stollenmeter 315, sodann auf eine Erstreckung von 10 m graue plattige Sandsteine mit Glimmerbelägen auf den Schichtflächen und darüber abermals eisenschüssige, sandig-schiefrige Schichten bis zu Stollenmeter 370.

In dem eben geschilderten Tunnelabschnitt (220 bis 370) war das Gebirge trocken und von einer für den Arbeitsfortschritt günstigen Beschaffenheit. Der Schichtenverband wird vom Stollen quer auf das Streichen durchfahren und zeigt durchaus Verflächen in Nord. Die Neigungswinkel der Schichten bewegen sich zwischen 45 bis 60°. Steilere Aufrichtungen bis zu 80°, wie sie im Sohlstollen bei 255 und 277 zu beobachten waren, erwiesen sich nach den Ergebnissen des Vollausbruches an derselben Stelle als ganz lokale Störungen. In den korrespondierenden Ausbruchsringen sah ich ein Verflächen von 45° in Nord.

#### Stollenmeter 370 bis 435 (65 m). Schiefertone mit Gips und Anhydrit.

Bei Stollenmeter 370 folgen im Hangenden der roten, eisenschüssigen Sandsteine graugrüne Schiefertone mit weißen und rosaroten Gipslamellen, welche eine neue gipsreiche Gesteinszone einleiten. Die mit fettglänzenden Rutsch- und Gleitflächen durchsetzten Schiefertone verflächen mit 40° in Nord. Besonders reich an Gipsblättern sind die Schiefer zwischen 379 und 384. Darüber lagert ein dunkles dickbankiges Gestein, bei der unzureichenden Beleuchtung der Grubenlampe einem tonigen Kalkstein ähnlich. Es ist ein bankförmig gegliederter, durch Ton verunreinigter dunkler Anhydrit. In den nach Nord folgenden Stollenaufschlüssen wird der Anhydrit massig, erscheint aber von einem komplizierten Netzwerk weißer Gipsadern durchwoben. Aus diesem Gesteinstypus entwickeln sich weiterhin Breccien, in welchen unregelmäßige, aber meist scharfeckig umrandete Stücke dunklen Anhydrits von rein weißem, körnigem Gips umschlossen werden. Der bald massige, bald deutlich gebankte Gesteinskörper reicht bis zu Stollenmeter 414. Hier folgt in seinem Hangenden eine 6 m mächtige Lage von grellrotem Schiefertone, der mit 45° in Nord verflächt, und darüber, von Stollenmeter 420 bis 435 abermals in größerer Ausdehnung Gips und Anhydrit mit tonigen Zwischenschichten, an welchen eine mit 30° in Nord verflächende Bankung abzulesen ist. In dieser zweiten mächtigen Lagermasse wurden starke Bänke von reinem, milchweißem, kantendurchscheinendem Anhydrit aufgeschlossen und es wiederholen sich hier die oben geschilderten, aus der Umwandlung von Anhydrit in Gips resultierenden Breccienbildungen. Hierher gehören die Handstücke von weißem, zuckerkörnigem Gips, in welchem lentikulare Reste von bläulich opalisierendem Anhydrit in einer an Augengneise erinnernden Anordnung eingebettet sind. Bei Stollenmeter 432 beobachtet man in weißem, milchig getrübttem Anhydrit Anflüge von krystallisiertem Schwefel.<sup>1</sup>

Man erkennt in der hier geschilderten anhydrit- und gipsführenden Gesteinszone unschwer die Wiederholung der gipsreichen, tonigen Schichten, welche der Sohlstollen zwischen 190 und 220 vor dem Eintritt in die bunten, sandig glimmerigen Gesteine der unteren Werfener Schichten durchfahren hat. Sie bildet den normal gelagerten Gegenflügel der dort in Süd überkippten Schichtenfolge. Ist diese Auffassung richtig, so müßte der in das Hangende vorschreitende Sohlstollen nunmehr in die kalkige Gesteinsentwicklung der oberen Werfener Schichten eintreten. Das ist denn auch, wie die weiteren Aufschlüsse zeigen, tatsächlich der Fall.

#### Stollenmeter 435 bis 502 (67 m). Kalkige Bänke der oberen Werfener Schichten mit einem Sattelaufbruch der gipsführenden Grenzschiefer.

Bei Stollenmeter 430 kommt noch im Anhydrit eine starke Quelle zum Vorschein. Sie ist der Vorbote des bei Stollenmeter 435 eintretenden Gesteinswechsels. Hier lagern gut gebankte tonige Kalksteine

<sup>1</sup> Bergverwalter Heinrich Fessl in Jauerburg hat dieses Mineral schon vor langer Zeit in den Gipsgruben von Adling konstatiert, wo es krustenförmige Überzüge auf Gips bildet. (Vgl. W. Voss, Mineral. d. Herzogtums Krain. Mitt. d. Musealver. für Krain, Laibach 1893, VI. Jahrg., p. 108.)

über dem Anhydrit, welche unter einem Neigungswinkel von  $30^\circ$  nach Nord einfallen, dann aber eine flache Mulde bilden und unter deren Vermittlung zu entgegengesetztem Verflächen aufbiegen.

Unter dem steilgestellten Nordflügel dieser Mulde kalkiger Gesteine kommen von Stollenmeter 462 ab rote, glimmerführende Schiefertone zum Vorschein, welche starke Linsen von Gips und Anhydrit umschließen. Eine Probe von milchweißem Anhydrit von Stollenmeter 470 zeigt Anflüge von krystallinem Schwefel, wie der Anhydrit bei Stollenmeter 432. Das stark zerknitterte gipsführende Schichtensystem verflächt mit  $45$  bis  $50^\circ$  nach Süd. An seiner Basis kommen in der Richtung des Stollenvortriebes einige Bänke von grauen, mergeligen Kalken zum Vorschein, welche die gipsführenden Schichten konkordant unterlagern, dann folgt ein steil niedersetzender Verwurf und jenseits desselben eine Zone von roten, sandigen Schiefeln, welche mit  $60^\circ$  in Nord, also nach der entgegengesetzten Richtung hin einfallen. Auch die Verwerfungskluft, welche die Stollensohle bei Stollenmeter 477 erreicht, schießt steil in Nord ein.

Unmittelbar nach Überschreitung der Verwerfung wurde in den roten, sandigen Schiefeln eine starke Quelle angefahren. Die nördlich der Verwerfung lagernden roten Schiefer sind in der Sohle des Aufschlusses bis zu Stollenmeter 485 zu verfolgen; hier alternieren sie mit dunklen Schiefertönen, welche lentikular an- und abschwellende Anhydritlagen einschließen und infolgedessen von zahlreichen Rutsch- und Gleitflächen durchsetzt sind.

Von 485 bis 502 durchfährt der Sohlstollen sodann dieselben grauen, tonigen Kalksteine, welche über den gipsführenden Schichten im Süden der Verwerfung lagern. Dieselben verflächen hier unter Winkeln von  $45$  bis  $50^\circ$  in Nord und bilden somit den antiklinalen Gegenflügel zu den bei Stollenmeter 462 nach Süd einfallenden kalkigen Schichten. Es geht aus den hier vorgeführten Aufschlußdetails weiterhin klar hervor, daß die zwischen 462 und 485 durchhörten gips- und anhydritführenden Schichten, welche von der Verwerfungskluft bei 477 steil nach Nord und Süd abfallen, einem antiklinal emporgepreßten, älteren Schichtenglied entsprechen, und zwar der durch reiche Gipsführung charakterisierten Grenzzone zwischen den unteren und oberen Werfener Schichten, wie wir sie bereits früher zwischen Stollenmeter 190 und 220 kennen zu lernen Gelegenheit hatten. Diese Auffassung der Lagerungsverhältnisse wird auch durch den Umstand unterstützt, daß die bunten, tonigen Gesteine dieser Zone nur in der Sohle des Stollens in größerer Breite aufgeschlossen worden sind, nach der Firste hin, also in der Richtung gegen den Scheitel des gestörten Schichtenaufbruches, rasch an Mächtigkeit abnehmen.

Es darf hier nicht unerwähnt bleiben, daß Gips und Anhydrit auch in den grauen Kalken, welche als Dach des Schiefersattels nach Nord und Süd abfallen, ein häufiges und stellenweise recht auffallend entwickeltes Vorkommen bilden. Es sind diese Mineralbildungen also nicht auf ein bestimmtes Niveau der Werfener Schichten in der Weise beschränkt, daß das Vorkommen von Gips allein schon zur Horizontierung der Schichten verwendet werden könnte. Sicher ist nur, daß Lagermassen von größerer, etwa als »abbauwürdig« zu bezeichnender Mächtigkeit ausschließlich im Grenzniveau zwischen den Schiefer-Sandsteinbildungen der unteren und den kalkig dolomitischen Ablagerungen der oberen Werfener Schichten durchschnitten worden sind.

**Stollenmeter 502 bis 610 (108 m). Zweiter Aufbruch von roten Schiefeln und Sandsteinen der unteren Werfener Schichten mit gipsführenden Schiefertönen im Hangenden.**

Bei Stollenmeter 502 schneidet der kalkige Schichtkomplex der oberen Werfener Schichten an einer steil in Nord einschließenden Verwerfung gegen eine neue Folge von bunten Schiefergesteinen ab. Die Schiefer verflächen der Verwerfung konkordant sich anschmiegend mit  $65^\circ$  in Nord. Es sind zunächst dieselben dunklen Schiefertone mit Gipslinsen, welche bei Stollenmeter 485 das Liegende der Kalkzone bilden und wie sie bei Stollenmeter 272 zu beobachten waren. Bei Stollenmeter 506 schaltet sich in diese dunklen Schiefer eine 6 bis 8 m mächtige Lage von mürbem Anthracit ein. Darüber folgen abwechselnd grün und rot gefärbte sandige Schiefer, welche von Stollenmeter 520 ab mit großer Regelmäßigkeit unter

40 bis 50° in Nord einfallen. Bei Stollenmeter 540 schalten sich in die vorwiegend roten sandigen Schichten grünlichgraue Schiefertone mit Gipslamellen ein; dieselben verfläichen mit 80° in Nord. Von 546 bis 554 folgen dann in derselben steilen Aufrichtung schwarze Schiefertone mit Lagen von dunkelgrauem Anhydrit und daran anschließend bis zu Stollenmeter 560 eine vollkommen senkrecht stehende Zone von solchen schwarzen Schiefertönen mit dünnen Zwischenschichten von grellroter Färbung. Auch diese Schichten sind reich an Gips.

Bei Stollenmeter 560 fährt der Sohlstollen wieder eine 4 m mächtige Bank von dunklem Anhydrit an, die mit 45° in NW einfällt. 5 bis 6 cm breite Bänder von weißem Gips setzen, an untergeordneten Verwerfungen abgestuft, senkrecht auf die Verfläichungsrichtung durch. Im Hangenden des Anhydrits lagern wieder dickschichtige, tonige Schiefergesteine von roter und grüner Färbung mit rosaroten Gipslamellen, mit 60° in Nord einschließend. Von Stollenmeter 566 bis 580 durchquert man neuerdings dunkle bis schwarze Schiefertone, die durch rote und weiße Gipslagen zierlich gebändert sind. Von 580 bis 590 zeigen diese Schichten an der rechten Ulme außerordentlich komplizierte, gekröseförmige Windungen und Verbiegungen, fallen aber von 590 ab wieder ebenflächig mit 70° in N20W. In diesem Tunnelabschnitt stellen sich wieder grellrote Schiefer ein, welche von 595 ab mit grauen dickschichtigen Mergeln mit reicher Gipsführung wechseln.

Das bei Stollenmeter 590 zu beobachtende steile Einfallen nach Nord reicht bis zu Stollenmeter 610, wo sich die Schichten bis zu 90° aufrichten und zugleich mit einem senkrechten Verwurf gegen die nun folgende kalkig dolomitische Gesteinsentwicklung abschneiden.

In dem 108 m langen Tunnelabschnitte, welchen ich soeben auf Grund meiner Befahrungsnotizen geschildert habe, repräsentieren die ersten 40 m die typische Entwicklung der unteren Werfener Schichten, wie wir sie in dem nach Süd überkippten Schichtenaufbruch zwischen Stollenmeter 220 und 370 kennen gelernt haben. Von Stollenmeter 540 nach Süd treten die sandig glimmerigen Schichten zurück und an ihrer Stelle erscheinen weiche Schiefertone mit Einlagerungen von Gips und Anhydrit. Der Übergang ist ein allmählicher und vollzieht sich zwischen Stollenmeter 540 und 545. Die Färbung dieses höheren gipsreichen Niveaus ist zwar noch immer eine bunte, es überwiegen aber in dem feiner geschlammten, tonreicheren Schichtenmaterial weitaus die dunklen Gesteinsabänderungen und die bunten Zwischenschichten sind nicht Sandsteine, sondern weiche, glimmerarme Schiefertone. Ich halte diese Schichtabteilung, welche der Tunnel auf eine Länge von beiläufig 68 m durchfährt, für ein Äquivalent der gipsreichen Grenzbildungen zwischen den unteren und oberen Werfener Schichten, von welchen schon oben die Rede war. In der Tat folgen auch hier, wie der weitere Stollenvortrieb gelehrt hat, im Hangenden der Gips-Anhydritzone die kalkig-dolomitischen Schichtglieder der oberen Werfener Schiefer.

#### Stollenmeter 610 bis 820 (210 m). Kalke und Dolomite der oberen Werfener Schichten mit dem anisischen Grenzdolomit im Hangenden.

Die Gesteine, welche bei Stollenmeter 610 die neue Schichtfolge eröffnen, sind dünnbankige, mergelige Kalke mit dunkleren tonigen Zwischenlagen. Dieselben fallen von der Verwerfungskluft, beziehungsweise von den senkrecht aufgerichteten gipsführenden Schiefen, mit 30° in Nord ab. Bei Stollenmeter 618 erhebt sich der Neigungswinkel der Schichten auf 45°. Hier schaltet sich eine 0.6 m mächtige Bank von rein weißem, zuckerkörnigen Gips ein. Die schiefrigen Zwischenmittel der lichten, häufig durch Gipslamellen gebänderten Kalke sind vielfach stark verdrückt und mit glänzenden Rutschspiegeln durchsetzt.

Bei Stollenmeter 620 folgen über diesem senkrecht auf das Streichen durchfahrenen, gebänderten Schichtkomplex einige massige Kalksteinbänke, darüber aber undeutlich gegliederter Dolomit mit fettglänzenden Spaltflächen. Der dolomitische Gesteinskörper ist von zahlreichen Kluftflächen durchsetzt, welche mit 60° in Ost einschließen. Der Stollen bewegt sich eine geraume Zeit im Streichen dieser Klüfte, aber wie man deutlich beobachten kann, durch nördlich einfallende Gesteinsbänke. Bei Stollenmeter 640

ist der Dolomit von Gipslassen durchzogen und es stellt sich reichlicher Wasserzufluß ein. Von allen Seiten dringt das Wasser unter starkem Druck und lebhaftem Brausen aus den Gebirgsspalten hervor. An diesem Punkte beobachtet man auch das erste Mal einen Wechsel in dem Verflächen der Schichten. Die bisher durchaus in Nord geneigten Schichten zeigen bei Stollenmeter 640 ein Einfallen in SSW. Bei Stollenmeter 684·7 las ich vor Ort ein Verflächen von  $40^\circ$  in S 45 W ab. Die Dolomite biegen also hier zu muldiger Lagerung auf.

Das dolomitische Gestein hält mit gleichem Charakter bis zu Stollenmeter 700 an. Dort tauchen plötzlich jenseits einer in Nord einschließenden Verwerfungskluft dünnbankige graue Kalke mit schwarzen Schieferttonblättern empor, derselbe gebänderte Schichtkomplex, welcher bei Stollenmeter 620 die Basis der Dolomite bildet. Diese dunkel gebänderten Kalkschichten reichen bis zu Stollenmeter 710, sind also nur auf eine Erstreckung von 10 m aufgeschlossen; sie verflächen mit  $45^\circ$  in Nord. Bei Stollenmeter 710 tritt man wieder in hellgraue, klüftige Dolomite, welche anfangs, konkordant mit ihrer Unterlage in Nord verflächen, dann aber ein zweites Mal zu muldiger Lagerung aufbiegen und wieder in Süd einfallen.

Die mit zahlreichen Rutschspiegeln durchsetzten gebänderten Kalkschichten zwischen Stollenmeter 700 und 710 stellen somit den steil emporgepreßten Scheitel eines unter dem Dolomit lagernden Gesteinshorizontes dar und lassen darauf schließen, daß wir uns in dieser Tunnelstrecke in einem sehr tiefen Niveau des Hangenddolomits befinden. Damit stimmt auch der Umstand überein, daß sich beiderseits des geschilderten Antiklinalaufbruches in die Dolomite selbst noch Lagermassen von Gips und Anhydrit einschalten. Eine mächtige Linse von weißem Gips mit blaugrauen Anhydritaugen wurde südlich der Aufbruchzone bei Stollenmeter 665 durchfahren; sie liegt im Nordflügel der kleinen Dolomitmulde und zeigt ein Verflächen von  $50^\circ$  in Süd. Das zweite Vorkommen besteht aus Bänken von feinkörnigem Alabastergips, welche der Vollausruch bei Stollenmeter 745 bloßgelegt hat. Dieselben bilden eine Einlagerung in nördlich verflächendem Dolomit und somit den antiktinalen Gegenflügel des Gipslagers im Süden der Aufbruchsregion.

Bei Stollenmeter 760 herrscht in den Dolomiten schwebende Lagerung. Das Gestein wird von zahlreichen Klüften durchsetzt und weist häufig einen grobspatigen Bruch mit eigentümlich schimmernenden Spaltflächen auf. Die analytische Untersuchung einer Gesteinsprobe aus diesem Abschnitt des Sohlstollens, welche Herr Regierungsrat C. v. John auf meine Bitte vornahm, ergab  $25\%$  kohlen saure Magnesia.

Bei Stollenmeter 770 wird die Schichtung des Gesteines durch Einschaltung dünner, tonreicherer Zwischenlagen besonders deutlich, die Bänke verflächen mit  $35^\circ$  in Süd. Durch diese Beobachtungsdaten erscheint die Region der Muldenmitte klar umschrieben.

Das südliche Verflächen hält bis zum Nordrande der dolomitischen Gesteinszone an, der Einfallswinkel wird jedoch allmählich steiler. Bei Stollenmeter 807, wo sich abermals graue tonige Lassen zwischen die Dolomitbänke einschieben, lese ich ein Verflächen von  $45^\circ$  in SW ab und diesen Neigungswinkel behalten die Dolomite bis zu Stollenmeter 830 bei.

Wir erhalten somit im Bereiche der von Stollenmeter 610 bis 830 durchfahrenen Dolomitregion das Bild einer Doppelmulde. Der trennende Aufbruch älterer Schichten setzt bei Stollenmeter 700, also nahe der Mitte dieser Zone dolomitischer Gesteine, ein. Die normalerweise an der Basis des Dolomits lagernde kalkige Schichtgruppe greift hier an einer steil nach Nord einfallenden Überschiebungsfäche über das jüngere Schichtglied über, wird aber selbst wieder regelmäßig von diesem überlagert. Diese Lagerung wird nur unter der Annahme eines nach Süd überschobenen Schichtenaufbruches verständlich. Die Überschiebung hat jedoch nur den Scheitel der Antiklinale betroffen und deren Südflügel nicht mehr überwältigt, denn die Dolomitbänke südlich von der Überschiebungsfäche fallen nicht, wie bei einer vollständigen Überschiebung erwartet werden müßte, unter dieselbe nach Nord ein, sondern verflächen, wie wir gesehen haben, mit  $45^\circ$  in entgegengesetzter Richtung. Sie bilden den Südrand der Dolomitmulde, welche dem gestörten Schichtenaufbruch gegen den Tunnelausgang hin vorliegt.

Es ist schon oben darauf hingewiesen worden, daß sich der Sohlstollen hier zweifellos in einem sehr tiefen Niveau des Dolomithorizontes befindet. Damit steht auch die Wasserführung dieser Tunnelstrecke in bestem Einklang. Dieselbe stammt einerseits aus den Gebirgswässern, welche sich an der wasserundurchlässigen Schichtenbasis des Dolomithorizontes aufstauen müssen, andererseits aus den vom Tage her unmittelbar zusitzenden Niederschlagsmengen. Denn es unterliegt keinem Zweifel, daß die Dolomite als das jüngste Glied der hier durchörterten Schichtfolge an die Gebirgsoberfläche austreichen, wo sie nur durch einen die Niederschläge sammelnden Schuttmantel gedeckt werden. Der stärkste Wasserzudrang ergab sich in der Strecke zwischen 650 und 720. Es ist das die Region zu beiden Seiten des oben geschilderten Schichtenaufbruches, in welcher sich der Stollen nahe über der wasserstauenden Basis bewegt. Da diese Strecke außerdem in den regenreichen Monaten August und September des Jahres 1902 aufgefahren wurde, so trafen hier beide den Wasserzufluß begünstigenden Faktoren zusammen.

Stollenmeter 820 bis 960 (140 m). Vorwiegend kalkige Entwicklung der oberen Werfener Schichten mit Holopellen-Oolithen.

Bei Stollenmeter 820 tauchen unter dem lichten Dolomit dunkle kalkige Gesteine empor, welche konkordant mit diesem unter 50° in SW einfallen. Es sind das jene dunklen, gewöhnlich mit Calcit durchaderten, feinkörnigen Kalksteinvarietäten, welche in den Karawanken überall mit den bunten, oolithischen Kalken der Werfener Schichten verknüpft sind. Schon bei Stollenmeter 830 setzt in diesen Schichten eine steil nach Nord einschließende Verwerfung ein, jenseits welcher diese Kalke nördliches Verflächen zeigen. Im Vollausbruch für den Ring 109 lese ich (bei Stollenmeter 845) an den nordfallenden Gesteinsbänken einen Neigungswinkel von 30° ab. Die schwarzen, weißaderigen Kalke alternieren hier mit dunkelgrauen harten Dolomitmergeln und Lagen von grellrotem Schieferthon. Ab und zu schaltet sich eine Gipsbank ein.

Rote Schieferlassen wurden übrigens im Sohlstollen schon bei 833, also in dem steiler gestellten Südlügel der Antiklinale angefahren. Auch hier waren sie von Gipslagen begleitet.

Bei Stollenmeter 863 und 869 wiederholen sich diese durch ihre Farbe so auffallenden Zwischenschichten. Hier wechsellagern sie mit den gelben und grünlichgrauen, harten, dickplattigen Gesteinen, die wir oben kurz als Dolomitmergel bezeichnet haben und die selbst wieder mit etwas sandigen, glimmerführenden Lagen verknüpft sind. Diese letzteren lassen auf den mit Glimmerblättchen belegten Spaltflächen häufig verzerrte Abdrücke von Bivalven erkennen, und zwar Reste von gerippten Pecten- und glatten Pseudomonotisschalen. Gesteinsausbildung und Fossilführung weisen auf ein ganz bestimmtes Niveau der Werfener Schichten hin: Es sind das jene ausgezeichnet plattigen, grünlichgrauen, glimmerigen Gesteine, welche im Kankertal und an der Wurzener Save überall in den oberen Werfener Schichten in Verbindung mit braunen Oolithen und grauen und rötlichen Dolomitbänken auftreten. Nächst dem Karlstollen (Heiligenkreuz bei Aßling) fand ich in diesen Schichten Tiroliten und die flachen Pseudomonotisklappen mit großem Byssusohr aus der Gruppe der *Ps. angulosa*, die immer mit den Cephalopoden der oberen Werfener Schichten vergesellschaftet sind.

Diese Horizontierung findet auch im Sohlstollen selbst eine Bestätigung. Schon bei Stollenmeter 871 erscheint im Hangenden dieser plattigen Gesteine ein dunkler dickbankiger Kalkstein, welcher mit den zierlichen Schälchen von *Holopella*, der Charakterschnecke der Werfener Oolithe erfüllt ist. Schiffe des Gesteins zeigen deutlich die Oolithstruktur. Die braunen Oolithbänke der Tagaufschlüsse, die nur ein Verwitterungsstadium dieser dunklen Kalksteinbildungen darstellen, fehlen im Tunnelaufschluß.

Der hier geschilderte Schichtenverband fällt von Stollenmeter 830 bis 855 mit durchschnittlich 30° in Nord ein; zwischen 855 und 865 sind sie bis zu 80° aufgerichtet, von 865 bis 885 sinkt der Fallwinkel wieder unter 40° hinab.

Bei Stollenmeter 885 schneidet die oolithische Kalkzone an einer Verwerfung ab; jenseits derselben folgen in sehr flacher Lagerung dünnbankig gegliederte dichte Kalksteine mit Zwischenlagen von



dunklerem, blättrigem Schiefertone und linsenförmig an- und abschwellenden Schnüren von Anhydrit und Gips. Stärkere Lager von milchweißem, kantendurchscheinendem oder dunkelgrauem, durch Ton verunreinigtem Anhydrit sowie solche von weißem, feinkörnigem Gips hat der Stollen bei 908 und 909 aufgeschlossen. Kalk und Gips sind an diesen Stellen reichlich mit Schwefelkies imprägniert. Aus der Gipsbank bei Stollenmeter 908 wurden Belegstücke aufbewahrt, in welchen ganze Krystallgruppen von Pyrit in weißem, feinkörnigem Gips eingebackten erscheinen, wahre Breccien von Gips und Schwefelkies. In dieser Region setzen Steilklüfte auf, welche bei OW-Streichen mit  $80^\circ$  in Süd einschließen.

Bei Stollenmeter 915 werden diese gipsführenden Gesteinsbänke durch eine Verwerfung disloziert. Von Süd her fallen die Schichten in flacher Lagerung (durchschnittlich  $30^\circ$ ) in Nord gegen die Verwerfung ein, nördlich von der Verwerfung sind sie dagegen zu steilen ( $70^\circ$ ) Nordfallen aufgerichtet. Weiter nach Nord sinkt der Fallwinkel wieder auf  $45^\circ$  herab und mit dieser Schichtenneigung erreicht man bei Stollenmeter 960 die Nordgrenze dieser Gesteinszone. Dunkelbraune, etwas bituminöse Mergelkalke mit dünnen, tonigen Zwischenschichten, reichlich mit Rutsch- und Gleitflächen durchsetzt, tauchen hier steil unter helle, klüftige Dolomite hinab, unter denselben Dolomithorizont, welcher bei Stollenmeter 820 das Hangende dieser Gesteinszone gebildet hat.

Die Lagerungsverhältnisse innerhalb dieser in 140 m Länge durchfahrenen Aufbruchzone der oberen Werfener Schichten sind nicht schwer zu deuten. Der Stollen tritt bei 820 in den steilen Südflügel einer Antiklinale ein, verquert schon bei 830 die gestörte Scheitelregion und gelangt sodann in den flacher gelagerten Nordflügel der Schichtenaufwölbung, der sich an mehreren parallelen Dislokationen nach Nord hin abstuft, um endlich bei Stollenmeter 960 wieder mit steiler Schichtstellung unter die Hangenddolomite hinabzutauchen.

#### Stollenmeter 960 bis 1025 (65 m). Zweite Mulde von anisichem Grenzdolomit.

Die Dolomitzone, welche von Stollenmeter 960 ab auf eine Länge von 65 m durchfahren wird, baut sich aus denselben Gesteinen auf, welche in den vorher durchörterten Tunnelstrecken über der kalkigen Abteilung der oberen Werfener Schichten lagern. Es sind helle bis dunkel rauchgraue, klüftige Dolomite mit schimmernden Spaltflächen, hie und da mit Harnischbildungen und jener eigentümlichen Breccienstruktur, welche sich in Regionen stärkeren Gebirgsdruckes einzustellen pflegt. Nicht selten ziehen graue tonige Linsen durch das Gestein, welche auf tonreichere Zwischenschichten zurückzuführen sind. In den Grenzregionen gegen die Liegendbildungen einerseits bei Stollenmeter 979, andererseits bei Stollenmeter 1018 treten im Dolomit Adern und Schnüre von Gips auf. Über die Lagerung ist bei der massigen Struktur des Dolomites und der beschränkten Ausdehnung des Stollenaufschlusses kein klares Bild zu gewinnen. Die Verhältnisse an den Rändern der dolomitischen Gesteinszone weisen jedoch darauf hin, daß man sich im Sockel einer die oberen Werfener Schichten muldig überlagernden Dolomitmasse bewegt.

#### Stollenmeter 1025 bis 1096 (71 m). Kalkige Bänke der oberen Werfener Schichten mit Holopellen-Oolithen.

Bei Stollenmeter 1025 taucht unter dem Dolomit mit welliger, aber steil in die Tiefe setzender Begrenzungsfläche eine Lage von grauem Ton empor, in welchen Linsen von dunkel gesprenkelten Gips-Anhydritbreccien eingebettet sind. Im Liegenden dieser gipsführenden Zone folgen dickplattige bituminöse Kalksteine von bräunlicher Färbung mit schwarzen, tonigen Zwischenschichten. Kalk und Schiefer sind in enge Steilfalten zusammengepreßt, Rutsch- und Druckflächen, deren Entstehung durch die weichen Schiefermittel zwischen den harten Kalksteinschichten besonders begünstigt wird, geben Zeugnis von dem hier herrschenden Gebirgsdruck. Zwischen 1034 und 1038 lagert in diesen stark gestörten Schichten eine mächtigere Linse von dunkelgrauem, durch Ton verunreinigtem Anhydrit. Reineren Anhydrite von heller Farbe und weiße Gipsbänke wurden bei 1052 angefahren. Bei Stollenmeter 1060 folgen dichte dolomitische Gesteinslagen von gelblichgrauer Färbung; sie sind dünner geschichtet und durch weiße

Gipslamellen im Querbruch zierlich gebändert. Bei 1067 gelangt der Stollen wieder in dunkle Kalkbänke mit schwarzen, schiefrigen Zwischenmitteln. Das zu blättrig schuppigen Gesteinsschutt zerfallende schwarze Schiefermaterial ähnelt bereits auffallend den dunklen Schiefertönen des Obercarbons. Die Schichten sind aber noch reich an Gips und Anhydrit. In ihrem Liegenden wird bei Stollenmeter 1075 hellgrauer dolomitischer Kalkstein angefahren. Das von weißen Gipsadern durchzogene scharfklüftige Gestein gleicht vollständig den lichten Dolomitabänderungen, welche den Aufbruch dunkler Kalke der oberen Werfener Schichten zwischen 700 und 710 beiderseits flankieren. In der Tat kommen auch hier wieder im Liegenden des Dolomits jene gut gebankten, dunklen, weißgeaderten Kalke zum Vorschein, welche wir in einem südlicheren Tunnelabschnitt (zwischen Stollenmeter 871 und 885) als Begleitgesteine der Holopellen-Oolithe kennen gelernt haben. Sie reichen bis Stollenmeter 1095, wo der Sohlstollen in den Südrand der obercarbonischen Schichtenreihe eintritt. Diese tiefsten Lagen der untertriadischen Schichtfolge sind im Gegensatz zu dem bisher durchörterten Teile dieses Schichtenkomplexes anscheinend ruhig gelagert. Sie fallen in schön gegliederten Bänken mit 30° in Süd unter die in komplizierte Steilfalten gelegte, durch Gips- und Anhydriteinschlaltungen auffällig charakterisierte Vorlage hinein.

Es ist schon nach den stratigraphischen Ergebnissen des Tunnelprofils selbst klar, daß die zwischen 1025 und 1095 durchörterte Gesteinsfolge einer höheren Abteilung der gesamten Serie der Werfener Schichten angehört, jenem Niveau, das allenthalben das unmittelbar Liegende des Dolomithorizontes bildet, mit dem die Triasschichtfolge in der südlichen Vorlage des großen Carbonaufbruches nach oben abschließt. Von einer normalen Auflagerung kann also hier nicht die Rede sein. Es fehlt die bunte Schichtfolge der unteren Abteilung der Werfener Schichten, es fehlt das Perm und es fehlen auch die auf der Höhe des Gebirges zwischen den typischen Permschichten und dem Obercarbon eingeschalteten mächtigen Riffkalkbildungen des Permocarbons. Die Grenze zwischen Carbon und Trias fällt also zweifellos mit einer Störung im Bau des Gebirges zusammen.

Auch der Vollaussbruch ergab das Bild eines stark gestörten Schichtenbaues. Im vierten Ring des zweiten Kilometers, welcher die Schichtfolge in unmittelbarem Anschluß an die anhydritführende Gesteinszone von Stollenmeter 1034 bloßlegte, sah man zunächst steil aufgerichtete, bald nach Nord, bald nach Süd einschließende Kalkbänke, an welche sich an dem Nordrande des Vollaussbruches ganz unvermittelt eine flache Schichtenwölbung, das Modell einer symmetrischen Antiklinale, angliederte. Bei Stollenmeter 1057 wechseln sodann horizontal gelagerte Kalksteinbänke sprunghaft mit steilen Aufaltungen. Bei 1065 entblößt der Vollaussbruch Dolomite mit sandig zerfallenden mürben Zwischenlagen, welche mit 65° in Süd verflachen. Darunter folgen mit gleich steiler Aufrichtung die dunklen weißaderigen Kalksteine der Grenzregion gegen das Carbon. Dieselben bilden zunächst einen Sattel, dessen Nordflügel sehr steil gegen das Innere des Gebirges hin einschließt. Unter Vermittlung einer schiefen Mulde heben sich diese Kalkbänke sodann bei Stollenmeter 1078 zu flachem Südfallen heraus und behalten diese Lagerung bis zu Stollenmeter 1096, der Grenze zwischen Trias und Carbon, bei (vgl. Fig. 18).

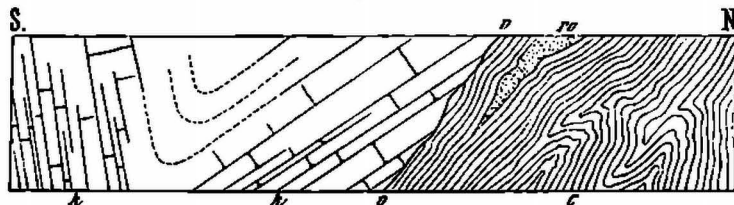
Der abnorme Charakter der Formationsgrenze wird aber noch durch ein anderes Aufschlußdetail erläutert. An der Grenze selbst hat der Sohlstollen einen Streifen von roten, sandigen Schiefeln bloßgelegt, die zweifellos noch der triadischen Schichtreihe angehören. Es sind das dieselben grellroten, mit Säure lebhaft brausenden, kalkig-tonigen Schiefergebilde, welche zwischen Stollenmeter 830 und 870 wiederholt mit den Kalksteinen und gipsführenden Schiefertönen der oberen Werfener Schichten wechsellagern. Hier sind dieselben jedoch vollständig aus dem Verbände mit den Triasgesteinen losgelöst; sie bilden einen schon in der halben Höhe des Stollenaufschlusses austreichenden Gesteinskeil (vgl. Fig. 18), welcher parallel der Verwerfungsfläche in den dunklen Carbonschiefer eingebettet ist. Es handelt sich hier offenbar um eine schiefrige Gesteinslage, welche beim Absinken des triadischen Schichtkomplexes an der Verwerfungsebene aufgeschleppt und durch eine weitere Schichtenverschiebung in die weichen Carbonschiefer hineingepreßt worden ist.

Stollenmeter 1096 bis 3008 (1912 m). Der große Aufbruch obercarbonischer Schichten (Auerniggschichten) an der Südseite der Karawanken.

Die Grenze zwischen Trias und Carbon wurde in der Sohle des Sohlstollens bei 1096, 9 m höher im Firststollen bei 1101 angefahren. Es ergibt sich daraus, daß die Ebene, in welcher sich die beiden Formationen in der Durchgangsregion des Tunnels verschneiden, unter einem Winkel von 60° nach Süd abdacht. Damit stimmt auch das Anschlußbild überein, das sich im Sohlstollen dargeboten hat und das in Fig. 18 nach den Entblößungen an der westlichen Stollenwand skizziert wurde.

Die Gesteinsgrenze ist eine sehr scharfe und auffällige. Im Hangenden der mit *v* bezeichneten Störungslinie sieht man die dunklen, gipsführenden Kalksteine der oberen Werfener Schichten *k* in schön gegliederten Bänken mit 30° in Süd abfallen, im Liegenden dagegen taucht ein in enge Steilfalten zusammengepreßter Komplex von schwarzen Carbonschiefern *c* empor, deren schuppig-blättrig zerfallendes Schichtenmaterial sich eng an die Verwerfung anschmiegt. An der Verwerfungskluft selbst zieht sich vom First ein schmaler Sporn von rotem, sandigem Schiefer *ro* in den Sohlstollen hinein. Er endet schon in der oberen Hälfte der Stollenwand und wird in seinem Ausgehenden vollständig von carbonischem Schiefermaterial umschlossen. Wir haben diese verschleppte Schicht von rotem Werfener Schiefer schon oben (p. 74 [216]) näher besprochen.

Fig. 18.



Südgrenze der obercarbonischen Schichten im Sohlstollen bei Stm. 1096.

*c* = Obercarbonische Schiefer.

*v* = Verwurf.

*k* = Kalkige Bänke der oberen Werfener Schichten.

*ro* = Einklemmte Scholle von rotem, schieferigem Sandstein im Carbon.

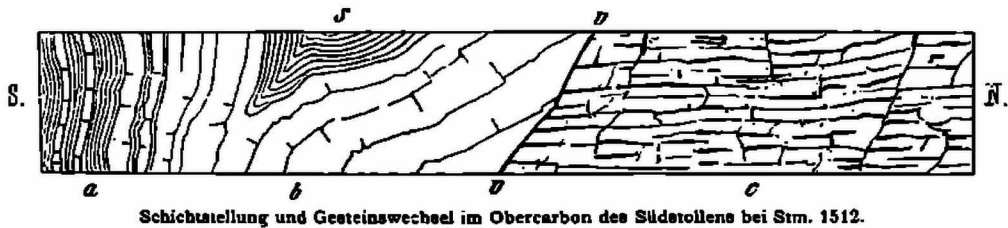
In die stark zerknitterten und gefalteten Carbonschiefer schalten sich zwischen Stollenmeter 1100 und 1105 dünnere Lagen von hellerem quarzigen Sandstein ein, welche N200 streichen und mit 45° in Süd einfallen. Dann stellen sich die Schichten steiler auf und umschließen zwischen 1111 und 1115 die ersten Bänke von dunkelgrauem bis schwarzem, mit weißem Calcit durchhärteten Kohlenkalk. Das Gestein ist erfüllt von großen Crinoidenstielen. Nördlich von dieser Kalkzone tritt man wieder in schwarze, von Rutsch- und Gleitflächen durchsetzte Schiefertone, in welchen nur zwischen Stollenmeter 1125 und 1135 Einschaltungen von helleren, quarzreichen Sandsteinen zu beobachten sind. Die Schichten fallen noch immer steil in Süd, erst von Stollenmeter 1150 ab stellt sich steiles Verfläachen nach der entgegengesetzten Richtung ein.

Von Stollenmeter 1150 bis 1430 bewegt sich der Sohlstollen ausschließlich in nördlich fallenden Schichten mit einem Fallwinkel von durchschnittlich 60°. In bezug auf die Beschaffenheit des Schichtenmaterials entnehme ich meinen Befahrungsnotizen folgende Daten: An die druckhaften von Rutschspiegeln durchsetzten Schiefertone, welche von 1135 bis 1150 durchörtert wurden, schließt sich zunächst ein fester gefügter Schichtenverband an, in welchem die schiefrigen Bildungen mit harten dickplattigen Sandsteinschichten in Wechsellagerung treten. Diese günstigere Gesteinsbeschaffenheit reicht bis Stollenmeter 1200. Von 1200 bis 1240 verläuft der Sohlstollen wieder in schwarzen Schiefertönen, welche in kleine, ringsum von Rutschspiegeln begrenzte Scherben und Linsen zerfallen und die somit eine sehr »gebräcke« Gebirgsart darstellen. Es zeigten sich auch in diesem Abschnitte des Tunnels schon einige Wochen nach Auffahrung der Strecke starker Druck, Blähungen und Sohlenauftrieb.

Von 1240 bis 1315 alternieren die dunklen Schiefertone wieder lebhaft mit Bänken von hellgrauen, harten, glimmerreichen Quarzsandsteinen, die den Schichtenverband zuverlässiger gestalten. Bei 1315 wird die erste Lagermasse der für die obercarbonische Schichtreihe charakteristischen groben Quarzkonglomerate angefahren. Nuß- bis eigroße Gerölle von weißem Quarz sind einer dunklen, sandig glimmerigen, meist deutlich faserig struierten Grundmasse eingebettet; die Quarze haben durchwegs typische Geröllform. Zwischen die massigen Konglomeratbänke schalten sich dünnblättrige Schieferlagen ein. Die in N20W streichenden Gesteinsbänke schießen mit 80° in Nord ein. Von Stollenmeter 1317 ab geht das Quarzkonglomerat in grobklastische, rauchgraue Quarzsandsteine über, die ebenfalls durch schwarze Schieferzwischenmittel gegliedert sind und mit 60° in Nord einfallen. Diese Sandsteinentwicklung reicht bis Stollenmeter 1323.

Von 1323 bis 1412 verquert der Sohlstollen einen Wechsel von Schiefer und Sandstein, der an zwei Stellen durch Einschaltungen von hellem Quarzkonglomerat unterbrochen wird. Die erste Einschaltung wurde zwischen 1350 und 1377 in einer Breite von 27 m durchfahren, die zweite zwischen 1415 und 1427 in einer Mächtigkeit von nur 12 m. Im Hangenden der erstgenannten Lagermasse von Quarzkonglomerat durchschneidet der Stollen (zwischen 1381 und 1384) eine 3 m starke Bank von grauem, dichtem Kalkstein. Der gesamte Schichtenverband verflächt gleichmäßig mit 60° in Nord, richtet sich

Fig. 19.



Schichtstellung und Gesteinswechsel im Obercarbon des Südstollens bei Stm. 1512.

- a* = Lebhafter Wechsel von dunklen Schiefertönen mit hellen Sandsteinlagen, 80° in Süd verflächtigend.
- b* = Mächtiger Sandsteinbänke mit einem eingefalteten Keil von schwarzen Carbonschiefern (*s*).
- v-v* = Verwurf bei Stm. 1512.
- c* = Horizontal gelagerte Sandsteinbänke mit dunklen schieferigen Zwischenschichten.

aber von Stollenmeter 1430 ab noch steiler auf. Bei 1442 stehen die mit ebenflächigen Schiefertönen alternierenden Sandsteinplatten völlig senkrecht und schneiden hier scharf an stark gequälten und verdrückten Schiefen ab, welche nun bis zu Stollenmeter 1493 das herrschende Gestein bilden. Nur vereinzelt schalten sich dünne, sandig-glimmerige Zwischenschichten ein.

Innerhalb dieser von 1442 bis 1493 reichenden Zone von dunklen, durch reichlichen Bitumengehalt ausgezeichneten Schiefergesteinen macht sich das erste Mal flachere bis sölhliche Lagerung bemerkbar, welche aber an senkrecht niedersetzenden Parallelverwürfen immer wieder von steil aufgestauten, mannigfaltig verbogenen und zerknitterten Schieferpartien abgelöst wird. Bei Stollenmeter 1493 tritt der Sohlstollen aus einer solchen steil aufgefalten Partie von dunklen Kohlschiefen unvermittelt in helle Quarzkonglomerate ein, die selbst wieder in flachliegende, durch dünne Schieferlamellen getrennte Bänke gegliedert sind. Die Konglomeratbänke sind anfangs flach in Nord geneigt, liegen dann horizontal, um sich endlich weiterhin zu steilem Südverflächtig aufzurichten. Unter diesem synklynal gelagerten Konglomeratniveau folgt in der Richtung des Stollenvortriebes zunächst ein Wechsel von grobkörnigen Sandsteinen mit dunklen Schiefertönen (*a, b, s* in Fig. 19), dann bei Stollenmeter 1512 ein scharfer Verwurf und jenseits desselben vollkommen horizontal gelagerte Sandsteine mit Schieferzwischenmitteln. An der linken Ulme bot sich im Sohlstollen das vorstehend skizzierte Aufschlußbild.

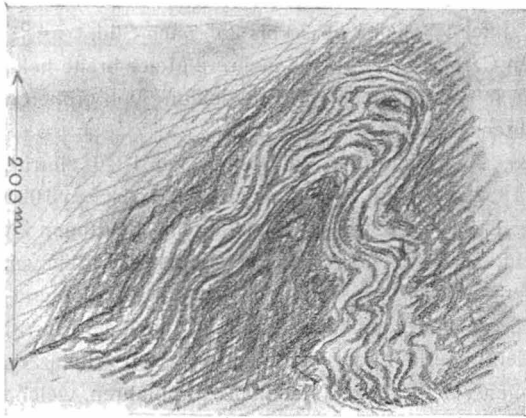
Stollenmeter 1512 bezeichnet den Beginn einer zweiten, durch flache Lagerung ausgezeichneten Zone von carbonischen Schiefen und Sandsteinen, welche bis zu Stollenmeter 1500, also auf eine

Aufschlußlänge von 87 m anhält. Bei Stollenmeter 1553 schalten sich in diese flachwellig gelagerten carbonischen Schiefer Linsen von dunklem, tonigem Kalkstein ein.

Bei Stollenmeter 1599 schließt diese Gesteinszone mit einer mächtigeren Lagermasse von Fusulinenkalk ab. An der Basis verflacht das auf 14 m Länge aufgeschlossene Kalklager mit 40 bis 45° in Nord, nach dem Hangenden hin richten sich jedoch die Kalkbänke bis zu 60° auf und diese steilere Schichtenstellung herrscht auch in den dunklen Carbonschiefern, welche im Hangenden dieser Fusulinenkalk-einlagerung folgen. Bei Stollenmeter 1620 stehen die mit festeren Sandsteinbänken wechselnden dunklen Schiefertone bereits vollkommen senkrecht und von Stollenmeter 1629 ab beobachtet man steil in Süd, also in entgegengesetzter Richtung einfallende Gesteinsbänke. Man erhält das Bild einer eng zusammengepreßten Steilmulde, deren Mitte etwa bei Stollenmeter 1622 liegt. In der Muldenmitte sind Schiefer und Sandstein in enge Falten gelegt, deren Verlauf sich infolge des Farbenkontrastes zwischen dem dunklen

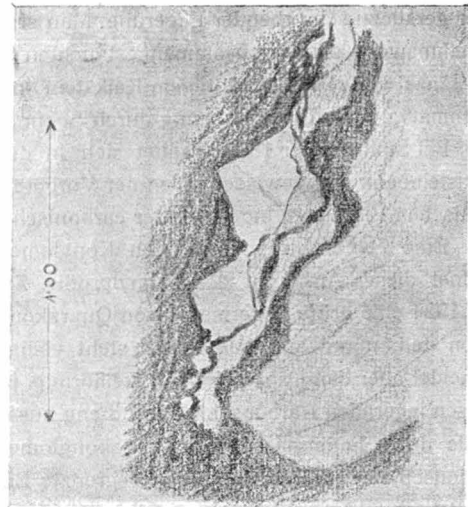
Fig. 21.

Fig. 20.



Kohlenschiefer und Quarzsandstein in gekrümmelförmig gewundenen Schichten. Stm. 1640, linke Ulme.

Skizze von Ing. R. Franz.



Verästelungen von Quarzsandstein und Kohlschiefer mit Quarzkonglomerat bei Stm. 1712.

Nach einer Zeichnung von Ing. R. Franz.

Die scharfckiebig umschriebenen lichten Partien sind die harten massigen Quarzkonglomerate, die Reste einer zerstückten und in ihren Teilen verschobenen Bank. Die grauen Partien mit Andeutungen von Schichtlinien sind dickbankiger feinkörniger Quarzsandstein, die dunklen repräsentieren das plastische Material des Kohlschiefers.

Kohlenschiefer und den hellen Quarzsandsteinlamellen vollkommen klar verfolgen läßt. Fig. 20 gibt das Bild eines steil aufgepreßten Faltenscheitels aus dieser Region (Stollenmeter 1640) auf Grund einer naturgetreuen Zeichnung, die Herr Ingenieur R. Franz entworfen hat.

Der durch reichliche Sandsteineinlagerungen charakterisierte Komplex südlich verflächender Carbonschiefer wird bei Stollenmeter 1679 von gut gebankten Quarzkonglomeraten unterlagert, welche den Sohlstollen bis 1694 begleiten. Die Konglomeratbänke verflachen mit 50° in Süd und repräsentieren aller Wahrscheinlichkeit nach den nördlichen Gegenflügel jener Konglomerateinschaltung, welche zwischen Stollenmeter 1415 und 1427 in annähernd gleicher Mächtigkeit aber mit nördlichem Verflachen durchfahren worden ist. Die mächtigere Konglomerateinschaltung zwischen 1350 und 1377 (27 m) muß wohl als Repräsentant eines tieferen Konglomeratniveaus betrachtet werden, während die synklinal gelagerten Bänke zwischen 1493 und 1512 (19 m) sicherlich einen höheren Konglomerathorizont darstellen.

Im Liegenden der Konglomeratbänke tritt der Sohlstollen bei 1694 in eine einförmige Schiefer-Sandsteinentwicklung ein, welche durchaus in Süd verflächend bis Stollenmeter 1846 anhält. Intensiv schwarze, mit spiegelnden Gleit- und Rutschflächen durchsetzte, glimmerarme Schiefertone lieferten in diesem Abschnitte des Profiles die Hauptmasse des Ausbruchsmateriales, während die festeren glimmerig-sandigen Grauwackenschiefer und die dünnbankigen quarzigen Sandsteine, welche mit ihnen wechsel-lagern, nur den Charakter von Zwischenschichten haben. Nur im unmittelbar Liegenden der oben erwähnten mächtigen Konglomeratlagermasse treten auch noch konglomeratische Gesteinslagen in diesen Schichtenverband ein. Die vorstehende Skizze (Fig. 21), welche Herr Ingenieur R. Franz bei Stollenmeter 1712, also noch nahe jener Grenzregion gegen die Konglomerate nach den Aufschlüssen an der linken Ulme gezeichnet hat, erläutert in sehr anschaulicher Weise, wie innig die Lagen von Quarzkonglomerat und lichtem Quarzsandstein mit dem schwarzen Kohlschiefer verknüpft sind.

Die Schichtfolge verflacht steil in Süd. In den weiterhin vorwiegend schiefrigen Gesteinen beobachtet man einen wiederholten Wechsel von eng zusammengepreßten Steilfalten mit Partien von flacher, mitunter geradezu schwebender Lagerung. Man erhält das Bild eines flachwelligen, nur an einzelnen Stellen ausnahmsweise stärker zusammengestauchten Schichtkomplexes. Erst von Stollenmeter 1800 ab, wo sich eine Linse von dunklem tonigem Kalkstein in die Kohlschiefer einschaltet, verflachen die Schichten gleichmäßig, ohne Unterbrechung durch Sekundärfalten, unter Winkeln von 20 bis 25° nach Süd.

Bei Stollenmeter 1838 schaltet sich in die dunklen Carbonschiefer eine mehrere Meter breite helle Sandsteinbank ein, gewissermaßen der Vorbote der nun folgenden reicheren Entwicklung von größeren klastischen Bildungen innerhalb der carbonischen Schichtenserie.

Eine 7 m mächtige Zone von Konglomeratbänken, in welche der Sohlstollen bei 1846 eintritt, eröffnet diesen Abschnitt des Tunnelprofils. Zwischen 1882 und 1888 liegt eine zweite, zwischen 1920 und 1924 eine dritte Lagermasse von Quarzkonglomerat. Die erste dieser Konglomerateinschaltungen ist schon steil aufgerichtet, die zweite steht völlig senkrecht, die dritte zeigt anfangs südliches Verflachen, schneidet aber dann unregelmäßig keilförmig im Schiefer aus. Die zwischen den starren Konglomeratmassen lagernden Carbonschiefer sind eng zusammengepreßt und kompliziert gefaltet. Vor dem Eintritt in die dritte Lagermasse von Quarzkonglomerat wurden innerhalb der stark zerknitterten schwarzen Carbonschiefer mehrere lentikular begrenzte Einlagerungen von grauem Kohlenkalk durchfahren, welche deutlich in Süd verflachen; nur die dem Konglomerat zunächst gelegene mächtigste Kalklinse zeigt entgegengesetztes nördliches Einfallen. Es ist klar, daß es sich hier um Lagerungsstörungen lokaler Natur handelt, welche aus dem raschen Wechsel von harten, massigen Gebilden mit dünngeschichteten, weniger resistenten Schiefergesteinen resultieren.

Aus den schwarzen glimmerigen Schiefen, welche die beiden erstgenannten Konglomeratlager trennen, liegen mir von Stollenmeter 1870 Belegstücke vor, die mit 4 bis 5 cm langen Bruchstücken von Crinoidenstielen erfüllt sind, der Typus der Entrochitenschiefer des Obercarbons. Auch die bei Stollenmeter 1918 eingeschaltete Linse von Kohlenkalk ist reich an Crinoidenstieldurchschnitten. In dem mittleren der drei Niveaus von Quarzkonglomerat wurden Drusenräume erschlossen, die mit Bergkrystallen ausgekleidet sind.

Die zwischen 1846 und 1924 durchörterten Quarzkonglomerate repräsentieren jedenfalls drei durch schiefrige Zwischenlagen getrennte Niveaus und man wird sich zunächst die Frage vorlegen müssen, ob dieselben nicht mit den drei Konglomerathorizonten parallelisiert werden könnten, welche bei Stollenmeter 1350, 1415 und 1493 angefahren worden sind. Die hier zweifellos bestehenden großen Komplikationen des Schichtenbaues und der Umstand, daß die Einschaltungen von Quarzkonglomeratlager innerhalb der obercarbonischen Schichtenreihe sich vielfach wiederholen und keine an bestimmte Niveaus gebundene Kennzeichen darbieten, ermutigen nicht zu einer direkten Parallelisierung der Vorkommnisse. Die sehr geringe Mächtigkeit der letztbesprochenen Konglomerateinschaltungen — dieselben wurden nur in Erstreckungen von 7, 6 und 4 m durchfahren, während die früher durchörterten Lagermassen die drei- bis vierfache Mächtigkeit aufweisen — sprechen sogar direkt gegen die Annahme einer Schichtenwieder-

holung. Es liegt näher die Vorkommnisse als selbständige neue Konglomerathorizonte aufzufassen, so daß wir also in unserem Profile mit mindestens 6 Niveaus konglomeratischer Einschaltungen zu rechnen hätten.

Die stratigraphische Horizontierung der Konglomeratzonen wird im vorliegenden Falle auch dadurch erschwert, daß bei Stollenmeter 1846, wo man in die zweite Gruppe konglomeratischer Schichten eintritt, eine Scheide zwischen zwei verschieden gebauten Abschnitten des Profils zu liegen scheint. Es endet hier die bei Stollenmeter 1442 beginnende Region der flach gelagerten Carbonschichten. In der Richtung des Stollenvortriebes folgt von nun an durchwegs gleichmäßig steile Schichtstellung mit südlichem Verflächen, welche bis zu Stollenmeter 2500 anhält.

Dieses Verflächen der Schichten gegen das Tunnelportal hin gelangt in der Sohlstollenstrecke 1924 bis 2117 durch wiederholte Einschaltungen auffälliger Gesteinshorizonte in die Carbonschiefer zu besonders klarem Ausdruck. So bildet bei Stollenmeter 1925 eine Lage tiefschwarzen Anthracits die Grenzschicht zwischen massivem Quarzkonglomerat und dünnschichtigem Schiefertone. Dieselbe verflächt mit 60° in Süd. Mit derselben Neigung schaltet sich bei Stollenmeter 1946 eine 1 m mächtige Kalkbank in die Schiefer ein, welche in ihrem Liegenden abermals von einer Anthracitschnur begleitet wird. Die Liegendenschiefer dieser Kalkbank alternieren lebhaft mit dünnschichtigen Sandsteinen, welche bei 1956 ganz ebenflächige Platten mit ausgezeichnet entwickelten Wellenfurchen (ripple marks) geliefert haben. In diesen Wechsel von Schiefertone mit dünnschichtigem glimmerigen Sandstein schalten sich bei 1965 und 2015 abermals kalkige Gesteinsbänke ein, welche mit 45 bis 50° nach Süd geneigt sind. Eine mächtigere Lagermasse von Kohlenkalk wird bei Stollenmeter 2054 angefahren. Wieder bezeichnet eine schmale Zone von reinem Anthracit die mit 60° in Süd einschließende Grenze zwischen Schiefer und Kalk. Der Sohlstollen verquert den Kalk auf eine Erstreckung von 18 m. Die dunkelgrauen bis schwarzen weißaderigen Kalksteine dieser Zone sind anfangs massiv, nehmen aber bald schiefrige Zwischenmittel auf, welche die bankförmige Gliederung mit südlichem Verflächen (45°) deutlich hervortreten lassen. Aus dem Ausbruchsmaterial dieser Kalkzone liegt mir von Stollenmeter 2060 ein gut erhaltener Brachiopodenrest vor, die im karnischen Fusulinenkalk weitverbreitete *Martinia glabra*.

Im Liegenden dieser mächtigeren Kalkzone fand sich bei 2093 eine Kalkbank von 1 m, bei 2117 eine solche von 2·4 m.

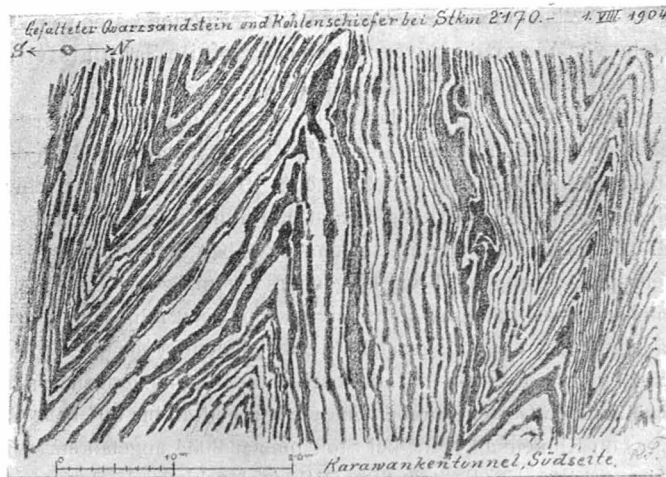
Bei 2130 wird im Firststollen eine Linse von Anthrazit angefahren, welche bis zu 0·5 m Mächtigkeit anschwillt. Eine Bank von Quarzkonglomerat bildet das Liegende, Kohlenschiefer mit Sandsteinzwischenlagen das Hangende des stark verdrückten Vorkommens. Belegstücke aus dieser Region illustrieren in prächtiger Weise die Wirkung des Gebirgsdruckes. Der im Anbruch erdig pulverige und leicht zerfallende Anthracit liegt in unregelmäßig gestalteten, kopfgroßen Knauern vor, welche ringsum von spiegelnden Harnischflächen begrenzt sind; sie erhalten dadurch den Habitus eines Graphitvorkommens. Die Analysen der obercarbonischen Anthracite der Ofenalpe, welche hier als nächstverwandte Gebilde in Betracht kommen, ergaben übrigens tatsächlich eine den Graphiten ähnliche Zusammensetzung und wurden daher in der Literatur als Anthracitographit angeführt.<sup>1</sup>

Im Liegenden der letzterwähnten Serie von Kohlenkalkbänken, von denen die nördlichste bei Stollenmeter 2117 fast saiger steht, folgt nun ein System außerordentlich komplizierter Steilfalten, die sich aus einem lebhaften Wechsel von schwarzem Schiefertone und dünnen Lagen und Platten von hellem Quarzsandstein aufbauen. Der auffallende Farbenkontrast dieser beiden Komponenten und das lebhafte Alternieren in geringmächtigen Lagen, wie man es insbesondere von Stollenmeter 2150 ab beobachtet, läßt das Detail des Schichtenbaues außerordentlich klar hervortreten. Die Ingenieure haben den ununterbrochenen Wechsel von hellen und dunklen Gesteinsbändern in diesem Tunnelabschnitt nicht unzutreffend als »Zebrastraffung« bezeichnet. Fig. 22 gibt ein Aufschlußbild aus dieser Zone mit spitzbogigen Steilfalten, Fig. 23 zeigt dieselben Schichten in unregelmäßiger, außerordentlich komplizierter Verfaltung und Verknetung.

<sup>1</sup> Hüfer, Jahrb. Natth. Landesmus. f. Kärnten X. Bd. S. 187 und Gayer, Erläut. zu Blatt Oberdrauburg-Maulben 1001, S. 40.

Ähnliche Verfallungen von weichen, durch glänzende Rutsch- und Druckflächen ausgezeichneten Schiefertonen mit glimmerigen Grauwackenschiefern und härteren Sandsteinbänken sind nun bis zu Stollenmeter 2500 wiederholt zu beobachten. Wo die Schichten nicht vollständig wirr durcheinandergeknert

Fig. 22.



Spitzbogige Falten in einem Wechsel von schwarzem Kohlenschiefer mit dünnbankigen heilen Quarzsandsteinen des Obercarbons bei Stm. 2170.

Gezeichnet von Ing. R. Franz.

sind, besteht eine Tendenz zu südlichem Verflähen, welche nur lokal von vollkommen senkrechten Schichtstellungen abgelöst wird. Die mächtigeren Sandsteineinlagerungen erscheinen meist in steil aufgerichteten Bänken mit ebenen Begrenzungsflächen (Stollenmeter 2140, 2195 bis 2200, 2345). Dasselbe

Fig. 23.



Quarzsandstein und Kohlenschiefer in komplizierter Verknetung.

Stm. 2172, linke Ulme.

Maßstab 1 : 40. Gezeichnet von

Ing. R. Franz.

gilt von den mächtigeren Quarzkonglomerallagen, welche der Sohlstollen zwischen 2466 und 2476 durchfährt. Dünne Sandsteinschichten dagegen vermögen oft den Wirkungen des Gebirgsdruckes nicht zu widerstehen, sie werden zerbrochen und zerstückt und die weicheren, druckhaften Schiefertone schlingen sich dann zwischen den Fragmenten der Sandsteinplatten hindurch, wie das Bindemittel durch die härteren Bestandteile einer Flaserbreccie. Solche Bilder ergaben sich bei Stollenmeter 2227 und 2305. An anderen Stellen dringt das weichere Schiefermaterial keilförmig zwischen steilstehende Sandsteinbänke ein, wie an der Nordgrenze der mächtigeren Sandsteinzone bei Stollenmeter 2330, oder es lösen sich vom Rande einer solchen Zone Gesteinsplatten ab und werden ringsum von Schiefermaterial umschlossen, wie an der Südgrenze der massigen Sandsteine bei Stollenmeter 2341. Mit solchen mechanischen Umformungen unter der Wirkung des Gebirgsdruckes hängt wohl auch die Bildung der eigentümlichen walzlichen Sandsteinkörper zusammen, welche in der an Sandsteinlinsen reichen Zone von schwarzem Schiefertone zwischen 2445 und 2465 zu beobachten waren.

Bei 2415 liegen in den Schiefertönen große Sphärosiderit-Konkretionen, deren unregelmäßiger, oft stumpfkantig ausgezogener Umriss ebenfalls auf nachträgliche Deformation hinweist.



Kalke sind in der zuletzt besprochenen Tunnelstrecke eine seltene Erscheinung. Bei Stollenmeter 2222 und 2235 ragen von der Abbausohle Fragmente von steilstehenden linsenförmigen Kalkkörpern in den Stollenraum hinein und bei 2306 wurde eine derartige Einschaltung, eine Bank von 0·5 m Mächtigkeit, angefahren. Erst bei Stollenmeter 2493 tritt wieder kalkiges Material in reichlicherer Entwicklung in die Schichtfolge ein. In einem mit 80° in Süd einschließenden Komplex von dunklen Carbonschiefern lagern konkordant Platten und Linsen von grauem, tonigem Kalk, die kaum über 20 cm Mächtigkeit hinausgehen, aber wiederholt mit den Schiefnern alternieren. Selten geht eine dieser kalkigen Einschaltungen durch die ganze Höhe der Stollenwand hindurch, meist keilen sie nach kurzem Verlaufe lentikular im Schiefer aus und finden in einer zweiten, häufig deutlich verschobenen Kalklinse ihre Fortsetzung. Man erhält den Eindruck, daß es sich um Überreste von dünnen Kalkbändern handelt, die durch den Gebirgsdruck zerrissen, sodann disloziert und innerhalb der weichen Schiefertonnmatrix lentikular ausgequetscht worden sind. Bei Stollenmeter 2509 streicht eine Gebirgsstörung durch, jenseits welcher dieser Schichtkomplex mit den eingeschalteten Kalklinsen unter wesentlich flacherer Neigung mit etwa 40° nach Nord, also in entgegengesetzter Richtung einfällt. Der durch seine Kalklinsen schärfer charakterisierte Schichtenverband bildet einen schiefen, im Scheitel dislozierten Sattel; die Dislokation hat das Gewölbe derart umgestaltet, daß der Nordflügel auf den fast senkrecht aufgerichteten Südflügel hinaufgeschoben erscheint. Wenige Meter weiter stellen sich die Schichten des nördlichen Gewölbeuflügels selbst wieder steiler auf und es entwickelt sich ein außerordentlich kompliziertes Netz von Steilfalten, dessen Detailstruktur sich infolge des lebhaften Wechsels dunkler Schiefertone mit lichten Kalkbändern auch im Lichte der Grubenlampe leicht übersehen läßt. Herr Ingenieur Robert Franz hat auf meine Bitte das Detail einiger dieser Spitzbogenfalten nach einem Aufschluß bei Stollenmeter 2518 an der rechten Stollenwand sorgfältig gezeichnet, so daß ich in der Lage bin, von diesen Faltungserscheinungen in Fig. 24 ein vollkommen getreues Abbild zu geben.

Diese Zusammenstauchung der Schichten reicht etwa bis Stollenmeter 2525, wo zugleich die kalkigen Einschaltungen innerhalb der dunklen Carbonschiefer verschwinden. Von 2530 ab fallen die letzteren wieder ebenflächig unter steilen Neigungswinkeln (65 bis 70°) nach Nord und beginnen mit Sandsteinschichten zu alternieren, welche von 2540 bis 2546 und von 2560 bis 2569 für sich allein den Stollenquerschnitt beherrschen. Zwischen diesen beiden mächtigeren Sandsteinzonen schaltet sich von Stollenmeter 2549 bis 2560, ebenfalls steil in Nord verflächend, eine Serie von Kalkbänken ein, die außerordentlich reich sind an Durchschnitten großer Crinoidenstiele. Stellenweise ist das Gestein geradezu als eine Breccie aus Crinoidenstielgliedern zu bezeichnen, deren spätere, bis 15 mm messende Durchschnitte noch dadurch deutlicher hervortreten, daß sie rötlichgrau bis fleischrot gefärbt sind. Nicht selten findet man in diesen Breccien vereinzelt taubeneigröße Gerölle von weißem Quarz eingestreut und es entsteht so jener auffällige Gesteinstypus, welchen ich im Obercarbon des Vellachtales und des Oboinigrabens bei Eisenkappel im Verbande mit den normalen Fusulinenkalklagen der Auerniggsschichten wiederholt zu beobachten Gelegenheit hatte.

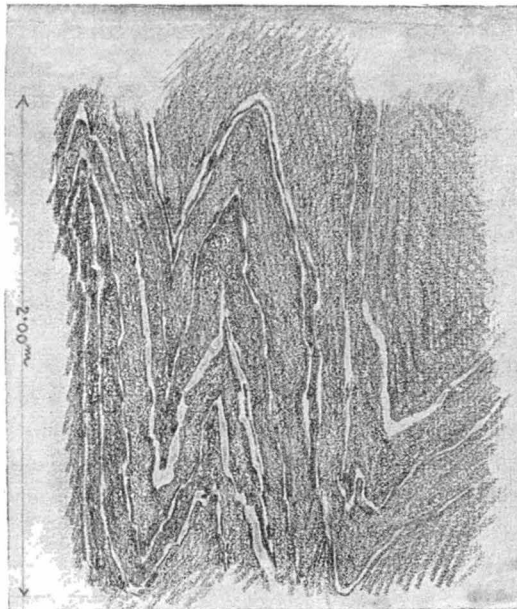
Bei Stollenmeter 2570 wird im Hangenden der oben erwähnten zweiten Sandsteinzone noch einmal eine Linse von Kohlenkalk durchfahren, dann folgen bis zu Stollenmeter 2600 einförmige dunkle Schiefertone in steiler, hie und da saigerer Stellung.

Von 2600 ab ist der Gesteinswechsel wieder ein lebhafter. Eine steilstehende Bank von Quarzkonglomerat (2599 bis 2600) leitet diese reicher gegliederte Schichtenserie ein. Sie liegt noch innerhalb einer Zone schwarzer druckhafter Schiefertone, in welche sich aber nun häufiger Lager von grauen, quarzreichen Sandsteinen und von 2620 ab dünne Bänke schwarzen, weißaderigen Crinoidenkalkes einschalten. Die steil aufgepreßten Schichten sind von Stollenmeter 2625 ab deutlich in Nord geneigt, gehen dann auf eine kurze Erstreckung hin in flachmuldige Lagerung über, um sich von 2640 ab zu entgegengesetztem südlichen Verflachen aufzurichten. In beiden Muldenflügeln sind es hauptsächlich die Bänke von Kalkstein, welche über den Schichtenbau orientieren. Im südlichen Flügel stehen sie steil, im nördlichen liegen sie flacher und schmiegen sich in welligen Bändern dem unruhigen Schichtenverlauf der

Schiefer an. Im Innern dieser schmalen Mulde wechseln mit den normalen Carbonschiefern dickschichtige tonreiche Gesteine, welche nach rechtwinkelig sich kreuzender Klüftung in scharfkantige prismatische Gesteinskörper zerfallen. Die Begrenzungsflächen dieser auffallenden vierkantigen Parallelepipeda sind infolge von Druck- und Gleiterscheinungen häufig glatt geschliffen, wodurch der Eindruck, daß es sich um künstlich zugerichtete Gesteinsstücke handelt, noch erhöht wird.

Von Stollenmeter 2650 ab richten sich die carbonischen Schiefer wieder zu steiler Schichtstellung auf. Von der Sohle her treten zwei breitere Kalkkeile in die stark zerknitterten Schiefertone ein. Dazwischen zieht vom First herunter eine konglomeratische Gesteinsbank, welche ihrerseits wieder nicht die Sohle des Stollens erreicht. Das Gestein zeigt auf den ersten Blick den gewöhnlichen Habitus der obercarbonischen Quarzkonglomerate: Erbsen- bis nußgroße Gerölle von weißem Quarz sind dicht gedrängt in eine dunkle Grundmasse eingebettet. Diese selbst aber besteht nicht aus glimmerig sandigem Material, sondern aus fusulinenführendem Kalk. Die bei Stollenmeter 2556 beobachteten Einstreuungen vereinzelter

Fig. 21.



Gefaltete Kalkklassen im Kohlenschiefer bei Stm. 2518, rechts der Bahn.

Gezeichnet von Ing. R. Franz.

Quarzgerölle in Fusulinenkalk bilden gewissermaßen die Vorläufer dieser Geröllager innerhalb solcher Kalkabsätze. Der innige Verband von tonigen Sedimenten mit größeren klastischen Bildungen und organogenen Kalken, welcher dieses alte Litorale auszeichnet, wird durch die weiteren Aufschlüsse des Sohlstollens von Meter zu Meter immer klarer illustriert. Bis zu Stollenmeter 2800 bewegt man sich in einem ununterbrochenen lebhaften Wechsel von schwarzen druckreichen Schiefertönen, dunklen, sandig-glimmerigen Grauwackenschiefern, hellen, quarzigen Sandsteinen, groben Konglomeratbildungen und Fusulinenkalklagern. Für die reiche Zufuhr organischer Substanz pflanzlichen Ursprunges sprechen die anthracitischen Schnüre und Linsen, welche sich besonders an den Grenzen der Konglomerate und Kalklagermassen gegen die bituminösen Schiefer einstellen.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Wir dürften uns hier ungefähr in jenem Niveau der carbonischen Schichtenreihe befinden, in welchem Bergverwalter H. Feßl im Karlstollen des Roichenberger Bergbaues die von Stur bestimmten Pflanzenreste des Obercarbons entdeckt hat. (Vgl.

Der stratigraphische Verband der einzelnen Elemente dieser Schichtfolge zeigt hierbei typisch jenes Bild, das man als auskeilende Wechsellagerung bezeichnet hat. Die Schichten sind durchwegs steil aufgerichtet und verflächen in Nord.

Bei Stollenmeter 2800 tritt der Sohlstollen nach Durchquerung einer stark verdrückten schiefrigen Gesteinspartie in eine Zone kalkiger Gesteine ein, die nun quer auf das Streichen in einer Erstreckung von 50 m durchfahren wird. (Vgl. das Detail-Längenprofil auf Tafel III.) Es ist das die mächtigste Kohlenkalkzone des Tunnelprofils und sie entspricht darin wie auch nach ihrer Position im hangendsten Abschnitte der Gesamtschichtfolge ohne Zweifel dem erzführenden Kohlenkalk des Reichenberger Abbaurevieres. Das Gestein ist reich an Crinoiden und Fusulinen, an einer Stelle (Stollenmeter 2805) fand ich im Ausbruchsmaterial auch Reste kleiner Spiriferinen. Die Verknüpfung des Kalkes mit Siderit, der in Reichenberg Gegenstand des Abbaues war, fehlt in diesem Teile der Lagermasse vollständig. Der Kalk ist gut gebankt und besonders gegen das Hangende hin vielfach mit schwarzen Kohlenschieferlassen durchzogen. Die Bänke verflächen mit 45 bis 50° in Nord.

Bei Stollenmeter 2850 wird die Kalkzone durch einen steil in Süd einschließenden Verwurf begrenzt, an welchen zunächst druckhafte, in komplizierte Steilfalten gelegte Carbonschiefer anschließen; dünne Sandsteinlassen nehmen an der Faltung der Schiefer teil. Von 2880 ab stehen die Schiefer völlig senkrecht, es schaltet sich hier eine Kalkbank von 4 m Mächtigkeit ein. Bei 2900 werden harte Quarzkonglomerate angefahren, welche in der Sohle des Stollens in einer Breite von 6 m bloßliegen, gegen den First hin aber rasch an Mächtigkeit abnehmen. Sie bilden den Kern einer antiklinalen Schichtenaufhebung, deren Wirkung jedoch schon bei Stollenmeter 2910 erlischt. Von hier ab folgt bis zur Grenze gegen die Trias hin, also bis zu Stollenmeter 3008, ein durchaus in Süd verflächendes System von Steilfalten, in dessen Bereich sich derselbe bunte Wechsel von Schiefer-tonen, glimmerig sandigen Schiefnern, hellen quarzigen Sandsteinen und crinoidenführenden Kalkbänken wiederholt, welcher zwischen 2600 und 2800 vor dem Eintritt in die oben geschilderte 50 m breite Kohlenkalkzone durchfahren worden ist. Die Aufschlüsse stellen auch in tektonischer Beziehung ein Gegenstück zu jener Tunnelstrecke dar, denn die wechselvolle an kalkigen Einschaltungen reiche Schichtenfolge verflächt durchaus in Süd, während sie dort nach der entgegengesetzten Richtung abdachte. Die Zerknitterung und Fältelung des schiefrig sandigen Gesteinsmaterials erreicht ihren Höhepunkt in den Aufschlußstrecken 2925 bis 2945 und 2970 bis 2995. Mitteninne liegen zwei mächtigere, die Schichtfolge gewissermaßen versteifende Lagermassen von gut gebanktem Kohlenkalk, die eine zwischen 2946 und 2949, die andere zwischen 2961 und 2969. In den druckreichen Schiefnern im Süden dieser Kalkzonen fand am 21. November 1904 (abends 9<sup>h</sup> 10<sup>m</sup>) im Firststollen jene beklagenswerte Schlagwetterkatastrophe statt, welcher 15 Menschenleben zum Opfer fielen, die ganze Belegmannschaft der im Aufschluß befindlichen Firststollenstrecke und zwei mit der Wetterkontrolle betraute Vorarbeiter. Das unglückliche Ereignis wirkte um so erschütternder, als zu jener Zeit der Sohlstollen bereits die Nordgrenze des Hauptausbruches carbonischer Schichten überschritten hatte und auch im Firststollen nur noch eine Strecke von etwa 70 m aufzufahren war, so daß man schon allseits mit ruhiger Zuversicht dem Abschluß der so überaus schwierigen Arbeiten in der Carbonstrecke des Karawankentunnels entgegensah. Offenbar war es aber gerade dieser Umstand, welcher die Arbeiter in einem verhängnisvollen Augenblick zur Außerachtlassung der von der Bauleitung vorgeschriebenen und so lange bewährten Sicherheitsmaßregeln verleitet hat.

Die Grenzverhältnisse zwischen den obercarbonischen Schichten und den bei Stollenmeter 3008-5 unerwartet einsetzenden Gebilden der unteren Trias sollen in dem nächsten, die Durchschlagsregion betreffenden Abschnitte geschildert werden.

---

Verh. geol. Reichsanstalt 1886, p. 383). Im Ausbruchsmaterial des Stollens wurden keine Pflanzenabdrücke beobachtet, obwohl Bergverwalter Feßl, welcher die Carbonstrecke als Konsulent der Bauunternehmung in jedem Monate wenigstens einmal befuhr, darauf sein besonderes Augenmerk gerichtet hatte. Übrigens fanden sich auch für die mächtigen Spateisensteinlinsen, welche diesen Carbonhorizont im Reichenberger Bergbau auszeichnen, innerhalb des Tunnelprofils keine Analoga.

## C. Die Durchschlagsregion.

### Invers gelagerte Scholle von Werfener Schichten und Muschelkalk.

3008·5 bis 3121 Stationierung vom Südportal.

4964    > 4851·5        •        •        Nordportal.

Am 8. Oktober 1904 trat der Sohlstollen bei Stollenmeter 3008·5 aus dem gebräunten Carbonschiefermaterial plötzlich in wohlgegliederte Bänke von hellgrauem frischen Anhydrit, also im Gesteine der Triasformation ein. Selten ist wohl beim Tunnelbau ein Formationswechsel mit so lebhafter Freude begrüßt worden, denn im Vergleiche zu den schier unüberwindlichen Schwierigkeiten, mit welchen der Sohlstollenvortrieb innerhalb der obercarbonischen Schichtgesteine seit Anfangs Jänner 1903, also durch einen Zeitraum von 1<sup>3</sup>/<sub>4</sub> Jahren unablässig zu kämpfen hatte, mußte ja alles, was im Triasgebirge etwa noch an Hemmnissen zu erwarten war, geringfügig erscheinen. An der Nordseite hatte der Sohlstollen zu jener Zeit bunte Breccien des Muschelkalkes durchfahren und war ebenfalls in Werfener Schichten eingetreten, es erschien daher die Annahme gerechtfertigt, daß die schmale Gebirgsscheide zwischen Nord- und Südstollen, welche nun auf ungefähr 600 *m* (genauer 612·5 *m*) zusammengeschrunpft war, durchwegs aus Gesteinen der unteren Trias aufgebaut sei, deren Durchörterung bei gleichzeitigem Vordringen von Nord und Süd in wenigen Monaten vollendet sein konnte.

Diese günstige Prognose erfuhr jedoch beträchtliche Einschränkungen.

Zunächst ergaben sich beim weiteren Stollenvortrieb von Süd her im Anhydrit und den überlagernden Kalk- und Dolomitbildungen der anisichen Stufe reichliche Wasserzuflüsse, deren Ableitung durch das zum großen Teil noch offene Stollenprofil der Carbonstrecke nicht bewerkstelligt werden konnte, ohne die Stabilität der bisnun glücklicherweise trockenen Carbonschieferaufschlüsse zu gefährden. Gleichzeitig waren im nördlichen Sohlstollen innerhalb der inzwischen angefahrenen bunten Breccien der Permformation eine Reihe starker Quellen erschlossen worden, deren in ihrer Gesamtheit nicht unbeträchtliche Wassermenge nur mit Zuhilfenahme besonderer Installationen gewältigt werden konnte, da sich der Streckenvortrieb dasebst bereits in dem nach Süd absteigenden Gefälle bewegte. Eine Störung im elektrischen Antrieb der im Nordstollen eingebauten Pumpwerke brachte am 1. November 1904 die ganze südlich des Gefällsbruches liegende Sohlstollenstrecke zum Ersäufen. Unter solchen Umständen mußte man mit der Möglichkeit rechnen, daß die im absteigenden Aste des Nordstollens bereits erschlossenen und eventuell noch weiterhin zu gewärtigenden Wassermassen nach Süd hin zum Durchbruche gelangen und die Carbonstrecke überfluten könnten.

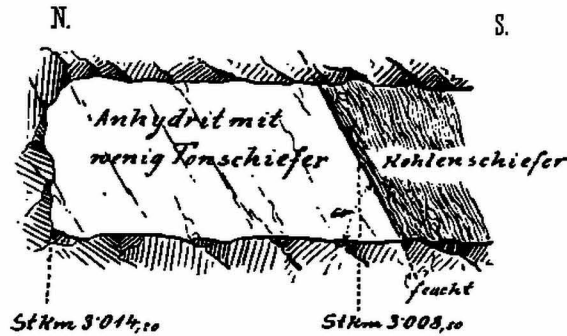
Um eine solche in ihren Konsequenzen ganz unübersehbare Eventualität vollständig auszuschließen, verfügte die k. k. Eisenbahnbauverwaltung Ende 1904 die Einstellung des Stollenvortriebes an der Südseite des Gebirges und ordnete gleichzeitig zur Sicherung des Südstollens die Herstellung einer wasserdichten Betonmauer an, welche bei Stollenmeter 3030 in den noch trockenen Teil der Anhydritzone eingebaut wurde. So blieb für die Durchörterung der restlichen 600 *m* nur eine Angriffsregion übrig und auch hier war der Arbeitsfortschritt durch Wasserzudrang im absteigenden Gefälle lange Zeit derart behindert, daß der Sohlstollendurchschlag erst Mitte Mai 1905 erfolgen konnte.

Aber auch für den Geologen barg die Scheidewand zwischen Nord- und Südstollen eine große Überraschung. Nach dem Stande der Aufschlußarbeiten in der ersten Hälfte des Oktober 1904 hatte es, wie schon oben bemerkt wurde, den Anschein, daß in dieser Region nur noch Schichtgebilde der unteren Trias zu durchörtern sein werden. Die hierauf gegründete Profilkonstruktion erwies sich jedoch sehr bald als hinfällig. Der Nordstollen trat schon mit Stollenmeter 4352 in eine ältere Gesteinszone ein, in die bunten Breccien der Permformation, deren Tunnellierung infolge mannigfacher, durch starken Wasserzudrang bedingter Hemmnisse das letzte Viertel des Jahres 1904 und den ganzen Jänner 1905 in Anspruch nahm. Nach einem Vortrieb von 174 *m* gelangte man Anfangs Februar 1905 bei Stollenmeter 4525·8 aus

den permischen Breccien in methangasführende Schichten des Obercarbons, welche nun den Nordstollen bis zu Stollenmeter 4851·5, also auf eine Länge von 328 *m* begleiteten, und erreichte erst an dieser Stelle den Nordrand jener triadischen Schichtgesteinszone, deren Südrand von Birnbaum her bei Stollenmeter 3008·5 angeschnitten worden war. Der letztgenannte Punkt fällt mit Stollenmeter 4964 der Nordstationierung zusammen, so daß die Breite der Zone triadischer Gesteine, in welche der Südstollen bei 3008·5 eintrat, nur 112·5 *m* beträgt. Innerhalb dieser Zone erfolgte bei Stollenmeter 3082 der Südbeziehungsweise 4890·5 der Nordstationierung am 17. Mai 1905 der Durchschlag des Sohlstollens.

Die Tunnellierung der im Oktober 1904 zwischen Nord- und Südstollen noch aufragenden Gebirgs-scheide ergab also das überraschende Resultat, daß sich die obercarbonischen Schichten jenseits ihrer vermeintlichen Nordgrenze noch einmal in ansehnlicher Breite über die Tunnelsohle emporheben und daß die bei 3008·5 im Südstollen angefahrenen Triasschichten nur einen schmalen, in die Carbonbildungen eingeklemmten Faltenrest darstellen. Die geologischen Aufschlüsse, welche die Tunnellierungsarbeiten im Nordstollen bis zu Stollenmeter 4851·5, also bis zur Südgrenze des zweiten Aufbruches obercarbonischer Schichten, ergeben haben, wurden bereits in einem früheren Abschnitte geschildert (p. 63 bis 64 [205 bis 206]). Es erübrigt uns daher zum Abschluß des

Fig. 25.



Sohlstollenort am 10. Oktober 1904.

Nach einer Skizze von Ing. R. Franz.

Bildes nur noch die Beschreibung der durch die eingefalteten Triassedimente geführten Tunnelstrecke. Ich schildere dieselben meinen Befahrungsnotizen folgend, in der Richtung von Süd nach Nord.

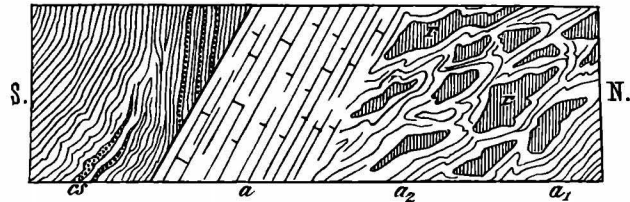
In Fig. 25 reproduziere ich zunächst eine Skizze, welche mir Herr Ingenieur R. Franz im Oktober 1904 unmittelbar nach Eintritt in die Triaszone zur Illustration des Schichtenwechsels eingesendet hat. Sie stellt die östliche Stollenwand dar. Die schwarzen gefälleten Schiefer des Obercarbon, welche sich in der zuletzt durchhörterten Region als besonders druckreich erwiesen hatten, werden scheinbar konkordant von ebenflächigen, durch dünne Schiefertonslamellen gegliederten Bänken eines hellgrauen Anhydrits unterteuft. Die Grenzfläche zwischen Carbon und Trias schießt parallel den Schichtflächen mit 60° in Süd ein. An der gegenüberliegenden westlichen Ulme fand ich gelegentlich einer Befahrung im Juni 1905 das in Fig. 26 skizzierte Aufschlußbild. Die mit dünnen Sandsteinlagen wechselnden Carbonschiefer sind steiler aufgerichtet und stoßen im oberen Teil der Wand scharf an der mit mit 60° in Süd geneigten Überschiebungsfläche ab. Nur gegen die Stollensohle hin schmiegen sich die Schiefer wieder konkordant an die Anhydritbänke an. Die an den Anhydrit angepreußte Zone von schwarzem Schiefertone ist reichlich mit Pyritwürfelchen durchspickt.

Der Anhydrit behält seine ebenflächige Bankung auf eine Erstreckung von ungefähr 20 *m* bei. Dann zeigt sich an der westlichen Stollenwand plötzlich ein anderes Bild. In der grauen Anhydritmasse schwimmen scharfeckig begrenzte Platten und Schollen von grünem und rotem Schiefertone und bilden mit ihr ein wirres und buntes Gesteinsgemenge vom Aussehen einer Trümmerbreccie. Es kann sich hier

tatsächlich nur um eine mechanische Zerdrückung von Gesteinsbänken handeln. Jenseits des nur 2 m breiten Aufschlusses tritt der Sohlstollen plötzlich in außerordentlich kompliziert gefaltete Schichten, die sich aus einem hundertfältigen Wechsel von grünen und roten Schieferlagen mit hellen Anhydritbändern aufbauen. Wo dieser dünner geschichtete, stark zusammengestauchte Gesteinsverband mit dem Komplex der dickbankig gegliederten, starren Anhydritmassen in Berührung tritt, hat der Druck offenbar zur vollständigen Zerstörung des nachgiebigeren Schichtenmaterials und zu dessen Umformung in eine Trümmerbreccie geführt.

Aus dem dickbankigen Anhydrit südlich der Trümmerzone (bei Stollenmeter 3023) wurden auf Veranlassung der k. k. Eisenbahnbaudirektion zwei Proben, eine lichter und eine dunkler gefärbte Varietät,

Fig. 26.



Grenze von Carbonschiefer und Anhydrit bei Stm. 3008 an der westlichen Ulme.

cs = Schieferton mit Sandsteinlinsen (Obercarbon).

a = Ebenflächige Bänke von Anhydrit.

a<sub>1</sub>, a<sub>2</sub> = Gekröseförmig gewundene Anhydritschichten.

r = Roter Schieferton.

entnommen und dem k. k. Generalprobieramte zur Untersuchung eingesendet. In der folgenden Tabelle sind die Resultate der beiden von Herrn Regierungsrat Leopold Schneider ausgeführten Analysen nebeneinandergestellt.

	Probe 1 (Lichtere Varietät)	Probe 2 (Dunkle Varietät)
	Prozent	
Kalziumsulfat . . . . .	97·80	93·3
Kieselsäure (Quarz und gebundene Kieselsäure) . . . . .	0·57	2·31
Tonerde . . . . .	0·40	0·15
Eisenoxid . . . . .	0·04	0·5
Eisenbisulfid . . . . .	0·06	0·35
Kalziumcarbonat . . . . .	0·32	1·43
Magnesiumcarbonat . . . . .	0·57	1·06
Wasser (mit geringen Mengen Bitumen) . . . . .	0·24	0·7
	100·00	99·80

Die zur Untersuchung ausgewählten Stücke sind gute Durchschnittsproben des frischen, an den Kanten durchscheinenden Anhydrits der Tunnelaufschlüsse. Meist ist der Anhydrit jedoch durch eingestreute Tonpartikelchen stark verunreinigt. Dasselbe tonige Material ist es auch, das als Zwischenmittel zwischen den stärkeren Anhydritbänken auftritt oder in den dünner geschichteten Partien zonenweise mit Lagen von reinem Anhydrit und grauem, tonigem, oft dolomitischem Kalk alterniert. In solchen bunter zusammengesetzten Anhydritschichten liegen die oben geschilderten komplizierten Fältelungen an der Basis der starren Anhydritbänke.

Die Anhydritzone reicht über den bei Stollenmeter 3030 eingebauten Betondamm hinaus und findet im Nordstollen ihre Fortsetzung.<sup>1</sup> Sie reicht, wenn wir die Südstationierung auf diesen Teil des Nordstollens übertragen, bis zu Stollenmeter 3055, wurde also quer auf das Streichen in einer Gesamtbreite von 47 m durchfahren. In der nördlichsten, also hangendsten Partie des Anhydrits wurden bei Stollenmeter 3052 (Südstationierung) Quellen erschlossen, welche von so reichen Schwefelwasserstoff-Exhalationen begleitet waren, daß die Gesundheit der Arbeiter gefährdet erschien. Die Ergiebigkeit betrug anfangs 8 Sekundenliter. Der Arbeitsfortschritt konnte nur durch häufigeren Wechsel der Belegmannschaft aufrecht erhalten werden.

Bei Stollenmeter 3055 verquert der Sohlstollen eine scharfe Dislokation, die mit 70° in Süd einschneidet, und gelangt jenseits derselben in einen stark zerütteten Komplex von Kalken und Dolomiten ohne deutliche Schichtung. Den das Gestein nach allen Richtungen durchsetzenden Rissen und Sprüngen entströmen abermals unter starkem Druck Wasser mit Geruch nach Schwefelwasserstoff. Der gesamte Wasserzudrang betrug anfangs 12 Sekundenliter, nach sechs Monaten war die Ergiebigkeit dieser Quellen auf 1/2 Sekundenliter herabgesunken. Das Gestein, das zunächst unter dem Anhydrit lagert, ist ein rauchgrauer netzadrigter Kalkstein; eine von Stollenmeter 3063 stammende Probe, welche zusammen mit den Anhydriten ins Generalproberamt gelangte, enthielt nur 5% kohlensaure Magnesia. Darunter lagert eine Zone von helleren Gesteinen mit ausgesprochen dolomitischem Habitus. Es sind das die klüftigen, von feinen Spaltrissen durchsetzten, häufig drusig löcherigen Gesteinstypen, welche für die anisichen Dolomitkomplexe der Nordhälfte des Karawankentunnels so bezeichnend sind. In diesen Gesteinen erfolgte bei Stollenmeter 3082 (Südstationierung) der Durchschlag des Sohlstollens.<sup>2</sup> Nördlich von der Durchschlagsstelle wechseln diese Dolomite noch mehrmals mit gut gebankten, dunklen, weißaderigen Kalken, typischen Gesteinen des Muschelkalks, in welchen wiederholt steiles Verflächen in Süd abgelesen werden kann. Die Sohlstollenaufschlüsse lassen in ihrer Gesamtheit überhaupt keine andere Deutung zu, als daß die im ganzen 65·5 m breite Zone von Muschelkalkgesteinen konkordant mit der Lagerung der anhydritführenden Werfener Schichten steil in Süd einfällt.

Die im vorstehenden mitgeteilten Beobachtungen wurden bei einer Begehung des Sohlstollens am 30. Juni 1905 gesammelt. Drei Monate später (26. September 1905) hatte ich Gelegenheit, die eben geschilderte Strecke in einem vorgeschrittenerem Stadium der Aufschlußarbeiten zu untersuchen. Südlich von dem mehrerwähnten Abschlußdamm befand sich eben der bereits ganz in der Anhydritzone liegende Ring 42 im Vollausbuch. Man sah den in dicke Bänke gegliederten Anhydrit vollkommen ebenflächig mit 60° in Süd einfallen. Die Konkordanz mit der Grenzfläche gegen das Carbon tritt im Vollausbuch noch schärfer hervor als im Sohlstollen und erweckt die Vorstellung, daß hier ein größerer, beide Formationen umfassender Komplex von Schichten von der Faltung ergriffen und umgeformt worden sei. Hier beobachtete ich auch die ersten Einlagerungen dunkler dolomitischer Kalksteinbänke in den Anhydritschichten. Der Anhydrit selbst ist frisch und hart und gibt ein trockenes weißes Bohrmehl, das die Gesteinsanbrüche und die Kleider der Arbeiter wie Mehlstaub überdeckt. Kurz vor der Verdämmungsstelle verquert man die oben beschriebene Trümmerzone von Anhydrit und buntem Schiefer und jenseits des Betondammes sieht man neben der elektrischen Pumpe, welche die hier erschlossenen sulfatischen Wasser nach Nord über den Gefällsbruch hinüberleitet, prachtvolle Aufschlüsse in den zu komplizierten Falten zusammengestauchten dünnbankigen Anhydritschichten, von denen ebenfalls bereits oben die Rede war. Ein größeres Bruchstück aus einer solchen bunten gefalteten Gesteinsbank liegt bei der Tunnelgesteinssammlung in Wien. Die Durchquerung der Gesteinszone bei dem gegenwärtigen Stande der Aufschlußarbeiten gibt erst ein klares Bild von der Mächtigkeit der Anhydritentwicklung. Man kann wohl sagen, daß von der im ganzen 47 m breiten Zone sicherlich 75% auf reinen Anhydrit entfallen und nur 25% auf die bunten tonigen Zwischenschichten und die Einlagerungen von grauen dolomitischen Kalken.

<sup>1</sup> Der Einbau einer eisernen Dammtüre in Firststollenhöhe ermöglichte einen bequemen Übergang in den Nordstollen.

<sup>2</sup> Der Durchschlagspunkt für den Firststollen lag bei Stollenmeter 3047, also noch im Anhydrit.

Jenseits des Betondammes treten wir sofort in die gegen Rosenbach hin abfallenden Nordstationierungen. Die Grenze der Anhydritzone gegen die nordwärts anschließenden anisichen Kalke und Dolomite liegt im Ring 110 des fünften Kilometers der Nordseite. Im Sohlstollen hatte schon der mächtige Wasserzudrang auf das Vorhandensein eines auffallenden Gesteinswechsels aufmerksam gemacht. Gegenwärtig ist es die massige Struktur der den Anhydrit zunächst unterlagernden, stark klüftigen Dolomite, welche den Eintritt in die neue Gesteinszone kennzeichnet. Die dolomitische Gesteinsentwicklung reicht über den Ring 109 hinaus. Erst im Ring 108 treten dunkler gefärbte, weißaderige Kalksteine, typische Gesteine des Muschelkalks, mit deutlichem Südverflachen in die Schichtfolge ein. Der Ring 104, welcher wieder im Vollausbruch begriffen ist, steht in dunkelgrauen, etwas dolomitischen Kalken, die abermals eine in Süd gerichtete Bankung erkennen lassen. Im Ring 102 erreicht man sodann die nördliche Grenze der Muschelkalkzone und zugleich die Nordgrenze des schmalen in die Carbon-schichten eingeklemmten Faltenrestes triadischer Sedimente überhaupt.

Wir befinden uns hier an jener Stelle des Tunnelprofils (Stollenmeter 4851·5 der Nordstationierung), an welcher wir oben p. 64 [208] die Schilderung der Aufschlüsse des nördlichen Sohlstollens abgebrochen haben. Die zwischen 4526 und 4851·5 durchhörten Schiefer und Sandsteine des Obercarbon bildeten, wie aus jener Schilderung zu entnehmen ist, das hangendste Glied einer in Nord überkippten Schichtenfolge und zeigen als solches durchwegs in Süd gerichtetes Einfallen. Mit diesem südlichen Verflachen

Fig. 27.



Grenze von Carbonschiefer und Triaskalk im Ring 102, östliche Ulme.

s = Dunkle Schiefer des Obercarbon.

m = Triaskalk.

tauchen dieselben auch im Ring 102 unter ein Dach von dolomitischem Kalk hinab, der, wie wir aus seinen Beziehungen zu den anhydritführenden Werfener Schichten erschließen konnten, dem Muschelkalk angehört. Ich teile hier zunächst mit, was in der Berührungsregion zwischen Trias und Carbon zu beobachten war.

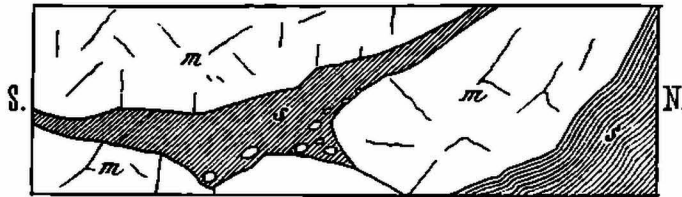
An der östlichen Ulme erhielt ich von den Grenzverhältnissen das vorstehende Bild (Fig. 27). Die dunkelschraffierte Partie der Stollenwand besteht aus obercarbonischen Schiefergesteinen, die lichtgehaltene Region aus dem dickbankig gegliederten, klüftigen Muschelkalk. Wenn man von Süd her kommt, befindet man sich an der Grenze von Ring 103 und 102 noch im Triaskalk, unter welchem sich im zweiten Drittel des Ringes 102 die dunklen Carbonschiefer über die Tunnelsohle emporheben. Von hier steigt das Dach von Triaskalk rasch zum oberen Rande des Aufschlusses empor und erreicht denselben genau an der Grenze von Ring 102 und Ring 101. Obwohl der Schnitt das Schichtstreichen fast rechtwinkelig verquert, ist der Verlauf der Grenze doch ein unregelmäßiger. Sie bildet eine durch kurze Querverwerfungen gebrochene Linie. In halber Höhe der Stollenwand bemerkt man außerdem eine eigentümliche Verzahnung von Triaskalk und Carbonschiefer: An einer flachliegenden Kluft spaltet sich ein keilförmiges Fragment einer Kalkbank ab und in der Trennungskluft schiebt sich andererseits ein Schiefertrum nach Süd in das Triaskalkdach hinein. Daß es sich hier um mechanische Umgestaltungen handelt, unterliegt keinem Zweifel. Die im nördlichen Teile des Ringes vollkommen trockenen Carbonschiefer sind an der Grenze gegen die von wasserführenden Spalten durchsetzte Kalkdecke aufgeweicht und in eine



halbplastische Masse umgewandelt, welche den Wirkungen des Gebirgsdruckes sicherlich kaum einen besonderen Widerstand entgegenzusetzen imstande ist. Die punktierte Linie in unserer Skizze bezeichnet die ziemlich scharf umschriebene Region, bis zu welcher die Durchtränkung und Auflockerung der Schiefer in die Schichtenbasis hineinreicht. Der im September 1905 skizzierte Aufschluß eröffnete mir erst das Verständnis für eine Erscheinung, welche ich bei der früheren Befahrung dieser Tunnelstrecke im Juni desselben Jahres beobachtet hatte. Der Sohlstollen bot damals an der westlichen Ulme, dem eben besprochenen Aufschlusse gerade gegenüber, das in Fig. 28 dargestellte Bild.

Am Nordrande des Aufschlusses sah man auch hier die schwarzen stark zerknitterten Schiefer des Obercarbon unter die klüftigen Muschelkalkgesteine hinabtauchen. Die Grenze zeigte an der Sohle des Stollens ein Verflachen von nur  $30^\circ$ , richtete sich aber bis zum oberen Rand des Aufschlusses zu  $60^\circ$  auf. Im Hangenden der Formationsgrenze, und zwar in einem Abstände von etwa 2 m lagerte aber innerhalb des Triaskalkes nochmals eine nach rechts und links keilförmig sich ausschneidende Scholle von schwarzem Carbonschiefer, welche mit scharfwinkliger Begrenzung in das Klufnetz des massigen Triaskalkes eingefügt erschien. Der unteren Begrenzung der Schieferscholle entlang und innerhalb der in den Kalk einspringenden Buchten beobachtete man harte Knollen von Walnuß- bis Hühnereigröße, die sich

Fig. 28.



Grenze von Carbonschiefer und Triaskalk im Ring 102, westliche Ulme.

s = Dunkle Schiefer des Obercarbon. | m = Triaskalk.

unter Zurücklassung glattwandiger Hohlräume leicht aus den Schiefeln auslösen ließen. Es waren Fragmente von Triaskalk von rundlicher oder flach ellipsoidischer Gestalt mit einem eng anschließenden Mantel von schwarzem Tonschiefermaterial. Diese schiefrige Umhüllung der geschiebeartigen Einschlüsse zeigte ringsum spiegelnde Gleitflächen.

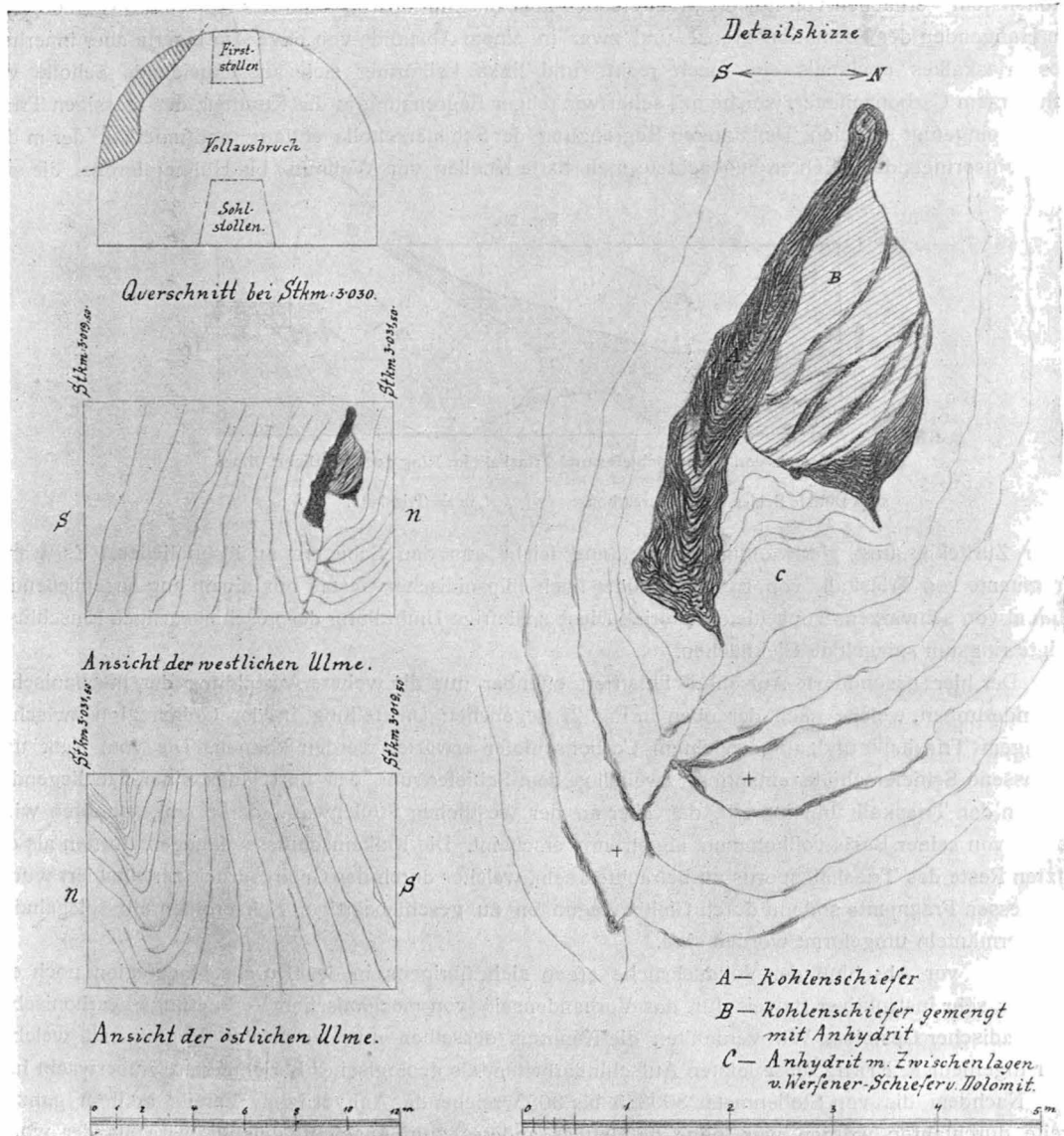
Der hier geschilderte Aufschluß illustriert offenbar nur die weitere Ausbildung der mechanischen Veränderungen, welche nach der oben in Fig. 27 gegebenen Darstellung in der Grenzregion zwischen klüftigem Triaskalk und aufgeweichtem Carbonschiefer erwartet werden können. Die vom Kalk umschlossene Schieferscholle entspricht zweifellos dem Schiefertrum, das dort längs einer flachliegenden Kluft in den Triaskalk hineingreift, das aber an der westlichen Stollenwand derart angeschnitten wird, daß es von seiner Basis vollkommen abgetrennt erscheint. Die Kalkeinschlüsse dagegen dürften als die letzten Reste des Triaskalksporns zu betrachten sein, welcher durch den Gebirgsdruck zertrümmert wurde und dessen Fragmente sodann durch Gleitbewegungen zu geschiebeartigen Sphaeroiden mit spiegelnden Schiefermänteln umgeformt worden sind.

Kurz vor Abschluß der Vollausrüche ergab sich übrigens in der Durchschlagsregion noch ein weiterer, sehr instruktiver Beweis für das Vorhandensein von mechanischen Verknüpfungen carbonischer und triadischer Gesteine. Wir verdanken die Kenntnis desselben nur der großen Sorgfalt, mit welcher Herr Ingenieur R. Franz diese letzten Aufschlußarbeiten als geologischer Berichtstatter überwacht hat.

Nachdem die von Stollenmeter 3008·5 bis 3055 reichende Anhydritzone bereits in ihrer ganzen Breite durchfahren worden war, ohne daß etwas anderes zum Anschnitt gelangt wäre als der wohlgeschichtete Anhydrit und die damit wechsellagernden bunten Schiefer und dolomitischen Kalke, ergab sich anfangs Dezember 1905 beim Ausbruch fast des letzten Ringes dieser Tunnelstrecke ein höchst bemerkenswerter geologischer Aufschluß. Während der Minierungsarbeiten in der Kalotte dieses Ringes

— es war dies Ring 3 des vierten Kilometers der Südseite (Stollenmeter 3019·5 bis 3031·5) — beobachtete Ingenieur Franz in der westlichen Ulme bei Stollenmeter 3029 eine im Mittel 40 *cm* breite Einlagerung von unzweifelhaftem Carbonschiefer in hartem, rauchgrauem Anhydrit, welche in Firststollenhöhe beginnend, sich parallel zur Schichtung des Anhydrits in den Ausbruchraum hineinzog. Ich reproduziere anschließend in Fig. 29 die instructiven Zeichnungen, welche Herr Ingenieur Franz nach Vollendung des Vollaussbruches entworfen und zur Erläuterung des Vorkommens zur Verfügung gestellt hat. Die Lagerungsbeziehungen zur Carbon-Trias-Grenze sind auf Tafel III dargestellt.

Fig. 29.



Eingeklemmte Scholle von obercarbonischem Schiefer im Anhydrit der oberen Werfener Schichten bei Stm. 3030.

Nach einer Originalzeichnung von Ing. R. Franz, 29. XII. 1905.

Die Stollenschnitte zur Linken im Maßstabe 1 : 250, die Detailskizze zur Rechten im Maßstabe 1 : 50.

In dem Tunnelquerschnitt links oben wird durch dunkle Schraffierung angedeutet, wie weit die Carbonschiefer überhaupt in den Ausbruchraum hineinreichen. Man ersieht daraus klar, daß die Schieferpartie weder im Sohlstollen noch im Firststollen beobachtet werden konnte. Die zweite Figur gibt eine Gesamtansicht der westlichen Ulme mit der in den Anhydrit eingeklemmten Carbonschieferscholle, die dritte Figur die Ansicht der gegenüberliegenden östlichen Ulme, beide im Maßstabe 1 : 250. Das Aufschlußbild der westlichen Ulme zeigt deutlich, daß die carbonischen Schiefer den innersten Kern einer zusammengeklappten Steilfalte von Anhydrit bilden und daß die starren Anhydrite in der Faltenbeuge gebrochen und disloziert sind. An der östlichen Ulme ist von den carbonischen Schiefen nichts mehr zu sehen, aber die Steilfalte ist an der korrespondierenden Stelle gut ausgeprägt und zwar ohne Bruch in der Umbiegungsregion.

Die im Maßstabe 1 : 62·5 gezeichnete Detailskizze zur Rechten der beiden Ulmenbilder illustriert den Bau des Muldenkernes. Man sieht, daß die in der Achse der eng zusammengepreßten Synklinale liegende Störungslinie in der Carbonschieferfaltung ihren Ursprung nimmt und diese in zwei Teile spaltet, die beide nach unten spornförmig ausgequetscht sind. Die mit einem Kreuz bezeichneten Anhydritpartien rechts und links von der Bruchlinie erweisen sich nach ihrem inneren Aufbau deutlich als dislozierte Fragmente einer und derselben Gesteinsbank. Energischer hat die Verschiebung auf den Kern der Mulde gewirkt. Die eingeklemmte Scholle von Carbonschiefer erscheint nämlich nicht nur, wie schon oben bemerkt, in zwei Teilstücke gespalten, sondern man beobachtet auch an der Grenze der beiden gegen einander verschobenen Fragmente eine Bildung mylonitischen Charakters. Die in der Detailskizze mit *B* bezeichneten, offener schraffierten Partien bestehen aus einem Zerreibsel von Anhydrit und Carbonschiefer, das nur als Produkt einer mechanischen, durch Druck und Bewegung bedingten Mischung des Materiales beider Gesteinshorizonte betrachtet werden kann. Solche mechanische Kontaktprodukte sind an einer Stelle auch in dem mit *A* bezeichneten schmalen Schiefersporn eingepreßt.

Die eigentümliche Verknüpfung von Carbonschiefer und Anhydrit, über welche wir hier berichtet haben, wurde 21 m in Nord von der bei 3008·5 durchörterten Formationsgrenze erschlossen. Bei der Befahrung des Sohlstollens im Juni 1905 beobachtete ich, wie oben p. 88 [228] mitgeteilt wurde, 20 m jenseits dieser Formationsgrenze an der Westwand des Stollens eine 2 m breite Zone von Trümmerbreccien, welche ich auf Grund der Lagerungsverhältnisse als Breccienbildungen tektonischer Natur zu deuten versuchte, ohne zu ahnen, daß wenige Meter höher in dem damals noch geschlossenen Gebirgsraum ein Sporn von Carbonschiefer stecke, welcher diese Annahme bestätigen und das Bild dieser Störung vervollständigen würde. Denn der genetische Zusammenhang beider Erscheinungen liegt ja nun klar zutage. Eine andere Frage ist es, ob die eingeklemmte Partie von Carbonschiefer mit der Hauptmasse der obercarbonischen Schichten noch im Zusammenhange stehe, also gewissermaßen nur eine spornförmige Einsackung oder Einstülpung in die Anhydritschichten darstelle, oder ob dieselbe als vollständig abgequetschte und in die Anhydritschichten eingefaltete Scholle zu betrachten sei. Die Aufschlüsse reichen nicht hin, dies mit Sicherheit zu entscheiden. Es bleiben beide Möglichkeiten offen. Zieht das Dach von Carbonschiefer, das im Sohlstollen mit 60° in Süd abfällt (vgl. Tafel III), mit gleichbleibender Neigung über die geschilderte Einfaltung hinauf, so würde sich zwischen dem Aufschluß in der Kalotte unseres Tunnelringes und diesem Schieferdach ein Vertikalabstand von etwa 14 m ergeben, den man sich von Anhydrit ausgefüllt vorstellen könnte. Die Grenzfläche könnte sich aber auch außerhalb des Tunnelquerschnittes unregelmäßiger gestalten oder an einer Querstörung gegen die Anhydritzone hin einsinken, so daß eine solche aus Anhydrit bestehende Zwischenregion ganz entfallen würde. Das Wesen der Erscheinung, das Ineinandergreifen von Carbonschiefer und der anhydritführenden Werfener Schichten infolge von Faltungsvorgängen, bleibt übrigens in beiden Fällen dasselbe.

## Wasserführung.

In bezug auf die Wasserführung herrschten im Karnwankentunnel durchwegs ganz normale, mit Gesteinscharakter und Schichtenverband in bestem Einklang stehende Verhältnisse. Große, katastrophale Wassereintrüche, ähnlich jenen im Bosruck- und Tauerntunnel, haben sich hier glücklicherweise nicht ereignet.

Nord- und Südstollen boten entsprechend dem verschiedenen geologischen Bau der aufgefahrenen Strecken auch hinsichtlich der Wasserführung ein verschiedenes Bild, das an der Hand der in den Gesteinsprotokollen niedergelegten Notizen der Bauleitung und meiner eigenen Beobachtungen nun in Kürze erläutert werden soll. (Vgl. hierzu Tafel II.)

Die zerklüfteten Dolomite und Kalke, welche der Nordstollen im ersten Kilometer bis zum Eintritt in die Hauptaufbruchzone von Werfener Schichten, also bis zu Stollenmeter 750 durchhörte, haben dem Tunnel schon in Form von »Regen« reichliche Wassermengen zugeführt. Bei der geringen Höhe der Gebirgsüberlagerung — dieselbe beträgt hier nur 100 bis 150 *m* — und dem Mangel an wasserabschließenden jüngeren Auflagerungen an der Gebirgsoberfläche machte sich jeder ergiebige Niederschlag im Sohlstollen sofort fühlbar. Eigentliche Quellen mit einer meßbaren, durch einige Zeit andauernden Ergiebigkeit wurden nur im Bereiche der Überschiebungs- und Aufbruchzonen bei Stollenmeter 63 bis 80, Stollenmeter 143 bis 256 und Stollenmeter 378·5 bis 413·2 angefahren. Hierher gehören die Quellenbildungen bei Stollenmeter 64, die Quelle mit 0·6 Sekundenliter bei Stollenmeter 227·7 und eine kleine Quelle bei Stollenmeter 414, welche den Eintritt in den nördlichsten Werfener Schieferaufbruch des Tunnels markiert.

Sehr reichlich gestalteten sich die Wasserzuflüsse in der Grenzdolomitzone im Hangenden dieses Aufbruches von Werfener Schiefen. Hier drang aus dem klüftigen Gestein von allen Seiten zum Teil unter starkem Druck Wasser in den Stollen ein, so daß man an manchen Stellen wie unter einer Brause hinschritt. Der Aufschluß dieser Strecke (Mai bis September 1902) vollzog sich daher unter höchst unerquicklichen Verhältnissen und noch lange nachher erforderte der Gang durch diesen Abschnitt des Sohlstollens eine besondere Ausrüstung. Der Gesamtabfluß des Stollens stieg in kurzer Zeit auf 60 Sekundenliter. Es ist sofort klar, daß hier eine Wasseraufstauung auf der undurchlässigen Werfener Schieferbasis angeschnitten wurde. In den Aufzeichnungen der Bauleitung finden sich über die Wasserführung in dieser Aufschlußstrecke folgende Daten:

Juni	1902	Stollenmeter 460 bis 490	Reichlicher Wasserzufluß, bei 482 Ortsverbrauch beim Anfahren einer wasserführenden Spalte. <sup>1</sup>
Juli	1902	» 507	Starker Wasserzutritt, welcher 20 Sekundenliter erreicht.
	» 1902	» 510	Neuerlich Wasser, aber in geringerer Menge.
	» 1902	» 520	Wasser aus der Sohle.
August	1902	» 537	Zwei Quellen mit zusammen 5 Sekundenliter. Geruch nach Schwefelwasserstoff.
	» 1902	» 541	Links oben ein 10 <i>cm</i> starker Wasserarm von bedeutendem Druck.
	» 1902	» 571·9	Nachlassen der Wasserzuflüsse, auch die aufgeschlossenen Quellen werden ruhiger.

Man hatte hier die obere Grenze des auf der Werfener Schieferbasis angestauten Wasserreservoirs erreicht, denn bei Stollenmeter 600 ist der Grenzdolomit schon vollkommen trocken und behält diesen Charakter auch weiterhin bis an den Nordrand der zweiten Aufbruchzone von Werfener Schichten bei, in welche der Tunnel bei Stollenmeter 750 eintrat. Daß diese Gesteinszone nicht neuerdings anstauend

<sup>1</sup> Wir befinden uns hier innerhalb der Reuhwackenzone (Stollenmeter 468 bis 488), auf deren Beziehung zur Wasserzirkulation schon oben (p. 49 [191]) hingewiesen worden ist.

wirkte, daß sich das Gebirge vielmehr schon 150 m vor dem Eintritte in diese zweite Zone von Werfener Schiefer als trocken erwies, ist auf den Umstand zurückzuführen, daß die letzteren infolge der Schichtenüberkippung als schützendes Dach über den Grenzdolomit übergreifen, statt ihn zu unterlagern; es konnte dies ja noch in den korrespondierenden Tagaufschlüssen konstatiert werden (siehe Fig. 4, p. 21 [163]).

Da für die Nordseite des Tunnels nur ein Gefälle von 3 Promille vorgesehen war, konnten die zwischen Stollenmeter 460 und 572 erschlossenen Gebirgswässer nicht so rasch abgeleitet werden, als es im Interesse des Arbeitsfortschrittes wünschenswert gewesen wäre. Um so freudiger wurde es begrüßt, daß die nun folgende Zone von Werfener Schichten, welche in einer Ausdehnung von 950 m durchörtert wurde (Stollenmeter 750 bis 1700) eine fast völlig trockene Arbeitsstrecke darstellte. Das Gesteinsprotokoll berichtet hierüber in der Rubrik »Besondere Bemerkungen« folgendes:

•Bei Stollenmeter 800 schwacher Regen (aus kalkigen Bänken der oberen Werfener Schichten!). Bei 920 trockene Brust in roten Werfener Schiefen. Das trockene Gebirge hält innerhalb der Werfener Schiefer an, nur bei Stollenmeter 1010 ist die westliche Ume feucht. Dann wieder alles trocken. Bei Stollenmeter 1200 stark mit Gips durchsetzte Schichten, vollkommen trocken.•

Von Stollenmeter 1681·2 ab zeigte das Gebirge Schweiß, der stellenweise ziemlich stark wurde. Da man sich hier bereits nahe der oberen Grenze des Südflügels der Werfener Schichten befand, erschien die Befürchtung gerechtfertigt, daß die anisichen Dolomite im Hangenden der flach in Süd einfallenden Werfener Schiefer abermals ein Wasserreservoir darstellen könnten. Es war dies jedoch nicht der Fall; das Gebirge blieb naß, aber stärkerer Wasserzutritt stellte sich nicht ein.

Auch innerhalb der Zone steil aufgerichteter dunkler Kalke und bunter Schiefergesteine, die zwischen Stollenmeter 2076 und 2237 im Hangenden des unteranisichen Grenzdolomits durchfahren wurden, gab es nur nasse Stellen, aber keine Quellenbildung.

Erst im Bereiche der flach gelagerten Kalke und Dolomite der ladinischen Stufe, in denen sich der Sohlstollen zwischen 2320 und 4022 bewegte, wurden wieder ab und zu kleine Quellen angefahren, die stärkste mit 0·5 Sekundenliter bei Stollenmeter 2826·6. Abermals waren es die sandig verwitternden Rauhackenlager, welche die Bahn für die Wasserzirkulation bestimmten.

Mit dem Eintritt in die Wengener Plattenkalke wurde die Stollenbrust wieder trocken und diese für die Bauausführung günstigen Verhältnisse dauerten bis zum nächsten Gesteinswechsel an. Schon in den Breccien des Muschelkalkes nahm die Gebirgsfeuchtigkeit zu, aber erst nach Durchquerung der schmalen Zone von Werfener Schiefen, welche diese von den Breccienbildungen der Permformation scheidet, trat der Stollen neuerdings in eine quellreiche Gesteinszone ein. Nach den Aufzeichnungen der Ingenieure der Bauleitung wurden innerhalb der bunten permischen Kalkbreccien folgende Zuflüsse angefahren:

Stollenmeter	Quelle mit	1·5 Sekundenliter
› 4352	› › 0·5	›
› 4460	› › 2	›
› 4498	› › 3	›

Bei Stollenmeter 4476 trat das Wasser unter hohem Druck aus den Gebirgsspalten hervor. Der starke Wasserzudrang hielt bis zu Stollenmeter 4525·8 an, herrschte also durch die gesamte, in einer Ausdehnung von 174 m durchörterten Gesteinszone. Da der Sohlstollen innerhalb der permischen Breccien im Gegengefälle vorgetrieben werden mußte (vgl. oben p. 84 [226]), war zur Gewältigung der mächtigen Zuflüsse eine besondere Wasserhaltungsanlage notwendig; es wurden zwei elektrisch betriebene Zentrifugalpumpen mit einer Gesamtleistung von 250 Sekundenlitern in den Stollen eingebaut.<sup>1</sup>

Vom geologischen Standpunkte aus bot die Erschließung reicherer Wasserzuflüsse in den permischen Breccien eigentlich nichts Überraschendes; es handelte sich hier einfach um Wasseranstaungen

<sup>1</sup> Vgl. p. 20 der oben zitierten Denkschrift von Hofrat J. Hannack über den Bau der neuen Alpentunnels.

durch den nächst tieferen geologischen Horizont, die undurchlässigen Schiefer des Obercarbons, welche der Sohlstollen bei Stollenmeter 4526 tatsächlich angefahren und in einer Aufschlußlänge von 329 m durchörtert hat. Die Schichtfolge ist zwar, wie oben p. 64 [206] dargestellt wurde, in Nord überkippt, so daß die Carbonschiefer im Durchgangspunkte des Sohlstollens die permischen Breccien überlagern, aber gerade die reichliche Wasserführung der Breccienzone weist darauf hin, daß wir hier der Region nicht allzu fern sein dürften, in welcher der überkippte Mittelschenkel der Falte in den nach gelagerten Liegendschenkel übergeht. In diesem Teile der Falte mußte die stauende Wirkung der undurchlässigen Carbonschiefer naturgemäß besonders zur Geltung gelangen.

Die im Obercarbon verlaufende Tunnelstrecke war wieder vollkommen trocken. Erst bei Stollenmeter 4851·5 begann die Stollenbrust feucht zu werden. Es waren das die ersten Anzeichen des nahen Gesteinswechsels, denn schon bei Stollenmeter 4855 wurden im Hangenden der Schiefer die Kalke und Dolomite des in den obercarbonischen Schichtkomplex eingeklemmten triadischen Faltenrestes angefahren. Über die Wasserführung dieser Gesteine wurde schon oben (p. 87 [229]) berichtet.

Im Nordstollen hat man somit nur zwei wasserreichere Gesteinszonen durchörtert, die unteranischen Dolomite zwischen Stollenmeter 460 und 572 mit einer mittleren Ergiebigkeit von 60 Sekundenlitern und die permischen Breccien zwischen Stollenmeter 4352 und 4526, die im Durchschnitt etwa 100 Sekundenliter geliefert haben. Im ersteren Falle bildeten undurchlässige Gesteine des Werfener Horizontes, im letzteren die Schiefer des Obercarbons die wasserstauende Schichtenunterlage.

Im Südstollen herrschten in bezug auf die Wasserführung günstigere Verhältnisse. Die bei Stollenmeter 102 erschlossenen Wassermengen (siehe oben p. 66 [208]) stammten nicht aus dem Grundgebirge, sondern aus dem Schuttmantel der Steillehne West von Birnbaum. Innerhalb des triadischen Grundgebirges erfolgte der erste Wassereinbruch bei Stollenmeter 213 in einer mit Reibungsbreccien erfüllten Spalte an der Grenze von Holopellenkalken der oberen Werfener Schichten und gipsführenden Tonen und Letten (vgl. p. 67 [209]). Die Wasserzuflüsse versiegten bald. Eine schwache Quelle wurde sodann bei Stollenmeter 430 im Hangenden von Gips und Anhydrit erschlossen, eine stärkere, die längere Zeit unveränderte Ergiebigkeit aufwies, bei Stollenmeter 477 angefahren. Die letztgenannte Quelle brach aus rotem sandigen Schiefer hervor, der sich als gestörter Schichtensattel aus einer Zone von kalkigen Gesteinen der oberen Werfener Schichten heraushebt (siehe p. 69 [211]). In ähnlicher geologischer Position befanden sich auch die übrigen Wasserzuflüsse, die bei der Durchquerung der triadischen Schichten im Südstollen erschlossen worden sind. Überall bildete die gipsführende Grenzzone zwischen unteren und oberen Werfener Schichten die wasserbindende Gebirgsgrundlage. Die wasserreichste Sohlstollenstrecke war die Region von Stollenmeter 640 bis 720, welche in den Monaten August und September 1902 aufgeschlossen wurde. Der Stollen bewegte sich hier in dem muldig gelagerten Dolomit, der in dem Bergrücken Ost vom Doverſniggraben zutage ausstreicht — das oben p. 65 [207] erwähnte Tunnelsignal steht auf diesem Dolomit — und der anderseits nahe unter der Tunnelsohle von undurchlässigen gipsführenden Schichten unterlagert wird, beides Umstände, die einen reicheren Wasserzudrang erklärlich machen.

Die bei Stollenmeter 1095 erreichte Grenze zwischen Trias und Carbon war vollkommen trocken.

Innerhalb des obercarbonischen Schichtenkomplexes bilden die Einlagerungen von Quarzkonglomerat und groben quarzigen Sandsteinen und der gut gebankte klüftige Kohlenkalk die einzigen wasserleitenden Gesteinszonen. Die Schiefertone und die mit ihnen wechsellagernden feinkörnigen Grauwackensandsteine erwiesen sich fast durchwegs als trocken. Auf die konglomeratischen und kalkigen Einlagerungen entfielen von der Gesamtaufschlußlänge des Obercarbons im Betrage von 1012 m nur etwa 250 m. Da die genannten untergeordneten Lagermassen durch Störungen mannigfachster Art aus ihrem normalen Verbandsgerisse und vielfach zerstückt erscheinen und infolgedessen nirgends als ununterbrochene Gesteinslagen an die Oberfläche des Gebirges austreichen, so erlangen sie als wasserleitende Gesteinszonen nicht jene Bedeutung, die ihnen theoretisch zukommen würde; ihre Wasserführung war

stets nur eine sehr beschränkte. Die obercarbonischen Schichten repräsentierten daher in bezug auf diesen Punkt die günstigste Aufschlußstrecke des ganzen Tunnels.

Die Abhängigkeit der Wasserführung von den Einlagerungen konglomeratischer und kalkiger Schichten geht klar aus den Daten hervor, welche hierüber dem geologischen Längenprofile von Franz und Köthe entnommen werden können. Sie geben auf eine Aufschlußstrecke von 1630 *m* ein vollkommen getreues Bild der Wasserführung innerhalb der obercarbonischen Schichten.

Stollenmeter 1355	Südrand einer 25 <i>m</i> breiten Zone von Quarzkonglomerat, Brust naß.
> 1490 bis 1495	Kurz vor dem Eintritt in die bei Stollenmeter 1493 beginnende mächtigere Lagermasse von Quarzkonglomerat erwies sich die Ortsbrust in den bisher trockenen Kohlschiefern naß.
1595	Kleine Quelle in Kohlschiefern mit Sandsteinlassen. Die Wässer sitzen aus der im Hangenden dieser Schichten folgenden Einlagerung von grauen Kalken zu, welche bei Stollenmeter 1600 angefahren und in einer Mächtigkeit von 15 <i>m</i> durchörtert wurden.
1680 bis 1695	Steil in Süd verflächende Bänke von Quarzkonglomerat, Brust naß.
1882 bis 1890	Quarzkonglomerat und Quarzsandstein mit schiefrigen Zwischenschichten, Brust feucht.
1910 bis 1920	Zwei kleine Quellen, welche auf Einlagerungen von grauem Kalk und Quarzkonglomerat bezogen werden müssen, die zwischen 1915 und 1925 durchfahren wurden.
2052	Kleine Quelle im Kohlschiefer vor dem Eintritt in eine 17 <i>m</i> mächtige Lagermasse von grauem Kalk.
2065	Zweite Quelle innerhalb derselben Kalkzone, und zwar im Hangenden einer dünnen Kohlschieferlasse, die sich in den Kalk einschaltet.
2470 bis 2475	Innerhalb einer breiteren Zone steil aufgerichteter grober Sandsteine, die in einer Mächtigkeit von 9 <i>m</i> durchfahren wurde, zeigte sich in einer Kohlschieferlasse Wasser mit Kochsalzgehalt.
> 2546	Am Nordrande einer breiteren Zone von Sandstein mit Kohlschieferlassen, über welcher in 10 <i>m</i> Mächtigkeit kalkige Gesteinsbänke folgen, zeigte sich Regen von salziger Beschaffenheit.
2562 bis 2565 (Analyse I)	Bei Stollenmeter 2562 traten im Sohlstollen salzige Wässer mit einer Ergiebigkeit von 0·1 Sekundenliter auf. Dieselben Wässer wurden später im Firststollen bei Stollenmeter 2565 mit 0·5 Sekundenliter angefahren; gleichzeitig versiegten die Zuflüsse im Sohlstollen. Die Wässer entstammen einem eng gefalteten und verdrückten Schichtverband von Schiefen, Sandsteinen und dünnbankigen Kalken.
2655	Salzige Tropfwässer aus einem Komplex dunkler Schiefertone, in welchen sich Sandsteinplatten und Kalklinsen einschalten.
> 2678	Salzige Tropfwässer aus schiefrigen Sandsteinen mit Kalklinsen, bei
> 2692	2692 als Regen.
> 2736 (Analyse II)	In einem Schiefertone mit Kalklassen stellt sich an der Basis einer 4 <i>m</i> mächtigen Kalkbank ein starker Zudrang von salzigem Wasser ein, der bis auf 2 Sekundenliter steigt.
2805 (Analyse III)	In den tiefsten Bänken eines 50 <i>m</i> mächtigen Fusulinenkalklagers, der mächtigsten Kalkeinlagerung im Bereiche des Tunnelprofles, wurde im Firststollen ein durch Schwefelwasserstoffgeruch auffallendes Wasser erschlossen.

Stollenmeter 2905	Eine verdrückte Partie von Quarzkonglomerat, Brust feucht.
• 2980	Tonschiefer mit Kalkbändern und Sandsteinlinsen, Brust naß.

Die vorstehende Übersicht fixiert zugleich genauer die geologische Situation jener Punkte im Tunnelprofil, an welchen Wasserproben zur chemischen Untersuchung entnommen wurden. Dieselben sind mit Analyse I, II und III bezeichnet. Die interessanten Ergebnisse dieser Untersuchungen, welche Herr Regierungsrat C. v. John im Laboratorium der k. k. geologischen Reichsanstalt durchgeführt hat, bilden den Inhalt einer besonderen Mitteilung in diesem Bande der Denkschriften.<sup>1</sup> Das der Analyse I zugrunde liegende Wasser ist nach C. v. John als Salzsoole zu bezeichnen, Analyse II weist auf ein muriatisches Glaubersalzwasser, Analyse III auf einen muriatischen Sauerling hin. Die geringen Wassermengen, um die es sich handelt, und die träge Zirkulation innerhalb eines meist aus undurchlässigen Medien aufgebauten Gebirgskörpers machen die bedeutende Anreicherung salziger Auslaugungsprodukte leicht verständlich. Eine Quellenbildung, welche vielleicht zum Vergleiche mit diesen mineralreichen Wässern des Tunnels herangezogen werden könnte, ist die Schwefelwasserstoff führende kalte Quelle, die im Obercarbon des Naßfeldes bei Pontafel entspringt.<sup>2</sup> Doch scheint eine chemische Untersuchung des Wassers dieser Quelle nicht vorzuliegen.

Bei Stollenmeter 3008·5 tritt der Sohlstollen aus den obercarbonischen Schichten plötzlich in Anhydritbänke der Werfener Schichten ein. Die Grenzregion war vollkommen trocken. Erst nahe dem Nordrande der im ganzen 47 m breiten Anhydritzone wurde bei Stollenmeter 3052 noch innerhalb des Anhydrits eine Quelle mit 8 Sekundenlitern angefahren, die sich durch reichliche Schwefelwasserstoff-Exhalationen unangenehm bemerkbar machte (siehe oben p. 87 [229]). Auch die anschließende Zone von anisischen Kalken und Dolomiten erwies sich als ein ergiebiges Quellengebiet. Aus der Grenzregion von Anhydrit und Dolomit wurde bei Stollenmeter 3056·5 Wasser geschöpft und der chemischen Untersuchung zugeführt. Regierungsrat C. v. John stellt die recht kompliziert zusammengesetzten Wässer, von denen zwei Proben analysiert wurden (Analyse IV und V des oben zitierten Berichtes) zur Gruppe der salinischen Quellen. Das Wasser enthält neben Glaubersalz sehr viel Bittersalz und Gips und Schwefelwasserstoff in erheblicher Menge. Diese Zusammensetzung steht in bestem Einklange mit der Herkunft der Wässer aus der Anhydrit-Dolomitzone.

Alle im Karawankentunnel erbohrten Quellen zeigten schon einige Tage nach dem Aufschluß eine beträchtliche Abnahme der Ergiebigkeit und die meisten versiegten in kurzer Zeit vollständig. Nach der Eröffnung der Bahn war der Gesamtabfluß von Wasser aus der Südhälfte des Tunnels bei Birnbaum auf 30 Sekundenliter gesunken. Nach großen Niederschlägen erhöhte sich dieser Betrag um einige Sekundenliter und auch dieser Zuschuß stammt zum größten Teil aus den ersten 200 m der südlichen Tunnelstrecke, also aus der besonders aufnahmefähigen Schuttvorlage. An der Nordseite des Gebirges erreichte der Wasserabfluß aus dem Tunnel zur selben Zeit etwa das Doppelte dieses Betrages.

---

## Methangas.

Das Auftreten von Schlagwettern in den obercarbonischen Schichten der Karawanken wurde schon durch den alten Bergbaubetrieb in der Belšica am Südabhang des Stou festgestellt und bildete später den Gegenstand steter Sorge beim Vortrieb des Karlstollens im Reviere des Reichenberger Bergbaues nächst Aßling. In beiden Gebieten handelte es sich um die Aufschließung von Spateisensteinlinsen, die

<sup>1</sup> C. v. John, Über die chemische Zusammensetzung einiger im Karawankentunnel erbohrter Wässer. Denkschr. d. math. naturw. Klasse d. kaiserl. Akad. d. Wissenschaften, LXXXII. Band.

<sup>2</sup> Frech, Karnische Alpen, p. 310, und Ge yer, Erläuterungen zum Blatte Oberdrauburg-Mauthen, 1901, p. 49.



mit einem nahe der Hangendgrenze des obercarbonischen Schichtkomplexes eingeschalteten Fusulinenkalklager verknüpft waren. Im Reichenberger Reviere war hierzu ein Stollen von 600 m Länge nötig, der an seinem Eingang eine wenig mächtige Vorlagerung von Bellerophonolomit und Grödener Sandstein durchbrach, dann aber sich ausschließlich in steil auferichteten gasreichen Schichten des Obercarbons bewegte. Der Karlstollen liegt nur 3·5 km östlich von der Durchschnittslinie des Karawankentunnels, man konnte daher nahezu mit voller Sicherheit auf das Vorkommen von Methangas in der Carbonstrecke dieses Tunnels rechnen.

Die ersten Gasausströmungen stellten sich bei Stollenmeter 1052 ein, also schon 43 m vor dem Eintritt in die carbonische Schichtenbasis. Sie entstammten einem eng gefalteten, von zahlreichen Verwürfen durchsetzten Komplex von dünnbankigen Kalken und Dolomiten der oberen Werfener Schichten, also einer Region, in welcher die in der Tiefe angesammelten Gasmengen leicht einen Austritt in die Stollensohle finden konnten. Es hat sich in der Folge gezeigt, daß auch innerhalb der Carbonstrecke selbst die reicheren Emanationen stets an stark gestörte, zerrüttete und zerknitterte Gesteinszonen gebunden waren. Die Zertrümmerung und Auflockerung des Schichtenverbandes, welche aus solchen Störungen resultiert, schafft offenbar die Hohlräume zur Aufstapelung der Gase und der Stollenvortrieb macht dieselben dann in derselben Weise frei, wie er andernorts eine Wasseransammlung zur Lösung bringt. Der Zusammenhang zwischen Schichtenstörung und Gasaustritt ist auch aus der nachfolgenden Tabelle ersichtlich, in welcher die linke Kolonne die gasreichen Regionen, die rechte die Gesteinsbeschaffenheit der Austrittsstellen notiert. Die Zusammenstellung fußt zum größten Teil auf dem geologischen Längsprofil von Franz und Köthe.

Ort der Gasausströmung	Gesteinsbeschaffenheit
1440—1480	Bitumenreiche Kohlschiefer, stark verbogen und zerknittert.
1510—1530	Kohlschiefer, verbogen und zerknittert.
1612—1622	Kohlschiefer, steil auferichtet, wellig.
1665—1675	Kohlschiefer und Sandstein, welliger Schichtenverlauf bei steiler Aufrichtung.
1690—1705	Grenze zwischen Quarzkonglomerat und stark zerknitterten Kohlschiefern.
1720—1780	Kohlschiefer, stark gefaltet und verbogen.
1830—1845	Kohlschiefer und Sandstein.
1852	Quarkonglomerat.
1875	Kohlschiefer.
1908	Quelle und Gas in gefalteten Kohlschiefern.
2044	Starke Gasausströmung in zerknitterten Kohlschiefern mit Sandsteinlinsen.
2050	Kohlschiefer.
2088	Gasausströmung in Schieferton jenseits einer stark gefalteten Partie von dunklem Kohlschiefer.
2105	Starke Ausströmung in zerknitterten mit Sandsteinlinsen wechselagernden Kohlschiefern.
2195—2200	Mit Schieferlinsen durchsetzter steil auferichteter Komplex von Sandsteinen.
2210—2215	Kohlschiefer mit Sandsteinlinsen.
2233	Stark gequälte Lagen von Kohlschiefer.
2245	» » » » »
2270—2290	Verknitterte Kohlschiefer mit Sandsteinlinsen.
2330—2340	Gefaltete, zwischen mächtigeren Sandsteinbänken aufgepreßte Schieferlagen.
2360	Senkrecht auferichtete Kohlschiefer.
2394	Schieferton mit verquetschten Kohlschieferlagen.
2408—2418	Steil aufgefalteter Wechsel von Schieferton und Kohlschiefer.

Ort der Gasausströmung	Gesteinsbeschaffenheit
2425 2450	Wechselagerung von Schiefertone und Kohlschiefer.
2402—2408	In schwarzen Kohlschiefern an der Grenze gegen einen Sandsteinkomplex mit Salzwasser leitenden Schieferblättern.
2470, 2480	Einzelne Ausströmungen in Kohlschiefer.
4205—2500	Starke Druckzone, Kohlschiefer mit Kalklinsen.
2505—2575	Grenze von steil aufgerichteten Sandsteinen und Kohlschiefern.
2020—2035	Steil aufgerichtete Zone von Kohlschiefern und Schiefertonen mit Kalk- und Sandstein-einlagerungen.
2045—2055	Außerordentlich stark gefaltete und gepreßte Kohlschiefer.
2002—2600	Kohlschiefer mit eingepreßten Sandsteinpartien.
2700—2710	Schiefertone mit Sandsteinlinsen.
2720—2785	Schiefertone mit Linsen von bituminösem Kalkstein.
2700—2800	Kohlschiefer.
2810—2823	Kalkstein mit Kohlschiefermitteln.
2855—2875	Stark gequälte Kohlschiefer.
2882	Gasausströmung am Rande einer senkrecht stehenden Kalklinse in Kohlschiefer.
2905—2925	Kohlschiefer.
2937—2952	Wechsel von Kohlschiefer und Schiefertone in der Umrandung einer stark verdrückten Kalk-einlagerung.
2940	Im Firststollenaufbruch Schlagwetterkatastrophe (siehe p. 83 [225]).
2970—2980	Stark verquetschte Partie von Kohlschiefer mit gestreckten Sandstein- und Kalklinsen.
3005	Letzte Gasausströmungen in den Kohlschiefern, 3 m vor der Anhydritgrenze.

In der vorstehenden Tabelle sind aus dem geologischen Längenprofil der Ingenieure aus praktischen Gründen zwei Gesteinsbenennungen unverändert herübergenommen worden, welche einer kurzen Erläuterung bedürfen. Es sind das die Bezeichnungen Kohlschiefer und Schiefertone. Als Kohlschiefer bezeichnet das genannte Detailprofil die mit spiegelnden Gleitflächen durchsetzten, in flach linsenförmige Scheiben zerfallenden und leicht aufblätternen schwarzen Schiefertone des Obercarbons. Diese Gesteine repräsentieren die eigentlichen Druckzonen der Carbonstrecke. Unter Schiefertone wurden dagegen im Profil alle ebenflächig plattigen Schiefergesteine zusammengefaßt, Gesteinstypen, welche petrographisch teils als glimmerig sandige Tonschiefer, teils als glimmerreiche schiefrige Sandsteine bezeichnet werden müßten. Diese Übergangstypen zwischen Tonschiefern und schiefrigen tonreichen Sandsteinen bilden das Hauptmaterial der obercarbonischen Schichtfolge; in den Profilen, welche Frech und Geyer von den Carbonschichten der Krone und des Auernigg gegeben haben, werden sie kurz als Tonschiefer oder Grauwackenschiefer signiert.

Die Kohlschiefer der Ingenieure sind somit ihrem Materialbestande nach bituminöse Schiefertone, welche nur unter der Einwirkung des Gebirgsdruckes den oben geschilderten, für den Tunnelbau höchst ungünstigen Habitus angenommen haben. In diesen »verruschelten« Schieferzonen liegen nun, wie die obige Zusammenstellung klar erkennen läßt, die Hauptherde der Emanation.

Die ganz besonderen Schwierigkeiten, welche dem Tunnelbau aus dem Auftreten der Methangase erwachsen, hat Hofrat Hannack in seinem des öfteren zitierten Berichte (l. c. p. 24, 27 bis 29) in lebendiger Weise geschildert. Ich kann mich hier wohl mit dem Hinweis auf diese Darstellung begnügen.

Die Grubengasausströmungen waren keineswegs auf den Südstollen beschränkt, sie traten auch in dem sekundären Aufbruch carbonischer Schichten auf, welcher im Nordstollen von Stollenmeter 4526 bis 4855 durchfahren worden ist. Es wurden hier ein- bis zweiprozentige Gasgemenge an folgenden Punkten konstatiert: Stollenmeter 4529·6, 4665·6, 4671, 4688·2 und 4693·4. Die Gasenbindungen erstreckten sich also über eine beträchtliche Aufschlußlänge. Im Nordstollen wurden aber noch in einer anderen Strecke Methangasausströmungen beobachtet und zwar in der durch starke Fältelung und Zerknitterung ausgezeichneten Zone von Wengener Schichten, welche sich an die Verwerfung bei Stollenmeter 4022 nach Süd anschließt.

Das erste Vorkommen von Grubengas innerhalb dieser Gesteinszone zeigte sich bei Stollenmeter 4068, wo dasselbe nach dem Abschießen aus einer Gesteinskluft plötzlich als Fackel aufloderte. Dadurch wurde man erst auf das Vorhandensein von Methangas in dieser Sohlstollenstrecke aufmerksam und führte auch im Nordstollen eine regelmäßige Wetterkontrolle ein. Bei Stollenmeter 4117 und 4136 traten kleine Bläser auf, bei 4172 und 4192 wurde einprozentiges Grubengas konstatiert. Bei 4197 stellten sich wieder Bläser ein, bei 4240 und 4246 Gasgemenge mit  $\frac{1}{3}$  bis  $2\%$  Methan. Die nach Süd an die Wengener Schichten anschließende von wasserführenden Spalten durchsetzte Zone von Trias- und Permgesteinen war gasfrei, erst mit dem Eintritt in den eben genannten sekundären Carbonaufbruch stellte sich wieder Methangas ein.

Die in den Wengener Plattenkalken und Kalkschiefern aufgeschlossenen Gasemengen könnten recht wohl in diesen selbst entstanden sein, denn das hier vorliegende Schichtenmaterial ist stark bituminös und reich an Spuren organischen Lebens, so daß es also keineswegs an einem Substrat für die Bildung von Sumpfgas fehlt. Aber es ist auch die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß der eng gefaltete und von zahlreichen Verwerfungen durchsetzte triadische Schichtkomplex (siehe hierüber oben p. 61 [203] nur die Durchgangsregion für das Methangas der obercarbonischen Schichten gebildet hat, welche an dieser Stelle des Profils in geringer Tiefe unter den in Nord überkippten Triasablagerungen erwartet werden können, insbesondere dann, wenn sich die obercarbonischen Schichten jenseits der sekundären Aufwölbung noch einmal stärker gegen die Tunnelsohle emporheben sollten. Eine solche Profilgestaltung würde dem Gesamtverlauf des Faltenwurfes ganz gut entsprechen.

---

## Gesteinstemperatur.

Die Ergebnisse der Beobachtungen über die Gesteinstemperatur im Sohlstollen des Karawankentunnels habe ich nach den Angaben der k. k. Bauleitungen in Rosenbachtal und Birnbaum in den auf p. 100 bis 102 [242 bis 244] eingeschalteten Tabellen zusammengestellt. Das Material zu Tabelle I (Nordseite des Tunnels) verdanke ich Herrn Inspektor F. Gamillscheg, jenes für Tabelle II (Südseite des Tunnels) Herrn Inspektor W. Dürr. Die Rubrik »Besondere Bemerkungen« habe ich durch Hinweise auf das geologische Niveau, in welchem jeweils das Bohrloch zur Versenkung des Thermometers angelegt war, ergänzt. Die Bohrlochtiefe betrug 1 m, nur in einzelnen Fällen, wo dies besonders bemerkt worden ist, 1·5 m. Die höchste gemessene Gesteinstemperatur betrug 17·9° C. die tiefste 8·9° C.

Die Ergebnisse der Temperaturbeobachtungen sind nur durch ihre engen Beziehungen zur Wasserführung der durchörterten Gesteinsschichten von Interesse. Zur Erläuterung dieses Zusammenhanges habe ich auf Tafel II eine graphische Darstellung der beobachteten Gesteinstemperaturen unter das geologische Profil gestellt und in dieselbe zugleich die wichtigsten Daten über die Wasserführung eingefügt. Es ergibt sich auf den ersten Blick, daß die beiden Hauptdepressionen der Temperaturkurve im nördlichen Sohlstollen in jene Aufschlußstrecken fallen, welche wir oben p. 94 [236] als die wasserreichsten bezeichnet haben. Es ist das die Region der Wasseranstauung in den unteranischen Dolomiten im ersten Kilometer, die bei Stollenmeter 460 einsetzt, und das Gebiet der ergiebigen Wasserzuflüsse

Tabelle I.  
**Karawankentunnel, Nordseite.**  
 Gesteinstemperaturen im Sohlstollen.

Datum	Abstand vom Nordportal in Metern	Temperatur in Celsiusgraden	Besondere Bemerkungen
November 1901 . . . . .	200	10·9	Klüftiger heller Dolomit (Schlerndolomit) mit Breccienstruktur. Geringer Wasserzutritt.
Mai 1902 . . . . .	400	10·2	Graue Kalke mit dunklen Schiefertonlagen. Kalkige Bänke der Werfener Schichten.
Ende August 1902 . . . . .	600	8·0	Grauer drusig-löcheriger Dolomit der anisischen Stufe. (Trocken.)
November 1902 . . . . .	800	9·0	Hellere und dunklere, dünnplattige, tonige Kalksteine in steller Schichtstellung. Obere Werfener Schichten.
Ende Dezember 1902 . . . . .	1000	9·8	Dunkle plattig-schieferige Kalke, steil in Süd. Obere Werfener Schichten.
Februar 1903 . . . . .	1200	11·0	Rote sandige Werfener Schichten mit Gipsbeschlägen. Vollkommen trocken.
März 1903 . . . . .	1400	11·8	Hellere und dunklere dünnbankige Kalke der Werfener Schichten mit Gipsbeschlägen.
April 1903 . . . . .	1600	11·8	Graue und rote Schiefertone der Werfener Schichten.
Mal 1903 . . . . .	1800	13·4	Dunkler dolomitischer Kalk. Anisischer Grenzdolomit.
Ende Juni 1903 . . . . .	2000	15·9	Grauer Dolomit. Anisischer Grenzdolomit.
August 1903 . . . . .	2200	17·9	Dunkler weiß geädert Dolomit mit Pyrit, feucht (oberer Muschelkalk).
September 1903 . . . . .	2400	17·8	Dunkler Dolomit der ladinischen Stufe.
Oktober 1903 . . . . .	2600	18·6	Dunkler gut gebankter Dolomit der ladinischen Stufe.
Dezember 1903 . . . . .	2800	18·2	Dunkler Dolomit mit Asbestbelägen auf den Klüftflächen, wie oben.
Jänner 1904 . . . . .	3000	15·6	Sandig zerfallender Dolomit, feucht, starken Einbau erfordern.
Februar 1904 . . . . .	3200	15·4	Dunkler Dolomit, trocken (sehr hartes Gestein).

Dolomite und Raubwacken der ladinischen Stufe.

Datum	Abstand vom Nordportal in Metern	Temperatur in Celsiusgraden	Besondere Bemerkungen
März 1904 . . . . .	3400	14·8	Dunkler Dolomit, hart, klüftig, mit spiegelblanken Gleitflächen (feucht).
Mai 1904 . . . . .	3000	14·7	Dunkler bituminöser Dolomit.
Juni 1904 . . . . .	3800	14·8	Fester dunkler Dolomit, zum Teil mit spiegelnden Harnischen.
Juli 1904 . . . . .	4000	15·1	Dunkler Dolomit, klüftig.
August 1904 . . . . .	4200	15·0	Dunkle Plattenkalke und Kalkschiefer der Wengener Schichten.
Oktober 1904 . . . . .	4400	13·4	Bunte Breccien der Permformation.
Februar 1905 . . . . .	4800	12·8	Graue sandige Kalke mit schwarzem Schieferton wechsellegend (Obercarbon).
April 1905 . . . . .	4800	13·2	Dunkle Grauwackenschiefer (Obercarbon).

Dolomite und Rauhwacken der iadrischen Stufe.

Tabelle II.

**Karawankentunnel, Südseite.**  
Gesteinstemperaturen im Sohlstollen.

Datum	Abstand vom Südportal in Metern	Nummer des Thermometers	Temperatur in Celsiusgraden	Bemerkungen
23. August 1902 . . . .	258 rechts der Bahn	4401	12	Bohrloch vollkommen trocken, in Werfener Schiefer.
30. August 1902 . . . .	458 rechts der Bahn	4401	11·0	Bohrloch vollkommen trocken, in kalkigen Bänken der Werfener Schichten.
5. September 1902 . . .	258 rechts der Bahn	4401	12	Kontrollmessung.
10. September 1902 . . .	458 rechts der Bahn	4401	11·0	Kontrollmessung.
8. Oktober 1902 . . . .	800 rechts der Bahn	4401	11·4	Bohrloch vollkommen trocken, in kalkigen Bänken der oberen Werfener Schichten.
16. Oktober 1902 . . . .	800 rechts der Bahn	4401	11·4	Bohrloch vollkommen trocken, in kalkigen Bänken der oberen Werfener Schichten.

Datum	Abstand vom Südportal in Metern	Nummer des Thermometers	Temperatur in Celsiusgraden	Bemerkungen
5. Dezember 1902 . . . .	700 rechts der Bahn	4401	12	Bohrloch in anisischem Grenzdolomit.
11. Dezember 1902 . . . .	700 rechts der Bahn	4401	12	Bohrloch in anisischem Grenzdolomit.
1. Februar 1903 . . . . .	1000 rechts der Bahn	4401	12·4	Bohrloch in anisischem Grenzdolomit.
4. Februar 1903 . . . . .	1000 rechts der Bahn	4401	12·4	Bohrloch in anisischem Grenzdolomit.
0. März 1903 . . . . .	1200 rechts der Bahn	4401	12·2	Trocken, in zerklüftetem Kohlsandstein.
4. April 1903 . . . . .	1200 rechts der Bahn	4401	12·2	Trocken, in zerklüftetem Kohlsandstein.
12. Mai 1903 . . . . .	1400 rechts der Bahn	4401	12·0	Sandsteinasse.
3. Juni 1903 . . . . .	1400 rechts der Bahn	4401	13	Sandsteinasse.
5. Juni 1903 . . . . .	1400 rechts der Bahn	4401	13	Sandsteinasse.
22. August 1903 . . . . .	1600 rechts der Bahn	4401	14·4	In Kohlenkalk.
12. September 1903 . . . .	1600 rechts der Bahn	4401	14·2	In Kohlenkalk.
10. November 1903 . . . .	1800 rechts der Bahn	4401	13·6	In Kohlenschiefer.
29. November 1903 . . . .	1800 rechts der Bahn	4401	13·2	In Kohlenschiefer.
10. Jänner 1904 . . . . .	2000 links der Bahn	4401	12·0	In Schieferton. Während der Beobachtung wurde an dieser Stelle das Lüftungsrohr undicht, wodurch starke Abkühlung des Gesteins eingetreten sein dürfte.
23. Jänner 1904 . . . . .	2000 rechts der Bahn	4491	12·0	Beobachtung an der rechten Seite, von der undichten Stelle des Ventilrohrs entfernt.
20. März 1904 . . . . .	2200 rechts der Bahn	4401	13·9	Im Kohlenschiefer (mit Sandstein wechselagernd). Bohrloch 1·5 m tief.
8. Mai 1904 . . . . .	2400 rechts der Bahn	4401	14·4	Bohrloch in Kohlenschiefer, 1·5 m (Kohlenschiefer und Sandstein wechselagernd).
14. Juni 1904 . . . . .	2500 rechts der Bahn	4401	15·1	Bohrloch in Kohlenschiefer, 1·5 m tief. Kohlenschiefer mit Kalklinsen, trocken.
18. Juni 1904 . . . . .	2500 rechts der Bahn	4401	15·2	Kontrollmessung.
24. Juni 1904 . . . . .	2000 rechts der Bahn	4401	15·2	Bohrloch in trockenem Kohlenschiefer.
22. August 1904 . . . . .	2800 rechts der Bahn	4370	14·8	Bohrloch 1·5 m tief in Kohlenschiefer.
20. Oktober 1904 . . . . .	3025·5 rechts d. Bahn	4370	14	Bohrloch 1·5 m tief in Anhydrit.

innerhalb der permischen Breccien in der nördlichen Vorlage des Obercarbons. Die Wirkung dieser letzteren wurde unterstützt durch den reichlichen Wassererguß, welcher unmittelbar südlich von der Durchschlagsregion aus den anisischen Kalken und Dolomiten der im Carbon eingefalteten Trias in den Sohlstollen eintrat. So ergibt sich gerade in der Mittelregion des Tunnels eine Depression, welche um so auffallender ist, als sie mit dem Maximum der Gebirgsüberlagerung zusammenfällt, unter welchem normalerweise ein Ansteigen der Temperaturkurve zu erwarten gewesen wäre.

Auch im Südstollen erscheint der normale Verlauf der Kurve an zwei Stellen gestört. Die erste Depression, welche die Temperaturbeobachtung bei Stollenmeter 600 anzeigt, wird durch die starken Quellen bei Stollenmeter 430 und 477 eingeleitet und weiterhin durch den starken Wasserzudrang motiviert, welcher die Region zwischen Stollenmeter 640 und 720 (siehe oben p. 94 [236]) auszeichnet. Die zweite Einsenkung der Temperaturkurve von Süd her fällt in das Liegende der muldig gelagerten Riffkalke von Zakamnik, also eines ständigen Wasserreservoirs, aus welchem die bei Stollenmeter 1910 bis 1920, 2052 und 2065 angefahrenen Quellen gespeist werden. Auch hier ist also der Zusammenhang zwischen dem lebhafteren Zudrang kalter Gebirgswässer und der Erniedrigung der Gesteinstemperatur wieder vollkommen klar ausgesprochen.

---

## Rückblick auf das Gesamtbild des Tunnelprofils und die geologische Prognose.

Der Karawankentunnel liegt im Süden des altpaläozoischen Gebirgsstreifens, in dessen nach Nord überschobenen Falten ein Teil des Tonalitbogens an die Oberfläche gelangt, und durchbricht somit die nördlichste der jüngeren Ketten, welche Sueß als Dinariden zusammengefaßt hat. Das Obercarbon der Karnischen Alpen, die Stufe der Auernigg Schichten, bildet das tiefste Glied der hier entwickelten Schichtfolge und den Kern dieser Gebirgskette. An der Südseite des Hauptkammes hat die Abtragung des Gebirges die Auernigg Schichten in größerem Umfange bloßgelegt und wir sehen hier über ihnen in einzelnen Erosionsresten noch Teile der jüngsten Stufe des Obercarbons, die Riffkalkbildungen der Trogkofel-Schichten lagern. In der Durchschnittslinie des Tunnels sind nur am Nordrande und in der Mittelregion des Verbreitungsgebietes der Auerniggsschichten Reste dieser charakteristischen Riffkalkentwicklung erhalten geblieben. Die in der Mittelregion auflagernde Scholle, die zum Teil dolomitisch entwickelte Riffbildung von Zakamnik, hat die Gestalt einer flachen Mulde, die nordwärts durch einen scharfen Bruch begrenzt erscheint. Die den Nordrand der Auernigg Schichten begleitende Riffkalkzone (p. 33 [175]) bildet den antiktinalen Gegenflügel dieser Mulde. Der südliche Gegenflügel fehlt in unserer Durchschnittslinie, er ist aber östlich und westlich desselben in einzelnen Schollen am Südfuße des Gebirges nachzuweisen (vgl. Tafel I).

Es ergibt sich daher schon aus der Verbreitung und Lagerung der Trogkofelkalke, daß der Komplex der Auernigg Schichten keine einfache Aufwölbung darstellt, sondern in zwei Sattelregionen zerfällt, von welchen die südliche denselben einseitigen Bau aufweist wie die gegen das Savetal hin vorgelagerten Triasfalten. Die vom Tunnel durchschnittene Zone von obercarbonischen Gesteinen entspricht also nicht der doppelten, sondern einer vierfachen Schichtenmächtigkeit, soferne dieselbe nicht durch die Randbrüche eingeschränkt ist. Der Bruch am Nordrande der Riffkalkscholle von Zakamnik, welcher bis in die Tunnelsohle hinabreicht, trennt die beiden Teilsättel des großen Carbonaufbruches.

Die im Pontafeler Abschnitt der Karnischen Hauptkette flachgelagerte Platte obercarbonischer Schichten ist in den Westkarawanken zu einem komplizierten Faltenbau aufgestaut, dessen allgemeine Grundzüge zwar aus dem Gesamtprofil deutlich genug hervortreten, dessen Details aber selbst mit Hilfe des reichen Materiales an scharf lokalisierten Beobachtungen, wie sie ein Tunneldurchschnitt bietet, nicht entwirrt werden können. Denkt man sich die ruhig gelagerten Schichtfolgen des Auernigg oder der Krone, wie sie aus den Karnischen Alpen beschrieben worden sind,<sup>1</sup> mit ihren 6 bis 7 Horizonten von Quarzkonglomerat, den zahlreichen Einschaltungen von gröberen und feineren Sandsteinbänken und den mehrmals sich wiederholenden Einlagerungen kalkiger Gesteine in steile Falten gelegt und diese wieder durch die andauernden Gebirgsbewegungen zerstückt, verschoben, überhaupt mechanisch in mannigfacher Weise deformiert, so gewinnt man eine beiläufige Vorstellung von dem Bilde, das die Ulmen des Sohlstollens in der Carbonstrecke dargeboten haben. Die Schwierigkeiten einer auch nur versuchsweisen Rekonstruktion der Faltdetails wurden schon bei der Beschreibung der Tunnelaufschlüsse an konkreten Beispielen erläutert.

Über diesem kompliziert gebauten Aufbruch obercarbonischer Schichten lagern beiderseits permische und triadische Sedimente: Im Norden, im Anstieg zum Rožicasattel in regelmäßiger Folge die bunte Kalkbreccie, welche die permische Transgression eröffnet, dann Grödener Sandstein, Bellerophonolomit, Werfener Schichten und Muschelkalk (p. 33 [175]), im Süden dagegen infolge eines die Tunnelachse unter schieferm Winkel schneidenden Querbruches (p. 35 und 65 [177 und 207]) unmittelbar die untere Trias, Werfener Schichten und anisischer Dolomit.

Auch dieser jüngere Sedimentmantel ist energisch gefaltet. Die Schichtensättel wenden ihre Scheitel im Norden gegen die Drau, im Süden gegen das Savetal. Im Süden wird das Bild allerdings durch die Querstörung ungünstig beeinflusst, welche Carbon und Trias scheidet, aber in den ersten 600 *m* des Südstollens, in welchem der Tunnel rein querschlägig verläuft, kommt die der Save zugewendete Überkipfung der gefalteten Schichten der unteren Trias ganz klar zum Ausdruck. Die nach Süd blickende Aufsattlung in den obercarbonischen Schichten, die sich südlich an die genannte Bruchlinie anschließen, weist darauf hin, daß auch ein Teil des paläozoischen Gebirgskerns von dieser nach Süd gerichteten Bewegung ergriffen wurde.

Gewaltiger und tiefer in den inneren Bau dieses Karawankenabschnittes eingreifend, erscheint der nach Nord vordrängende Gebirgsschub.

An der nördlichen Abdachung des Gebirges fällt zunächst eine breite Antiklinale von Gesteinen der unteren Trias auf, deren Nordflügel nach dem Drautale hin überkippt ist. In der nördlichen Vorlage dieser einseitigen Antikline beobachtet man noch zweimal invers gelagerte Schichtfolgen, die aus Überschiebungen resultieren, ein Beweis, daß die Energie der Faltung nach Nord hin noch zugenommen hat. Die Hauptzüge dieses Faltenbaues ergaben sich schon aus dem Studium der Tagaufschlüsse im Bären- und Ardešicagraben und in der Längstalfurche der Gračenica (p. 20 [162]). Versuchen wir jedoch der Frage näherzutreten, wie sich die Lagerungsverhältnisse in der Gebirgsregion gestalten, welche zwischen Nord- und Südfaltung mitteninne liegt, so erweisen sich Begehungen an der Gebirgsoberfläche als vollkommen unzureichend. Hierfür haben erst die Aufschlußarbeiten im Tunnel das entscheidende Beobachtungsmaterial geliefert, und zwar erst in einem späten Stadium, während des Durchschlages des Sohlstollens, der von dem Geologen mit nicht geringerer Spannung erwartet wurde, wie von dem Techniker. Die Durchschlagsregion enthüllte 1000 *m* unter der ruhig gelagerten Schichtfolge des Rožicasattels eine große Faltenüberschiebung, welche derselben Richtung folgt, wie die Schichtenstauungen an dem Außenrande der Triasplatte im Rosenbachgebiete. Die Tendenz zu nördlichen Überfaltungen greift somit bis in das Innere des paläozoischen Gebirgskerns zurück. Es handelt sich aber nicht um eine einfache Überschiebung, wie man nach dem Auffahren der Anhydritzone im Liegenden der obercarbonischen

<sup>1</sup> Man vergleiche insbesondere die Profildarstellungen Geyers im Jahrbuch der geol. Reichsanstalt, 1896, p. 161 u. 168.



Schichten bei Stollenmeter 3008 zunächst erwarten mußte, sondern um ein noch komplizierteres tektonisches Bild. Die durch Anhydritbänke eingeleitete triadische Gesteinszone im Liegenden des Carbons erwies sich nur als ein eingeklemmter Faltenrest, jenseits dessen sich die obercarbonischen Schichten nochmals über die Tunnelsohle emporhoben, um hier das hangendste Glied einer steil in Nord überkippten Schichtfolge zu bilden. Diese repräsentiert erst den Mittelschenkel der Hauptfalte, während die schmale Zone von Anhydrit und Muschelkalk den Muldenkern einer sekundären Faltenbildung darstellt, welche den Hauptfaltenwurf in seinem Mittelschenkel kompliziert. Diese Sekundärfalte ist vollständig zusammengeklappt und nach Nord überschoben. Dafür spricht die reduzierte Mächtigkeit und die verkehrte Anordnung der beiden im Muldenkern noch zu beobachtenden Schichtglieder und das in Süd geneigte Verfläachen der Schichten. Permische Schichten sind innerhalb dieses überschobenen Muldenkernes, wenigstens im Durchgangspunkte des Sohlstollens, nicht zu beobachten.

Es dürfte schwierig sein, die durch den Tunnel aufgeschlossenen Bruchstücke der Schichtfolge in anderer Weise zu einem plausiblen tektonischen Bilde zu verknüpfen. Nur in der zeichnerischen Ausführung bleibt natürlich dem subjektiven Ermessen ein weiterer Spielraum. Hier mußte ich zu einer halb-schematischen Darstellung Zuflucht nehmen, da korrespondierende Tagaufschlüsse, welche bei der Ergänzung des Bildes leiten könnten, leider vollständig fehlen. Der Einschnitt des oberen Bärengrabens greift nirgends unter das Niveau der Wengener Plattenkalke hinab, die in der Tunnelsohle aufgeschlossene Faltung erstreckt sozusagen unter der mächtigen Decke der obertriadischen Sedimente.

Die Plattenkalke und Kalkschiefer der Wengener Schichten, die der Bärengraben in einer Mächtigkeit von einigen hundert Metern aufschließt, füllen die Syncline der S-förmig gestalteten Hauptfalte. Von Nord her gesehen erscheinen sie als einheitlicher Schichtkopf einer flach nach Süd einfallenden Serie von Gesteinsbänken. Sie repräsentieren aber in Wirklichkeit eine nach Nord hin sich öffnende schiefe Mulde, in deren Südflügel im oberen Bärengraben, gerade in jener Region, in welcher die im Untergrunde des Gebirges beginnende flache Nordüberschiebung zutage ausstreicht, komplizierte Schichtenfaltungen nachgewiesen werden konnten (p. 60 [202]), die im Sinne der Hauptschubrichtung angeordnet sind. Ähnliche Schichtenstauungen zeigten sich dort, wo der Sohlstollen die Wengener Schichten durchquert; hier ist ihre Zerknitterung und Fältelung wohl zweifellos aus der Überschiebung durch die starren Massen des Muschelkalkkonglomerats zu erklären.

Nach Nord hin wird die Synklinale der Wengener Schichten durch einen Längsbruch begrenzt, der aus der Resmanica durch den Ardešicagraben ins Tunnelgebiet verfolgt werden konnte (p. 55 [197]). In der Stollensohle scheidet sie dunkle ladinische Dolomite von normalem Schlerndolomit. Nördlich von dieser Linie folgen dann neuerliche Auffaltungen von Schichten der unteren Trias; Perm und Obercarbon erheben sich nicht mehr bis zum Niveau der Tunnelsohle.

Ich möchte hier einige Bemerkungen über die geologische Prognose anschließen, welche in meinem für das Bauvergebungsoperat vervielfältigten geologischen Längenprofil vom Jänner 1902 (siehe oben p. 5 [147]) niedergelegt worden ist. Die äußeren Umrisse des tektonischen Bildes, der im Süden des Hauptkammes an die Oberfläche tretende paläozoische Gebirgskern und die einerseits nach Nord, andererseits nach Süd gewendeten Schichtenüberkipnungen in den Randzonen des jüngeren Sedimentmantels, sind in diesem Durchschnitte richtig wiedergegeben. Die nördlichste Aufbruchzone von Werfener Schichten, welche in das Profil 470 m vom Nordeingange des Tunnels eingetragen ist, wurde an der bezeichneten Stelle auch wirklich durchfahren. Auch die ruhige Überlagerung des Nordflügels der obercarbonischen Aufwölbung durch Perm und untere Trias im Gebiete des Rožicasattels konnte ich auf Grund einer Begehung im vorhergehenden Sommer damals bereits den tatsächlichen Verhältnissen entsprechend darstellen. Eine große Schwierigkeit bereitete bei dem Profilentwurfe die Frage, in welcher Weise die Nordgrenze der Carbonaufwölbung in die Tiefe setze. Hält man sich bei der Profilkonstruktion an den Neigungswinkel, mit welchem das Carbon an der Südseite des Hauptkammes die untere Trias unterteuft, so ergibt sich ein Bild, das mit dem Schichtenbau der Trias an der Nordabdachung des Gebirgskammes schwer vereinbar ist. Ich kam daher zur Annahme, daß die Gewölbefläche nach der Tiefe hin mit allmählich

zunehmender Steilheit abfallen dürfte, so daß die Nordgrenze des Carbons die Tunnelsohle zwischen Stollenmeter 3700 und 3800 von Nord her erreichen würde und daß der Übergang zwischen den nördlich geneigten Schichten des Hauptkammes und den durchwegs nach Süd einfallenden Triasbildungen der kärntnischen Gebirgsabdachung durch eine schmale Synklinalzone hergestellt werde. Außerdem wies ich aber darauf hin, daß der scharfe Längsbruch, welcher die permocarbonische Riffkalkzone südlich des Hahnkogels nach Nord hin abschneidet, wahrscheinlich in die Tiefe fortsetzen werde und möglicherweise auf die nördliche Abgrenzung des carbonischen Schichtenmaterials im Tunnel von Einfluß sein könnte. Die an der Oberfläche mit 60° in Nord einschließende Bruchfläche wurde im Profilentwurf durch eine abgestufte Linie markiert, welche bei Stollenmeter 4420 vom Nordeingang die Tunnelsohle erreicht. Dieser Punkt liegt nur 106 m nördlich von der bei Stollenmeter 4526 angefahrenen Carbongrenze. Das könnte also in gewissem Sinne als ein Triumph der geologischen Prognose ausgelegt werden. Andererseits lag auch in der Erwägung, ob der Nordabfall des Carbongewölbes nach der Tiefe hin nicht an Steilheit zunehmen dürfte, ein guter Kern, denn die weitere Verfolgung dieses Gedankens hätte zur Annahme einer nach Süd zurückgreifenden Einfaltung der Schichten und somit zu einer wenigstens teilweisen Lösung des vorliegenden Problems führen müssen.

Es zeigt sich an diesem Beispiel wieder, daß in tektonischen Fragen die Spekulation über das mangelnde Beobachtungsmaterial nicht hinwegzuhelfen vermag. Allerdings lagen die Verhältnisse hier auch ganz besonders ungünstig, denn die Schichtenstörungen, welche durch die Tunnellierung allmählich enthüllt wurden, sind so ungewöhnlicher Art, daß sie auch auf Grund der sorgsamsten Untersuchungen an der Gebirgsoberfläche nicht erschlossen werden konnten.

Die Lagerungsstörungen in der Tunnelmitte und der Umstand, daß ich an dem Steilhang oberhalb Birnbaum, durch mächtige Auflagerungen carbonischen Gesteinsschuttes getäuscht, die Breite der Triasvorlage unterschätzt hatte, waren Ursache, daß die auf das Carbon entfallende Tunnelstrecke hinter dem Ausmaße zurückblieb, das nach meinem Längenprofil zu erwarten gewesen wäre. Ich setzte eine Carbonstrecke von 3·8 km voraus, während sich im definitiven Tunnelprofil zwischen Nord- und Südrand des Carbons nur ein Abstand von 2340 m ergibt, wovon noch 109 m auf die eingeklemmte Triasscholle entfallen. Ich brauche kaum zu betonen, daß das Unzutreffende dieses Teiles der geologischen Vorhersage weder von der Bauleitung noch von der Bauunternehmung beklagt worden ist, denn die Kürzung der Carbonstrecke zugunsten der auf die Trias entfallenden Gesteine bedeutete eine beträchtliche Abkürzung der Bauzeit.

Der den Profilentwurf begleitende Schrifttext gab über die Beschaffenheit der zu durchdringenden Schichten folgende kurze Erläuterungen:

•Obercarbon. Dünnschichtige Schiefer und Sandsteine mit Einlagerungen von dickbankigen härteren, oft quarzitischen Sandsteinen und massigen Quarzkonglomeraten sowie von dunklen Kalksteinen (Fusulinenkalk, Schnürkalk mit Spateisensteinlinsen). Über die Beschaffenheit dieser Gesteinsreihe gibt der Karlstollen des Reichenberger Bergbaurevieres die besten Aufschlüsse. Die fast durchwegs steile Aufrichtung der Carbonschichten im Karlstollen ist typisch für den gesamten, in sich vielfach gefalteten Carbonaufbruch und bildet ein günstiges Moment für die Beurteilung dieses Abschnittes der Tunneltrasse, in dessen Bereich infolge des lebhaften Wechsels härterer und weicherer Gesteinslagen sich jedenfalls Zonen stärkeren Druckes einstellen werden. Beim Aufschlusse bitumenreicher Gesteinslagen ist auf die Möglichkeit der Entbindung explosiver Gasgemenge Rücksicht zu nehmen. Ventilation!

Permocarbon. Weiße, rötlich geflammte bis rosa- und fleischrote dichte Kalksteine und Dolomite, welche dem Obercarbon nur in einzelnen Schollen aufsitzen oder in dasselbe eingefaltet sind. Im Tunnel dürften diese Kalke und Dolomiten kaum angefahren werden. Sollte dies an der Nordgrenze des Carbons dennoch der Fall sein, so würde das nur eine kleine Verschiebung zugunsten der für den Tunnelbau günstigeren Gesteinsarten bedeuten.

Perm. Rote und graue Schiefer, Sandsteine und Konglomerate auf das engste verknüpft mit dem Komplex der unteren Werfener Schichten, in welche sie auch nach oben ganz allmählich übergehen. Als

Grenzniveau treten an der Südabdachung des Rožičaßattels dünnbankige, durch rote schiefrige Zwischenlagen charakterisierte gelbliche Dolomite auf. Relativ günstige Gesteinsentwicklung.

Werfener Schichten. Graue und bunte Mergelschiefer und gut geschichtete glimmerige Sandsteine, graue mergelige Kalke, cavernöse Dolomite und Rauhwacken. In den letzteren lokal eingelagert grünlichgraue und rote Tone und Schieferletten mit Schnüren und Linsen von Gips. Diese gipsführenden Zonen repräsentieren den einzigen für den Tunnelbau ungünstigen Horizont innerhalb der Werfener Schichten.

Mittlere und obere Trias. Gut gebankte dunkle Kalksteine, helle Dolomite mit massiger Struktur und starker Zerklüftung, rauchgraue, zähe, klüftige Kalke mit undeutlicher Schichtung und Übergängen in Dolomit. Die dunklen Kalke alternieren oft mit Lagen von glimmerigen Sandsteinen und Mergeltonschiefeln und auch in die Dolomite schalten sich nicht selten dünne Zwischenlagen von grünen und roten oder dunklen bituminösen Schiefertönen ein. Nichtsdestoweniger ist die gesamte Gesteinsentwicklung der mittleren und oberen Trias als eine für den Tunnelbau entschieden günstige zu bezeichnen.

Die in diesen Erläuterungen niedergelegte Vorhersage über die Beschaffenheit der zu durchörternden Schichten und Gesteinsarten und deren Beziehungen zum Tunnelbau hat sich als vollkommen zutreffend erwiesen. Die triadischen und permischen Ablagerungen ermöglichten einen raschen Arbeitsfortschritt und insbesondere in den Schichten der mittleren und oberen Trias waren die Verhältnisse so günstig, daß Leistungen von 7 bis 8 m pro Tag erzielt wurden. Im Bereiche dieser Schichten genügte auch fast durchwegs Bruchsteinmauerwerk. Dagegen haben sich bei der Bauausführung innerhalb der obercarbonischen Schichten entsprechend der vorliegenden und der älteren, für den Stoutunnel aufgestellten Prognose Schwierigkeiten ergeben, welche in mancher Beziehung alles bisher bekannte Maß überschritten. Wer sich über die technische Seite der Frage informieren will, wird in der schon eingangs zitierten Schrift von Hofrat Hannack reiche Belehrung finden.

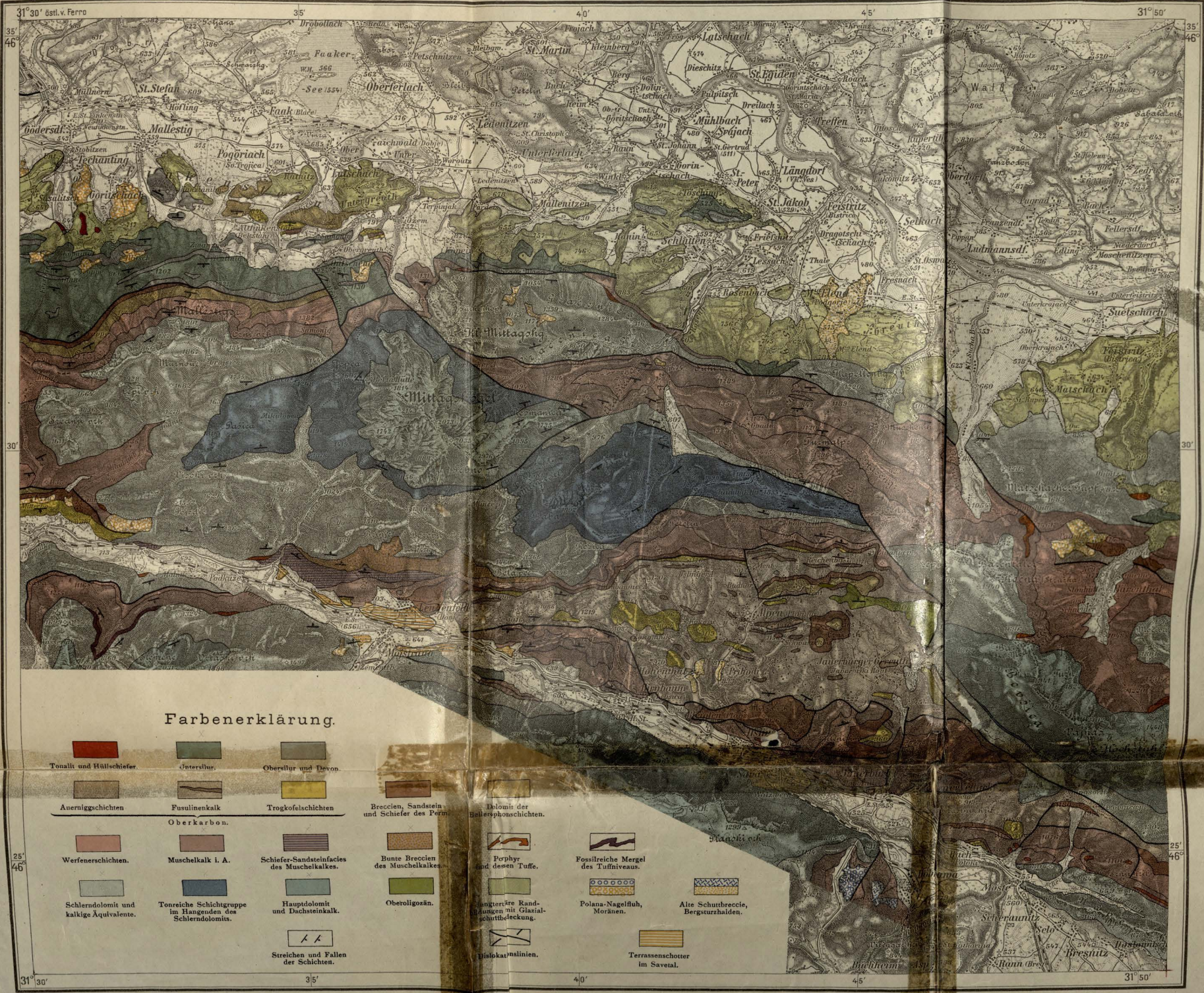
Es wurde in den eben mitgeteilten Erläuterungen zum Profilentwurf auch betont, daß die steile Schichtstellung innerhalb des Carbons das einzige günstige Moment bei der Beurteilung dieser Schichtgruppe darstelle. In der Tat hat sich auch jene Region, in welcher allein eine flachere Lagerung zu beobachten war, das ist die unterhalb des Südflügels der Rifflalkmulde von Zakamnik liegende Strecke von Stollenmeter 1440 bis 1840 im zweiten Tunnelkilometer von Süd, wegen des hohen Druckes und der Neigung zu Firstbrüchen und Einstürzen als besonders gefahrdrohend erwiesen. Im dritten Kilometer, wo wieder ausschließlich steile Schichtstellung herrschte, waren diese Zufälle seltener und der Arbeitsfortschritt stetiger. Mit Druckerscheinungen hatte man allerdings auch innerhalb der steil auferichteten Schichtenbündel zu kämpfen. Die Hauptdruckzonen fallen mit jener Gesteinsentwicklung zusammen, welche die Ingenieure Franz und Köthe in ihrem geologischen Detailprofil unter der Bezeichnung »Kohlenschiefer« ausgeschieden haben (siehe oben p. 98 [240]). Die besondere Beschaffenheit dieser in linsenförmige Scheibchen und Flatschen, die sogenannten »Ruscheln« zerfallenden, meist stark bituminösen Schiefertone ist eben auf die Einwirkung des Gebirgsdruckes zurückzuführen.

Dem Geologen drängt sich naturgemäß die Frage auf, ob denn innerhalb der druckreichen Carbonstrecke keine Anzeichen eines »gerichteten« Druckes vorliegen. Ich kann diese Frage auf Grund eigener Beobachtungen und der Erfahrungen der Ingenieure beim Einbau und bei den Rekonstruktionsarbeiten im Tunnel in bejahendem Sinne beantworten. Innerhalb des zweiten Kilometers insbesondere konnte man im Sohlstollen deutlich beobachten, daß der Druck hauptsächlich auf die östliche Ulme und zugleich in der Richtung gegen die Ortsbrust wirkte oder wie die Ingenieure sagten: »Das Gesteinsmaterial bewege sich in der Richtung von Aßling nach Lengensfeld und gegen Vorort.« Als Resultierende ergibt sich die Richtung SSO nach NNW. Die Sohlstollenzimmerung, welche des starken Druckes wegen wiederholt, in manchen Fällen 4 bis 6 Mal ausgewechselt werden mußte, zeigte stets Deformationen im Sinne dieser Richtung. Auch in den Vollausrüchen stand immer die in SO gelegene Region unter dem stärksten Druck, hier mußte der Einbau zunächst verstärkt oder erneuert werden und in der rechten oberen Kalotte (vom Südeingang des Tunnels aus gesehen) ergab sich meist die Notwendigkeit von Nachminierungen, da

sich das Gestein an diesen Stellen nach NW hin in den Tunnelraum hineindrängte. Besonders bei der Rekonstruktion von Tunnelringen hatte man Gelegenheit, diese Art von Druckwirkungen zu beobachten.

Das Vordringen der Massen gegen die Ortsbrust, also gegen das noch nicht aufgeschlossene Gebirge hin, wurde zu einer Zeit konstatiert, wo die Aufschiebung der obercarbonischen Schichten auf die nordwärts vorgelagerten Triasbildungen noch nicht bekannt war. Nach dem Aufschluß der Mittelregion des Tunnels verlor die Erscheinung ihren befremdlichen Charakter. Denn es unterliegt wohl keinem Zweifel, daß dieselbe mit dem allgemeinen tektonischen Bau der Gebirgskette ursächlich verknüpft ist und daß wir hier noch die Kräfte fortwirken sehen, welche die obercarbonischen Schichten zu steilen Falten aufgestaut und nach Nord überschoben haben.

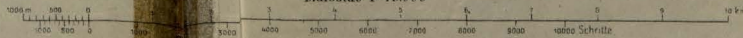




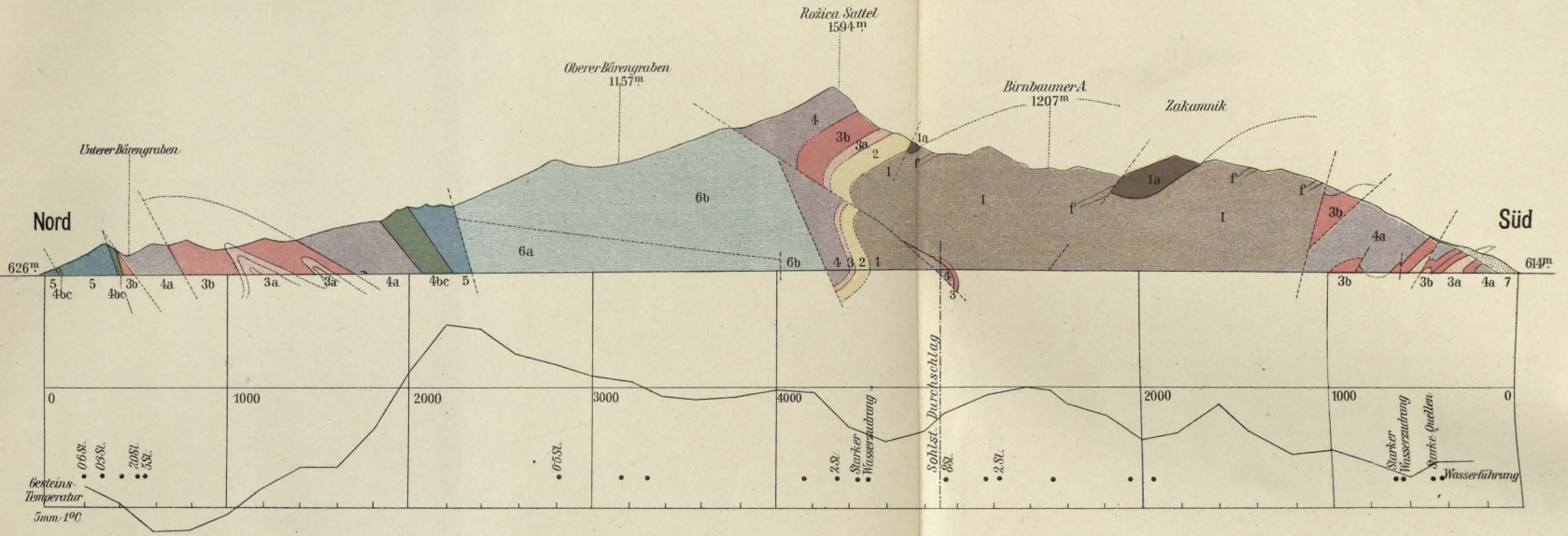
Farbenerklärung.

					
Tonalt und Hüllschiefer.	Unterstur.	Oberstur und Devon.			
					
Aneriggsschichten	Fusulinenkalk	Trogkofelschichten	Breccien, Sandstein und Schiefer des Perm.	Dolomit der Bellerophonschichten.	
					
Werfenschichten.	Muschelkalk i. A.	Schiefer-Sandsteinfacies des Muschelkalkes.	Bunte Breccien des Muschelkalkes.	Porphy. und dessen Tuffe.	Fossilreiche Mergel des Tuffiveaus.
					
Schlerndolomit und kalkige Äquivalente.	Tonreiche Schichtgruppe im Hangenden des Schlerndolomits.	Hauptdolomit und Dachsteinkalk.	Oberoligozän.	Angrenzende Randlagen mit Glazialschuttdeckung.	Polana-Nagelfluh, Moränen.
					
	Streichen und Fallen der Schichten.			Dialokat'nalinien.	Terrassenschotter im Saecval.

Mafstab 1:75.000



Druck des k. u. k. Militärgeographischen Institutes in Wien.



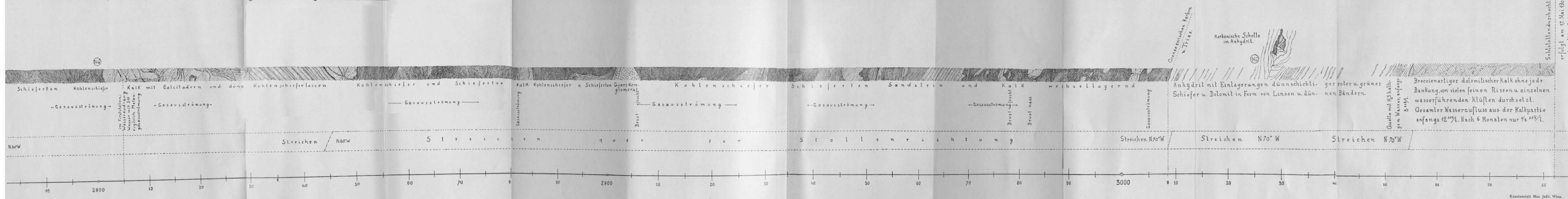
Geologisches Profil des Karawankentunnels im Maßstabe 1:25.000.

(Graphische Erläuterung der Beziehungen zwischen Gesteinstemperatur und Wasserführung)

- |                        |  |                     |
|------------------------|--|---------------------|
| Obercarbon<br>und Perm | <ul style="list-style-type: none"> <li>1 = Auernigg-Schichten</li> <li>f = Fussulinenkalk</li> <li>1a = Trogkofel-Schichten</li> <li>2 = Bunte Breccien, Sandsteine und Schiefer des Perm</li> </ul> | Anisische<br>Stufe  |
| Trias                  | <ul style="list-style-type: none"> <li>3a = Bunte Schiefer und Sandsteine der unteren Werfener-Schichten</li> <li>3b = Gipsführende Grenzzone und obere Werfener-Schichten</li> </ul>                | Ladinische<br>Stufe |
- 
- |  |                     |
|--|---------------------|
| <ul style="list-style-type: none"> <li>4a = Dünnbankige Dolomite und Rauwacken des unteren Muschelkalks (Grenzdolomit)</li> <li>4bc = Bunte Kalkbreccien mit roten Schieferlinsen und dunkle Kalke mit Schieferthonlagen</li> <li>5 = Dickbankige helle Dolomite (Schlerndolomit)</li> <li>6a = Dunkle bituminöse Dolomite und dolomitische Kalke mit Rauwackenbänken</li> <li>6b = Schwarze Plattenkalke und Kalkschiefer mit Posidonomya wengensis</li> <li>7 = Gehängeschutt</li> </ul> | Skythische<br>Stufe |
|--|---------------------|

Ing. R. Franz: Geologisches Detail-Längenprofil der Carbonstrecke des Karawankentunnels von Stm. 2782.5 bis zum Sohlstollen-Durchschlag bei Stm. 3082 (Südstollen).

Beilage zu F. Teller: Geologie des Karawankentunnels.



Sohlstollendurchschlag erfolgt am 17. Mai 1905 bei Stkm 3082.