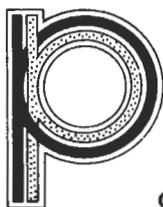


Zur Geologie des Bosruck-Autobahntunnels
(Pyhrnautobahn, Österreich)

von
W. NOWY & R. LEIN

mit
5 Abb., 8 Taf., 1 Beil.



Gedruckt mit Unterstützung der PYHRAUTOBAHN AG.

Anschriften der Verfasser:

Dr. Walter Nowy,
Max-Kahrer-Gasse 25, A-3400 Klosterneuburg

Dr. Richard Lein, Institut für Geologie der Universität Wien
Universitätsstraße 7/III, A-1010 Wien

Inhalt

Zusammenfassung	46
1. Vorwort	47
1.1. Zur Organisation der Arbeit	47
1.2. Einleitende Bemerkungen über den Bosruck-Autobahntunnel	47
2. Geologische Übersicht (LEIN)	49
2.1. Tektonische und paläogeographische Position der Bosruck-Scholle	49
2.2. Schichtfolge	56
2.2.1. Haselgebirge und Bellerophondolomit (O. Perm)	56
2.2.2. Werfener Schichten (Skyth)	57
2.2.3. Mitteltriadische Bankkalk-Entwicklung	57
2.2.4. Wetterstein- und Tisovec-Kalk (O. Ladin – O. Karn)	62
2.2.5. „Wurzener Kalk“, Plassenkalk und Schrambachschichten (O. Jura – U. Kreide)	63
2.2.6. Gosauformation (Oberkreide)	64
3. Baugeologische Beschreibung der aufgefahrenden Gesteinsserien und ihrer Eigenschaften (NOWY)	65
3.1. Gesteine der Gosauformation	65
3.2. Haselgebirge	65
3.3. Mittel- und obertriadische Kalk-/Dolomitfolge	68
3.3.1. Serie der Wettersteinkalk-/Tisovec-Kalk-Entwicklung und pelagische Bankkalke der Hallstätter Trias	68
3.3.2. Gutensteiner Kalk- und -Dolomitserie	69
3.3.3. Reichenhaller Serie	70
3.4. Werfener Schichten im Nordabschnitt	70
3.5. Mergel und Kalke des Neokom (Schrambachschichten)	71
3.6. Dolomit-Anhydritserie (? Bellerophondolomit)	71
3.7. Dolomit-Rauhackenserie der Gutensteiner Schichten im Südabschnitt	71
3.8. Werfener Schichten im Südabschnitt	73
4. Tonmineralogische Untersuchungen (NOWY)	75
5. Felsmechanische Kennwerte (NOWY)	76
5.1. Haselgebirge	77
5.2. Werfener Serie	78
6. Bergwässerhältnisse (NOWY)	79
7. Baugeologische Schlußbetrachtungen nach Ausbruch des Lüftungs- und Entwässerungsstollens (NOWY).	81
8. Literatur	83
8.1. Regionalgeologische Literatur	83
8.2. Geotechnische Literatur	85

Zusammenfassung

Dem Vollausbuch der Autobahnrohre des Bosrucktunnels eilte trotz der Nähe des im Jahre 1906 fertiggestellten Eisenbahntunnels ein Erkundungsstollen voraus. Ausschlaggebend für die damalige Entscheidung war, daß in der geologischen Prognose eine große Unsicherheit bezüglich der quantitativen Angabe der Gebirgswasser- und Gaszutritte sowie bezüglich der Abschätzung des Zerlegungsgrades der einzelnen Gesteinsserien bestand. Zusätzlich erwartete man sich vom Erkundungsstollen wesentliche Informationen über die Konsistenz und das geotechnische Ausbruchverhalten

des alpinen Haselgebirges, da entsprechende Quervergleiche mit Ausbruchsquerschnitten von Autobahntunneln fehlten.

Diese geologischen Informationen, die für die wirtschaftliche Anwendung der Neuen Österreichischen Tunnelbaumethode von großer Bedeutung sind, ermöglichten von geologischer Seite die Beantwortung eines Großteiles jener Fragen, welche den Ausbruch der Haupttunnelröhre betrafen.

Die untertägigen Aufschließungen des Bosruck-Autobahntunnels haben nicht nur eine detaillierte Einsicht über den Sedimentcharakter und den Schichtaufbau des Bosruck vermittelt, sondern zugleich die zuletzt vertretenen Vorstellungen über die großtektonische Zugehörigkeit dieses Berges bestätigt. Demnach stellt der Bosruck eine hochalpine Deckscholle dar, die sich aus zwei Stockwerken zusammensetzt.

Das höhere Stockwerk der Bosruck-Deckscholle erweist sich auf Grund seiner mittel- bis obertriadischen Seichtwasserkarbonate, in welche im Süden ein geringmächtiger Zug tiefladinischer Hallstätter Kalke eingeschaltet ist, als tektonisches Äquivalent des Dachsteinsüdrandes (Dachsteindecke).

Die Karbonatgesteine des oberen Stockwerkes werden diskordant von Haselgebirge und Werfener Schichten unterlagert; diese beiden Schichtglieder sind vermutlich Teil eines eingewickelten Hallstätter Deckenelementes.

1. Vorwort

1.1. Zur Organisation der Arbeit

Die vorliegende Arbeit ist aus zwei getrennten Untersuchungen hervorgegangen. Für den einen der beiden Autoren (LEIN) standen vor allem die regionalgeologisch bedeutsamen Fragen nach der stratigraphischen Gliederung und der tektonischen Zugehörigkeit der Bosruck-Deckscholle im Vordergrund. Die Behandlung dieser Problematik war Teil einer umfassenderen Untersuchung der Hallstätter Zone und ihres Rahmens.

Der Beitrag des zweiten Autors (NOWY) ist aus der praktischen Fragestellung der baugelogischen Planung, Betreuung und Dokumentation des Erkundungsstollens für den Bosruck-Autobahntunnel hervorgegangen.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist eine möglichst vielseitige Dokumentation der bloß kurz zugänglich gewesenen künstlichen Aufschlüsse des Sondierstollens. Die vorliegende Form einer gemeinsamen Publikation wurde deshalb gewählt, um das vorhandene Datenmaterial in seiner Gesamtheit einem möglichst großen, sowohl bautechnisch als auch geowissenschaftlich interessierten Personenkreis zugänglich zu machen.

1.2. Einleitende Bemerkungen über den Bosruck-Autobahntunnel

Auf jenem Abschnitt der Pyhrnautobahn, wo zwischen Windischgarsten (O.-Ö.) und Ardning bei Liezen (Stmk.) eine Untertunnelung des Alpennordkammes vorgesehen war, wurde 1978 mit dem vorauseilenden Bau eines zwischen den beiden projektierten Haupttunnelröhren verlaufenden Sondierstollens begonnen. Dieser Stollen sollte in weiterer Folge die Aufgaben der Lüftung und Entwässerung der Haupttunnelröhren übernehmen.

Die ersten Viertelabschnitte des Erkundungsstollens, die später für die Belüftung dienen sollten, wurden von beiden Seiten mit einem großen Ausbruchsquerschnitt

(ca. 30 m²) vorgetrieben. Das restliche Verbindungsstück wurde in einem Minimalprofil (ca. 10 m²) aufgeföhren.

Dem eigentlichen Vollausbuch wurde der Ausbruch der Umkehrplätze (Ausbruchsquerschnitt ca. 130 m²) und der vorgesehenen Lüftungsquerschläge vorgezogen. Die bei diesen Arbeiten erworbenen Erfahrungen sollten für eine bessere Abschätzung der für die Haupttunnelröhre benötigten Stützmaßnahmen genutzt werden.

Die mit Hilfe dieses Erkundungsprogrammes ermittelten geologischen und geotechnischen Daten bildeten die Grundlage für die Erstellung der für den Bau der Oströhre¹ des Haupttunnels nötigen Ausschreibungsunterlagen.

Inzwischen ist der Ausbruch des 5432 m langen Erkundungstollens und der 5500 m langen östlichen Haupttunnelröhre abgeschlossen. In der vorliegenden Arbeit sind die wichtigsten baugelologischen, tektonischen und stratigraphischen Erkenntnisse, welche der Untertagebau dieses Streckenabschnittes der Pyhrnautobahn erbracht hat, festgehalten.

Die Linienführung der Autobahntrasse war im wesentlichen von dem bereits 1901–1906 erbauten Eisenbahntunnel vorbestimmt. Das Wissen um die damals aufgetretenen enormen geologischen Schwierigkeiten² erzwang förmlich für den Autobahntunnel eine Trassenlinie, die nahe zum Eisenbahntunnel liegt. Ein solcher Trassenverlauf ließ nicht nur eine weitgehende Vorentwässerung und -entgasung des Gebirges durch den benachbarten Eisenbahntunnel erwarten, sondern er minderte zugleich die Möglichkeit, nicht prognostizierte Gesteinsserien aufzuföhren.

Diese Gesichtspunkte, sowie Gedanken des Umweltschutzes (welche zu einer abermaligen Änderung der Trasse im Südabschnitt führten), gaben schließlich einer Variante den Vorzug, bei welcher die Trasse zunächst (beginnend im Süden, westlich der Ortschaft Ardnng) auf den ersten 2000 Metern in nördlicher Richtung verläuft und anschließend der Richtung des bestehenden Eisenbahntunnels folgt (s. Abb. 2). Der Abstand zwischen der Haupttunnelröhre und dem Lüftungstunnel bzw. dem Entwässerungstollen beträgt bei paralleler Linienführung im Mittel 40 Meter.

Unabhängig von den technischen Studien wurde 1977 – noch bevor das generelle Projekt vorlag – mit den geologischen Voruntersuchungen begonnen (W. NOWY, Büro für Baugelologie Dr. Wolfgang DEMMER). Dabei mußten die von BRANDECKER und HOMANN in den Jahren 1969–1973 erstellten geologischen Unterlagen überarbeitet und ergänzt³ werden.

Die für die Erstellung der Ausschreibungsunterlagen des Erkundungstollens notwendigen geologischen Untersuchungen setzten sich zusammen aus einer Analyse sämtlicher greifbarer Aufzeichnungen des nahegelegenen Eisenbahntunnels und aus einer geologischen Neukartierung im Projektgebiet unter spezieller Berücksichtigung der Gefügekunde. Trotz der vom Bau des Eisenbahntunnels herrührenden sorgfältigen geologischen Dokumentation (GEYER 1907, HANNACK 1907) fehlt in der dies-

¹ Die Oströhre wurde im Sommer 1980 angeschlagen und Anfang des Jahres 1982 durchgeschlagen.

² Mehrere katastrophale Wassereintrüche (mit bis zu 1100 l/sec. und nachfolgendem Verbruch), sowie eine Methangasexplosion, die 16 Tote und mehrere Monate Baustillstand zur Folge hatte.

³ BRANDECKER und HOMANN waren in ihren Gutachten gezwungen, eine wesentlich globalere Zielsetzung zu verfolgen; eine detailliertere Bearbeitung war dagegen erst nach Vorlage einer konkreten Projektvariante möglich.

bezüglichen Literatur eine nähere Charakterisierung des Gefügehaltens. Gerade dieser ist aber für die Anwendung der neuen Österreichischen Tunnelbaumethode von größter Bedeutung.

Trotz der Nähe zum Eisenbahntunnel lag in der geologischen Prognose eine große Unsicherheit bezüglich der quantitativen Angabe der Gebirgswasser- und Gaszutritte sowie bezüglich der Abschätzung des Zerlegungsgrades der einzelnen Gesteinsserien. Vor allem sah man sich vor große Schwierigkeiten gestellt, die Konsistenz und das felsmechanische Verhalten des alpinen Haselgebirges von vornherein richtig einzuschätzen, da entsprechende Quervergleiche mit Ausbruchsquerschnitten von ca. 110 m² fehlten.

Die folgende geologische Beschreibung (s. Kapitel 3) stützt sich sowohl auf die Auswertung der eben erwähnten zusammengetragenen und verarbeiteten Unterlagen, als auch auf die im Maßstab von 1 : 200 aufgenommenen Stollenbänder des Erkundungstollens sowie auf die Ergebnisse punktueller Baustellenbesuche bei dem Vollausbruch der Oströhre.

2. Geologische Übersicht

Markant und landschaftsprägend thront der Bosruck deckschollenartig auf einer hauptsächlich aus Werfener Schiefen und Quarziten aufgebauten Unterlage, die dem Tirolikum der Werfener Schuppenzone angehört (s. Abb. 1). Die Deckscholle selbst zerfällt in einen aus mittel- bis obertriadischen Karbonatgesteinen aufgebauten starren Hauptkörper, der von einer mehrfach verschuppten Sockelzone unterlagert wird, in welcher Haselgebirge und Werfener Schichten dominieren. Diese bezüglich ihrer tektonischen Stellung mit Sicherheit hochalpine Basalschuppenzone kann entweder als ein vom Hauptkörper der Deckscholle abgesplitteter Span interpretiert werden, oder als ein nachträglich eingewickelter selbständiger Deckenrest südjuvavischer Herkunft. Vermutlich posteozen erfolgte Bewegungen im lokalen Bereich haben diesen Deckenbau nachträglich übersteilt und zusätzlich verschuppt.

Die Tunneltrasse (s. Abb. 3) verläuft von Süden nach Norden zunächst lange Zeit im Bereich des Tirolikums (Admonter Schuppenzone), tritt dann in die mehrfach verschuppte Basis der Bosruck-Deckscholle ein, quert den karbonatischen Hauptkörper der Deckscholle und gelangt schließlich abermals in die Basalschuppe.

2.1. Tektonische und paläogeographische Position der Bosruck-Scholle

Obwohl der Bosruck bereits frühzeitig als hochalpines Element erkannt wurde (KOBEL 1912:Taf. 8/1, HAHN 1913:446–447), ist seine detailliertere tektonische Zuordnung – ob hoch- oder tiefjuvavisch (bzw. ob nord- oder südjuvavisch) – bis heute umstritten.

Entweder deutet man den Bosruck, wie dies etwa TOLLMANN (zuletzt 1976 b: Taf. 4) getan hat, als Auslierscholle der Mürzalpendecke und damit als primäre Westfortsetzung der Haller Mauern, oder man leitet ihn weiter aus dem Süden vom Nordrand des südjuvavischen Hallstätter Kanals ab (SPENGLER 1959, LEIN 1976, 1981).

Während die detaillierten Aufnahmen des Eisenbahntunnels und die damit in Verbindung stehenden Obertageaufnahmen (GEYER 1907:Taf. 1–3) noch einen relativ einfachen Aufbau in Form einer zwar gestörten, doch in sich zusammenhängenden, vom Permoskyth bis in die Obertrias reichenden Schichtfolge nahelegten, wurden größere tektonische Komplikationen erst durch den von AMPFERER (1926, 1933) er-

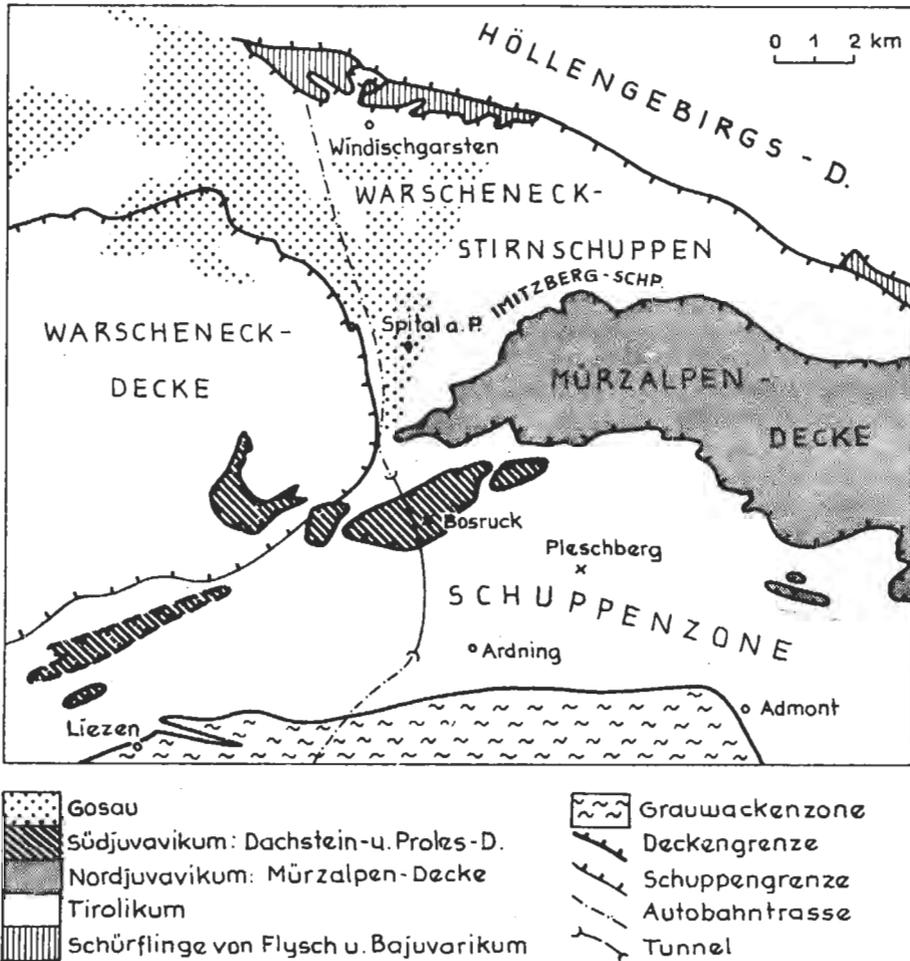


Abb. 1: Tektonische Skizze des Pyhrntales zwischen Ardning und Windischgarsten (Kartengrundlage: TOLLMANN 1976 b, verändert) mit dem Trassenverlauf der Pyhrn-Autobahn und der Lage des Boseruck-Tunnels.

brachten Nachweis von in der Basalzone des Boseruckmassives steckenden Juraspänen belegt. Aus der Dokumentation des neuen Autobahntunnels (DEMME & NOWY 1980 a, 1980 b) ergibt sich nun klar, daß der Boseruck, wie bereits erwähnt, in zwei tektonische Stockwerke zerfällt, nämlich in eine stark verschuppte Sockelzone, in welcher diese oberjurassischen bis unterkretazischen Schollen als randliche Zwischenschaltungen auftreten, und in einen diskordant darüber lagernden starren Hauptkörper, der tief in seine weiche Unterlage eingesunken ist.

Der karbonatische Hauptkörper der Deckscholle gleicht nicht nur in seinem Serienbestand (Gutensteiner Schichten, unterer Wettersteinkalk, ladinischer Hallstätter Kalk, Wetterstein-/Tisovec-Kalk), sondern auch hinsichtlich Mächtigkeit und fazieller Ausbildung der Schichtglieder in allen Einzelheiten Abfolgen vom Südrand

der Dachsteindecke (siehe Abschnitt 2.2.). Vor allem werden von uns die am Südfall des Bosruck auftretenden und nach Norden auskeilenden Hallstätter Kalk-Linsen als zwingendes Argument angesehen, den Hauptkörper der Deckscholle als östliche Auslierscholle der Dachsteindecke zu deuten und ihn paläogeographisch von einem nördlichen Randbereich des Hallstätter Troges abzuleiten. Wie auch TOLLMANN (1976 b:363) vermerkt hat, zeigt dagegen der Schichtbestand der Haller Mauern keine nennenswerten Analogien zur Schichtfolge der Bosruck-Deckscholle; für eine Herleitung der Deckscholle aus dem Bereich der Mürzaldecke liegen somit keine Anhaltspunkte vor.

Einige Schwierigkeiten bereitet zunächst die tektonische Deutung der *Basal-schuppe* in bezug auf die Frage, ob es sich dabei um einen vom Hauptkörper der Deckscholle abgesplitterten Span, oder um einen eingewickelten fremden Deckenrest handelt. Zwar stellten die ausgedehnten Haselgebirgsvorkommen am Fuße des Bosruck für SPENGLER (1959:227) ein gewichtiges Argument für eine Zuordnung der Schichtfolge dieses Bergstockes zur Salzbergfazies dar, doch ist zu bedenken, daß man auch an der Basis der Mürzaldecke Haselgebirge antrifft, welches zum Teil mit bedeutenden Gipskörpern (z. B. im Umkreis von Admont) verknüpft ist.

Für die Herleitung der zum größten Teil aus Haselgebirge aufgebauten und randlich mit Oberjurakalken vermengten Basalscholle des Bosruck bieten sich drei Möglichkeiten an. Demnach könnte man das Haselgebirge dieser basalen Einheit

- o von der Basis der Mürzaldecke beziehen,
- o es als das primär stratigraphisch Liegende¹ der Hangendeckscholle deuten,
- o oder es als ein von einem nordjuvavischen Deckenkörper (= Dachsteindecke) sekundär eingewickelter südjuvavisches Element (= Hallstätter Decke) betrachten.

In die Diskussion um die tektonische Herleitung ist ferner auch die Frage nach der Art des Lagerungskontakes zwischen dem Haselgebirge und den Oberjurakarbonaten miteinzubeziehen.

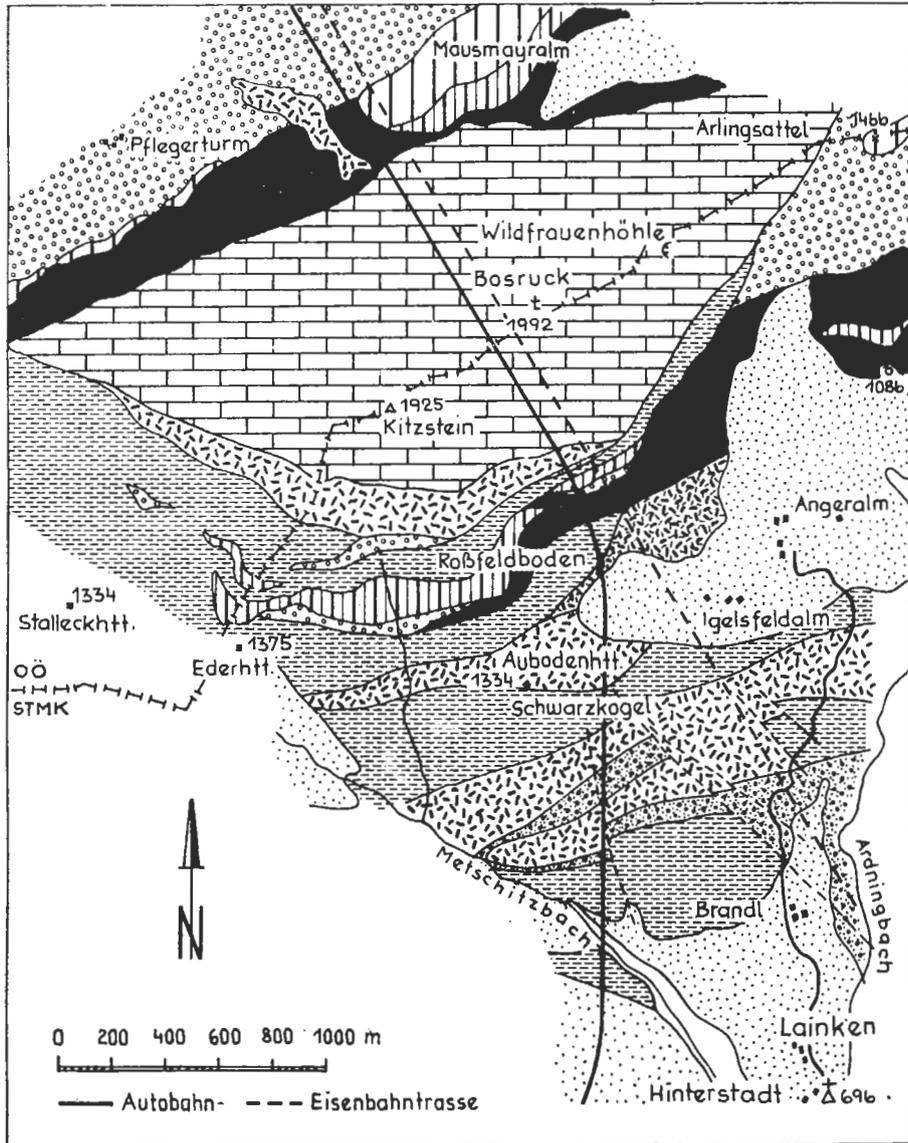
Im weiteren Umkreis vom Bosruck liegen an drei Stellen größere, hauptsächlich aus Haselgebirge und Werfener Schichten aufgebaute Körper vor, die zu den umgebenden Gesteinen diskordante Lagerungskontakte aufweisen und weiters mit Oberjurakarbonaten verknüpft sind. Diese hinsichtlich ihrer tektonischen Stellung teilweise umstrittenen Vorkommen dürfen als tektonische Analoga der Bosruck-Basisdeckscholle betrachtet werden.

Es handelt sich dabei um das breite Permoskythareal südöstlich von Windischgarsten sowie – mehr oder weniger in streichender Fortsetzung zum Bosruck gelegen – um die Wurzener Deckscholle und um den (vermutlich unter der weiten Gosauabdeckung zusammenhängenden) Haselgebirgszug zwischen Liezen und dem Pyhrnpaß.

Während die Wurzener Deckscholle seit HAHN (1913:451) hinsichtlich ihrer Deutung als Hallstätter Deckenrest unumstritten ist, hat das bei Windischgarsten gelegene Vorkommen unterschiedliche Zuordnungen erfahren.

Sowohl KOBER (1912:Taf. 8/1) als auch SPENGLER (1959:229–231) haben diesen ausgedehnten, sich mit Unterbrechungen bis zur Bergstein-Deckscholle bei Lainbach hinziehenden Streifen permoskythischer Gesteine zur Hallstätter Decke gerech-

¹ In diesem Fall wäre die heute bestehende Lagerungsdiskordanz zwischen den beiden lithologisch unterschiedlich aufgebauten (und dadurch unterschiedlich reagierenden) Stockwerken sekundärer Natur und somit das Ergebnis einer erst nach der Platznahme der Deckscholle erfolgten späteren Deformation.




 Moränen


 Plassenkalk (O.Malm)


 Gasau (O.Kreide)


 Bunte Malmkalke



Kalke u. Dolomite d. höheren Mitteltrias und Obertrias (Hallstätter Kalk u. Wetterstein-Tisovec-Kalk)



Kalke u. Dolomite d. tieferen Mitteltrias (Reichenhaller Rauhwacke, Gutensteiner Sch., U. Wettersteink.)



Werfener Schiefer (Permoskyth)



Werfener Quarzit (Permoskyth)



Haselgebirge (O. Perm)



Bellerophonadolomit (O. Perm)

 Deckengrenze

Abb. 2: Abgedeckte und stark vereinfachte geologische Kartenskizze des Bosruck und seiner Umgebung (nach W. NOWY).

net. Von PLÖCHINGER & PREY (1968:194) wurden dagegen diese Vorkommen als „ursprünglich normale Liegendschichtglieder der Haller Mauern“ gedeutet; TOLLMANN (1976 b:Taf. 4) hat sie schließlich als tirolische Elemente („Warscheneck-Stirnschuppe“) aufgefaßt¹.

Über die Zugehörigkeit der Gips- und Haselgebirgsvorkommen bei Liezen (Mosergraben etc.) besteht dagegen kein Zweifel, da die dortigen Gesteine zusammen mit Hallstätter Buntkalken auftreten (LEIN & POBER, in Vorbereitung).

Von den eben genannten Beispielen darf abgeleitet werden, daß auch die Bosruck-Basisschuppe mit hoher Wahrscheinlichkeit ein südjuvavisches Element darstellt, welches vermutlich durch Gleittransport in seine heutige Position gebracht wurde.

Der auf Haselgebirge und Werfener Schichten reduzierte Schichtumfang der Liegendscholle – eine bei Hallstätter Deckschollen öfters auftretende Erscheinung – darf als das Ergebnis einer unmittelbar vor dem Einsetzen des Gleitvorganges stattgefunden habenden divertikulativen Zerlegung einer ursprünglich kompletten Schichtfolge angesehen werden. Die Einwicklung der Liegenddeckscholle durch das Hangenelement dürfte unmittelbar nach deren Platznahme erfolgt sein.

Insgesamt betrachtet, zeigt der Bosruck in seinem Aufbau auffallende Analogien zu der ebenfalls aus zwei Stockwerken aufgebauten hochalpinen Student-Deckscholle in den Müritaler Alpen. Diese setzt sich aus einer aus Haselgebirge und Werfener Schiefer bestehenden und mit Hallstätter Buntkalken und Juragesteinen (Lias-Dogger) vermengten Sockelzone (= Brunntal-Deckscholle) und aus einem diskordant darüber folgenden, im wesentlichen aus Wettersteinkalk aufgebautem starren Hauptkörper zusammen, welcher den Plateaubereich des Berges einnimmt (= Student-Plateau-Deckscholle). Auch bei diesem Beispiel stellt die Sockelzone des genannten Berges eine von Nordjuvavikum eingewickelte südjuvavisches (= Hallstätter) Deckscholle dar.

Das Auftreten von Oberjuragesteinen innerhalb der Bosruck-Basisdeckscholle scheint im Widerspruch zu unserer obigen Deutung zu stehen, daß der basale südjuvavisches Deckenkörper bereits im tiefen Malm in seine heutige Position gebracht und

¹ Wir selbst können uns zwar keinesfalls der zuletzt genannten Version anschließen, sind aber auf unserer Abb. 1 vorbehaltlich der Interpretation von PLÖCHINGER & PREY bzw. TOLLMANN gefolgt, da ein eindeutiger Gegenbeweis zu diesen Vorstellungen zur Zeit noch aussteht.

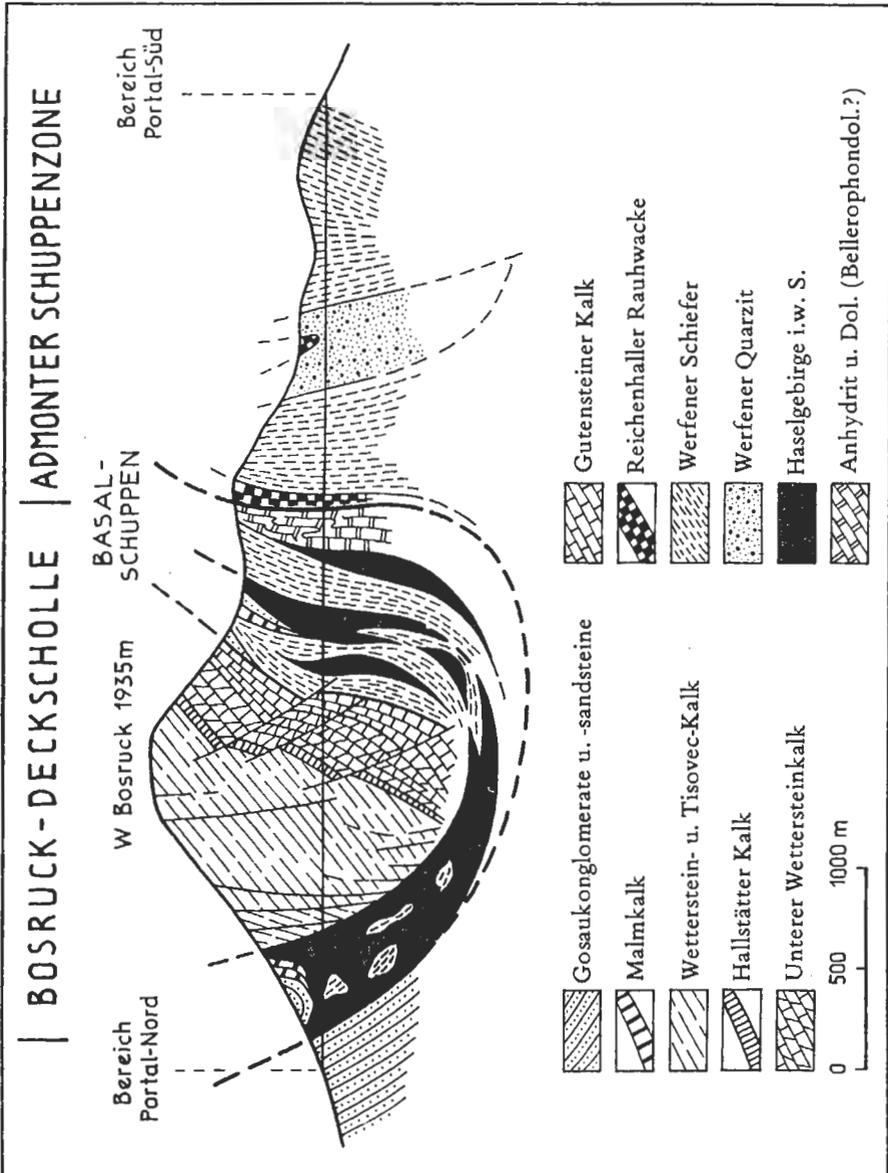


Abb. 3: Schematisierter Schnitt durch den Bosruck nahe der Tunneltrasse. Der Bosruck ruht deckschollenartig auf dem Tirolikum der Admonter Schuppenzone. Die Deckscholle selbst setzt sich aus einer mehrfach verschuppten Basis, die reich an Haselgebirge ist, und einem darin diskordant eingesunkenen karbonatischen Hauptkörper (höhere Mitteltrias bis Obertrias) zusammen. Die am Südabfall des Bosruck auftretenden und nach Norden auskeilenden Hallstätter Kalk-Linsen stellen ein gewichtiges Argument für die Ableitung der Deckscholle aus dem Randbereich der Hallstätter Zone dar.

unmittelbar darauf von der Hangendeckscholle eingewickelt worden wäre. Die Detailkartierung (s. Abb. 2) hat allerdings gezeigt, daß die Oberjurakarbonate ausschließlich auf den Rand der Basisdeckscholle beschränkt sind, im Inneren derselben dagegen nicht auftreten. Im Autobahntunnel selbst wurden jedenfalls keine oberjurassischen Gesteine angetroffen (s. Abb. 3).

Auf Grund dieses Sachverhaltes vermuten wir, daß die Oberjurakalke bald nach der Platznahme der Bosruckdeckschollen über beiden Deckenkörpern abgelagert wurden, jedoch auf Grund des vorgefundenen Reliefunterschiedes auf den Bereich der Basisdeckscholle konzentriert waren. Eine weitere Einengung des Alpenkörpers im Alttertiär scheint eine beträchtliche Verkürzung des tirolischen Untergrundes sowie der Basisdeckscholle mit sich gebracht zu haben, während die aus starren Karbonatgesteinen aufgebaute Hangendeckscholle im wesentlichen in ihrer ursprünglichen Dimension erhalten blieb. Dieses gesteinsbedingte unterschiedliche Deformationsverhalten der beiden Stockwerke führte sowohl im Nord- als auch im Südabschnitt zu einer Unterschiebung der Hangendeckscholle durch die Sockelränder samt ihrer auflagernden Oberjurahülle.

1962 haben KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN jene im Bereich des Gesäusehalbfensters sowie am Fuße der Haller Mauern auftretenden Oberjuraspäne, auf die erstmals AMPFERER hingewiesen hat, als aus dem Dach der Admonter Schuppenzone entnommene tektonische Schürflinge gedeutet und diese als wesentliches Argument für die Fernüberschiebungsnatur der sich darüber aufbauenden Mürzalpendecke ins Treffen geführt (TOLLMANN 1976 b:267, 366). Die tektonische Gleichsetzung aller dieser zwischen dem Bosruck und dem Gesäusehalbfenster auftretenden Juraspäne dürfte für TOLLMANN (1976 b: Taf. 4) letztlich ausschlaggebend gewesen sein, auch das Karleck und den Bosruck trotz ihrer etwas anders gearteten faziellen Entwicklung der Mürzalpendecke zuzuordnen.

In der Zwischenzeit haben sich allerdings die „Jurashürflinge“ aus dem Randbereich des Gesäusehalbfensters (S Schildmauer) als karnisch erwiesen (DULLO 1979). Außerdem werden die früher dem tirolischen Inhalt des Gesäusehalbfensters zugeordnet gewesenen Dachsteinkalke des Himbeersteines und der Haindelmauer von uns heute als eingewickelte Teile der Mürzalpendecke betrachtet (LEIN & DULLO, in Vorbereitung). Damit aber ist das „Gesäusehalbfenster“ als ganzes sowie die Konzeption des jurassischen Schürflingsteppichs an der Basis der Mürzalpendecke gefallen. Die Deckennatur der Mürzalpendecke wird von diesen Änderungen allerdings nicht berührt.

Die beiden hochalpinen Deckschollen des Bosruckmassivs ruhen auf einer tektonisch stark ausgedünnten Unterlage, welche in ihrem stratigraphischen Umfang im wesentlichen auf permoskythische bis tiefmitteltriadische Schichtglieder beschränkt ist. Nach TOLLMANN (1976 b: Taf. 4, Taf.7/Prof. 9), der bei seiner Interpretation den Kartierungsergebnissen von GEYER (1918) und AMPFERER (1933) folgte, besteht dieser dem T i r o l i k u m zugehörige Sockel aus zwei Schuppen (Pleschberg- und Gstattmaier-Schuppe). Eine jüngst abgeschlossene Spezialkartierung der Admonter Schuppenzone im Raum von Ardning (HESS 1981) hat einen noch komplizierteren Aufbau enthüllt.

Nach dieser Kartierung, der eine detaillierte lithologische Unterteilung der Werfer Schichten zugrundeliegt, gliedert sich das Tirolikum in dem bearbeiteten Abschnitt in insgesamt vier Hauptschuppenkörper (Pleschberg-, Gstattmaier-, Bacher- und Schwarzkogel-Schuppe), die ihrerseits wiederum in kleinere Teilschuppen zerfallen. Die laterale Ausdehnung dieser Schuppen ist allerdings gering, denn bereits unmittelbar westlich des Pleschberges keilen die basalen Hauptschuppenkörper aus und werden dort, am Fuße des Bosruckmassivs, von der Schwarzkogel-Schuppe ersetzt.

Von HESS (1981:Beil. 2, Beil. 3/Prof. 1–3) wurde allerdings auch noch jener, nördlich des Schwarzkogels gelegene Streifen, der sich vom Roßfeldboden über die Angeralm bis zum Warteck erstreckt, zur Schwarzkogel-Schuppe gezählt. Diese Zuordnung trifft nicht zu, denn dieser Teil gehört bereits zur Bosruck-Basisdeckscholle.

Die gewaltig dimensionierte tektonische Materialanschoppung der Admonter Schuppenzone soll – in Analogie zur Werfener Schuppenzone – das Ergebnis eines nordvergenten Tauchfaltenbaues darstellen (HESS 1981:148). Wenn dies zutrifft und nicht ein junger südvergenter Schuppenbau vorliegt, dann müßte die Anlage der Admonter Schuppenzone bereits vor dem Eintreffen der hochalpinen Deckschollen – also v o r m a l m i s c h – fertig vorgelegen haben. Daß dies tatsächlich der Fall gewesen sein dürfte, belegen zahlreiche analoge Beobachtungen aus anderen Teilen der Hallstätter Zone.

Als ungelöstes Problem verbleibt die Frage nach dem weiteren Schicksal der sicher nicht geringmächtigen karbonatischen Hangendschichtglieder der heute weitgehend auf ihre permoskythische Basis reduzierten Schuppen der Admonter Schuppenzone.

2.2. Schichtfolge

2.2.1. Haselgebirge und Bellerophondolomit (O. Perm)

H a s e l g e b i r g e wurde in größerer Mächtigkeit vor allem im Nordabschnitt der Bosruck-Basisdeckscholle angetroffen (Station N 152 – 1068 m; s. Abschnitt 3.2.). In diesem Bereich lag es auf weite Erstreckung in seiner typischen „pseudokonglomeratischen“ Ausbildung vor (s. Taf. 1/Fig. 1).

Im Hangenden des Haselgebirges wurde an einer Stelle (Station N 330 – 347 m) eine mit ihrer Unterlage eindeutig sedimentär verknüpfte B r e k z i e aufgeschlossen. Diese Brekzie, die stellenweise eine deutliche Gradierung aufweist (s. Taf. 1/ Fig. 2), ist aus Dolomitkomponenten (Bellerophondolomit ?) zusammengesetzt; diese sind von einer tonigen Matrix umgeben.

Im Südteil der Basisdeckscholle trat dagegen neben einigen stark ausgedünnten Haselgebirgszügen ein massiger, schlierenartig von Gips- und Anhydritlagen durchzogener dunkler Dolomitkomplex auf, der vermutlich dem B e l l e r o p h o n d o l o m i t zuzuordnen ist.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß in der Bosruck-Basisdeckscholle eine für die Hallstätter Zone typische Zechsteinentwicklung vorliegt. Besonders sei in diesem Zusammenhang auf den Bellerophondolomit verwiesen, der nicht nur lithologisch, sondern auch hinsichtlich seiner tektonischen Position, ein echtes Analogon jener im Tagbau von Wienern mit Gipsen wechsellagernden oberpermischen Dolomite darstellt, auf die erstmals TOLLMANN (1960:69, 1964:Abb. 1) hingewiesen hat.

Von besonderer Bedeutung erscheint uns auch die Dolomitbrekzie im Hangenden des Haselgebirges, denn sie belegt eine größere Sedimentationsunterbrechung im Oberperm.

Daß im Oberperm eine mit einer größeren Sedimentationsumstellung verbundene Schichtlücke vorliegen müsse, ist wiederholt von verschiedener Seite vertreten worden – zuletzt von NIEDER-MAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR (1982:41, Abb. 2) in Zusammenhang einer Neugliederung der permoskythischen Basisschichten des Drauzuges. Inwiefern in den klastischen Abfolgen der tirolischen Basis des Bosruckmassivs ähnliche Verhältnisse vorliegen, kann nicht schlüssig beantwortet werden. Zumindest könnte unseres Erachtens zwischen dem alpinen Verrucano in Form der grobklastischen „Saalberg-Schichtenfolge“ (HESS & ROSSNER 1984:Abb. 2) und der darüber folgenden feinklastischen Serie im Liegenden der „Pleschberg Quarzite“, welche vermutlich bereits dem Skyth angehört, eine Schichtlücke vorliegen. Ein deutlich sichtbarer Beleg für eine derartige, länger anhaltende Sedimentationsunterbrechung ist allerdings derzeit nicht bekannt (HESS, briefl. Mitt.).

2.2.2. Werfener Schichten (Skyth)

Die im Autobahntunnel angetroffenen Werfener Schichten gehören zum überwiegenden Teil dem höchsten Element der Admonter Schuppenzone, der Schwarzkogel-schuppe, an (vom Südportal bis zur Station S 2023 m). Werfener Schichten der Bos-ruck-Basisdeckscholle sind nur in zwei relativ kurzen Streckenabschnitten (S 2542–S 2706 m sowie auf einer kurzen Strecke im Nordbaulos) aufgeschlossen, besitzen aber obertags eine wesentlich größere Verbreitung (vor allem am Bosruck-Westabfall).

Bei den im Tunnel aufgefahrenden Werfener Schichten handelt es sich um überwie-gend grüngrau gefärbte, glimmerführende dünn-schichtige Siltsteine und Tonschiefer (detailliertere Beschreibung s. Kapitel 3.4. und 3.8.). Bereichsweise sind dieser feinkörnigen Serie gröbere Quarzitlagen zwischengeschaltet. Über dieser rein siliziklastischen Serie folgt ein dünnes, nur wenige Meter mächtiges Band grau gefärbter Kalke, die stellenweise reich an Wühlbauten sind (s. Taf. 2/ Fig. 1). Ein weiteres Charakteristikum der Werfener Kalke sind Oolithlagen.

Graue Kalkarenite sind siliziklastisch beeinflusste Karbonate, die darüber folgen, sind bereits den Reichenhaller Schichten zuzuordnen. Sie weisen die für jenes Niveau charakteristische Bivalvenfauna auf, die man u. a. entlang des Touristensteiges, der vom Pyhrnpaß zum Kitzstein emporführt, bei SH. 1380 m und 1550 m (Verdoppelung durch Schuppung!) antrifft.

Die vor allem im Bereich der Admonter Schuppenzone im Hangenden der Werfe-ner Schichten zu größerer Mächtigkeit anschwellenden *R a u h w a c k e l a g e n* sind ebenfalls dem Niveau der Reichenhaller Schichten zuzuordnen.

2.2.3. Mitteltriadische Bankkalk-Entwicklung

Gutensteiner Schichten

Die Gesamtmächtigkeit dieser nur im Nordbaulos aufgeschlossenen Serie, welche sich überwiegend aus tiefschwarzen bis dunkelgrauen, dünnplattigen Kalken zusam-mensetzt, beträgt ca. 200 m (Detailbeschreibung s. Kapitel 3.3.2.).

Gegen das Hangende zu werden die Kalke deutlich dickbankig und etwas heller. Makroskopisch, aber vor allem auch mikrofaziell, entsprechen diese dickbankigen Karbonate vollkommen den Annaberger Schichten. Im Anschliff zeigen die Kalke eine bereits makroskopisch deutlich erkennbare Hell-Dunkel-Bänderung im mm-Bereich (2–5 mm). Die hellen Lagen erweisen sich im Mikroskop als biogenfreie Mikri-te.

Diesem sterilen Autochthonsediment, welches einem etwas tieferen Stillwasser-bebereich zugeordnet werden kann, sind rhythmisch biogenreiche Lagen zwischenge-schaltet (Biomikrite und Biopeldismikrite bis Pelsparite). Gradierte Pelletlagen bele-gen die Fremdherkunft dieses Sedimentanteiles. Aus den biogenreichen Lagen konn-te die folgende (stratigraphisch allerdings wenig aussagekräftige) Foraminiferenfauna bestimmt werden (Probe A 131, Station N 1770 m; det. W. PILLER):

Ammodiscus sp.

Glomospira tenuifistula HO

Glomospirella sp.

Vermutlich hat dieses Schichtpaket eine beträchtliche Mächtigkeitsreduktion durch Drucklösung erfahren. Diese ging vor allem von den durch den rhythmischen Sedi-mentwechsel vorgegebenen Materialgrenzen aus.

Bänderkalk- und Brekzienserie

Über den Annaberger Schichten folgen zunächst 20–30 m mächtige blaugraue (bräunlich anwitternde) feingebänderte Kalke.

Bei dieser Serie handelt es sich um einen aus mm-starken gradierten Karbonatdetrituslagen zusammengesetzten Rhythmit (s. Taf. 5/Fig. 2). Der in seiner Zusammensetzung überaus uniforme Karbonatsand ist stark rekristallisiert und frei von Biogenen. Das den gradierten Karbonatsilt- bis -sandlagen zwischengeschaltete pelitische Autochthonsediment (zumeist nur ein sehr dünner Film!) führt Conodonten, welche eine Einstufung ins tiefe Ladin ermöglichen (Probe A 135, Station N 1635 m; det. L. KRYSZYN):

<i>Gladigondolella tethydis</i> (HUCKR.)	(s)
<i>Gondolella excelsa</i> (MOSHER)	(h)
<i>Gondolella pseudolonga</i> KOVACS, KOZUR & MIETTO	(s)

Im Hangenden der Bänderkalke folgt ein auffallender *Brekzienhorizont*. Die Brekzie weist eine polymikte Zusammensetzung auf; ihre Komponenten (ausschließlich mitteltriadische Karbonatgesteine) sind eckig und erreichen Größen bis 50 cm (s. Taf. 3/Fig. 2). Der Matrixanteil (in Form grünlichgrauer Pelite) nimmt von unten nach oben zu, die Komponentengröße dagegen ab. Die im Hangendebereich zumeist sehr gut zugerundeten hellen Karbonatkomponenten sind ausnahmslos grobkörnig rekristallisiert.

Genetische Deutung der Bänderkalk- und Brekzienserie: Um die Wende Anis/Ladin erfolgte in den Nördlichen Kalkalpen eine tiefgreifende Umstellung der paläogeographischen Zonierung. Diese geodynamische Zäsur kündigt sich bereits in den Annaberger Schichten an, deren Karbonaturbidite als Hinweis einer beginnenden Absenkung des Meeresspiegels angesehen werden können.

Infolge einer fortschreitenden Spiegelabsenkung dürften ausgedehnte Bereiche der Seichtwasserplattformen trockengefallen und der Verkarstung ausgesetzt gewesen sein. Die sterilen Karbonatsande der Bänderkalkserie werden von uns als Abtragungsprodukte gedeutet, die von Emerisionszonen stammen dürften.

Vermutlich sind Bodenunruhen, die im Bereich der durch Karsteinwirkung übersteilten Kliffbereiche Bergstürze auslösten, für die Bildung der Grobbrekzie verantwortlich. Die Komponenten der Brekzienserie, wie auch die in einer mergeligen Matrix steckenden Cipitkalk-ähnlichen Blöcke im Hangenden derselben, zeigen durchgehend auffallende Kennzeichen subaerischer Exposition.

Unterer Wettersteinkalk

Über der Bänderkalk- und Brekzienserie folgen helle, dickbankige Seichtwasserkarbonate, die zunächst, als gesicherte stratigraphische Anhaltspunkte noch fehlten, fälschlicherweise von uns als „Steinalmkalk“ ausgeschieden wurden. Erst Einstufungen durch Conodonten im Hangenden und Liegenden dieser Serie legten für diese ein tiefladinisches Alter nahe.

Der Untere Wettersteinkalk wird ca. 100 m mächtig.

Hallstätter Kalk (Ladin)

Den wandbildenden Formationen des Unteren Wettersteinkalkes und des Wetterstein-/Tisovec-Kalkes, welcher den Bosruck-Gipfel aufbaut, ist im Bereich der Südabdachung dieses Bergmassives ein schmales, maximal 30 m mächtiges Band aus ladinischen Hallstätter Kalken zwischengeschaltet. Es handelt sich dabei um gut geschichtete, welligflächige, überwiegend graue (nur lokal – von Drucksuturen ausgehend – gelblich bis rötlich gefärbte) leicht kieselige Kalke mit Hornsteinen.

Am besten ist diese Abfolge entlang der Kammhöhe des Kitzsteines aufgeschlossen. Der markierte Weg schneidet sie dort ab SH. 1750 m aufwärts an. Im weiteren Verlauf verliert diese Serie gegen Osten an Höhe. Im Bereich der Bosrucksüdwände tritt sie schließlich als schmales rasenbestandenes Band morphologisch deutlich hervor. In diesem gut aufgeschlossenen, jedoch schwer begehbaren Terrain wurde ein Detailprofil aufgenommen (s. Abb. 4).

Gegen W und N keilt der Hallstätterkalk schließlich aus. Auf einer lateralen Distanz von etwa einem Kilometer reduziert sich seine Gesamtmächtigkeit von 25–30 m im Bereich der Bosrucksüdwände auf wenige Meter im Bereich der Tunneltrasse (Station N 1395 m).

An der Basis der Hallstätter Kalke ist im Bereich des Kitzsteines ein bis mehrere Dezimeter mächtiger Echinodermenschuttkalk-Horizont ausgebildet, der die beginnende Eintiefung des Ablagerungsraumes dokumentiert.

Den Abschluß der Hallstätter Entwicklung bildet ein auffallender, wenige Meter mächtiger Horizont mit mehreren, den Karbonatgesteinen zwischengeschalteten grünen Tonschieferlagen. Diese zumeist leicht kieseligen „grünen Lagen“ (Bankmächtigkeit max. 20 cm), welche von uns als *Tuffite* gedeutet werden, sind vermutlich genetisch und zeitlich äquivalent mit ähnlichen Vorkommen im Bereich des östlichen Kalkalpensüdrandes (Schneeberg, Schneealm, Hochschwab, Gesäuse).

Gut aufgeschlossen war dieser Horizont im Autobahntunnel bei Station N 1390 m; obertags ist dagegen dieses Niveau nur in Form von Lesesteinen (Probe L 184) dokumentiert.

E i n s t u f u n g : Bereits von GEYER (1907:12) wurde diese Abfolge mit Einschaltungen mitteltriadischer Hallstätter Kalke am Fuße der Dachsteinsüdwand und auf der Südseite des Stoderzinken verglichen und als mit diesen lithologisch und zeitlich äquivalent erkannt.

Auf Grund einer kleinen, vom Südabfall des Kitzsteines stammenden Brachiopodenfauna (GEYER, l.c.:11) wurde damals für diese Serie ein anisches bis tiefladinisches Alter vermutet. Die nun vorliegenden Conodontenfaunen legen ein unter- bis tiefoberladinisches Alter nahe.

Mit Hilfe von Conodontenfaunen (det. L. KRYSZYN) konnte am SE-Abfall des Kitzsteines für die zwischen SH. 1670 m und 1710 m auftretenden Hallstätter Kalke ein stratigraphischer Umfang von Fassin bis tiefes Langobard nachgewiesen werden.

Profil Kitzstein-Südostabfall (s. Abb. 4), Reihenfolge der angeführten Conodontenproben (det. L. KRYSZYN) vom Hangenden ins Liegende:

L 183: <i>Gladigondolella</i> sp.	(4 x)
<i>Gondolella excelsa</i> (MOSHER)	(18 x)
Astformen des <i>Gl. tethydis</i> -Multielementes	
L 177: <i>Gladigondolella</i> sp.	(12 x)
<i>Gondolella excelsa</i> (MOSHER)	(53 x)
Astformen des <i>Gl. tethydis</i> -Multielementes	
L 176: <i>Gladigondolella</i> sp.	(5 x)
<i>Gondolella excelsa</i> (MOSHER)	(24 x)
Astformen des <i>Gl. tethydis</i> -Multielementes	
L 175: <i>Gladigondolella</i> sp.	(ss)
<i>Gondolella excelsa</i> (MOSHER)	(h)
Astformen des <i>Gl. tethydis</i> -Multielementes	
L 181: <i>Gladigondolella</i> sp.	(5 x)

	<i>Gondolella excelsa</i> (MOSHER)	(12 x)
	Astformen des <i>Gl. tethydis</i> -Multielementes	
L 179:	<i>Gladigondolella</i> sp.	(3 x)
	<i>Gondolella excelsa</i> (MOSHER)	(11 x)
	<i>Gondolella transit</i> a KOZUR & MOSTLER	(9 x)
	Astformen des <i>Gl. tethydis</i> -Multielementes	
L 178:	<i>Gladigondolella</i> sp.	(1 x)
	<i>Gondolella excelsa</i> (MOSHER)	(10 x)
	<i>Gondolella transit</i> a KOZUR & MOSTLER	(20 x)
	Astformen des <i>Gl. tethydis</i> -Multielementes	

Einen ähnlichen stratigraphischen Umfang wiesen auch die im Autobahntunnel angetroffenen geringmächtigen Hallstätter Kalke auf.

Probe A 132, Station N 1395 m:

	<i>Gladigondolella tethydis</i> (HUCKR.)	(20 x)
	<i>Gondolella excelsa</i> (MOSHER)	(12 x)
	<i>Neospathodus</i> sp.	
	Astformen des <i>Gl. tethydis</i> -Multielementes	

Einem etwas höheren, eindeutig oberladinischen Niveau gehören dagegen die westlich des Kitzsteines am Weg bei SH. 1800 m anstehenden Hallstätter Kalke an. Diese führen u. a. (Probe A 787; det. B. GRUBER)

Daonella lomelli (WISSMANN)

und eine für das höhere Ladin charakteristische Conodontenfauna (Probe A 788; det. L. KRYSZYN):

	<i>Gladigondolella tethydis</i> (HUCKR.)	(h)
	<i>Gondolella</i> cf. <i>excelsa</i> (MOSHER)	(ss)
	<i>Gondolella inclinata</i> KOVACS	(s)
	Astformen des <i>Gl. tethydis</i> -Multielementes	

L i t h o l o g i e : Im Gegensatz zu den bunten mitteltriadischen Hallstätter Kalken am Südrand des Dachsteinmassivs sind die Hallstätter Kalke des Bosruck-Südfalles makroskopisch eher untypisch entwickelt. Wohl handelt es sich bei ihnen um gut geschichtete feinkörnige Kalke, doch sind sie vornehmlich grau gefärbt (obertags z.B. auch gelblich bis bräunlich verfärbt). Mikrofaziell sind sie allerdings völlig ident mit den bekannten mitteltriadischen Hallstätter Kalken.

Es handelt sich dabei überwiegend um feinkörnige Grain- und Mudstones (Biopel-sparite, seltener Biomikrite) deren ursprüngliches Anlagerungsgefüge durch Bioturbation völlig überprägt worden ist. An Biogenen überwiegen kalzitisierte Radiolariengehäuse (ϕ 80–100 μ m) und dünne Lamellibranchiatenschalen.

Vereinzelt sind im Profil (s. Abb. 4: Probe L 180) hellgrüne Kieselkalke entwickelt, die sich u.d.M. als reine Spiculite erweisen.

In Plattformnähe, wo die Hallstätter Kalke ausdünnen (= Aufschlüsse im Tunnel), ändert sich merklich das Spektrum der Bioklasten (s. Taf. 7/Fig. 2). An Stelle der Radiolarien und Filamente dominiert in diesem Bereich ein röhrenförmiges Mikroproblematikum, welches entfernte Ähnlichkeiten mit Tubiphytes besitzt, jedoch andere Dimensionen aufweist.

Die vielfach im makroskopischen Bereich gegebene lithologische Variabilität ladinischer Kalke in Hallstätter Fazies hat die Entstehung unzähliger Lokalnamen begünstigt. Diesbezügliche Bei-

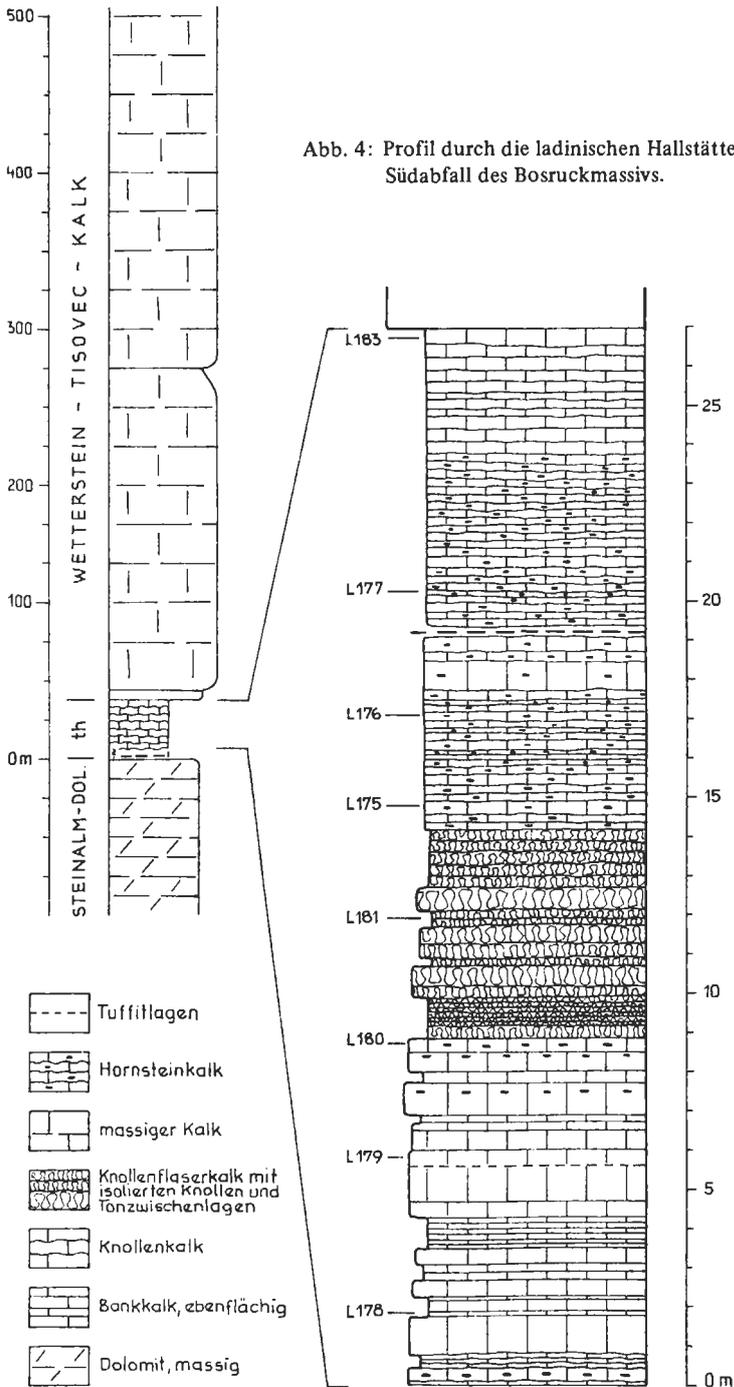


Abb. 4: Profil durch die ladinischen Hallstätter Kalke am Südabfall des Bosruckmassivs.

spiele aus allerjüngster Zeit sind u.a. der „Nadaska Limestone“ von KOVACS (1980) und der „Dachensteinkalk“ von PLÖCHINGER (1981:16, 106).

Trotz ihrer lithologischen Vielfalt können alle diese Gesteine – angefangen bei den für die Hallstätter Entwicklung besonders kennzeichnenden Beckenablagerungen des Grauvioletten – und des Graugelben Bankkalkes (sensu KRYSZYN, SCHÄFFER & SCHLAGER 1971) bis hin zu den plattformrandnäheren Varietäten – e i n und d e m s e l b e n Mikrofaziestyp zugeordnet werden (sie sind dabei zugleich mikrofaziell klar unterscheidbar von anderen zeitgleichen Beckenablagerungen).

Grundausrüstung aller genannten ladinischen Hallstätter-Kalk-Varietäten ist ein mehr oder weniger gut durchwaschenes feinkörniges Sediment mit einem beträchtlichen pelagischen Biogenanteil (Radiolarien, Doanellenschalen). Auf Grund dieser einheitlichen Mikrofazies sollte – selbst im lokalen Bereich – auf Lokalnamen bewußt verzichtet werden und generell nur der Terminus „ladinischer Hallstätter Kalk“ Anwendung finden. Sollte aber für diese Gesteine ein eigener Seriennamen benötigt werden, dann wäre der Begriff „Hüpfinger Kalk“ (BITTNER 1886:101) zu reaktivieren.

Der am Süd- und Westabfall des Kitzsteines auftretende Hallstätter Kalk wird stellenweise engständig (im Abstand weniger cm) von mit fibrösen Kalzitcement verfüllten D e h n u n g s f u g e n durchsetzt (s. Taf. 6/Fig. 1). Die Entstehung dieser ss-parallel angeordneten Spalten muß bereits frühdiagenetisch erfolgt sein, als das Sediment zwar schon weitgehend lithifiziert war, jedoch noch plastisch zu reagieren vermochte. Diese durch Dehnungstektonik erfolgte Zerlegung des Gesteines in einem frühdiagenetischen Zustand hat bereichsweise die Entstehung monomiktter Brekzienlagen mit gutem „Fitting“ bedingt und in weiterer Folge zur Bildung von Mass-Flow-Brekzien geführt.

Die beschriebene Spaltenbildung und bankinterne Brekzierung steht in einem engen Zusammenhang mit der im tieferen Ladin erfolgten Absenkung des Hallstätter Beckens. Jene Subsidenzunterschiede, die sich durch die Eintiefung des Beckens gegenüber den angrenzenden stabilen Plattformrändern ergaben, wurden mit Hilfe von Großflexuren überbrückt. Im Bereich der abgesenkten Plattformränder kam es dabei vielfach zur Bildung von Internbrekzien.

Dieses Phänomen wurde von RICHTER & FÜCHTBAUER (1981) bzw. FÜCHTBAUER & RICHTER (1983) an Hand von Beispielen aus dem Mesozoikum von Hydra eingehend erläutert.

Auch im Randbereich der Hallstätter Zone sind diese Erscheinungen weit verbreitet; über sie wird demnächst in anderem Rahmen noch ausführlich zu berichten sein.

2.2.4. Wetterstein- und Tisovec-Kalk (O. Ladin – O. Karn)

Der Gipfelbereich des Bosruckmassivs wird von hellen, massigen Riff- und Riffschuttkalken aufgebaut. Am besten sind diese am Kammweg zwischen Kitzstein und Bosruckgipfel bzw. entlang des vom Arlingsattel zur Wildfrauenhöhle führenden Steiges aufgeschlossen.

Das gut durchwaschene Sediment (überwiegend Rud- und Framestones, nur untergeordnet Floatstones) ist reich an Biogenen, wobei die Kalkschwämme eindeutig dominieren (daneben noch Hydrozoen, div. Problematika, turmförmige Gastropoden etc.).

Die Riffauna, die eine für das Zeitintervall Oberladin bis Oberkarn kennzeichnende Zusammensetzung aufweist, wird zur Zeit einer detaillierten Bearbeitung unterzogen. In größerem Umfang konnten einstweilen folgende Schwämme (det. W. C. DULLO) festgestellt werden:

Cryptocoelia zitteli STEINMANN

Cryptocoelia wurmi SENOWBARI-DARYAN & DULLO

Cystothalamia bavarica OTT

Dictyocoelia manon MÜNSTER

E i n s t u f u n g : Ähnlich wie in anderen Teilen des Nordjuvavikums mit einer in weitgehend gleicher Entwicklung ohne Unterbrechung von der Mittel- in die Obertrias hinaufreichenden Seichtwasserkarbonat-Sedimentation besteht auch für die Gipfelkalke des Bosruck die Schwierigkeit einer exakten Umgrenzung ihres stratigraphischen Umfangs. Die Riffauna bietet diesbezüglich nur ungenügende Anhaltspunkte.

Ohne Zweifel ist der größte Teil dieser Serie karnisch; allerdings besteht die Möglichkeit, daß ihr Hangendanteil ins Nor hinaufreicht. Einen diesbezüglichen Hinweis liefern die von GEYER (1907:12–13) vom westlichen Vorgipfel des Kitzsteines erwähnten Spalten mit Halobienbrut, die vermutlich ein tiefnorisches Alter besitzen dürften.

2.2.5. „Wurzener Kalk“, Plassenkalk und Schrambachschichten (O. Jura–U. Kreide)

Rings um den Bosruck findet man an mehreren Stellen Reste der ursprünglich geschlossenen Jurabedeckung. Von der Gesamtschichtfolge dieses Zeitabschnittes sind allerdings – bedingt durch die seit der Mittelkreide in mehreren Phasen erfolgte Einengung des Untergrundes – nur Fragmente erhalten geblieben, wobei besonders die basalen Profilanteile fehlen.

Diese Kenntnislücke läßt sich jedoch überbrücken durch die Einbeziehung der in der weiteren Umgebung des Bosruckmassives befindlichen Oberjuravorkommen der Wurzer Alm, des Raucher Schobers und des Schafkogels (beide SE Windischgarsten) sowie weiterer verstreuter Aufschlüsse im Gesäuse.

Sowohl im Bereich der Wurzer Alm, als auch im Windischgarstener Raum wird die Oberjuraabfolge von dem *R u h p o l d i n g e r R a d i o l a r i t* bzw. von vermutlich altersäquivalenten radiolarienführenden Kieselschiefer eingeleitet. In der Umgebung des Gipsbruches nächst der Hintersteiner Alm (SW Pyhrnpaß) ist dem Radiolarit basal eine monomikte Brekzie zwischengeschaltet, deren cm- bis dm-große eckige Komponenten aus norisch-rhätischem Dachsteinkalk¹ bestehen.

Über dem Radiolaritniveau erfolgt eine fazielle Differenzierung der Schichtfolge: Während man im Bereich des Pyhrnpasses in diesem stratigraphischen Niveau Gesteine einer plattformrandnahen Beckenentwicklung antrifft, für welche PLÖCHINGER & PREY (1968:194) die Bezeichnung „*W u r z e n e r K a l k*“ vorgeschlagen haben, findet man im Gesäuse zeitgleich dazu Buntkalke vom Typus des Haselbergkalles².

Im Hangenden der von FENNINGER & HOLZER (1972:120) als Äquivalente der Oberalmer Schichten gedeuteten „Wurzener Kalke“ folgt, in kleinen wandbildenden Stufen rings um den Bosruck erschlossen, der massige helle *P l a s s e n k a l k*.

Proben aus dem Bereich nördlich bzw. nordöstlich der Fuchsalm (E Pyhrnpaß) belegen ein mittel- bis oberalmisches Alter der Plassenkalke (det. T. STEIGER, München):

¹ Das Alter der Komponenten ist u. a. mikrofaunistisch abgesichert durch *Triasina hantkeni* MAJZON. Die Brekzie selbst ist vermutlich genetisch ident mit jener von CORNELIUS (1945) eingehend beschriebenen Radiolarit-Brekzie, welche am N-Abhang des Grimmings aufgeschlossen ist.

Die Komponenten der Brekzie sind in beiden Fällen aus dem Stirnbereich von im tiefen Malm eingeglittenen Schollen zu beziehen.

² Diese tiefalmischen Buntkalke überdecken teilweise den Grenzverlauf zwischen der Mürzalpedecke und den auf ihrem Rücken liegenden Deckschollen. Die Buntkalke verschweißen die Deckschollen sedimentär mit deren Untergrund; der Zeitpunkt des Eingleitens dieser Schollen kann somit zeitlich sehr genau eingengt werden.

- A 622: *Clypeina jurassica* FAVRE & RICHARD
Salpingoporella pygmaea (GÜMBEL)
 A 622 a: *Salpingoporella pygmaea* (GÜMBEL)
Cayeuxia sp.

Zu einem stratigraphisch identen Ergebnis gelangten bereits FENNINGER & HOLZER (l. c., 121) bei ihrer Untersuchung der Plassenkalke der Wurzer Alm. Auf der geologischen Karte von GEYER (1918) ist dagegen der Zug von Plassenkalken an der Bosruck-Westflanke (Fuchsalm etc.) noch als Dachsteinriffkalk ausgeschieden.

Ablagerungen der Unterkreide sind aus der Umgebung des Bosruck obertags nicht bekannt. Umso größer war die Überraschung, als beim Tunnelvortrieb ca. 80 m mächtige Fleckenmergel angefahren wurden (s. Kap. 3.5.), die – trotz Fehlens gesicherter faunistischer Belege – auf Grund ihrer typischen lithologischen und mikrofaziellen Ausbildung eindeutig als *S c h r a m b a c h s c h i c h t e n* angesprochen werden können.

2.2.6. Gosauformation

In geschlossener Verbreitung treten die Gosauablagerungen vor allem im Westen und Nordwesten des Bosruckmassivs auf. Die Qualität der Aufschlüsse ist allerdings mäßig – zusammenhängende Profile fehlen.

Aus diesem Grund ist es für die Interpretation dieser Abfolge nötig, die nahe gelegenen und lithologisch sehr ähnlich ausgebildeten Gosauablagerungen von Wörschach, welche erst unlängst durch POBER eine Neubearbeitung erfahren haben, in die folgenden Betrachtungen miteinzubeziehen.

Die Basis der Gosauablagerungen bildet ein schlecht sortiertes *G r u n d k o n - g l o m e r a t*, welches fast ausschließlich aus kalkalpinem Material zusammengesetzt ist.

Als Komponenten überwiegen kantige Plassen- und Tressensteinkalke; weiters sind am Aufbau zentimetergroße zugerundete dunkle Kieselkalke, helle Dolomite unbestimmten Alters sowie rote Feinsandsteine (Werfener Schichten) beteiligt. Rote Pelite (z. T. kalkig) bilden die Matrix.

Im Raum Wörschach wurden diese Sedimente von POBER (1983:130) als überwiegend limnisch-brackische Ablagerungen eines Schwemmfächers gedeutet.

Weitere Glieder der Gosau von Wörschach, wie die „Unteren grauen Mergel und Sandsteine“ sowie ein in Korngröße, Matrixgehalt und Komponentenzusammensetzung abweichender Konglomerattyp im Hangenden sind aus der Umgebung des Bosruck nicht bekannt.

Gut aufgeschlossen sind dagegen in weiterer Folge die flyschoid entwickelten „*S c h i c h t e n i n N i e r e n t a l e r F a z i e s*“.

Diese setzen sich aus rotviolett bis grün gefärbten gradierten Feinsandsteinen zusammen, denen stellenweise matrixreiche Konglomeratlagen (bis mehrere Meter mächtig) zwischengeschaltet sein können.

Als Komponenten (ϕ bis 20 cm) überwiegen in diesen Konglomeraten aufgearbeitete Sandsteine und bunte Tonschiefer der Gosau sowie gut gerundete Oberalmerkalke; in geringem Umfang sind auch schwarze Tonschieferbrocken (Karn?) beteiligt.

Unserem Versuch, aus dieser turbiditischen Sandstein–Mergel-Folge, die besonders im Bereich des Pyhrnsattels entlang der Straße gut aufgeschlossen ist, stratigraphisch verwertbare Mikrofossilien zu gewinnen, war leider kein Erfolg beschieden. Nach den Ergebnissen von POBER (1982:132) aus dem Bereich von Wörschach darf jedoch vermutet werden, daß diese Serie ins tiefere Campan zu stellen ist.

Höhere Anteil der Gosau fehlen.

3. Baugeologische Beschreibung der aufgefahrene Gesteinsserien und ihrer Eigenschaften

In den folgenden Kapiteln soll über die petrographischen und gefügekundlichen Eigenschaften der im Tunnel angetroffenen Gesteinsserien berichtet werden. Die Beschreibung erfolgt in der Reihenfolge ihres Auftretens vom Nordportal an, wobei die Baustationierung, wie sie im jeweiligen Nord- bzw. Süd-Baualschnitt des Richtstollens verwendet wurde (siehe Beil. 1), beibehalten wird. Die Länge des Nordbaualschnittes betrug 2702 m, jene des Südabschnittes 2706 m.

3.1. Gesteine der Gosauformation

Nach Durchörterung von mehreren Zehnermetern Hang- und Murenmaterial wurden im alpinen Haselgebirge eingeklemmte bzw. eingeschuppte Gosauschollen angetroffen. Die petrographische Zusammensetzung der Gosaugesteine ist mannigfaltig. Neben Basiskonglomeraten mit bis metergroßen kalkalpinen Komponenten und eingeschalteten feinkonglomeratischen bis sandigen Lagen treten bevorzugt rötlich bis bräunlich gefärbte Mergel und mergelreiche Kalke auf. Der Verformungsgrad ist bei diesen Gesteinen besonders hoch, wobei die Hauptzerlegung primär entlang der steilstehenden, mehr oder weniger E-W-streichenden Schichtflächen bzw. der dazu senkrecht verlaufenden Bewegungsflächen erfolgte. Eingeschuppte Haselgebirgsfetzen und -schlieren sowie mehrere Meter dicke Anhydritlagen geben bereits in diesem kurzen Abschnitt Einblick in das Ausmaß intensivster tektonischer Verformung.

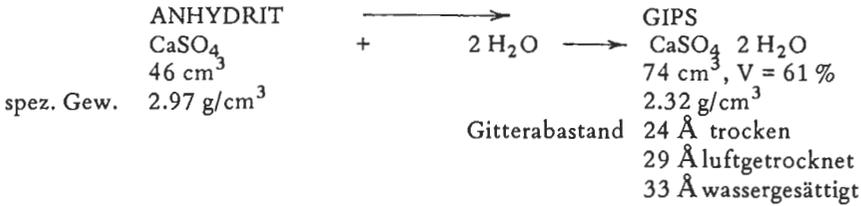
3.2. Haselgebirge

Bis zum Antreffen der mittel- bis obertriadischen Kalke und Dolomite durchörtert der Erkundungsstollen die Basis der alpinen Trias, die hier in Form von Haselgebirge vorliegt. Diese, auf eine Erstreckung von 920 m Länge aufgeschlossene (Station N 152 – 1068 m), wahrscheinlich tektonisch angeschoppte permoskythische Serie ist hier nach ihrem sedimentären und strukturellen Habitus als Pseudokonglomerat anzusprechen (s. Taf. 1/ Fig. 1). Dieses vermutlich aus wiederholter Aufarbeitung und Resedimentation hervorgegangene Gestein besteht aus einer tonig bis feinsandig zerriebenen Grundmasse, die sich aus den Hauptmineralien Chlorit, Glimmer und Quarz, sowie aus den Nebengemengteilen Anhydrit, Gips, Magnesit, Feldspat und Salz zusammensetzt. Salz, meist in Form von Blättersalz, ist nur bereichsweise anzutreffen; bevorzugt ummantelt es einzelne eingebettete Komponenten, oder es wird von ihm die Grundmasse – ähnlich wie bei Gips – netzartig durchädert.

In dieser Grundmasse sind deutlich gerundete und in ihrer Größe variierende Gesteinskomponenten und -schollen eingebettet, die aus Siltstein, Quarzit und Tonschiefer der Werfener Schichten, sowie aus Dolomit, Gemengen von Dolomit und Anhydrit, Mergelton, Ton und Anhydrit- bzw. Gipsschollen bestehen.

Die unangenehme Eigenschaft dieser fein zerriebenen und von Gips- und Anhydrit-ärdchen durchzogenen Grundmasse besteht darin, daß unter bestimmten Voraussetzungen¹⁾ bereits durch Änderungen des Porenwassergehaltes oder der Luftfeuchtigkeit Quellvorgänge ausgelöst werden können, die eine wesentliche Oberflächenvergrößerung zur Folge haben.

1) Steuernde Faktoren sind u. a.: Art der Verteilung in der Grundmasse bzw. Korngröße des Anhydrites, Eh- und pH-Bedingungen, Wassertemperaturen, Aggressivität der Wässer.



Das proportionale Ansteigen der Quellfähigkeit und besonders die Eigenschaft, sich unter Druck bruchlos zu verformen, verursacht nicht nur Verfaltungen im Gebirge, sondern kann bei guter Einbettung im umgebenden Fels zur Konservierung großer Spannungen führen. Diese werden bei jeder Störung des gegenwärtigen Gleichgewichtes aktiviert, wobei es nur im „ausgelaugten“ Haselgebirge zu sofort wahrnehmbaren Gebirgsdruckerscheinungen kommt, während sich das „trockene“ Haselgebirge bei der Hohlraumherstellung scheinbar standfest verhält. Diese Erfahrung wurde auch beim Vortrieb des Sohlstollens für den Eisenbahntunnel gemacht. Dort verhielt sich das Haselgebirge zunächst mehr oder weniger standfest und ließ Vortriebsleistungen von 6,2 m/Tag zu. Die Gebirgsreaktionen wurden erst nach längerer Zeit spürbar und erfordern bis heute eine Verstärkung der Ausbauten.

Hauptsächlich wurde auf dem beschriebenen Streckenabschnitt „trockenes“ Haselgebirge angefahren. Abweichungen von der Normalentwicklung des Haselgebirges, wie sie bei der wechselnden Sedimentations- und Verformungsgeschichte zu erwarten sind, blieben auf kurze Abschnitte begrenzt.

Liegend einer weit über 10 m^3 großen Dolomit-Anhydritscholle wurde beispielsweise eine kaum verfestigte Einschlüttungsbrekzie (siehe Taf. 1/Fig. 2) angefahren, die sich aus gradiert geschichteten Dolomitbruchstücken zusammensetzte, welche in einer tonigen Grundmasse eingebettet waren (Stationsbereich N 330–347 m). Dünne Brekzienlagen, zerbrochene Siltsandsteine und Tonschiefer, sowie mylonitisierete Tonschieferstreifen (Stationsbereich N 840–860 m) waren zusätzlich als Fremdgesteinseinschaltungen vorzufinden.

Während das Haselgebirge als mehr oder weniger dicht galt und auch im wesentlichen trocken angefahren werden konnte, waren an den Grenzflächen solcher Fremdgesteinseinschaltungen oft Wasserzutritte zu verzeichnen (Stationen N 185 m, N 212 m, N 305–340 m, N 690 m, N 773 m, N 837–865 m). Das sich sonst unmittelbar nach dem Ausbruch als scheinbar standfest verhaltende Haselgebirge zeigte in solchen Teilabschnitten sein von zahlreichen anderen Untertagebauten bekanntes ungünstiges geotechnisches Verhalten.

Grundsätzlich läßt sich das Haselgebirge in zwei nicht exakt abgrenzbare, sondern fließend ineinander übergehende Bereiche einteilen. Diese Einteilung beruht, neben der hauptsächlich geologisch-strukturellen Unterscheidungsmöglichkeit, auch auf dem beim Ausbruch des Gebirges gewonnenen Verformungsverhalten (einschließlich seines Verformungsverhaltens über einen Zeitraum von ca. einem Jahr).

Bis in den Bereich der Stollenstation N 600 m liegt, die Fremdgesteinseinschaltungen ausgenommen, ein scheinbar „homogen-isotropes“ Gebirge vor. Es ist im wesentlichen frei von Trennflächen und läßt keine bevorzugte Einregelung von Mineralaggregaten oder eingebetteten Komponenten erkennen.

Bei Abnahme des Tonanteiles und der Eigenfeuchtigkeit ist ab einer fließenden Grenze eine Zunahme der Festigkeit (Gebirgs- und Gesteinsfestigkeit) erkennbar. Vereinzelte, fasergipsgefüllte Trennflächen durchziehen das Gebirge. Deutlich läßt

sich, vorerst kaum feststellbar, eine Zunahme anisotroper Strukturen registrieren. Auf den letzten 200 m vor der Grenze zum Tisovec-Kalk liegt ein bereits schwach geschiefertes, in weiterer Folge sogar sehr deutlich geschiefertes „anisotropes“ Haselgebirge mit eingeregelt Mineralaggregaten und Komponenten vor. Die räumliche Stellung dieser Schieferungsflächen verläuft \pm parallel zur Grenze zwischen dem Haselgebirge und den an steilen Bewegungsflächen abtauchenden Tisovec-Kalken. Die Schieferungsflächen sind sowohl senkrecht zur tektonischen als auch zur gravitativen Haupteinspannungsrichtung angelegt.

Die genannte grundsätzliche strukturelle Verschiedenartigkeit des Haselgebirges scheint sich auch im Verformungsverhalten des Gebirges, unmittelbar nach Ausbruch und bei längerer Beobachtungsdauer, sowie unter Berücksichtigung der zunehmenden Überlagerungshöhe (Station N 600 ca. 300 m, Station N 1000 ca. 500 m), auszudrücken.

Aus den ausgewerteten Verformungsmessungen im Lüftungstunnel (Ausbruchsquerschnitt mit Sohlgewölbe 36 m^2) ließ sich ableiten, daß im anisotropen Haselgebirgsabschnitt größere Anfangsdeformationen und damit auch größere Gesamtkonvergenzen, die vertikalen Deformationen miteinbezogen, vorliegen. Diese Gesamtdeformationsbeträge des sich bruchlos verformenden Gebirges sind jedoch, mit Ausnahme einzelner spezifischer Bereiche, gering (Gesamtkonvergenzen um 30–50 mm). Während die Standsfestigkeit des Haselgebirges unmittelbar nach dem Ausbruch ausgereicht war, liegt in beiden strukturell differenzierten Haselgebirgsabschnitten nach einer Beobachtungsdauer von derzeit zwei Jahren im Lüftungstunnel noch immer keine endgültige Stabilisierung des Gebirges vor. Die monatlichen Gesamtkonvergenzen betragen, bis zum Einbau des Innenbetonringes beim Lüftungstunnel, bei steigendem Druckaufbau durchschnittlich 1–3 mm. Dies führte im Lüftungstunnel zu unterschiedlich starken Zerstörungen der bewehrten Spritzbetonschale. Davon verschont blieb bis jetzt lediglich der erste Abschnitt zwischen Station 152–200 m.

Unabhängig von dieser nur das „Haselgebirge im engeren Sinn“ betreffenden strukturellen Einteilung in „isotrop“ und „anisotrop“, zeigt sich, daß es in Haselgebirgsstrecken mit einem hohen Anteil eingeschalteter, stark zerbrochener Tonschiefer (z. B. Stationsbereich N 430–460 m) zeitlich früher zur Ausbildung von Scherrissen in der Spritzbetonschale kam, als in Haselgebirgsstrecken ohne Fremdgesteinseinschlüsse (Haselgebirge i.e.S.).

Die erwähnte verschiedenartige Strukturierung der Haselgebirgsabschnitte sowie das daraus resultierende unterschiedliche Gebirgsverhalten, welches im Lüftungstunnel zu beobachten war, legten eine Berücksichtigung dieser Einflußfaktoren für eine Abschätzung der Stützmaßnahmen für den Ausbruchsquerschnitt der Oströhre nahe. Im Vollausbruchsquerschnitt wurden nun von vornherein, abhängig vom zu erwartenden verschiedenartigen Gebirgsverhalten des Haselgebirges, zwei Gebirgsgüteklassen (IV a und V a) festgelegt (entsprechend der Definition in den technischen Vertragsbedingungen der Ausschreibungsunterlagen für den Vollausbruch des Bosrucktunnels).

Das im Bereich der Werfener Schieferserie auf eine Länge von 90 m bzw. 15 m und 50 m eingeschuppte Haselgebirge liegt als stark verfestigtes, tonarmes und nicht mehr so deutlich in Grundmasse und Einschlußkomponenten differenzierbares Gebirge vor. Die Gesteinszusammensetzung scheint mehr dem umgebenden Gesteinsbestand, nämlich dem Werfener Siltsandstein, angepaßt zu sein; Fremdeinschlüsse, wie Gips-, Anhydrit- oder Dolomitschollen, sind nicht vorhanden. Der Übergang zu den

Werfener Schiefen beginnt mit einer Zunahme der Schollengröße, wobei diese sich nach und nach zu einem „geschlossenen“ Gesteinsverband vereinigen. Diese Randzonen werden spinnwebartig von feinen, mm-dicken tonigen Bewegungsflächen durchzogen und weisen einen bereits den Werfener Schichten angeglichenen Zerlegungsgrad auf.

Gegenüber dem deutlich geschichteten und in Richtung der Haupttrennflächen zerlegten Gesteinsverband der Werfener Schiefer liegt in diesem Haselgebirgsabschnitt ein von Trennflächen mehr oder weniger freies Gebirge vor. Nur vereinzelt auftreffende Absonderungsflächen und Kleinbereiche, in denen meist fingernagel- bis faustgroße dicke Schollenkomponenten eingeregelt sind, kennzeichnen diesen Gebirgstyp.

G a s z u s i c k e r u n g e n wurden im Haselgebirge zwar registriert (Stationsbereich N 213, N 221, N 250, N 264, N 294, N 315, N 944, N 948, N 955, N 995 sowie N 2610 m), doch waren die Konzentrationen sehr gering und nur direkt beim Bohrlochmund meßbar.

3.3. Mittel- und obertriadische Kalk-/Dolomitfolge

Nach Durchörterung der Haselgebirgsstrecke wurde nach Antreffen einzelner, noch im Haselgebirge eingebetteter Kalk- und Dolomitschollen auf Station N 1068 m, der mächtige Riffkalkstock des Bosruck erreicht. Diese 1200 m lange, mittel- bis obertriadische Entwicklung konnte aufgrund ihrer lithofaziellen Entwicklung in verschiedene, stratigraphisch einstuftbare Serien gegliedert werden (s. Abschnitt 2.2.). Unabhängig von dieser lithostratigraphischen Gliederung ließen sich in Abhängigkeit gefügekundlicher sowie lithologisch-struktureller Ausbildungsunterschiede drei charakteristische T e i l a b s c h n i t t e mit ähnlichem felsmechanischen Verhalten abgrenzen:

- A. Tisovec-Kalk bzw. -Dolomit, Wettersteinkalke bzw. -dolomite, pelagischer Bankkalk mit tuffitischen Lagen (incl. ladinischer Hallstätter Kalk), Steinalmkalk bzw. -dolomit
- B. Gutensteiner Kalk bzw. -Dolomit
- C. Basisentwicklung der Gutensteiner Serie
(Reichenhaller Schichten in dolomitisch, sandig-rahwackiger Entwicklung).

3.3.1. Serie der Wettersteinkalk-/Tisovec-Kalk-Entwicklung und pelagische Bankkalke der Hallstätter Trias

Der in diese drei Abschnitte differenzierbare Komplex erstreckt sich bis zu der Gutensteiner Entwicklung bei Stollenstation N 1770 m. Die stratigraphisch oberste Einheit, die T i s o v e c - W e t t e r s t e i n k a l k - bzw. - d o l o m i t f o l g e erfaßt den Abschnitt bis zum Lüftungstunnelende. Diese helle, monoton gefärbte Riffkalkserie wird in diesem Bereich von einem nur farblich wechselnden Bankkalk abgelöst, dessen Gesamtschichtmächtigkeit 30 m beträgt. Liegend dieser charakteristischen Kalkfolge folgt ein Horizont mit dunkelgrün bis graugrün gefärbten t u f f i t i s c h e n L a g e n die in Form von cm- bis dm-mächtigen schichtparallelen, weichschiefrigen Einschaltungen vorliegen.

Unterlagert wird diese Serie von dem U n t e r e n W e t t e r s t e i n k a l k. Die lithofazielle Entwicklung dieses Abschnittes variiert stark, wobei Kalke des zentralen Riffbereiches mit Rückriffkarbonaten, Riffschuttkalken, Schollenkalken monomiktischer und polymiktischer Zusammensetzung sowie mit intraformationalen Brekzienkalklagen wechseln.

Die Vielfalt an geologisch-faziellen Ausbildungscharakterien verursachte im wesentlichen weder eine Änderung des gefügekundlichen Inventars noch eine entscheidende Änderung des geotechnischen Verhaltens in dem beschriebenen Gebirgsabschnitt.

Charakteristisch für diesen 700 m langen Streckenabschnitt ist (ausgenommen der Übergangsbereich vom Haselgebirge zum Wettersteinkalk und Bankkalkabschnitt) die mehr oder weniger massive und nur von einzelnen Absonderungsflächen durchzogene Ausbildung. Neben der vorgegebenen Anisotropie entlang der Schichtung erfolgt die Hauptzerlegung des Gebirges entlang steilstehender, angenähert NE—SW-streichender Trennflächen. Die meist cm- bis dm-weit klaffenden, unverfüllten Klüfte brachten beim Auffahren des Hohlraumes stets einen vermehrten Wasserzudrang. Trennflächen anderer räumlicher Stellung, meist \pm stollenachsenparallel streichend, sowie flache Bewegungsbahnen treten deutlich zurück.

Dagegen liegt im Übergangsbereich des Haselgebirges zur Bosruckscholle innerhalb der ersten 50 m ein stark zerbrochener und zerhackter dolomitischer Abschnitt vor. Mehrere cm- breite, tonig bis schluffig verfüllte, aber auch unverfüllte, steilstehende und E—W-ausgerichtete Risse n Klüfte zerlegen das Gebirge.

Entlang dieser teilweise verkarsteten Klufthohlräume erfolgten Wassereintrüche mit bis zu 280 l/sec. Bei dem weiteren Vortrieb verteilte sich die zutretende Wassermenge in ihrer Gesamtheit auf einen Abschnitt von ca. 40 m (bis Station N 1106 m).

Der dolomitische Gesteinsbestand war so intensiv von Kleinklüften und Haarrissen durchsetzt, daß er wie eine tektonische Brekzie aussah. Abschnittsweise war das nach dem Abschlag vorliegende Schuttermaterial nur von feinkörniger bis sandiger Zusammensetzung. Mit zunehmender Entfernung von der Kontaktzone zum Haselgebirge erhöhte sich die Verbandsfestigkeit und ging dann fließend in den massigen, nur mehr von Kleinklüften durchsetzten Typ des Wettersteinkalkes über.

3.3.2. Gutensteiner Kalk- und -Dolomitserie

Diese, stratigraphisch der unteren Mitteltrias zugehörenden, dunkelgrau bis schwarzgrau gefärbten Gesteine, sind durch ihre markante, dünnplattige bis dünnsschichtige Ausbildung gekennzeichnet. Kalzitadern durchziehen netzartig die leicht bituminösen Kalke, wobei die Durchädung gegen das stratigraphisch Liegende zunimmt. Anfänglich treten brekzöse Lagen nur in kleinen Bereichen auf, die gegen das Liegende zunehmen und ab Stollenstation N 1945 m sogar dominieren. Es liegt ab diesem Bereich ein kleinwürfelig zerbrochener, kalkiger oder abschnittsweise dolomitischer Bruchstückverband vor, der von einer kalzitischen Masse verkittet wird. Die bestehende Verbandsfestigkeit wird durch die gute Verkittung kaum beeinträchtigt, eine diesbezügliche Ausnahme stellen die Einschaltungen einzelner weichschiefriger toniger Lagen im Bereich Station N 1790 m dar.

Die Hauptzerlegung der Gutensteiner Kalke erfolgt im ersten Abschnitt (bis Station N 1930 m) mehr oder weniger allein nach der Schichtung, wobei die Schichtmächtigkeit zwischen 3—5 cm schwankt. Neben den E—W-streichenden und mittelsteil bis steil gegen Norden einfallenden Schichtflächen treten senkrecht dazu streichende Kleinklüfte auf.

Durch das zusätzliche Auftreten von cm-mächtigen, tonig bis feinsandigen Verfüllungen entlang der Schichtflächen kam es ab Station N 1930 m zu einer wesentlichen Verschlechterung der Ausbruchs- und auch Standfestigkeitsverhältnisse. Diese Klüftverfüllungen, die vorerst nur entlang der Schichtflächen anzutreffen sind, zeigen sich in der anschließenden Strecke auch bei Klüften anderer räumlicher Stel-

lung. Die zunehmenden Einschaltungen dieser Verfüllungen (siehe tonmineralogische Analysen Kap. 4), führten zur Ausbildung von Kluftkörpern, die von diesen Trennflächen begrenzt werden. Der Verschnitt von Schichtung, stollenachsenparallel verlaufenden Trennflächen sowie flachen Begrenzungsflächen bedingt Kluftkörperblöcke in der Größe bis zu mehreren m^3 ; diese führten infolge Eingleitgefahr auch schon in dem kleinen Profilquerschnitt zu einer Beeinträchtigung des Vortriebes. Bei weiterer Zunahme toniger bis feinsandiger Einschaltungen sowie Erhöhung des Zerlegungsgrades der Kalke und Dolomite leitet diese Entwicklung nahtlos zur Basisserie der Gutensteiner Kalke, namentlich den Reichenhaller Schichten, über.

3.3.3. Reichenhaller Serie

Die Reichenhaller Schichten – eine rauhwackig-sandig-kalkig-dolomitische Serie – stellen die Basis der karbonatischen Triasabfolge dar. Ohne deutlich erkennbare Grenzen heben sie sich durch Zunahme sandiger Einschaltungen und durch Hinzutreten von sandigen Mergelkalken, dolomitischen Kalken sowie Rauhwacken fließend von der kalkig entwickelten Gutensteiner Serie ab. Die stark zerbrochenen und zerhackten, teilweise chemisch zersetzten Gesteine, die nur mehr bereichsweise in ihrem ursprünglichen Verband erhalten sind, wechseln mit schwach verkitteten Dolomitbrekzien und sandig-schluffigem Dolomitgrus. In den sandig-grusigen Lagen, die von tonigen Bändern durchzogen sind, stecken auch die zellig-porig aussehenden Rauhwacken sowie Gipsschollen.

In der brekziösen bis sandigen Entwicklung, die größtenteils einen mangelnden bis kohäsionslosen Gesteinszusammenhalt aufweist, tritt die Bedeutung einzelner Klüfte oder Trennflächen weitgehend zurück. Trotz der sehr geringen Verbandsfestigkeit verstande sich das Gebirge aber nach dem Ausbruch in dem kleineren Querschnitt noch gut. Allerdings trat hier auch kein Bergwasser auf.

3.4. Werfener Schichten im Nordabschnitt

Der letzte Abschnitt im Entwässerungsstollen des Nordbauloses liegt – von tektonischen Einschüppungen, wie Neokom und Haselgebirgsschürflingen abgesehen – in den Werfener Schiefen.

Eingeleitet wird diese Serie durch mittelgrau gefärbte, dünn schichtige Schiefer, die anschließend in stark zerlegte und bereichsweise tonig zersetzte, rötlich-violett gefärbte Tonschiefer übergehen.

Die Einschaltungen sandsteinreicher und quarzitischer Lagen leisten in diesem 160 m langen Abschnitt kaum einen wesentlichen Beitrag zur Verbesserung der sehr geringen Verbandsfestigkeit.

Die durch die Lithologie bereits vorgegebene geringe Verbandsfestigkeit wird durch die ungünstige räumliche Stellung der Schichtflächen zur Stollenachse noch weiter vermindert. Die bereichsweise intensivst geschieferten Gesteine streichen – mit einem steilen Einfallen der Schichtflächen nach Osten – mehr oder weniger parallel zur Vortriebsachse. Der hohe Zerlegungsgrad und die kleinbrüchige Ausbildung bei den rötlich-violett gefärbten Tonschiefern erforderte bereits bei dem Minimalausbruchsprofil sofort nach dem Ausbruch das Einbringen von Stützmitteln.

Im zweiten Abschnitt der Werfener Serie bis zur Nordbaulosegrenze bewirkte die zur Vortriebsachse veränderte Streichrichtung der Schichtflächen und die silt- bis sandsteinreichere Ausbildung der Schichten eine wesentliche Verbesserung der Ausbruchsbedingungen. Die Schichten streichen hier mehr oder weniger senkrecht zur

Stollenachse, bei mittelsteilem bis steilem Einfallen nach Norden. Eine Verminderung der Verbandsfestigkeit rufen nur die in Meterabschnitten eingeschalteten, rötlich-violetten Tonschiefer hervor, sowie die vereinzelt, fasergipsbelegten E–W-streichenden, steil südfallenden Bewegungsflächen.

3.5. Mergel und Kalke des Neokom (Schrambachschichten)

Auf einer Streckenlänge von 80 m sind in den Werfener Schiefern neben dem Haselgebirge auch schwarzgrau gefärbte Mergel und rötlich bis braun gefärbte geschichtete Kalke eingeschuppt, welche vermutlich der unteren Kreide (Neokom) zuzuordnen sind. Es dominieren dichte kalkige Mergel bis Tonmergel, während die meist kalzitgeäderten bunten, leicht wellig geschichteten Kalke nur auf eine Länge von 12 m anzutreffen sind.

Die Standfestigkeit des ausgebrochenen Gebirges war gut, doch stellten sich bereits im kleinen Profilquerschnitt im Gefolge des Spannungsumlagerungsprozesses nach kurzer Zeit Auflockerungserscheinungen ein, die besonders im Bereich der Mergel auftraten.

3.6. Dolomit-Anhydritserie (? Bellerophonolomit)

Dem Abschnitt der Werfener Schiefer sowie den aus Haselgebirge und Schrambachschichten zusammengesetzten Schollen folgte im Südabschnitt eine in ihrem Ausbruchverhalten problemlose Serie von Dolomit und Anhydrit.

Der in verschiedenen Grautönen wechselnde, massige Dolomit wird schlierenartig von hellgrau bis schmutzigweiß gefärbten Anhydrit- und Gipslagen durchzogen. Die anhydritischen Einschaltungen erfolgen in Form mm- bis cm-starker rhythmischer Wechsellagerungen. In dm-breiten, unregelmäßig und schlierig verfalteten Lagen können vereinzelt Dolomitbruchstücke schwimmen. Zerlegt wird dieser Gebirgsabschnitt nur von Trennflächen geringer Erstreckungslänge, die in geschlossener und unverfüllter Ausbildung vorliegen. Nur in einzelnen Teilabschnitten liegt eine engscharige Durchtrennung entlang stollenachsenparalleler Klüfte vor.

Die Standfestigkeit des ausgebrochenen Gebirges war ausgezeichnet, doch zeigten sich im Zuge des Spannungsumlagerungsprozesses schon im kleinen Profilquerschnitt im Verschnittbereich von Ulme und Kämpfer Auflockerungserscheinungen. Entlang diesen im Gebirge vorgegebenen Schwächestellen kam es zur Öffnung und zur schalenförmigen Loslösung einzelner, handtellergroßer Gesteinsscheiben.

3.7. Dolomit-/Rauhwackenserie der Gutensteiner Schichten im Südabschnitt

Die intensive tektonische Deformation im Bereich von Station S 2273–2023 m hatte bedeutende Ausbrucherschwernisse zur Folge.

In diesem Abschnitt trat die bereits vom Nordabschnitt bekannte (s. Kapitel 3.3.3.) tektonisch stark zerscherte und teilweise chemisch zersetzte Gesteinsserie aus brekziösem bis grusigem Dolomit auf. Begleitende Gesteine sind Rauhwackenschollen und Tonschieferlinsen der Werfener Schichten.

Abschnitte von stark zerhackten und kleinwürfelig zerbrochenen Dolomiten, die in ihrem Verband zwar noch erhalten, aber von Quarz durchzogen sind, wechseln mit schwach verkitteten Dolomitbrekzien und sandigem bis tonigem Dolomitgrus. In diesen sandig-grusigen Dolomitlagen, die von ocker bis gelbfarbenen, tonig-schluffigen Bändern durchzogen sind, stecken stark zerbrochene und zersetzte Dolomit- und Gips-

bruchstücke von unterschiedlicher Größe. Diese Lagen sind meist ein bis mehrere Dezimeter dick, können aber auch mehrere Meter mächtig werden.

Neben diesen Ausbildungsformen liegen aber auch Lagen von gelblich gefärbten, sandigen Rauhdecken vor, die wahrscheinlich aus Dolomitsandsteinen hervorgegangen sind. Die mittelgrauen, grobkörnigen, zum Teil löchrigen Dolomite mit sandig abreibender Oberfläche und stumpfen Bruchkanten leiten dann über zu den dolomitischen, schwammig-porig aussehenden Rauhdecken. Die mehrere mm-bis cm-großen Hohlräume der Dolomite und Rauhdecken sind mit einem feinen Kalzitkristallrasen überzogen bzw. „durchtränkt“.

Außer diesen dolomitischen bis rauhdeckig ausgebildeten Gesteinen sind noch tektonische Einschaltungen von gelblichbraun gefärbten, schiefrigen Mergeln der Werfener Schichten anzutreffen, die ebenfalls nahtlos in sandig zersetzte Lagen übergehen können.

Einzelne, vor allem am Beginn der Serie angetroffene, m-mächtige, mylonitische Tonschieferlagen, sowie die auf einem ca. 20 m langen Streckenabschnitt aufgeschlossenen rötlichviolett gefärbten Tonschiefer, sind ebenfalls der Werfener Schichtfolge zuzuordnen. Den Beginn dieses petrographisch stark wechselnden Abschnittes bildet ein mehrere m-breites Gips-Anhydritband mit eingepackten Bruchstücken von grünen und grauen Werfener Schiefen.

Die Bedeutung einzelner Trennflächen tritt in den Zonen mit Einschaltungen dieser durch ihren mangelnden bis kohäsionslosen Gesteinszusammenhalt gekennzeichneten, brekziösen bis sandigen Lagen zurück.

Trotz der sehr geringen Verbandsfestigkeit verspannen sich diese zumeist zwischen Rauhdecken und Dolomiten eingeschalteten grusigen Lagen in dem kleinen Querschnitt nach dem Ausbruch in Abhängigkeit von ihrem räumlichen Streichen relativ gut.

Während nach dem Übergang von den Werfener Schiefen zu den Dolomiten das generelle NE-SW-Schichtstreichen beibehalten wurde, änderte sich dieses ab Station S 2100 m sukzessive; danach erfolgte der Vortrieb im Bereich der nächsten 50 m mehr oder weniger im Streichen der Schichten (s. zusammenfassendes Gefügediagramm im Geologischen Längenschnitt; Beil. 1). Nachdem bei Station S 2097 m ein senkrecht zur Vortriebsrichtung verlaufender Hohlraum in der Größe von 150 m³ angetroffen worden war, welcher sich als nicht nur auf die sandig-brekziösen Lagen beschränkt erwies, wurden auch im folgenden Streckenabschnitt – bedingt durch das Verbleiben in einer 1–2 m breiten, sandigen bis brekziösen Gesteinsabfolge – noch weitere Hohlräume von unterschiedlicher Größe aufgeföhren.

Bis auf den 20 m hohen, domartig ausgebildeten Hohlraum im Bereich von Station S 2268–2271 m, bei dessen Aufföhren das tonig verkittete, dolomitische Bruchmaterial breiartig in das Stollenprofil floß, waren die Hohlräume stets so situiert, daß der Ausbruchsquerschnitt des Entwässerungsstollens jeweils „leere“ Höhlen vorfand, die mit relativ geringen Schwierigkeiten durchörtert werden konnten.

Die bereichsweisen starken Verwitterungs- und Zersetzungserscheinungen, wie auch die Anlage der eben erwähnten Hohlräume und der bis zu mehreren Dezimeter breiten offenen, ausgekolkten Kluftspalten ist auf die Anwesenheit einst gewaltiger Bergwassermengen zurückzuführen.

Der hier bereits in unmittelbarer Nähe verlaufende Eisenbahntunnel bewirkte jedoch schon eine vollkommene Drainagierung in diesem Gebirgsabschnitt. Entlang dieses gesamten Bereiches sind nur an einigen Stellen Tropfwasserzutritte zu verzeichnen (Station S 2023, S 2030, S 2050–2055, S 2270 m).

3.8. Werfener Schichten im Südabschnitt

Die Gesteine der Werfener Serie, denen wir bereits innerhalb des Nordabschnittes auf kurzer Distanz begegnet sind, überwiegen im Streckenabschnitt des Südbauloses vom Portal bis zur Stollenstation S 2023 m und auf den letzten 150 Metern von der Station S 2542 m bis zum Erreichen der Baulosgrenze bei S 2706 m.

Die Serie setzt sich aus feinkörnigen bis dichten Tonschiefern verschiedener Farbe sowie aus Fein- bis Mittelsiltschiefern und Siltsteinen zusammen. Siltsteine und Quarzite sind stets als Einschaltungen anzutreffen, können aber auch abschnittsweise dominieren. Diese Ausbildungstypen herrschen bei relativ großer Einförmigkeit vor. Der Übergang dieser petrographisch meist nur geringfügig variierenden Gesteinstypen erfolgt fließend. In Abhängigkeit von der mineralogischen Zusammensetzung ist mitunter eine rhythmische Wechsellagerung (in der Dimension weniger Zentimeter bis Dezimeter) und eine wechselnde Färbung der Gesteine gegeben.

Charakteristisch sind vor allem Einschaltungen von rötlichbraun gefärbten Tonschiefern innerhalb dieser überwiegend grüngrau gefärbten Serie. Stellenweise liegt auch eine dünnsschichtige Wechsellagerung dieser beiden verschieden gefärbten Gesteinstypen vor. Begleitet werden die Tonschiefer stets von zwischengeschalteten, dünnen Gipsbändern, -zeilen, -knollen und -knauern, welche meist fleischrotfarben (selten weißlichgrau) gefärbt sind.

Die fließend ineinander übergehenden, nur petrographisch gering variierenden Gesteinstypen berühren jedoch die tunneltechnischen Aspekte kaum. Das Ausbruchverhalten des Gebirges wird vielmehr durch den bereichsweise unterschiedlichen Zerlegungsgrad, die Kluftdichte, die Kluftfüllungen sowie die Änderung der räumlichen Stellung des Gefüges bestimmt. Danach läßt sich die Werfener Serie in drei Gebirgstypen gliedern.

Die Unterteilung wurde bevorzugt in Abhängigkeit von gefügekundlichen Aspekten und nur untergeordnet auch nach petrographischen Gesichtspunkten erstellt. Diese Typeneinteilung stimmt jedoch nicht mit der im beiliegenden Längenschnitt ausgewiesenen Gebirgs Güteklassenverteilung überein, zumal die technischen Auswirkungen in dem verhältnismäßig kleinen Ausbruchquerschnitt gering waren. Für den Vollausbuch zeigten sich jedoch schon wesentlich markantere technische Auswirkungen beim Durchörteren der drei unterschiedlichen Gebirgstypen.

Gesteinstyp A umfaßt die Bereiche des Erkundungstollens von Station S 0–920 m und S 1430–2023 m,

Gebirgstyp B jene von Station S 920–1160 m und die Teilabschnitte, in welchen die Werfener Schichten im Bereich von Station S 2542–2706 m auftreten und

Gebirgstyp C die Strecke zwischen Station S 1160–1430 m.

Im Bereich des Gebirgstypes A sind vorwiegend Tonschiefer und Fein- bis Mittelsiltsteine anzutreffen. Einschaltungen von Siltsandsteinen und quarzitischen Lagen können vorkommen. Die Bedeutung für das ausbruchstechnische Verhalten des Gebirges in diesem Abschnitt liegt im Zusammenspiel der einzelnen Kluftgruppen und deren stets wechselnder Intensität. Auf weite Bereiche, sowohl im Lüftungstunnel als auch im Entwässerungstollen, stellen die Schieferungsflächen das dominierende Trennflächensystem dar. Hinzu kommen NW–SE-streichende und in ihren Fallwerten stark streuende Trennflächen sehr flacher bis söhligiger und steilstehender Stellung. Während die Kluftabstände der Schieferungsflächen im Dezimeterbereich schwanken, erfolgt die Zerlegung nach den übrigen Trennflächen weit-

maschiger. Auf weiten Bereichen herrscht eine blockige Zerlegung vor. Trotz des Vorhandenseins toniger Kluffüllungen sowie mehrerer Dezimeter breiter, mylonitisierter Störungstreifen gab es (sofern sie im trockenen Zustand vorlagen), selbst bei einem Ausbruchquerschnitt von 110 m^2 kaum eine Beeinträchtigung des Ausbruchsverhaltens.

Welche festigkeitsmindernden Auswirkungen der Gebirgstyp A bei mehr oder weniger gleichen gefügekundlichen und petrographischen Bedingungen im Falle von flächenmäßig zutretendem Bergwasser haben kann, zeigte sich im Bereich der ersten 250 m im Lüftungstunnel und im Vollausbruch. Trotz geringer Überlagerung ergaben sich aufgrund der hohen Durchnässung des Gebirges Ausbruchbedingungen, die ein hohes Maß an technischer Mobilität erforderten.

Die hohen Kluffzahlen, in Verbindung mit der erhöhten Wirksamkeit der wassergesättigten, tonig verfüllten Trenn- und Gleitflächen, verursachten eine wesentlich größere Teilbeweglichkeit der blockig zerlegten Kluffkörper. Die hinzutretenden dm- bis m-breiten Mylonitstreifen verminderten in diesem Abschnitt zusätzlich die Gebirgsfestigkeit. Wiederholt traten unmittelbar nach dem Abschlag örtliche Verbandsauflockerungen auf, die bis zu domartigen Mehrausbrüchen im First- und Kämpferbereich führen konnten.

Im Entwässerungsstollen war eine geringfügige Abweichung der petrographischen Zusammensetzung gegenüber dem im Lüftungstunnel aufgefahrenen Gesteinsverband erkennbar. Es dominieren hier Fein- bis Mittelsiltsteine; dagegen treten Tonschiefer anteilmäßig zurück. Der petrographisch eher monotone Gesteinsbestand wird nur von einzelnen sandreicheren Lagen oder von mit Tonhäutchen umflossenen Quarzknotenschiefern unterbrochen.

Im überwiegenden Teil des Entwässerungsstollens dominiert die blockige Zerlegung. Kennzeichnend für die Schichtflächen im Bereich der Werfener Serie ist ihre große Lagetreue. Sie streichen NE–SW, bei steilem Einfallen in Richtung N–S. Nur im Bereich Station S 1810–1900 m ließen vereinzelt auftretende Schichtabsonderungsflächen den Großfaltenbau erkennen.

Die vermehrte Einschaltung von stark plastisch deformierten Quarzlagen, -bändern und -knollen innerhalb der Tonschiefer kündigte den Übergang zur Dolomit-Rauhwakenserie an.

Der Grad der Zerlegung erhöhte sich deutlich und führte bis zur Mylonitisierung einzelner Tonschieferlagen. Ein ca. ein Meter breiter, wassergesättigter Tonschiefer-Mylonitstreifen im Bereich der Station S 2022–2023 m bildete den Abschluß der Werfener Schichten. Aber auch noch auf den weiteren Vortriebsmetern – bereits im Dolomit-Rauhwacken-Abschnitt – waren immer wieder zerriebene und mylonitisierete Tonschiefer der Werfener Serie eingeschuppt.

Im Bereich der Station S 920–1160 m und in Teilbereichen der Station S 2542–2706 ist der Gebirgstyp B anzutreffen, der durch eine entlang der Schichtung erfolgende engständige Durchtrennung des Gebirges charakterisiert ist. Diese stellt das vorherrschende gefügekundliche Element in jenem hauptsächlich von Tonschiefern aufgebauten Abschnitt dar.

Die vorteilhafte räumliche Lage der Schichtflächen zur Tunnelachse (s. Gefügediagramm Beil. 1) begünstigte jedoch das felsmechanische Verhalten des Gebirges beim Ausbruch. Trotz dieses Umstandes war aber in einzelnen Bereichen der Ulmen des Lüftungstunnels eine Überschreitung der einachsialen Gebirgsdruckfestigkeit erkennbar.

Die von Station S 2542–2558 m, S 2572–2578 m und von S 2635 bis zur Baulosgrenze aufgefahrenen Werfener Schichten sind die letzten Schichtglieder der basalen Schuppenzone vor dem Antreffen der rein karbonatisch entwickelten Bosruckscholle.

In dieser stark tektonisch geprägten Übergangszone treten die Werfener Schichten in Wechselfolge mit Haselgebirge und neokomen Kalkschiefern (die bereits dem Nordbaulos zugehören) auf. Der Übergang der Werfener Schiefer zu den eingeschuppten Haselgebirgsschollen erfolgt fließend: Die Zerlegung der Tonschiefer nimmt zu und setzt sich bis zur Schollenbildung fort.

Der tektonische Einengungsprozeß bewirkt jedoch in diesen Zonen eine gewisse Verfestigung der Gesteinsverbandes. Sonst liegen die Werfener Schiefer in einer plattigen bis dünnplattigen Ausbildung vor und fallen mittelsteil nach Norden ein.

Die Hauptzerlegung der Gesteine erfolgt vorwiegend entlang einer durch Materialinhomogenitäten (Wechsel tonreicher und sandsteinreicher Lagen) vorgezeichneten Schichtung. Eine weitere Zerlegung bedingen fasergipsbelegte E–W-streichende, steil nach Süden einfallende Klüfte.

Der Gebirgstyp C umfaßt die überwiegend von Station S 1160–1430 m auftretenden Quarzite und Quarzitschiefer, die in einer ausgeprägt plattigen bis dickplattigen (Kluftzahl $K = 5-10$), abschnittsweise auch dünnplattigen Ausbildung ($K = 20-30$) anzutreffen sind. Die Gesteine in diesem Abschnitt sind durch eine hohe Verbandsfestigkeit und Gesteinshärte gekennzeichnet. Neben der gegenüber der Schichtung deutlich zurücktretenden Klüftung wirken sich aber die schichtflächenparallel eingeschalteten, bis mm dicken Fasergipsbänder festigkeitsmindernd aus.

4. Tonmineralogische Untersuchungen

Die tonmineralogischen Analysen sollten außer der mineralogischen Zusammensetzung des Haselgebirges vor allem die Frage klären, ob quellende Tonminerale vorhanden sind.

In diese Analysen wurden noch Proben von Fremdgesteinseinschaltungen im Haselgebirge, wie Werfener Siltsandsteine und mylonitisierte Tonschiefer, miteinbezogen. Dies erschien deshalb wichtig, weil im Lüftungstunnel gerade im Bereich solcher Gesteine die größten Bewegungen und Zerstörungen der Spritzbetonschale auftraten. Ferner wurden auch von den tonig-schluffigen Kluftfüllungen in den Gutensteiner Kalken und von tonig verfüllten Störungstreifen innerhalb der Werfener Serie des Südabschnittes tonmineralogische Analysen gemacht.

Die Untersuchungen wurden am Institut für Bodenforschung und Baugeologie der Universität für Bodenkultur von den Herren Professoren Dr. G. RIEDMÜLLER und Dr. B. SCHWAIGHOFER durchgeführt.

Der Mineralbestand der drei Haselgebirgsproben aus dem Abschnitt Station N 160, N 200 und N 309 m besteht überwiegend aus Gips, Glimmer und Chlorit. In geringer Menge sind Quarz, Feldspat und Magnesit vorhanden.

Bei der Haselgebirgsprobe der Station N 958 m, des tonärmeren, verfestigten Typs, überwiegen die Schichtsilikate Glimmer und Chlorit. Als weiterer Hauptgemengteil fand sich Anhydrit; untergeordnet traten die Minerale Quarz und Magnesit auf.

Die tonmineralogischen Analysen dieser vier Haselgebirgsproben in den Fraktionen $< 20 \mu$ und $< 2 \mu$ erbrachten keinen Nachweis über das Vorhandensein von quellfähigen Tonmineralien.

Ein baugelologisch wichtiges Kriterium stellt auch der bereits makroskopisch auffallende, durchaus hohe Gehalt an Gips dar, der das Gestein vorwiegend im ersten Haselgebirgsabschnitt fein verteilt durchhäutert. Besonders die auftretende, selektiv wirkende leichte Löslichkeit des Gesteines, sowie die verminderten Festigkeitseigenschaften und die Betonaggressivität sulfathaltiger Wässer (Station N 838 m: Sulfatgehalt 350 mg/l) dürften als Folgen des hohen Gipsgehaltes angesehen werden.

Die im Zusammenhang damit an zwei Gesteinsproben (Station N 200 m und N 309 m) durchgeführte geotechnische Prüfung der Wasserempfindlichkeit ergab bei einer Probe die Beurteilung „schwach wasserempfindlich Klasse -2“¹; die Prüfung der zweiten Probe erbrachte „wasserempfindlich Klasse -3/1“².

Bei zwei zusätzlichen Analysen von Fremdgesteinseinschaltungen – einem stark zerbrochenen Werfener Siltsandstein (Station N 455 m) und einem mylonitisierten Tonschiefer (Station N 837 m) – konnten ebenfalls keine quellfähigen Tonminerale nachgewiesen werden. Die Kluftbesteige führen jedoch nachweisbar Gips sowie Spuren (allerdings nur geschmacklich nachweisbar) von Salz.

Die an der Basis der Gutensteiner Kalke beginnenden, tonig-feinsandigen Kluftverfüllungen (Station N 2077 m) enthalten fast ausschließlich Dolomit. In der Fraktion $< 2 \mu$ konnten neben den Tonmineralien Illit/Glimmer auch Spuren quellfähiger, regelmäßiger Mixed Layer Minerale (Montmorillonit/Illit) gefunden werden.

Im Abschnitt der Werfener Schiefer wurden bereichsweise bis zu mehrere Dezimeter breite, tonig verfüllte Kluft- und Zerrüttungsstreifen angetroffen. Zur Klärung, ob diese Kluftfüllungen quellende Tonminerale beinhalten, wurden an zwei charakteristischen Stellen (Station S 285 und S 808 m) ebenfalls Proben entnommen.

Die tonmineralogische Analyse dieser Proben erbrachte keinen Nachweis über das Vorhandensein von quellfähigen Tonmineralien. Der Gesamtmineralbestand setzt sich aus den Hauptgemengteilen Chlorit und Glimmer/Illit und den Nebengemengteilen Quarz und Feldspat zusammen. Das prozentuelle Verhältnis der Schichtsilikate Illit : Chlorit beträgt in beiden Fällen für die Korngrößen $< 20 \mu$ und $< 2 \mu$ angenähert 70 : 30.

5. Felsmechanische Kennwerte

Um für den größeren Ausbruchsquerschnitt der Oströhre zu einer besseren Abschätzung des felsmechanischen Gebirgsverhaltens zu kommen, wurden zusätzlich zu den damals im Erkundungsstollen gewonnenen Werten der Gebirgsverformung (mit Konvergenz-, Extensometer- und Meßbankermessungen und tangentialen und radialen Druckmessungen) von Bohrkernen und Handstücken V- und E-Modul- sowie Druck- und Scherfestigkeitsbestimmungen durchgeführt.

Die Proben, an denen die Druckfestigkeit, der E- und der Verformungsmodul für die Laststufen 0.5 – 2.0 – 0.5 N/mm² ermittelt wurden³, entstammen dem Haselgebirge sowie Gesteinen der Werfener Serie.

¹ Definition „schwach wasserempfindliche Klasse -2“: Nach 24 Stunden Einlage der Probe in reines Wasser zeigt bloß die Oberfläche Auflösungen und Risse.

² Definition „schwach wasserempfindliche Klasse -3/1“: Die Probe ist nach 24-stündiger Einlage zerfallen; ihr Massenverlust beträgt 5 %.

Die erwähnten Untersuchungen wurden am Institut für Geotechnik und Verkehrsbau, Bodenmechanik und Grundbau von Herrn Prof. Dipl. Ing. Dr. D. PREGEL durchgeführt.

³ Durchgeführt von der Materialprüfstelle Strass unter der Leitung von Herrn Dipl.-Ing. Dr. H. HUBER.

5.1. Haselgebirge

Probe, Station	V-Modul (N/mm ²)	E-Modul (N/mm ²)	Druckfestigkeit (N/mm ²)
374	—	—	2.0
390 linker Ulm	8860	4900	2.8
390 rechter Ulm	22600	22600	25.3
400	7100	20000	13.8
480	3100	4500	5.6

Um eine Abschätzung des Einflusses der Eigenfeuchte auf die Scherfestigkeit des Haselgebirges zu bekommen, wurden zusätzliche Scherversuche mit konstanter Normlast von 1.0 N/mm² nach verschieden langer Wasserlagerung durchgeführt.

Probe, Station 570	Wasserlagerung der Probe	Eigenfeuchte %	Scherfestigkeit (N/mm ²)
	naturfeucht	4.2	2.1
2	naturfeucht	4.7	1.8
3	2 Tage	6.5	1.8
4	2 Tage	6.2	2.0
5	4 Tage	7.1	1.1
6	4 Tage	7.4	1.6

Die Versuche ergaben, daß sich die Scherfestigkeit trotz Zunahme der Eigenfeuchte nach einer Wasserlagerung von 2 bzw. 4 Tagen nur relativ gering verminderte. Dabei zeigte die Scherfläche eine Durchfeuchtung von etwa 50 %.

In Ergänzung zu diesen Untersuchungen wurden von Herrn W. WOLFF im Rahmen einer Diplomarbeit am Geologischen Institut der Technischen Universität Wien auch direkt an der Baustelle Scherversuche an Haselgebirgsproben gemacht. Sie sollten mittels eines zur Verfügung gestellten Schergerätes zusätzliche Gesteinsdaten und felsmechanische Informationen liefern.

Die graphisch dargestellten Werte, die vom „isotropen“ Haselgebirge ermittelt wurden, kommen in einem relativ gering streuenden Band zu liegen und nehmen einen Scherwinkel von ungefähr $\varphi = 30^\circ$ ein. Es zeigt sich, daß die Scherfestigkeit der Proben trotz Zunahme der Eigenfeuchte nach Wasserlagerung von 24–30 Stunden nur geringfügig verändert wurde. Im Gegensatz zu den Ergebnissen von Dr. HUBER war bei allen Proben die Eindringtiefe des Wassers sehr gering (1–3 mm). Die Ergebnisse der felsmechanischen Scherversuche konnten die aus den geotechnischen Ergebnissen von PREGL nachgewiesene Wasserempfindlichkeit des Haselgebirges (s. Kap. 4) nicht bestätigen.

Dieses aberrante Verhalten könnte dadurch erklärbar sein, daß sich die für den Scherversuch notwendigen Probekörper beim Schneid- oder Bohrvorgang mit einem feinen Tonfilm überziehen, der in weiterer Folge – zumindest innerhalb dieser kurzen Zeitspanne – bei Wasserlagerung das Eindringen von ruhendem Wasser verhindert.

Die Ergebnisse von den Proben des „anisotropen“ Haselgebirgstypes und des geschieferten Haselgebirges (= Wechsellagerung zwischen Anhydrit und Haselgebirge) weisen trotz eines größeren Winkels auf keine wesentlich erhöhte Kohäsion hin.

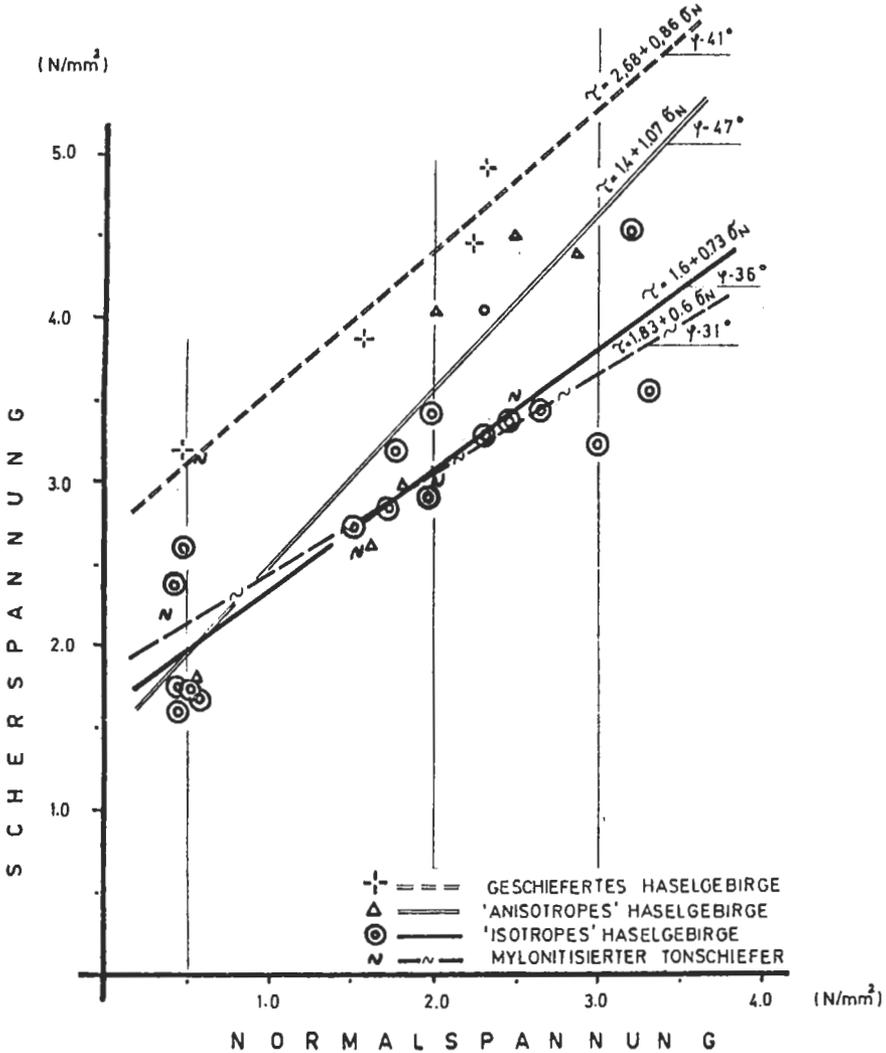
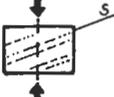


Abb. 5: Ergebnisse der Gesteinsscherversuche (durchgeführt an der Baustelle von W. WOLFF).

5.2. Werfener Serie

Die Proben aus dem Bereich der Werfener Schiefer entsprechen Siltsteinen mit zwischengeschalteten Lagen von Siltsandsteinen und Quarziten. Die Klüfte sind z. T. mit auskristallisiertem Flußspat verheilt.

Bohrkern:	Beanspruchungsrichtung	Verformungs-Modul (N/mm ²)	E-Modul (N/mm ²)	Druckfestigkeit (N/mm ²)
Probe 1		19700	1800	81.0
Probe 8		15400	19500	40.6
Probe 10		30300	37800	41.2

Von den ebenfalls in der Werfener Serie vorkommenden, rötlich-violett gefärbten Tonschiefer-Siltsteinen, die stets durch einen höheren Zerlegungsgrad gekennzeichnet sind, ergaben die an Handstücken ermittelten Werte eine Scherfestigkeit von annähernd 2.2 N/mm² und einen Reibungswinkel von 61°.

Die mit Hilfe eines Schergerätes durchgeführten Scherversuche an den Quarziten zeigten in ihren Werten einen sehr hohen Streuungsgrad, der durch die stets eingeschalteten, fasergipsgefüllten Trennflächen verursacht wurde.

6. Bergwasserverhältnisse

Die beim Bau des Eisenbahntunnels durch katastrophale Karstwassereinträge verursachten Schwierigkeiten waren in erster Linie dafür ausschlaggebend, daß man sich zu einem Erkundungsstollen außerhalb des Tunnelhauptquerschnittes entschied. Damit durfte man sich eine Vorentwässerung und Vorentgasung des umliegenden Gebirgsraumes erhoffen.

Während im Abschnitt des Haselgebirges mit größeren Wasserzutritten kaum zu rechnen war, galt das Interesse vor allem der Kalk- und Dolomitfolge mit ihren ausgezeichneten Wasserwegen. Durch die Nähe des bestehenden Eisenbahntunnels durfte man wesentlich reduzierte Wassermengen, als sie beim Bau des Eisenbahntunnels zutraten, erwarten.

Im Erkundungsstollen konnte der Haselgebirgsabschnitt, von kurzen Bereichen abgesehen, trocken aufgefahren werden. Die meist nur tropfenden und leicht rinnenden Zutritte erfolgten stets an den Grenzflächen größerer Fremdgesteinsschollen, wie etwa im Fall der Dolomit-Anhydritschollen und der Tonschiefer, sowie entlang dolomitischer Brekzienlagen. Die einzige Ausnahme bildete eine dolomitische Einschüttungsbrekzie, welche sich bei Station N 335 – N 345 m im Liegenden einer Dolomit-Anhydritscholle flach erstreckte. Sie brachte einen stark salzhaltigen Wasserandrang (Chloridgehalt von 14.580 mg/l) von vorerst 3 l/sec., der sich aber auch nach „Auswaschung“ eines m³ großen Hohlraumes in der Zuflußmenge reduzierte und jetzt nur mehr Tropfwasser liefert.

Bei Station N 1068 m des Erkundungsstollens erfolgte an der Grenze zwischen dem Haselgebirge und dem Karbonatkörper der Bosruckscholle der erwartete Wasser-einbruch. Aus einer mehreren Dezimeter breiten, tonig-schluffig verfüllten Spalte, hinter der steilstehenden, glatten, mehr oder weniger ortsbreustparallelen Grenzfläche drang Wasser in den Lüftungstunnel ein – zunächst unter hohem Druck 140 l/sec., in späterer Folge temporär bis 280 l/sec. Der Bereich mit Bergwasser, welches entlang von Kluftspalten und Karstschläuchen zutrat, erstreckte sich bis Station N 1106 m. Die Gesamtzuflußmenge reduzierte sich in diesem Streckenabschnitt nur langsam, aber stetig, und beträgt derzeit ca. 60 l/sec. Beim Auffahren der Haupttunnelröhre betrug der Wasserzutritt an der Übergangsstelle vom Haselgebirge zum Tisovec-Kalk ca. 40 l/sec., wobei sich der Wasserzutritt im benachbarten Lüftungstunnel zirka um diese Menge reduzierte.

Der starke Bergwasserzufluß beim Auffahren des Erkundungsstollens bei mehr oder weniger gleichbleibendem Wasseraustritt aus dem Eisenbahntunnel erbrachte die Erkenntnis, daß trotz des in unmittelbarer Nähe verlaufenden Eisenbahntunnels, ein neues, weitgehend abgeschlossenes Kluftwassersystem angezapft worden war. Das Vorhandensein solcher separierter Wasserschläuche mit möglicherweise auch eigenem Einzugsgebiet kann nur durch die nachträgliche Verfüllung offener Spalten und Karstschläuche mit Ton- und Schluffmaterial erklärt werden.

Der verbleibende Abschnitt der karbonatischen Serie erbrachte auf längeren Strecken flächenhafte Tropf- oder Rinnwasserzutritte und meist entlang der vereinzelt klaffenden Klüfte rinnende Wasserzuflüsse. Die Gesamtwasserzutrittsmenge betrug jedoch in der karbonatischen Serie nicht mehr als 5 l/sec.

Die an zwei Wasserzutrittsstellen im Haselgebirgsabschnitt durchgeführten chemischen Analysen des Bergwassers ergaben stark unterschiedliche Werte für den Chlorid- und Sulfatgehalt. Die im Stationsbereich N 330 – N 345 m zutretenden, stark salzigen Wässer wiesen einen enorm hohen Chloridgehalt von 14,580 mg/l und einen Sulfatgehalt von 860 mg/l auf, während die Tropfwässer im Abschnitt der mylonitisierten Tonschiefer einen Chloridgehalt von 1402 mg/l und einen Sulfatgehalt von 3501 mg/l aufwiesen.

Erwartungsgemäß hatten dagegen die im karbonatischen Abschnitt zutretenden Wässer sehr niedrige Chlorid- bzw. Sulfatgehalte. Diese lagen zwischen 1 bis 2 mg/l Chloridanteil und 20–32 mg/l Sulfatanteil.

Die im Rahmen der Scherversuche von Herrn Dr. W. WOLFF ermittelten Wassergehaltswerte der Haselgebirgsproben ermöglichten ebenfalls eine Zuordnung zu den zwei differenzierbaren Haselgebirgsbereichen. Während die aus dem Abschnitt des „isotropen“ Haselgebirges entnommenen Proben einen Eigenfeuchte von 9–16 % besitzen, weisen die des „anisotropen“ Haselgebirges nur einen Wassergehalt von 1,2 bis maximal 4,7 % auf.

Die katastrophalen Wassereinbrüche (bis 1100 l/sec.), welche sich beim Bau des Eisenbahntunnels im Südabschnitt ereignet hatten, waren an geologisch besonders prädestinierte Gesteinsserien gebunden – vor allem an die in den Werfener Schichten steckenden, zelligporigen *Rauhackebänder*. Diese Rauhackenbänder konnten im Zuge der Obertagekartierungen auch noch eindeutig über der neuen Tunneltrasse nachgewiesen werden. Somit waren beim Auffahren des Erkundungsstollens ebenfalls Wassereinbrüche, wenn auch in abgeschwächter Menge, zu erwarten. Der bereits einleitend erwähnte, komplizierte tektonische Bau im Südabschnitt verursachte jedoch ein unvermutetes Auskeilen des ersten, vom Eisenbahntunnel am weitesten entfernt liegenden Rauhackenbandes. Somit konnte der Erkundungsstollen und die Oströhre bis zur Station S 2023 m ohne Fremdgesteineinschaltung in der Werfener Serie vorgetrieben werden. Der befürchtete Wassereinbruch blieb dadurch aus. Die Gesteine der Werfener Serie konnten mehr oder weniger trocken und damit ohne wesentliche technische Schwierigkeiten aufgeföhren werden (mit Ausnahme der ersten 250 m vom Südportal an und eines kurzen Teilstückes bei der Station S 525–528 m).

Wie stark der Einfluß von hinzutretendem Bergwasser bei Aufföhren der sehr wasserempfindlichen Tonschiefer sein kann, zeigten die ersten 250 Stollenmeter. Das flächenhaft zutretende Bergwasser verschlechterte hier das Ausbruchverhalten um 2–3 Gebirgsgüteklassen.

Die hohe Zerlegung des Gebirges, in Verbindung mit der erhöhten Wirksamkeit der tonig verfüllten, wassergesättigten Trenn- und Gleitflächen verursachte eine we-

sentlich höhere Teilbeweglichkeit der Klufkörper.

Örtliche Verbandsauflockerungen, die zum Eingleiten ganzer Schichtpakete sowie zu domartigen Überbrüchen, besonders im First- und Kämpferbereich, führten, waren die Folge.

Nach dem Auffahren der ersten trockenen Klufthohlräume und der bis zu 150 m³ großen Höhlen innerhalb der an die Werfener Schichten anschließenden Dolomit-Rauhwickenserie war es klar, daß dieser Gebirgsabschnitt bereits durch den naheliegenden Eisenbahntunnel völlig entwässert wurde. Die ausgespülten und ausgekolkten Hohlräume sowie die starken Verwitterungs- und Zersetzungserscheinungen an den Gesteinen sind Zeugen des ehemaligen Vorhandenseins gewaltiger Wassermengen. Heute sind in dieser Zone nur einzelne Tropfwasserzutritte entlang von wassergesättigten, tonig mylonitisierten Schieferbändern zu verzeichnen (Station S 2023, S 2030, S 2050, S 2272 m).

Chemische Analysen der zutretenden Wässer bei den Stationen N 20, N 65, N 72, N 152, N 209, N 252, N 256, N 525 m ergaben einen Chloridgehalt, der zwischen 2,3–17,1 mg/l schwankt und einen Sulfatgehalt von 195,6–1027 mg/l.

7. Baugelogeische Schlußbetrachtung nach Ausbruch des Lüftung- und Entwässerungsstollens

Das generelle Projekt des Bosruck-Autobahntunnels sah den vorauseilenden Bau eines zwischen den beiden Haupttunnelröhren liegenden **L ü f t u n g s t u n n e l s** und **E n t w ä s s e r u n g s s t o l l e n s** vor. Gemäß dieser Konzeption wurden die zwei Lüftungstunnel mit einem Ausbruchsquerschnitt von ca. 30 m² aufgeföhren; der Ausbruch der verbleibenden Verbindungsstrecke durch den Entwässerungsstollen erfolgte im Minimalquerschnitt. Ausschlaggebend für die damalige Entscheidung, den durchgehenden Erkundungsstollen nicht innerhalb des Haupttunnelquerschnittes zu föhren, war die Befürchtung, daß man mit ähnlichen Schwierigkeiten konfrontiert werden könnte, wie sie bei dem Bau des nahen Eisenbahntunnels aufgetreten waren. Durch den vorauseilenden Erkundungsstollen durfte man sich vor allem eine Vorentwässerung und -entgasung des umliegenden Gebirges erhoffen, und damit für den Bau der Haupttunnelröhre wesentlich günstigere Ausbruchsbedingungen. Man wollte alles unternehmen, um den seinerzeitigen Schwierigkeiten beim Bau des Eisenbahntunnels, welche durch katastrophale Wassereinbrüche, Hohlraumverbrüche und Gasexplosionen gekennzeichnet waren, zu entgehen. Zusätzlich erwartete man von dem Erkundungsstollen wesentliche Informationen über das gebirgsmechanische Verhalten des in seiner Ausbildung und Konsistenz stark schwankenden Haselgebirges. Neben diesen Aufgaben hatte der vorauseilende Stollen auch die Funktion der detaillierten geologischen, geotechnischen sowie felsmechanischen Erkundung.

Trotz der Nähe des geologisch gut erfaßten Eisenbahntunnels und einer eingehenden geologischen Obertagkartierung konnte erst der Erkundungsstollen Licht in den strukturellen Aufbau der Untergrundverhältnisse bringen, welche sich als tektonisch wesentlich komplizierter erwiesen, als ursprünglich angenommen worden war.

Entgegen den bisherigen Erfahrungen erwies sich das im Lüftungstunnel und im Haupttunnel auf eine Länge von 1000 m aufgeföhrene **H a s e l g e b i r g e** beim Ausbruch aufgrund der günstigen und vor allem trockenen Bedingungen im überwiegenden Streckenabschnitt als mehr oder weniger problemlos. Nur entlang vereinzelter Abschnitte wich die Ausbildung vom „Normaltyp“ ab und bedingte dann erschwerte Ausbruchsbedingungen. In diesen Bereichen zeigte sich sofort, daß das Haselgebirge

durch den Kontakt mit Wasser seine sonst im trockenen Zustand vorhandenen günstigen Eigenschaften einbüßt.

Allerdings blieb auch nach dem Ausbruch der Haselgebirgsstrecke die bereits in der Prognose ausgedrückte Ungewißheit über das Langzeitverhalten bestehen. Obwohl in den untersuchten Proben keine quellfähigen Tonminerale angetroffen wurden, trat dennoch im Lüftungstunnel nach einer Beobachtungszeit von ca. zwei Jahren und im Haupttunnel nach ca. einjähriger Beobachtung keine völlige Stabilisierung der Haselgebirgsabschnitte ein.

Wie sich zeigte, liegt der Anhydrit im ersten Haselgebirgsabschnitt neben reichlichen Gipsschollen meist in Form massiger, von Gips ummantelter Schollen und Blöcke vor. Bei der tonmineralogischen Untersuchung dieser Proben konnte daher in der Grundmasse kein Anhydrit nachgewiesen werden.

Dieser erste Abschnitt des Haselgebirges steht offenbar noch unter dem Einfluß oberflächennaher Bedingungen (Gipsspiegel). Mit zunehmender schützender Überlagerung nimmt der Gipsanteil im Gebirge ab und der Anhydritanteil steigt. Dieser Trend wird u. a. durch das reichliche Vorhandensein von fein verteiltem Anhydrit, bei Fehlen von Gips, in Analysen aus dem Stationsbereich N 958 m bestätigt.

Durch die Schaffung eines Ungleichgewichtes im geochemisch und geotechnisch mehr oder weniger stabil eingestellten, unverritzten Gebirge (durch Umlagerung der Kräfte während des Spannungsumlagerungsprozesses, durch Änderung der Bergwasser- und Feuchtigkeitsverhältnisse sowie durch Änderung der Temperaturbedingungen) kann vor allem der fein in der Grundmasse verteilte Anhydrit leicht in Gips umgewandelt werden. In weiterer Folge kann die beobachtete, fortschreitende Hohlraumdeformation auftreten. Die auf große Streckenabschnitte fehlenden Wasserzutritte verzögern diese Vorgänge entlang der Ausbruchswände, schließen sie jedoch nicht aus, zumal zumindest das Gleichgewicht des Porenwasserdruckes erheblich gestört wurde.

Die restlichen Abschnitte des Lüftungstunnels und Haupttunnels im Nordabschnitt haben den prognostizierten geologischen Erwartungen entsprochen. Eine Ausnahme bildete nur die überraschend mächtige Entwicklung der rauhwackig-sandig-dolomitischen Folge an der Basis der Gutensteiner Kalke.

Ein wiederholter erhöhter Gebirgswasserandrang war im Nordabschnitt durch die nun großräumig wirksam gewordene Drainagierung des Gebirges nicht mehr gegeben. Im Bereich des Haselgebirges stieß man in der Oströhre in Verbindung mit Fremdgesteinseinschaltungen nur vereinzelt auf kleinere Wassersäcke und kleinere „Bläser“. Auch im Abschnitt der mittel- bis obertriadischen Karbonatfolge dürfte bereits die Entwässerung des umliegenden Gebirgsraumes sowie die Freilegung der tonig-schluffig verfüllten Klüfte eine Verflüchtigung allfälliger Ansammlungen von größeren Grubengasmengen bewirkt haben.

Im Südabschnitt verblieb der Erkundungsstollen und die Haupttunnelröhre größtenteils in Werfener Tonschiefern und Siltsteinen, innerhalb derer die Einschaltung anderer Schichtglieder unterblieb. Hier ergaben sich bei den überwiegend trockenen Gebirgsverhältnissen keine nennenswerten Ausbruchserschwerisse. Vor allem blieb das gefürchtete Rauhwackenband aus, bei dem mit großen Wassereinbrüchen zu rechnen gewesen wäre.

Die trockenen Gebirgsverhältnisse hielten auch in dem circa 250 m langen Folgestück nach den Werfener Schichten an. Hier treten zwar tektonisch stark zerlegte und chemisch zersetzte dolomitische Gesteine und sogar Rauhwacken und mylonitisierte Tonschiefer auf, doch blieben wenigstens Wassereinbrüche aus. Diese Serie wurde

nämlich bereits durch den Eisenbahntunnel vorentwässert. Trotz dieses enormen Vorteils in bezug auf das fehlende Bergwasser waren dennoch die Ausbruchsbedingungen in diesem Abschnitt für den bloß 10 m² großen Entwässerungsstollen sehr schwierig.

Somit lag im Südbaulos, die Anfangsstrecke und ein kurzes Stück von Station S 525 – S 528 m ausgenommen, ein mehr oder weniger trockenes Gebirge vor.

Die *S t a n d f e s t i g k e i t s v e r h ä l t n i s s e* waren, die ersten 250 m nach dem Südportal und der 250 m lange Abschnitt der Dolomit-Rauhackenserie ausgenommen, als gut zu bezeichnen.

Die über einen längeren Zeitraum verfolgten Konvergenzmessungen und die an einzelnen Hauptmeßquerschnitten installierten Meßanker, Extensometer sowie tangentialen und radialen Druckmeßgeber zeigten ein Abklingen der Bewegungen innerhalb weniger Tage nach dem Ausbruch und die Näherung des Gebirges in Richtung zu einem neuen Gleichgewichtszustand.

G a s z u s i c k e r u n g e n wurden nur im Bereich der Haselgebirgss Strecke und im Südbaulos auf Station S 417 m registriert. Die Konzentration der eingesickerten Gase war im vollen Ausbruchsquerschnitt des Lüftungstunnels nicht meßbar, sondern bloß unmittelbar am Bohrlochmund. Dabei handelte es sich um ein stark schwefelig riechendes, entflammbares Gas, welches sich in der Folge verflüchtigte. Eine genaue Analyse des Gases war wegen der mangelnden Konzentration nicht möglich.

Mit dem vorseilenden Bau des Lüftungstunnels und des Entwässerungsstollens und dem Ausbruch des Umkehrplatzes im Vollquerschnitt schuf man Voraussetzungen für die Einbringung der für die Detailplanung des Vollausbruches erforderlichen geologischen Daten.

Somit ermöglichte der Richtstollen nicht nur die Erstellung eines genauen Bildes über den gesamten petrographischen Bestand, sondern gewährte vor allem einen optimalen Einblick in das noch wichtigere Gefügeinventar.

Für den Ausbruch des großen Tunnelquerschnittes (Ausbruchsquerschnitt ca. 95–110 m²) stellte der Richtstollenvortrieb einen unschätzbaren Vorteil dar, denn man war rechtzeitig vor unliebsamen Überraschungen gewarnt und fand auch ein weitgehend entwässertes Gebirge vor. Angesichts der bei dem Eisenbahntunnel durch zahlreiche katastrophale Wassereinbrüche aufgetretenen geologischen Schwierigkeiten kann diese Tatsache gar nicht hoch genug bewertet werden. Zusätzlich ließen sich die offenen geologischen Fragen im wesentlichen klären; vor allem konnten auch Anhaltspunkte für das mutmaßliche Gebirgsverhalten im Ausbruchsquerschnitt der geplanten Haupttunnelröhre gefunden werden.

8. Literatur

8.1. Regionalgeologische Literatur

AMPFERER, O., 1926: Fortschritte der geologischen Neuaufnahme von Blatt Admont und Hieflau. – Jb. Geol. B.-A., 76, 171–197, 22 Abb., Wien.

– , 1933: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1 : 75.000, Blatt Admont–Hieflau. – Wien (Geol. B.-A.).

ANIWANDTER, E., 1954: Die Tektonik und Stratigraphie der östlichen Warscheneckgruppe und ihre Umrahmung. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 165 S., 17 Beil., Wien.

BITTNER, A., 1886: Aus dem Ennsthaler Kalkhochgebirge. – Verh. Geol. R.-A., 1886, Nr. 4, 92–101, Wien.

- CORNELIUS, H. P., 1945: Zur Schichtfolge und Tektonik des Kammspitz-Grimmingzuges (Oberdonau–Steiermark). – Ber. R.-A. Bodenforsch. Wien, 1944, H. 5/8, 127–138, 2 Abb., Wien.
- DULLO, W. CH., 1979: Fazies und geologischer Rahmen der Dachsteinkalke (Obertrias) in den südwestlichen Gesäuse-Bergen (Steiermark). – Unveröff. Diplomarb. Inst. f. Paläont. Univ. Erlangen–Nürnberg, 197 S., 31 Abb., 8 Tab., 20 Taf., 6 Beil., 1 geol. Kt., Erlangen.
- FENNINGER, A. & HOLZER, H. L., 1972: Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malm. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 63 (1970), 52–141, 15 Abb., 1 Tab., 2 Beil., Taf. 1–19, Wien.
- FÜCHTBAUER, H. & RICHTER, D. K., 1983: Relations between fissures, internal breccias and mass flows during Triassic and earlier rifting periods. – Geol. Rundschau, 72, H. 1, 53–66, 4 Abb., Stuttgart.
- GEYER, G., 1907: Die Aufschließungen des Bosrucktunnels und deren Bedeutung für den Bau des Gebirges. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 82, 1–40, 3 Abb., Taf. 1–3, Wien.
- [In: VACEK, M. & GEYER, G.], 1916: Erläuterungen zur geologischen Karte . . . , 1:75.000, Blatt Liezen. – 58 S., Wien (Geol. R.-A.).
- [In: VACEK, M. & GEYER, G.], 1918: Geologische Spezialkarte von Österreich, 1:75.000, Blatt Liezen, Wien (Geol. R.-A.).
- HAHN, F. F., 1913: Grundzüge des Baues der Nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns, II. Teil. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 6, 374–501, 6 Abb., Taf. 14–17, Wien.
- HESS, R., 1981: Zur Geologie der Admonter Schuppenzone im Raum Ardnig unter Berücksichtigung der Werfener Schichten. – Unveröff. Diplomarb. Inst. f. Geol. u. Miner. Univ. Erlangen, 169 S., 58 Abb., 2 Tab., 25 Taf., 4 Beil., Erlangen.
- & ROSSNER, R., 1984: Die Lithofazies der Salberg-Schichtenfolge (Permoskyth) im Bereich Liezen–Admont (Steiermark, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 30 (im Druck).
- HOLZER, H. L., 1978: Eine stratigraphische Tabelle der Malmvorkommen Österreichs (mit erläuternden Bemerkungen und einem Schichtnamenverzeichnis). – Schr.-R. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., 4, 219–242, 2 Tab., Wien.
- KOBER, L., 1912: Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 88, 345–396, 7 Abb., 2 Ktn., 1 Taf., Wien.
- KOVACS, S., 1980: Paleogeographical significance of the Triassic Hallstatt limestone facies in the North Alpine faciesregion. – Földtani Közlöny, 110/3–4, 360–381, 5 Abb., Budapest.
- KRYSTYN, L., SCHÄFFER, G. & SCHLAGER, W., 1971: Über die Fossil-Lagerstätten in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 137, 284–304, 9 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- LEIN, R., 1976: Neue Ergebnisse über die Stellung und Stratigraphie der Hallstätter Zone südlich der Dachsteindecke. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 184, 197–235, 6 Abb., Wien.
- , 1981: Deckschollen von Hallstätter Buntkalken in Salzbergfazies in den Mürtzaler Alpen südlich von Mariazell (Steiermark). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 27, 207–235, 4 Abb., 1 Taf., Beil. 12, Wien.

- NIEDERMAYR, G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E., 1982: Zur Nomenklatur, Seriengliederung und Lithofazies der permo-skythischen Basisschichten des westlichen Drauzuges. – Verh. Geol. B.-A., 1982, H. 2, 33–51, 2 Abb., Wien.
- PLÖCHINGER, B. (ed), 1981: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1981: Blatt 76 Wiener Neustadt. – 118 S., 14 Abb., Wien (Geol. B.-A.).
- [In: BRIX, F. & PLÖCHINGER, B.], 1982: Geologische Karte der Republik Österreich, 1:50.000, Blatt 76: Wiener Neustadt. – Wien (Geol. B.-A.).
- & PREY, S., 1968: Profile durch die Windischgarstener Störungszone im Raum Windischgarsten–St. Gallen. – Jb. Geol. B.-A., 111, H. 2, 175–211, 4 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Wien.
- POBER, E., 1982: Zur lithofaziellen und stratigraphischen Gliederung der Wörschacher Gosau. – Die frühalpine Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpkt. S 15), H. 3 (= Jber. 1981), 157–161, Leoben.
- , 1983: Fazielle Aspekte der Schichtfolge der Wörschacher Gosau. – Die frühalpine Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpkt. S 15), H. 4 (= Jber. 1982), 129–134, Leoben.
- PREY, S., 1968: Bericht 1967 über geologische Untersuchungen auf den Blättern 98 (Liezen) und 99 (Rottenmann). – Verh. Geol. B.-A., 1968, H. 3, A40–A41, Wien.
- RICHTER, D. K. & FÜCHTBAUER, H., 1981: Merkmale und Genese von Breccien und ihre Bedeutung im Mesozoikum von Hydra (Griechenland). – Z. dt. geol. Ges., 132, 451–501, 9 Abb., 5 Taf., Hannover.
- SPENGLER, E., 1959: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. – Jb. Geol. B.-A., 102, 193–312, Taf. 4, 5 Abb., Wien.
- TOLLMANN, A., 1964: Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des „Haselgebirges“. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1964, 270–299, 3 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- , 1976 a: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Bd. 2, XVI + 580 S., 3 Taf., Wien (Deuticke).
- , 1976 b: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogene Kalkalpen, und regionale Tektonik. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Bd. 3, IX + 449 S. 7 Taf., 130 Abb., Wien (Deuticke).

8.2. Geotechnische Literatur

- BLODING, M. J., 1906: Die Bauschwierigkeiten beim Bosrucktunnel. – Z. Österr. Ing.- u. Arch. Ver., 28, Nr. 25, 369–374, 3 Abb., Wien.
- BRANDECKER, H., 1973: Unveröffentlichter geotechnischer Bericht. – 40 S., 11 Beil., Salzburg.
- DEMME, W. & NOWY, W., 1978: Bosrucktunnel. – Unveröff. geol. Gutachten für den Erkundungsstollen, 29 S., 2 Abb., 10 Beil., Graz.
- , 1980 a: Bosrucktunnel/Süd-Vollausbruch. – Unveröff. geol. Gutachten, 19 S., 1 Taf., Korneuburg.
- , 1980 b: Bosrucktunnel/Nord-Vollausbruch. – Unveröff. geol. Gutachten, 23 S., 1 Taf., Korneuburg.
- GROB, H., 1972: Schwellendruck im Belchentunnel. – Veröff. Intern. Sympos. f. Untertagebau, 99–119, Luzern.

- GEYER G., 1907: s. 8.1.
- HANNACK, J., 1907: Bosrucktunnel. – Tunnelbau, 242–257, 8 Abb.
- KERN, K., 1981: Pyhrnautobahn-Bosrucktunnel Erkundungsstollen Nord. – Mayr-eder, 5, 26–28, 5 Abb., Wien.
- MAYRHOFER, H., 1955: Beiträge zur Kenntnis des alpinen Salzgebirges. – Z. dt. geol. Ges., 105, 4 Tl., 752–775, 4 Abb., 2 Taf., Hannover.
- Diverse unveröffentlichte Unterlagen der ÖSTERREICHISCHEN BUNDESBahn betreffend den in den Jahren 1901–06 angelegten Eisenbahntunnel und die nachfolgenden Sanierungsbauten.
- SCHAUBERGER, O., 1950: Gebirgsdruckerscheinungen im alpinen Haselgebirge. – Int. Fachtagung f. Gebirgsdruckfragen im Bergbau u. Tunnelbau, 8, 138–140, 10 Abb., Wien.
- , 1955: Zur Genese des alpinen Haselgebirges. – Z. dt. geol. Ges. 105, 4. Tl., 736–751, 2 Abb., 3 Taf., Hannover.
- SPAUN, G., 1968: Die geologischen Vorarbeiten und der Sondierstollen des Ennstalkraftwerkes Landl. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 18, 341–366, Taf. 9–10, 5 Tab., Wien.
- , 1974: Über die Ursachen von Sohlhebung in Tunneln des Gipskeupers. – Festschr. Leopold Müller-Salzburg zum 65. Geburtstag. – 245–260, 8 Abb., Karlsruhe.
- WALSER, P., 1980: Praktische Erfahrungen beim Herstellen des Sondierstollens Süd für den Bosruck-Straßentunnel. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh. 126, H. 6, 238–242, 1 Abb., Wien.

Unveröff. Berichte von Analysen

- HUBER, H., 1979: Felsmechanische Versuche – Bosrucktunnel, Bericht PSM 231, Strass (Materialprüfstelle d. Tauernkraftwerke AG.).
- PREGL, D., 1979: Bestimmung der einachsialen Druckfestigkeit, des Wassergehaltes sowie der Wasserstabilität von Haselgebirgsproben, Bericht v. 22. 6. 1979, Wien (Inst. f. Geotechn. u. Verkehrsbau, Bodenmechanik u. Grundbau; Univ. f. Bodenkultur)
- RIEDMÜLLER, G. & SCHWAIGHOFER, B., 1979/80: Tonmineralogische Analysen, Berichte v. 26.6.1979, 22.10.1979, 4.2.1980, Wien (Inst. f. Bodenforsch. u. Bau-geol.; Univ. f. Bodenkultur).

Dank: Für die Bestimmung von Fossilien sind wir besonders den Herren W. CH. DULLO (Institut f. Paläont. Univ. Erlangen), Dr. B. GRUBER (Oberöstr. Landesmus. Linz), Doz. Dr. L. KRYSTYN, Dr. W. PILLER (beide Inst. f. Paläont. Univ. Wien) sowie Dr. T. STEIGER (Inst. f. Paläont. u. histor. Geol. Univ. München) zu Dank verpflichtet. Die Dünnschliffe zu dieser Arbeit verfertigt in bewährter Weise Herr LUMMER; die Abbildungen wurden von Herrn LEITNER gezeichnet, die Fotoarbeiten besorgte Herr NEUNER. Ihnen allen möchten wir für ihr Bemühen herzlich danken.

TAFEL 1



Fig. 1: Normal ausgebildetes Haselgebirge. In einer von dünnen Salz- und Gipsfäden durchzogenen Grundmasse (hell) sind gut gerundete Anhydritschollen (dunkel) eingebettet. Station N 176 m.

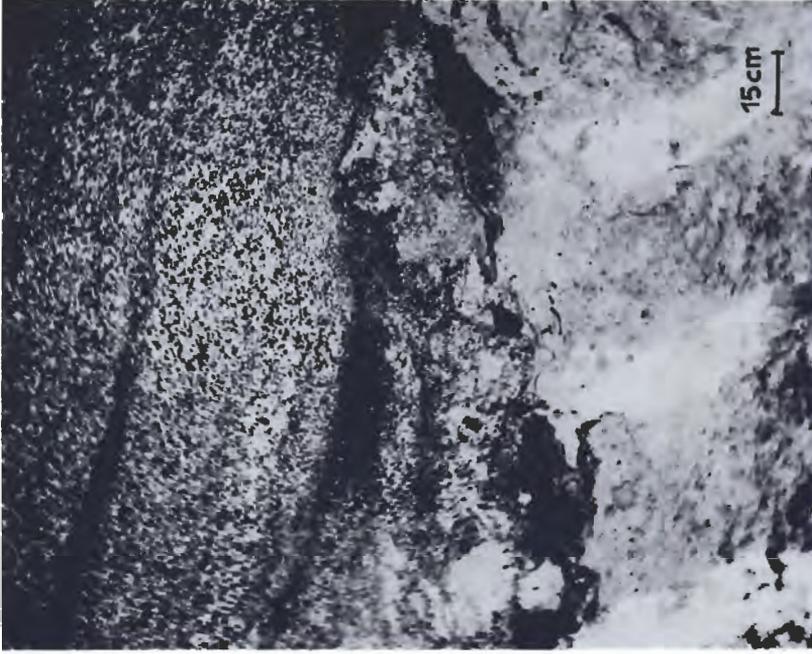


Fig. 2: Direkt über dem Haselgebirge (unten) folgt bei Station N 341 m eine deutlich gradierte Einschüttungsbrekzie. Sie setzt sich aus Dolomitbruchstücken zusammen, die in einer tonigen Matrix eingebettet sind. Der Lagerungskontakt zwischen der Brekzie und dem Haselgebirge ist eindeutig sedimentärer Natur.

TAFEL 2

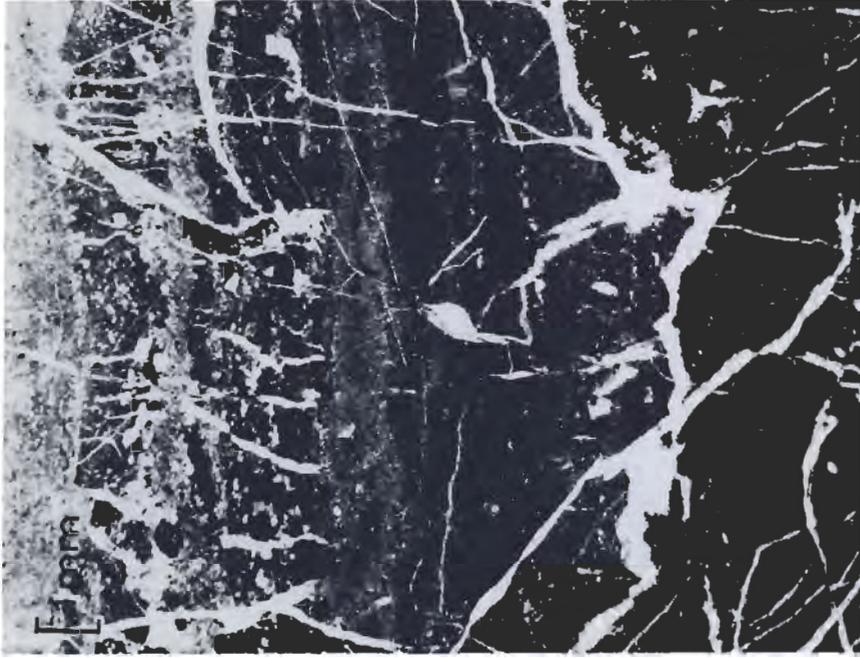


Fig. 2: Feinlamellierter Annaberger Kalk. Bosrucktunnel, Station N 1770 m, Probe A 131. Maßstabsleiste \approx 1 mm.



Fig. 1: Bankerfläche einer Siltsteinlage aus dem Hangendabschnitt der Werfener Schichten mit Zeichen intensiver Sedimentdurchwühlung. Bosruck-Westflanke (Weg, SH, 1390 m), Probe A 786.

TAFEL 3



Fig. 2: Monomikte Grobbrezie an der Basis der Wettersteinkalk-Entwicklung mit Riffschuttalkkomponenten im Entwässerungsstollen N 1585 m.

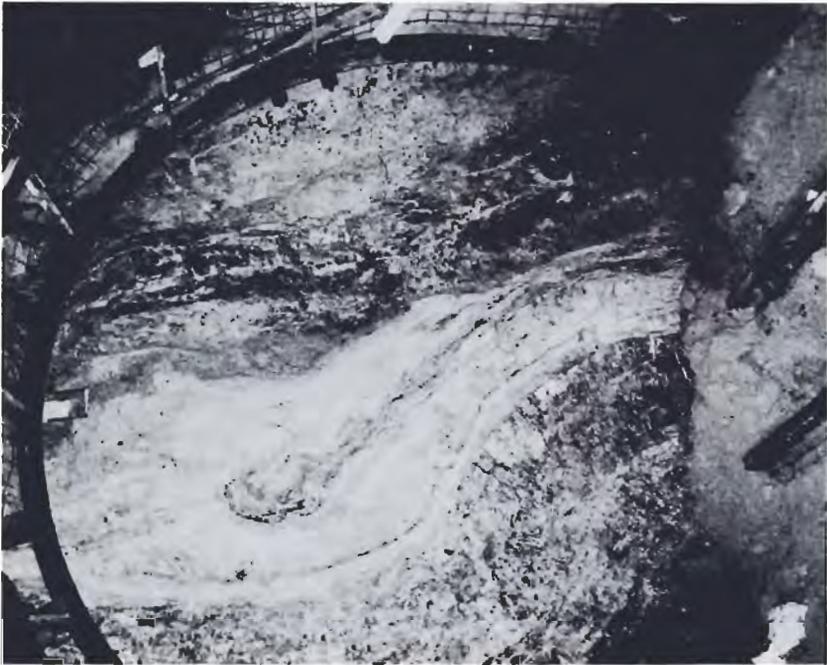


Fig. 1: Dolomit-/Rauhackerie (Reichenhaller Rauhackerie) bei Station S 2030 m; dm-mächtige Dolomitzüge wechseln mit tonig-schluffigen Zwischenlagen.

TAFEL 4

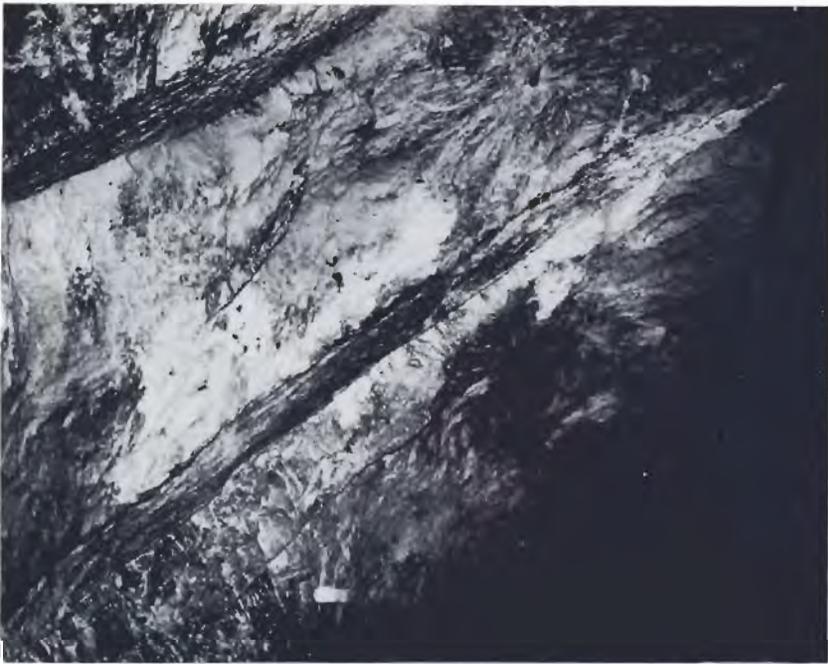


Fig. 1: Tuffitische Lagen im Liegenden des Bankkalkniveaus bei Station N 1495 m.



Fig. 2: Gebänderte Bankkalke liegend der Wettersteinkalk- bzw. Dolomiffolge bei Station N 1390 m.

TAFEL 5

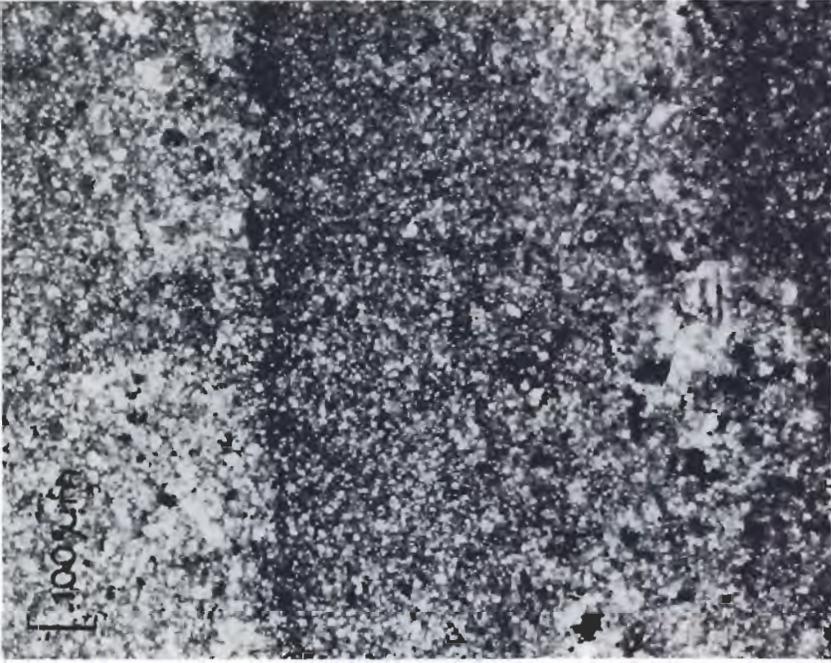


Fig. 2: Gradierete Karboatsitlage aus der „Bänderkalkserie“ (= Ausschnitt aus dem oberen Bildbereich der Taf. 5/ Fig. 1). Maßstabsleiste $\hat{=}$ 100µm.



Fig. 1: „Bänderkalkserie“ im Hangenden des Annaberger Kalkes. Bosrucktunnel, Station N 1635 m, Probe A 135. Maßstabsleiste $\hat{=}$ 1 cm.

TAFEL 6

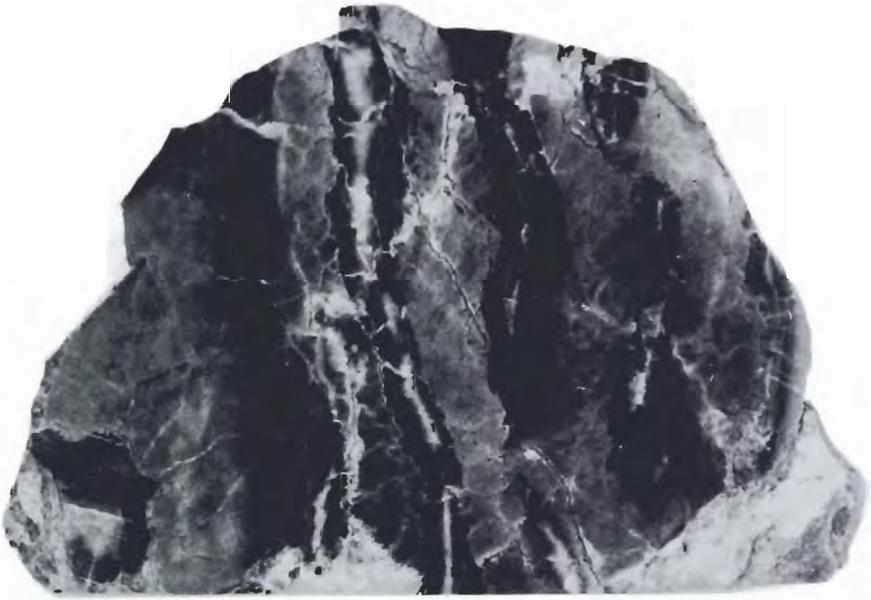


Fig. 1: Schichtparallele Dehnungsfugen („sheet-stromatactis“) in ladinischem Hallstätter Kalk. Die Füllung der Fugen besorgt ein fibröser Kalzitcement, der einen zonaren Aufbau zeigt (schwarze Kalzitapeten außen, helles Kalzitmosaik innen). Bostruck-Westseite, SH. 1750m, Probe A 789, Verkleinerung 0,5 x.



Fig. 2: Kollapsbrekzie mit Komponenten aus ladinischem Hallstätter Kalk. Bostruck-Westseite (selber Maßstab und selbe Lokalität wie Taf. 6/ Fig. 1). Zwischen der Ausbildung der Fig. 1 und jener der Fig. 2 gibt es mannigfaltige Übergänge.

TAFEL 7



Fig. 1: Normalausbildung des ladinischen Hallstätter Kalkes (biomikritischer Mudstone). Entregelung des Gefüges durch Bioturbation. Bosruckwestflanke, SH, 1800m, Probe A 787. Vergrößerung ca. 4 x.

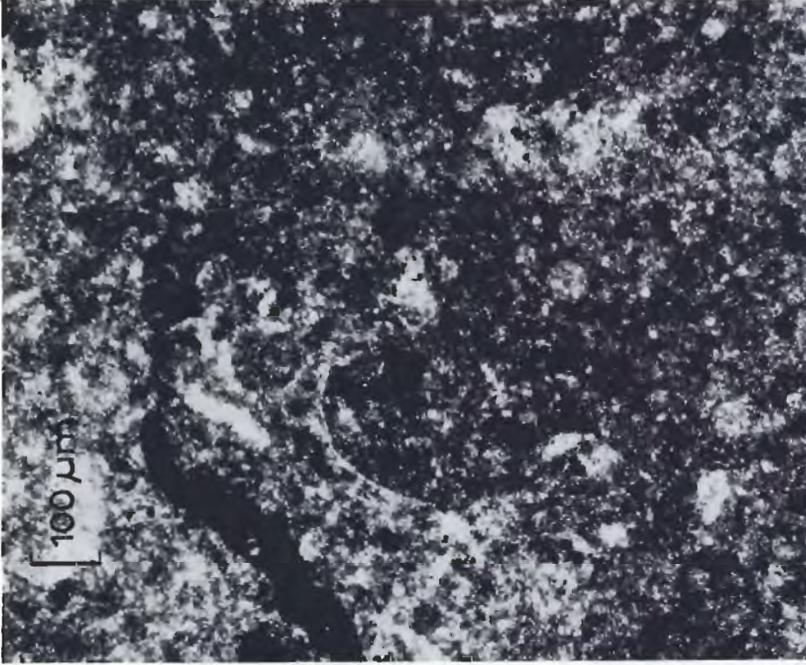


Fig. 2: Plattformrandnaher ladinischer Hallstätter Kalk (biopelagischer Grainstone mit Daonellenschälchen und Foraminiferen). Bosruckturmcl, Station N 1395m, Probe A 132. Maßstabseise $\bar{=}$ 100µm.

TAFEL 8



Fig. 2: Plassenkalk mit *Salpingoporella* sp.; NW Fuchssalm, Probe A 622 A. Maßstabseile \cong 100 μ m.

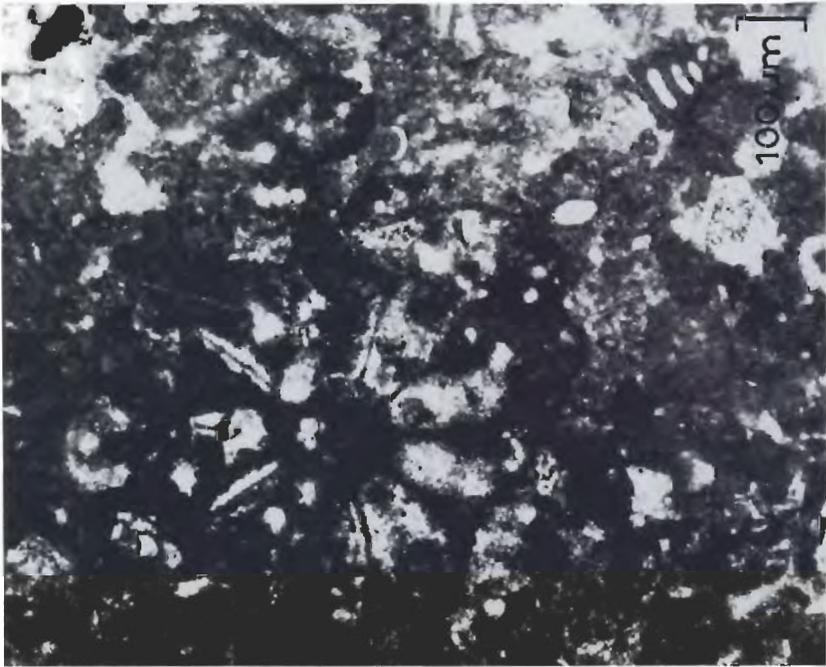


Fig. 1: Plassenkalk mit *Clypeina* sp.; Fuchssalm W Bosruck, SH. 1040 m, Probe A 622. Maßstabseile \cong 100 μ m.