

Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck	Band 8 Festschrift. W. HEISSEL	S. 1-99	Innsbruck, Sept. 1978
-----------------------------------	--------------------------------------	---------	-----------------------

Brennerflachbahn

Projekt 1978

Ergebnisse der geologischen Untersuchungen

von M. Köhler⁺⁾

Zusammenfassung

Allgemeine Geologie:

Die beiden untersuchten Varianten Trasse Ost und Trasse West verlaufen in sehr verschiedenen geologischen Einheiten, die durch die Brennerfurche getrennt werden. Die Trasse Ost liegt in penninischen, unterostalpinen, oberostalpinen und südalpinen Gesteinsserien, während Trasse West nur das Unterostalpin und das Oberostalpin berührt.

Das Penninikum umfaßt den Zentralgneis (Granitgneis), die Untere Schieferhülle (Gneis, Glimmerschiefer, Kalkmarmor) und die Obere Schieferhülle (Kalkphyllit, Kalkglimmerschiefer).

Das Unterostalpin besteht aus der Tarntaler Serie bzw. der Matreier Zone (Quarzite, Rauhwacke, Gips, Kalk) und dem Innsbrucker Quarzphyllit (Quarzphyllit).

Das Oberostalpin setzt sich aus der Ötztal-Stubaier Masse bzw. der Zone Meran-Mauls-Antholz (Schiefergneis, Glimmerschiefer), dem Schneeberger Zug (Glimmerschiefer, Phyllit), dem Brennermesozoikum (Kalk, Dolomit, Tonschiefer) und der Steinacher Decke (Quarzphyllit zusammen).

Das Südalpin baut sich aus dem Brixner Granit (Granit), dem Brixner Quarzphyllit (Quarzphyllit) und dem Bozner Quarzporphyr (Quarzporphyr, Tuff) auf.

⁺⁾ Anschrift des Verfassers: Dr. Manfred Köhler, Ingenieurgesellschaft Lässer-Feizlmayr, Framsweg 16, A-6020 Innsbruck

Das Penninikum ist die tektonisch tiefste Einheit, die fensterartig innerhalb des Unter- und Oberostalpins auftaucht. Das Südalpin bildet eine eigenständige tektonische Einheit, in der die Deckentektonik fehlt.

Die Auswertung von Satellitenbildern ergab eine Vielzahl von bisher unbekanntem tektonischen Strukturen, die von den Tunneltrassen berührt werden. Die Verteilung der Epizentren von Erdbeben weist auf Spannungskonzentrationen entlang verschiedener Störungslinien hin. Es konnten tektonische Großschollen erkannt werden, die unterschiedliche tektonische Entwicklung und damit auch Spannungszustände aufweisen.

Baugeologie:

Die Grundlage der baugeologischen Prognose stellt ein geologischer Schnitt in Tunnelhöhe dar, in dem die unsicher zu prognostizierenden Zonen eigens gekennzeichnet sind.

Die zahlreichen Gesteinsarten wurden zu Gesteinstypen zusammengefaßt und baugeologisch definiert. Daraus wurden in Verbindung mit dem Gefüge, den Spannungen und den Bergwasserhältnissen 6 Gebirgstypen abgeleitet und ihnen Gebirgsgüteklassen zugeordnet.

Für die Temperaturprognose sind auf der hauseigenen EDV-Anlage Berechnungen durchgeführt worden, die als Maximalwerte 50-56°C im Bereich der höchsten Überlagerungen ergaben.

Für beide Trassen wurden geologisch-geotechnische Prognoselängenschnitte erstellt, in denen die wichtigsten bis jetzt erhobenen geologischen Daten dargestellt sind. Da eine pauschale Bevorzugung einer Trasse aufgrund der vielen Parameter nicht möglich ist, wurde für eine objektive Beurteilung eine Gebirgsgüteklassifizierung durchgeführt. Sie erfolgte mittels mehrerer Methoden, die aber übereinstimmende Ergebnisse erbrachten. Die Verteilung der Gebirgsgüteklassen ergab trotz der bautechnisch schwierigen Abschnitte in der Schieferhülle im Mittel etwas bessere Gebirgsverhältnisse für Trasse Ost als für Trasse West. Dieser Umstand ist dadurch begründet, daß die Trasse Ost geringere Überlagerungshöhen, geringere Bergwasserführung, einen besseren Verschnitt der Tunnelachse mit dem Schieferungsgefüge und den tektonischen Strukturen, längere Vortriebsstrecken in günstigen geotechnischen Gebirgsformationen und ein geringeres geologisches Risiko als die Trasse West besitzt.

Die zu erwartenden Schwierigkeiten für beide Trassen unterscheiden sich aber nicht in so großem Maß, daß nur mit Hilfe der Geologie eine eindeutige Trassenwahl gefällt werden kann. Neben der Beurteilung der geologischen Verhältnisse müssen auch betriebliche, wirtschaftliche und raumordnerische Aspekte berücksichtigt werden. Auch sie sprechen für die Trasse Ost, so daß diese als Projekt 1978 dem Land Tirol zur weiteren Ausführung vorgeschlagen wurde.

Riassunto

Geologia generale:

Le due varianti studiate, il tracciato est ed il tracciato ovest, attraversano due unità geologiche molto dissimili, separate dall'incisione del Brennero. Il tracciato est attraversa rocce appartenenti al sistema pennidico, delle austridi inferiori e superiori e del sistema sudalpino, mentre il tracciato ovest interessa solo le austridi superiori ed inferiori.

Il Pennidico comprende il ricoprimento del Tux-Gran Veneziano (gneiss granitici), il ricoprimento del Greiner (gneiss, mica-scisti, marmi) ed il ricoprimento dei Calcescisti con Ofioliti (filladi calcaree, micascisti calcarei).

L'Austroalpino inferiore comprende la serie di Tarntal e la Zona di Matri (quarzite, grovacche, gesso, calcare) e le Filladi quarzose di Innsbruck (filladi quarzose).

L'Austroalpino superiore è composto dalla massa Oetztal-Stubai e dalla zona Merano-Mules-Anterselva (gneiss scistosi, mica-scisti), dal Tratto di Monteneve (micascisti, filladi) dal Mesozoico del Brennero (calcare, dolomia, argilloscisti) e dalla Falda di Steinach (filladi quarzose).

Il Sudalpino è formato dal Granito di Bressanone (granito), dalle Filladi quarzose di Bressanone (filladi quarzose) e dal Porfido quarzoso di Bolzano (porfido quarzoso, tufo).

Il complesso pennidico costituisce l'unità tettonica più profonda e in forma di finestra tettonica affiora all'interno dell'Austroalpino superiore ed inferiore. Il Sudalpino forma una unità tettonica indipendente in cui mancano coltri di ricoprimento.

L'interpretazione di fotografie via satellite ha permesso di individuare un gran numero di strutture tettoniche, toccate dal tracciato della galleria, finora sconosciute. La distribuzione degli epicentri dei sismi indica una concentrazione di tensioni lungo diverse linee di faglia. Si sono potute individuare grosse zolle tettoniche ad evoluzione tettonica differente con conseguente diversità di tensioni.

Geologia applicata:

La base per le indagini di geologia applicata alle costruzioni è data da una cesura geologica all'altezza della galleria in cui le zone difficili da individuare sono indicate espressamente.

La grande varietà di rocce è stata assegnata a diversi tipi e definita sotto l'aspetto geologico-costruttivo. Ne sono stati dedotti in relazione alla struttura, tensione e situazione idrologica, sei tipi orografici con conseguente classificazione qualitativa.

Per quanto riguarda la temperatura sono stati eseguiti calcoli con le apparecchiature EDV che hanno dato come valori massimi 50-56°C nella zona del massimo spessore di ricoprimento. Per ambedue i tracciati ed in relazione alle indagini geologiche-geotecniche sono state elaborate sezioni longitudinali in cui sono rappresentati i dati geologici più importanti finora rilevati. Non essendo possibile stabilire una preferenza globale per un tracciato in base ai tanti parametri, per un giudizio obiettivo è stata condotta una classificazione orografica

qualitativa. Sono stati seguiti diversi metodi che hanno dato risultati concordanti. La distribuzione delle diverse classi orografiche, nonostante le difficoltà tecnico-costruttive per la Zona dei Calcescisti, è risultata in media alquanto più favorevole per il tracciato est che per quello ovest. Questo risultato è motivato dal fatto che il tracciato est possiede una minore copertura rocciosa, minori afflussi d'acqua, una migliore intersezione dell'asse della galleria con la struttura sia degli scisti che tettonica, un tratto di avanzamento più lungo in formazioni geotettoniche più favorevoli ed un rischio geologico minore che il tracciato ovest.

Le presumibili difficoltà riguardanti i due tracciati però, non si individualizzano in modo così netto tanto da permettere, con il solo ausilio della geologia, una chiara ed inequivocabile scelta. Accanto alle considerazioni di ordine geologico bisogna tener presente gli aspetti organizzativi, tecnico-costruttivi, economici e di difesa del paesaggio. Anch'essi parlano in favore del tracciato est e di conseguenza quest'ultimo è stato proposto alla Regione Tirolo, nel Progetto 1978, per una successiva esecuzione.

Inhalt

<u>Teil I: Allgemeine Geologie</u>	Seite
1. Geologischer Überblick	8
2. Stratigraphische Übersicht	11
2.1. Allgemeines	11
2.2. Penninikum	12
2.3. Unterostalpin	14
2.4. Oberostalpin	15
2.5. Südalpin	18
3. Tektonischer Bau	19
3.1. Allgemeines	19
3.2. Penninikum	21
3.3. Unterostalpin	25
3.4. Oberostalpin	27
3.5. Südalpin	33
4. Tektonische Strukturen	35
4.1. Allgemeines	35
4.2. Störungen östlich der Brennerlinie	36
4.3. Brennerlinie	38
4.4. Störungen westlich der Brennerlinie	39
4.5. Periadriatische Grenze	43
5. Tektonische Strukturen und Seismizität	45
5.1. Allgemeines	45
5.2. Beschreibung der seismischen Linien	45
5.3. Bedeutung der seismischen Linien	47
6. Großschollenbau des Gebirges	49
6.1. Allgemeines	49
6.2. Beschreibung der tektonischen Schollen	51

<u>Teil II: Baugeologie</u>		Seite
1.	Grundlagen der baugeologischen Prognose	59
2.	Prognostizierbarkeit längs der Tunneltrassen	60
2.1.	Geologische Unsicherheitsfaktoren	60
2.2.	Geotechnische Unsicherheitsfaktoren	62
3.	Gesteinstypen	62
4.	Gefüge	72
5.	Geologisch-geotechnische Prognoselängenschnitte	73
5.1.	Allgemeines	73
5.2.	Überlagerung	73
5.3.	Intensität der Schichtung oder Schieferung	73
5.4.	Generelle Lage der Schichtung oder Schieferung	74
5.5.	Tektonische Beanspruchung des Gebirges	74
5.6.	Störungszonen	74
5.7.	Tektonische Spannungen	75
5.8.	Bergschlag	75
5.9.	Wasserdurchlässigkeit des Gebirges	75
5.10.	Wassereinbrüche	76
5.11.	Betonaggressive Wässer	77
5.12.	Radioaktivität	77
5.13.	Temperaturprognose	78
5.14.	Gasführung	79
6.	Gebirgstypen	79
7.	Geologischer Trassenvergleich	82
7.1.	Allgemeines	82
7.2.	Beschreibung der bisher vorliegenden Trassen	83
7.3.	Beschreibung der neuen Trassen West und Ost (Projektstudien 1977)	85
7.4.	Vergleich von Trasse West mit Trasse Ost	88
8.	Aufschließungsmaßnahmen	91
8.1.	Allgemeines	91
8.2.	Aufschließungsmaßnahmen bei Trasse West	92
8.3.	Aufschließungsmaßnahmen bei Trasse Ost	93
Literaturauswahl		94

Verzeichnis der Abbildungen

1	Tektonische Übersicht	9
2	Schematische Darstellung des tektonischen Baus	10
3	Stratigraphisches Säulenprofil	13
4	Tektonische Deutungsmöglichkeiten in der Brennerfurche	20
5	Querprofil im Alpenhauptkamm	23
6	Lagerungsverhältnisse im Grenzbereich von Penninikum zu Unterostalpin	26
7	Tektonische Stellung der Zone Meran-Mauls-Antholz	29
8	Tektonische Deutungsmöglichkeiten des Schneeberger Zugs	30
9	Die Erdbebenlinien des Brennergebiets und seiner Umgebung	46
10	Großschollenbau des Gebirges im Brennergebiet	50
11	Gesteinsauflockerung beim Bruchvorgang	53
12	Verteilung der Gebirgstypen auf tektonische Bauelemente	81
13	Gebirgstypen mit zugeordneten Gebirgsgüteklassen	82

EINLEITUNG

Eine Arbeitsgruppe der UIC (Union internationale des chemins de fer) hat in den Jahren 1971-1975 die technischen und betrieblichen Verhältnisse auf der Eisenbahnachse München-Brenner-Verona untersucht und die Streckenkapazität sowie die Qualität der Verkehrsbedienung beurteilt. Die UIC hat als langfristig wirksame Maßnahme, um den Brennerverkehr zu verbessern, den Bau neuer Strecken vorgeschlagen, die als Hochleistungs-Schnellverkehrsstrecken mit Flachbahncharakter für eine mögliche Höchstgeschwindigkeit von mindestens 200 km/h und gemischten Betrieb von Reise- und Güterzügen ausgelegt werden sollen.

Die Tiroler Landesregierung hat die Ingenieurgesellschaft Lässer-Feizlmayr (ILF) beauftragt, für diese geplante Brenner-Flachbahn einen Lösungsvorschlag auszuarbeiten, der die eisenbahn- und betriebstechnischen Erfordernisse der Bahnverwaltungen, die technischen Möglichkeiten der Linienführung unter besonderer Beachtung der geologischen und topographischen Gegebenheiten, die mit der Raumordnung zusammenhängenden Fragen sowie wirtschaftliche Gesichtspunkte berücksichtigt.

Ausgehend von den von der UIC-Arbeitsgruppe als am besten den gestellten Anforderungen entsprechenden Vorschlägen "Neuner" und "FS-UIC-74" wurden für den Abschnitt Innsbruck-Bozen die zwei Varianten "Trasse Ost" und "Trasse West" in Projektstudien ausgearbeitet. Diese umfaßten das Festlegen von Trassenstreifen, die Ausarbeitung einer geologischen Dokumentation, Trassierungsstudien, geologisch-bautechnische Beurteilung der Tunnel und die Ermittlung der Investitionskosten.

Trasse Ost sieht einen 57,7 km langen Basistunnel zwischen, Innsbruck und Aicha im Eisacktal vor, dessen Scheitelpunkt unterhalb der Staatsgrenze auf 720 m Seehöhe liegt. Das maximale Gefälle beträgt im Nordabschnitt 4,6%, im Südabschnitt 3%. Es sind als Zwischenangriffspunkte 3 Vertikalschächte und ein geneigter Zugangsstollen vorgesehen. Die Bauzeit des Basistunnels wird rund 10,5 Jahre, die Baukosten ohne Mehrwertsteuer auf Preisbasis 1978 werden rund 19,5 Mia ÖS betragen.

Bei Trasse West verbindet ein 66,6 km langer Basistunnel die Städte Innsbruck und Meran. Der Scheitelpunkt befindet sich 3 km nördlich des Schachts Stubai in 618 m Seehöhe. Das maximale Gefälle beträgt 6%. Die Zwischenangriffspunkte umfassen ebenfalls 3 Vertikalschächte und einen geneigten Zugangsstollen. Die Bauzeit des Basistunnels wird 11,5 Jahre, die Baukosten ohne Mehrwertsteuer auf Preisbasis 1978 werden rund 23,5 Mia ÖS betragen.

Bei beiden Varianten ist für den Güterverkehr eine Umfahrestrecke von Hall i. T. in den Basistunnel vorgesehen, durch die der Raum Innsbruck wesentlich entlastet wird.

Die eingehenden geologischen Untersuchungen erfolgten im Jahr 1976. Nach Sichtung und Auswertung der vorhandenen geologischen Literatur wurden im gesamten Planungsraum umfangreiche Begehungen mit spezieller baueologischer Fragestellung durchgeführt, um einen einheitlichen Kenntnisstand zu erreichen. Außerdem ermöglichte die Auswertung von Satellitenbildern die Analyse

von großtektonischen Strukturen, mit deren Hilfe eine geomechanische Deutung des Gebirgsbaus durchgeführt wurde, die im Hinblick auf einen tiefliegenden Basistunnel besonders wichtig erscheint.

Der vorliegende geologische Bericht gliedert sich in 2 Teile. Im Teil I werden die allgemeinen geologischen Verhältnisse dargestellt, soweit sie tunnelbautechnisch von Bedeutung sind. Teil II beschreibt die baugeologischen Gegebenheiten in den Trassenbereichen.

Das ungewöhnlich große Planungsgebiet machte eine umfassende geologische Beschreibung notwendig, in der vor allem die großräumigen geologischen Verhältnisse berücksichtigt wurden. Die Darstellung der Geologie erfolgte unter dem Aspekt einer baugeologischen Prognose für einen tiefliegenden Tunnel. In manchen Fällen wurden daher der geologische Aufbau, die Stratigraphie und die Tektonik vereinfacht oder zusammengefaßt, wenn sich damit ein baugeologisch leichter verständliches Bild ergab.

Die Ortsnamen in Südtirol werden bei der ersten Nennung im Text zweisprachig angeführt, in der weiteren Folge nur mehr deutsch. In den Plänen sind grundsätzlich beide Bezeichnungen angegeben.

ILF dankt den 3 beteiligten Bahnverwaltungen für das bekundete Interesse und die erteilte Beratung sowie den beiden beigezogenen Experten Univ.-Prof. Dr. E.H. WEISS und Dipl.-Ing. W. RUTSCHMANN.

Univ.-Prof. Dr. E.H. WEISS, Wien, hat in die von ILF erarbeiteten Unterlagen Einsicht genommen, diese mitgestaltet und damit dazu beigetragen, die dem Projekt eigenen geologischen Risiken zu vermindern. Von ihm ist auch die Anregung ausgegangen, die bei der Projektierung gewonnenen geologischen Erkenntnisse durch die vorliegende Veröffentlichung einem größeren Kreis zugänglich zu machen.

Dipl.-Ing. W. RUTSCHMANN, Zürich, bis zur Zurückstellung des Bauvorhabens Projektleiter der Gotthardbasislinie der SBB und auch Projektverfasser des Basistunnels einer Splügenbahn, hat in aktiver Mitarbeit die bei der Projektierung der Schweizer Alpenbahnen gewonnenen Erfahrungen verfügbar gemacht.

Der Verfasser bedankt sich auch bei seinen Arbeitskollegen Dipl.-Ing. WESSIAK (Projektleiter) und Dipl.-Ing. WIETEK für die ständige Diskussionsmöglichkeit. In vielen Gesprächen sahen sich Bauingenieure und Geologen immer wieder vor neue Probleme gestellt, bis sich als Ergebnis der Zusammenarbeit das Projekt 1978 formulieren ließ.

1. Geologischer Überblick

Die Verbindung der Städte Innsbruck und Bozen mittels einer leistungsfähigen Flachbahn erfordert eine Untertunnelung des Alpenhauptkamms. Von den Möglichkeiten, die dafür in Frage kommen, wurden schließlich 2 Varianten weiter verfolgt, die sehr verschiedene geologische Einheiten berühren, die durch die Brennerfurche großräumig getrennt werden:

- 1) Trasse Ost: sie verläuft zur Gänze östlich der Brennerfurche in penninischen, ostalpinen und südalpinen Gesteinsserien,
- 2) Trasse West: sie liegt mit Ausnahme des nördlichsten Abschnitts westlich der Brennerfurche in ostalpinen Gesteinseinheiten.

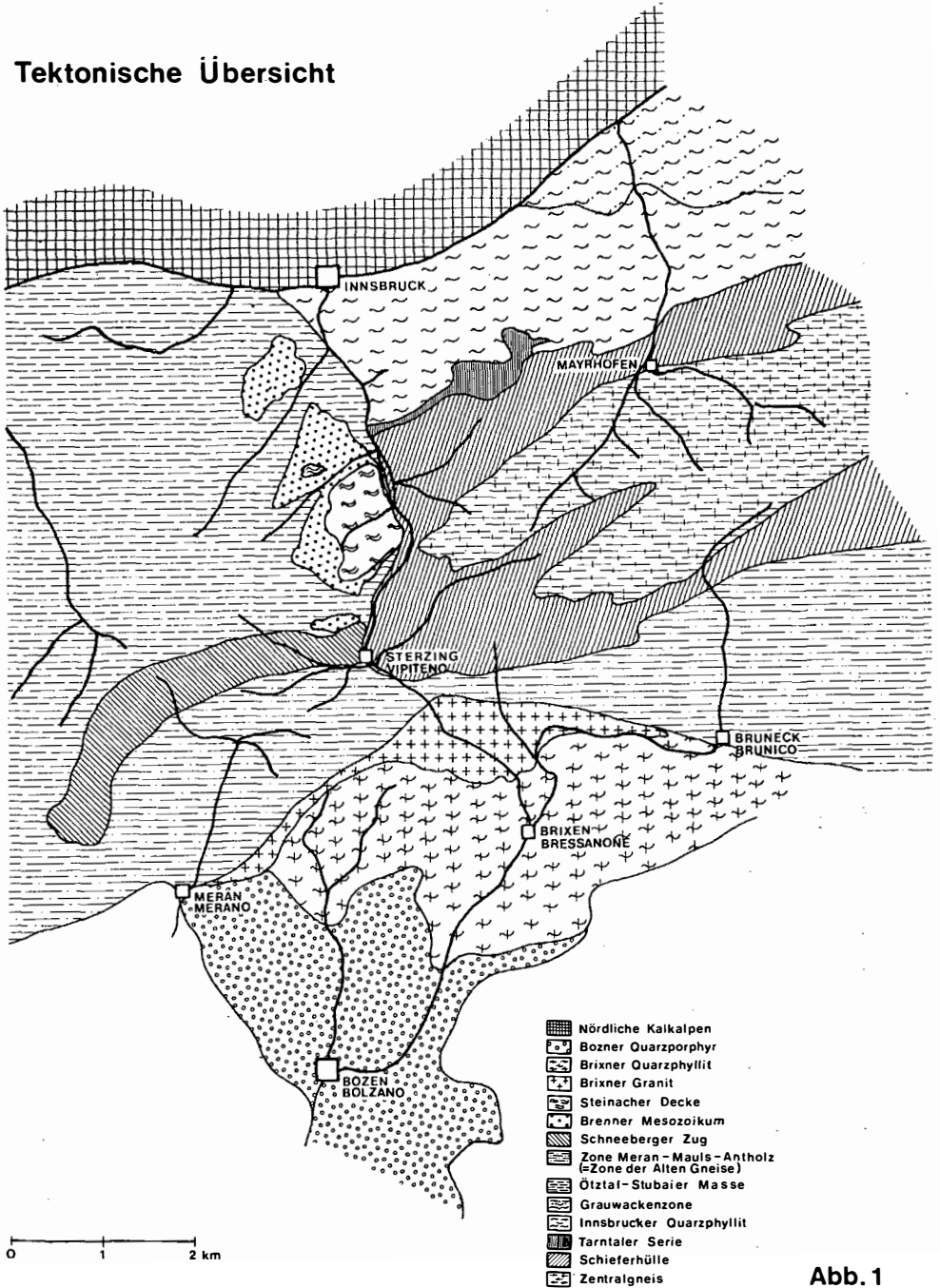
Die von den 2 Varianten durchörterten tektonischen Bauelemente sind in den Abb. 1 und 2 dargestellt. Es sind dies im einzelnen:

1) Penninikum: Diese großtektonische Einheit baut die tektonisch tiefsten Gebirgsteile auf und setzt sich aus dem Zentralgneis sowie der Unteren und Oberen Schieferhülle zusammen. Das Penninikum ist obertags im wesentlichen östlich der Brennerfurche zwischen Matri am Brenner und Sterzing (Vipiteno) verbreitet und bildet den Kern des sogenannten Tauernfensters.

2) Unterostalpin: Es liegt auf dem Penninikum und ist im allgemeinen nur geringmächtig. Am West- und Südrand des Penninikums ist Unterostalpin nur lückenhaft aufgeschlossen. Es ist dies die Matreier Schuppenzone, in der penninische und unterostalpine Gesteine gemeinsam auftreten können. Unterostalpine Gesteinsserien finden sich in größerer Mächtigkeit nur nördlich des Penninikums in Form des Innsbrucker Quarzphyllits und der Tarntaler Serie. Das Unterostalpin ist für den Gebirgsbau sehr wichtig, da in ihm große Überschiebungsvorgänge abliefen, die zu einer starken Beanspruchung der Gesteine führten. Es bildet einen der wichtigsten Bewegungshorizonte im Alpenkörper, weil es an der Basis des mächtigen Oberostalpins liegt, das in Form von Decken über das Penninikum über weite Strecken transportiert wurde.

3) Oberostalpin: Die Gesteinsserien des Oberostalpins erreichen, ähnlich wie die des Penninikums, sehr große Mächtigkeiten und nehmen im Gebirgsbau der Ostalpen eine dominierende Stellung ein. Sie umfassen sowohl ausgedehnte Kristallin- als auch Sedimentdecken. Das Oberostalpin kann fallweise tektonisch weiter gegliedert werden, und zwar in ein Mittelostalpin und ein Oberostalpin (im engeren Sinn), wobei diese Trennung baugologisch für einen Basistunnel wenig Bedeutung hat, da die Trennfläche nicht berührt wird. Diese Unterteilung wurde daher im vorliegenden Bericht nicht durchgeführt. Eine Ausnahme bildet die Grenzfläche zwischen Ötztal-Stubai-Masse und Schneeberger Zug. Im Sinn von TOLLMANN (1963) hätten an dieser Grenze größere Deckenbewegungen stattgefunden, wenn der Schneeberger Zug als Oberostalpin (i.e.S.) aufgefaßt wird. Die tekto-

Tektonische Übersicht



- Nördliche Kalkalpen
- Bozner Quarzporphyr
- Brixner Quarzphyllit
- Brixner Granit
- Steinacher Decke
- Brenner Mesozoikum
- Schneeberger Zug
- Zone Meran - Mauts - Antholz (=Zone der Alten Gneise)
- Ötztal-Stubai Masse
- Grauwackenzone
- Innsbrucker Quarzphyllit
- Tarentaler Serie
- Schieferhülle
- Zentralgneis

0 1 2 km

Abb. 1

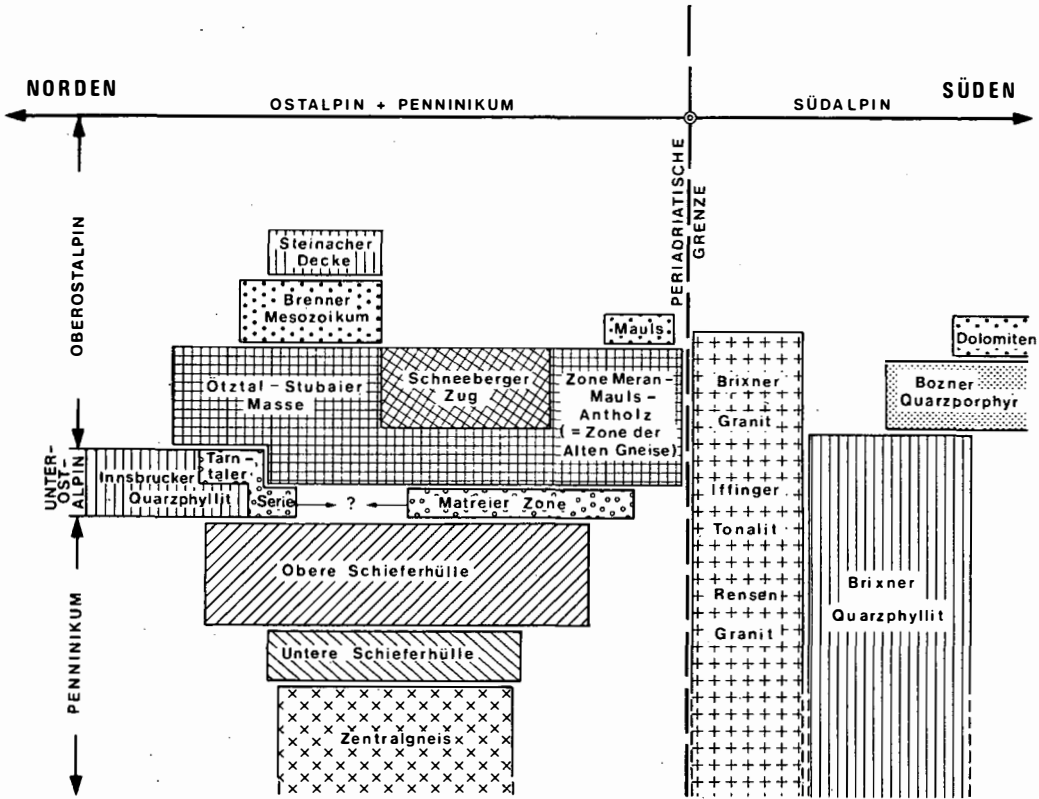


ABB. 2: SCHEMATISCHE DARSTELLUNG DES TEKTONISCHEN BAUS

nischen Deutungsmöglichkeiten werden unter Abschnitt 3.4.3. erläutert. Das Oberostalpin liegt hauptsächlich westlich der Brennerfurche und besteht aus einem Sockel von Kristallingesteinen, auf dem jüngere Karbonatgesteine und Quarzphyllit liegen.

Der Sockel besteht im Norden aus der mächtigen Ötztal-Stubaier Masse und im Süden aus der Zone Meran-Mauls-Antholz, die auch als Zone der Alten Gneise bezeichnet wird. Beide Gesteinszonen können als eine Einheit angesehen werden. Dazwischen liegt der Schneeberger Zug, dessen genaue tektonische Position trotz intensiver geologischer Forschung noch nicht einwandfrei geklärt ist. Viele Beobachtungen sprechen dafür, daß der Schneeberger Zug als eine von oben in das Kristallin eingefaltete Mulde von Schiefergesteinen aufzufassen ist. Frühere Anschauungen deuteten ihn als penninisch (siehe Abschnitt 3.4.3.).

Die Bedeckung des kristallinen Sockels wird von mesozoischen Ablagerungsgesteinen in Form des Brennermesozoikums gebildet. Es tritt vor allem in den Kalkkögeln sowie im Kamm Serles-Tribulaun auf. Die Gesteine bilden eine große Mulde, die in ihrer Mitte große Mächtigkeiten erreichen. Nach Osten zur Brennerfurche dünnen sie sehr stark aus und können auch gänzlich fehlen. Das Brennermesozoikum wurde von der Steinacher Decke überschoben. Diese Einheit dürfte wahrscheinlich nicht mehr in das Niveau eines Basistunnels hinunterreichen.

4) Südalpin: Es besteht an der Basis aus dem Brixner Quarzphyllit, über dem die große Tafel des Bozner Quarzporphyrs liegt. An der Grenze des Brixner Quarzphyllits zum Ostalpin bzw. Penninikum sind große Granitkörper verbreitet, die als Brixner Granit und Iffinger Tonalit bezeichnet werden.

Lagerungsverhältnisse

Das großräumige Streichen der Gesteinsserien verläuft im Penninikum ungefähr parallel dem Alpenhauptkamm in E-W- bzw. SW-NE-Richtung, das Unterostalpin verhält sich ähnlich. Das Oberostalpin zeigt von der E-W-Richtung größere Abweichungen, insbesondere in Zonen mit Schlingenbildung und bei Annäherung an Deckengrenzen oder große Störungen. In der Zone Meran-Mauls-Antholz westlich des Eisacktals dreht das Streichen generell in die SW-NE-Richtung, bedingt durch den Einfluß der Periadriatischen Grenze, welche Ostalpin und Südalpin trennt. Das Südalpin liegt sehr flach mit wechselndem Streichen.

2. Stratigraphische Übersicht

2.1. Allgemeines

Im folgenden werden nur die wichtigsten Gesteinsserien beschrieben, aus denen die tektonischen Größeneinheiten bestehen. Eine detaillierte Beschreibung aller Gesteinsformationen würde den Rahmen dieser übersichtsmäßigen Charakterisierung überschreiten. Die Beschreibung und Auswahl der Gesteinstypen ist von baueo-

logischen Überlegungen geleitet. Die Gesteinsbeschreibung erfolgt von den tektonisch tiefsten Serien zu den höheren.

2.2. Penninikum

Gesteine des Penninikums werden nur von Trasse Ost durchörtert. Die stratigraphische Unterteilung des Penninikums wird im wesentlichen nach FRISCH (1974) vorgenommen, wobei die geologische Forschung darüber noch nicht endgültig abgeschlossen ist. Die Unterteilung des Penninikums wird daher in Österreich und Italien teilweise etwas anders durchgeführt. Die Seriengliederung wurde den baueologischen Erfordernissen angepaßt.

Das Penninikum umfaßt folgende Baueinheiten:

- Zentralgneis
- Untere Schieferhülle
- Obere Schieferhülle.

2.2.1. Zentralgneis

Der Zentralgneis bildet die tektonisch tiefste sichtbare Einheit des Gebirges. Er stellt den Kern des sogenannten "Tauernfensters" dar, das sich vom Brenner bis zum Katschberg erstreckt.

Der Zentralgneis bildet im Tunnelbereich 2 große Bereiche, die durch das Pfitscher Tal getrennt werden. Der nördliche Teil baut den Gebirgskamm zwischen Kraxentrager, Schrammacher, Olperer und Riffler auf und wird als Tuxer Gneis bezeichnet. Er besteht aus ehemaligen Graniten und Granodioriten, die durch die alpidische Metamorphose zu Augen-Flasergneisen umgewandelt wurden. Eine schematische Darstellung der Stratigraphie von Penninikum und Ostalpin gibt die Abb. 3.

Der südliche Teil baut vom Hochfeiler nach Osten ausgehend den Zentralkamm der Zillertaler Alpen auf. In ihm treten neben Graniten und Granitgneisen auch Quarzdiorite und Gabbros (Hornspitzen) auf. Im Inneren des Zentralgneises treten überwiegend Granite und Granitgneise mit massigem, kompaktem Gefüge auf. Gegen den Rand zu erfolgt jedoch eine Verschieferung mit deutlichem Lagenbau und einer größeren Gesteinsvielfalt. Diese Zonen wurden während der Gebirgsbildung durch die darüber transportierten höheren tektonischen Einheiten durchbewegt.

Hochstegenzone:

Sie bildet die parautochthone Hülle des Zentralgneises, mit dem sie während der Gebirgsbildung eine großtektonische Einheit gebildet hat (FRISCH, 1974). Die Hochstegenzone kann daher tektonisch dem Zentralgneis angeschlossen werden, obwohl der Gesteinsbestand baueologisch deutlich zur Schieferhülle überleitet.

Die Hochstegenzone setzt sich an der Basis aus verschiedenen Quarziten, Phylliten und Kalkmarmoren zusammen, über denen der bis zu 200 m mächtige, leicht bituminöse Hochstegenkalkmarmor folgt. Darüber treten wiederum Quarzite auf.

Die Hochstegenzone kann entlang von Störungsbahnen abgesichert sein, so daß abschnittsweise nur Teile der Schichtfolge vorhanden sind.

GROSSTEKTONISCHE STELLUNG	TEKTONISCHES BAUELEMENT	SÄULENPROFIL	GESTEINSTYPEN
OBEROSTALPIN	STEINACHER DECKE		Quarkonglomerat Sandstein Quarzphyllit
	BRENNER MESOZOIKUM		Kalk, Dolomit Tonschiefer, Mergel Quarzit
	ÖTZTAL-STUBAIER MASSE		Schiefergneis Gneisglimmerschiefer
	SCHNEEBERGER ZUG		Glimmerschiefer, Phyllit Karbonatgestein, Quarzit
	ÖTZTAL-STUBAIER MASSE UND ZONE MERAN-MAULS-ANTHOLZ		Schiefergneis Gneisglimmerschiefer Granitgneis Glimmerschiefer Quarzit Amphibolit
UNTER OST ALPIN	INNSBRUCKER QUARZPHYLLIT		Quarzphyllit Chloritschiefer Karbonatgestein
	TARNTALER SERIE MATREIER ZONE		Quarzit, Rauhwacke, Gips Kalk, Phyllit, Serpentin
PENNINIKUM	OBERE SCHIEFERHÜLLE		Kalkphyllit Kalkglimmerschiefer Quarzit Kalkmarmor Amphibolit Prasinit Serpentin
	UNTERE SCHIEFERHÜLLE		Gneis, Glimmerschiefer Phyllit, Quarzit Kalkmarmor, Serpentin Talkschiefer
	HOCHSTEGENZONE		Quarzit, Phyllit Kalkmarmor
	ZENTRALGNEIS		Granitgneis Augengneis Biotitschiefer

STRATIGRAPHISCHES SÄULENPROFIL (vereinfacht)

ABB. 3

2.2.2. Untere Schieferhülle (=Wolfendorndecke nach FRISCH, 1974)

Die Schichtfolge beginnt mit Quarziten, Seriziten, Konglomeratlagen und dünnbankig-plattigen Karbonatgesteinen, die sich meist aus Rauhacken und Dolomit zusammensetzen. Diese Basisserie ist am Wolfendorn rd. 25-70 m mächtig; von hier nimmt sie nach Nordosten stark ab und fehlt im Raum Lanersbach (Tuxer Tal) bereits vollkommen.

Darüber folgt ein maximal 90 m mächtiger Kalkmarmor (Hochstegenkalkmarmor), der jenem der Hochstegenzone gleicht. Er nimmt nach Osten auf wenige Meter ab. Darüber treten Arkosen, Geröllgneise, Schwarzphyllite und kalkarme Phyllite auf, die mit quarzitischen und karbonatischen Lagen wechseln. Es finden sich zahlreiche Gesteinstypen, die Übergänge bilden. Die Phyllite der Unteren Schieferhülle entsprechen im allgemeinen jenen der Oberen Schieferhülle, sie sind jedoch kalkärmer und fast frei von Grünschiefern.

Im Pfitscher Tal zeigt die Untere Schieferhülle eine etwas andere Gesteinszusammensetzung. Hier folgen über dem Zentralgneis Knollengneise, Geröllgneise, Glimmerschiefer und mineralreiche phyllitische Glimmerschiefer, die als Greiner Serie bezeichnet werden, in der auch Talkschiefer auftreten können.

2.2.3. Obere Schieferhülle (=Glocknerdecke nach FRISCH, 1974)

Die Grenze zwischen Unterer und Oberer Schieferhülle bildet die wichtigste Deckengrenze innerhalb des Penninikums. Die Schichtfolgen sind in diesem Grenzbereich nur unvollständig vorhanden.

Die Obere Schieferhülle beginnt an der Basis mit Arkosen und Quarziten (Wustkogelserie), über denen Karbonatgesteine (Marmor) mit bis zu 20 m mächtigen Rauhackenlagen folgen. Darüber tritt dann die große Masse der Kalkphyllite und Kalkglimmerschiefer auf, die als "Bündner Schiefer" bezeichnet werden. Eingelagert sind Schwarzphyllite, Quarzite, dünne Marmorlagen und Grünschiefer.

Südlich des Pfitscher Tales treten in der Oberen Schieferhülle häufiger Grüngesteine auf. Es sind Amphibolite, Prasinite und Serpentine, die metamorphe Umwandlungsgesteine ehemaliger untermeerischer Laven darstellen. Durch tektonische Verschuppungen können die Grüngesteine bis zu 100 m mächtig werden.

2.3. Unterostalpin

Das Unterostalpin bildet den Grenzhorizont zwischen Penninikum im Liegenden und Oberostalpin im Hangenden. Im untersuchten Bereich lassen sich 3 Einheiten unterscheiden, deren tektonische Stellung zueinander aber nicht überall klar ist. Es sind dies:

- Innsbrucker Quarzphyllit
- Tarntaler Serie
- Matreier Zone

Der Innsbrucker Quarzphyllit ist obertags nur nördlich des Navistals verbreitet, wo er große Mächtigkeit erlangt. Er

nimmt deshalb gegenüber den anderen unterostalpinen Einheiten eine Sonderstellung ein. Die Neuergebnisse von MOSTLER (1978) bestätigen die unterostalpine Stellung des Innsbrucker Quarzphyllits. Er besteht hauptsächlich aus Quarzphyllit, in dem dünne Lagen von Chloritschiefern und Karbonatgesteinen auftreten.

Die Tarntaler Serie tritt zwischen Matrei/Brenner und den Tarn-taler Bergen auf, in denen sie die größte Mächtigkeit erreicht. Im allgemeinen ist sie tektonisch stark beansprucht, so daß die Schichtfolge nur in schmalen Resten an der Grenze von Innsbrucker Quarzphyllit zu Penninikum vorhanden ist. Die Tarntaler Serie liegt auf dem Innsbrucker Quarzphyllit (ENZENBERG, 1967). Die Fortsetzung der Tarntaler Serie am Westrand des Penninikums nach Süden ist unklar. Im Tunnelbereich wird diese Serie aus Serizitquarziten, mürben Rauhacken (poröse Karbonatsandsteine), Gips, Kalken, Phylliten und Serpentin bestehen.

Die Matreier Zone ist ein Verschuppungshorizont zwischen Penninikum und Unterostalpin und findet sich hauptsächlich am Südrand des Penninikums in schmalen, unterbrochenen Linsen. Größere Mächtigkeit erreicht die Matreier Zone erst weiter östlich außerhalb des Untersuchungsbereichs. Am Westrand des Penninikums soll Matreier Zone nach FENTI & FRIZ (1974) ebenfalls in dünnen Linsen auftreten. Der Übergang oder die Grenze von Matreier Zone im Süden zu Tarntaler Serie im Norden ist für den Brennerbereich noch nicht eindeutig bekannt. Die Matreier Zone besteht im wesentlichen aus Quarziten, Marmoren und Phylliten von geringer Mächtigkeit. Teilweise können auch Serpentine auftreten.

2.4. Oberostalpin

Hauptverbreitungsgebiet des Oberostalpins ist der Bereich westlich der Brennerfurche. Östlich des Brenners findet sich auf Tunnelniveau ein schmaler Streifen südlich des Penninikums an der Grenze zum Südalpin. Das Oberostalpin läßt sich in folgende Einheiten gliedern:

- Ötztal-Stubaier Masse
- Zone Meran-Mauls-Antholz (=Zone der Alten Gneise)
- Schneeberger Zug
- Brennermesozoikum
- Steinacher Decke

2.4.1. Ötztal-Stubaier Masse

Sie baut die Ötztaler und Stubaier Alpen auf und endet nach Osten an der Brennerfurche. Östlich davon finden sich nur mehr kleine Reste am Patscherkofel bei Innsbruck. Die Ötztal-Stubaier Masse besteht aus Altkristallin, das sich aus Para- und Orthogesteinen zusammensetzt.

Paragesteine:

Die wichtigsten Gesteinstypen sind Schiefergneise, Gneisglimmerschiefer, mineralreiche Glimmerschiefer, Quarzite und Amphibolite. Alle Gesteine sind deutlich geschiefert. Phyllonitisierung kann fallweise in glimmerreichen Gesteinen auftreten, bei tektoni-

scher Beanspruchung in Störungszonen ist dies auch bei Schiefergneisen möglich. Quarzite bilden dünne Einlagerungen in den Schiefergneisen und können bei Zunahme von Glimmer und Feldspat in diese übergehen.

Die mineralreichen Glimmerschiefer sind sehr deutlich geschiefert, häufig auch feingefältelt. Sie können mächtige Lagen bilden, die morphologisch durch flache Bergformen auffallen. Amphibolite treten entweder als größere, selbständige Gesteinskörper auf, oder sie stehen in einer intensiven Wechsellagerung mit Schiefergneisen.

Orthogesteine:

Die wichtigsten Gesteinstypen sind Biotitgranitgneis, Augengneis, Flasergneis und Muskovitgranitgneis, die alle durch einen deutlichen Lagenbau gekennzeichnet sind. Seltener sind Granite und Granodiorite mit grobkörnig-porphyrischer Ausbildung.

2.4.2. Zone Meran-Mauls-Antholz (=Zone der Alten Gneise)

Diese Einheit wird in der österreichischen Literatur auch als Zone der Alten Gneise bezeichnet. Sie liegt südlich des Schneeberger Zugs bzw. des Penninikums und erstreckt sich bis zur Periadriatischen Grenze. Petrographische Untersuchungen von GREGNANIN, PICCIRILLO und SASSI haben ergeben, daß die Zone Meran-Mauls-Antholz der Ötztal-Stubai-Masse im Norden gleichgesetzt werden kann, weil beide Einheiten eine sehr ähnliche Gesteinsausbildung zeigen.

Die Zone Meran-Mauls-Antholz besteht ebenfalls aus Para- und Orthogesteinen. Wichtigste Gesteinstypen sind feinkörnige Schiefergneise und Gneisglimmerschiefer. Als Einlagerungen treten Granitgneise, Augen- und Flasergneise, Glimmerschiefer sowie Quarzite und Amphibolite auf. Am Nordrand der Zone Meran-Mauls-Antholz sind mineralreiche Glimmerschiefer vertreten, die von SANDER (1929) als Laaser Serie bezeichnet wurden. Sie leiten zum Schneeberger Zug über.

Im allgemeinen treten in dieser Zone die Glimmerschiefer häufiger auf, ebenso ist die Phyllonitisation etwas stärker als in der Ötztal-Stubai-Masse. Die generelle baueologische Bewertung der Zone der Alten Gneise ist daher etwas schlechter als jene der Ötztal-Stubai-Masse. Dieser Umstand dürfte mit dem großtektonischen Bau zusammenhängen.

2.4.3. Schneeberger Zug

Die tektonische Stellung des Schneeberger Zugs ist umstritten (JUSTIN-VISENTIN & ZANETTIN, 1971). In diesem Bericht wird der Schneeberger Zug als eine nach Süden überkippte Mulde aufgefaßt, die von oben in die Ötztal-Stubai-Masse eingefaltet wurde. Obwohl die Mehrzahl der Autoren diese Auffassung vertritt, ist eine endgültige Klärung dieser Frage nur mittels Bohrungen zu erbringen.

Die Gesteine des Schneeberger Zugs werden in 2 Serien gegliedert. Die vermutlich tiefere Gspellserie besteht aus Quarziten, Amphiboliten, Kalkschiefern und Marmoren sowie Glimmerschiefern und Schiefergneisen. An der Basis treten vereinzelt quarzhaltige Glimmerschiefer auf (=Hoch-Wart-Serie). Diese Schichten leiten

zur Zone Meran-Mauls-Antholz über.

Die vermutlich höhere Saltnuss-Serie besteht überwiegend aus phyllitischen Glimmerschiefern, die Gesteinen der penninischen Schieferhülle in ihrem baueologischen Verhalten ähnlich werden können.

2.4.4. Brennermesozoikum

Auf dem ostalpinen Kristallin der Ötztal-Stubai-Masse liegen Sedimentgesteine mit nur geringem Metamorphosegrad. Nach ihrem geographischen Auftreten werden sie mit Lokalnamen bezeichnet, als zusammenfassender Überbegriff wurde der Name Brennermesozoikum gewählt.

Folgende Gruppen können unterschieden werden:

- Kalkkögel
- Serles-Kirchdach
- Tribulaun
- Telfer Weiße, Schneeberger Weiße, Gürtlwand
- Mauls, Stilfes, Weißhorn: hier wegen der ähnlichen Gesteinsausbildung ebenfalls zum Brennermesozoikum gestellt.

Das Brennermesozoikum beginnt an der Basis meist mit geringmächtigen Quarziten, quarzhaltigen Sandsteinen und Phylliten. Darüber folgt eine Serie von Karbonatgesteinen, Mergeln und Tonschiefern, die in den Kalkkögeln 60 m mächtig werden kann. Über diesen Basalgesteinen treten dann sehr mächtige Dolomite auf, die der Hauptfelsbildner des Brennermesozoikums sind. In den Dolomiten eingeschaltet ist eine dünnmächtige Tonschiefer-serie (= Raibler Schichten).

Das Brennermesozoikum nimmt im allgemeinen von Westen nach Osten in seiner Mächtigkeit ab. Dafür sind fazielle und tektonische Gründe maßgebend.

Das Brennermesozoikum südlich des Pflerschtals ist wesentlich geringmächtiger. In Verbindung mit ihm können zusätzlich Gneise und Amphibolite auftreten. Die tektonische Beanspruchung dieser Zonen ist stark, am Kontakt zum Kristallin sind mächtige Mylonite ausgebildet.

2.4.5. Steinacher Decke

Sie stellt die tektonisch höchste Einheit im Brennergebiet dar und wird vermutlich von keiner Variante eines Basistunnels berührt werden. Der weitaus größte Anteil besteht aus Quarzphylliten, die ähnlich dem Innsbrucker Quarzphyllit ausgebildet sind. Der Phyllit der Steinacher Decke zeigt jedoch eine starke nachkristalline Druchbewegung.

Als Einlagerungen im Quarzphyllit kommen Chloritschiefer, Quarzite und Eisendolomite vor.

Über dem Quarzphyllit treten mächtige Quarzkonglomerate und Quarzsandsteine des Karbons auf, in denen vereinzelt Kohleflöze eingelagert sind.

2.5. Südalpin

Das Südalpin umfaßt jene Gebirgsteile, die südlich einer bedeutenden und tiefreichenden tektonischen Trennungslinie, der Periadriatischen Grenze, liegen.

Das Südalpin wurde an seinem Nordrand am stärksten herausgehoben, so daß dort der kristalline Sockel zutage tritt, während südlich davon bei stufenweisem Absinken des Untergrunds jüngere Sedimente und Vulkanite auftreten.

Eine gewisse Sonderstellung im Gebirgsbau nehmen die großen Granit- und Tonalitmassen ein, die an der Periadriatischen Grenze aufgedrungen sind.

Folgende Einheiten werden unterschieden:

- Brixner Granit, Iffinger Tonalit, Rensengranit
- Brixner Quarzphyllit
- Bozner Quarzporphyr

2.5.1. Brixner Granit, Iffinger Tonalit, Rensengranit

Diese große Intrusivmasse erstreckt sich von Meran (Merano) über das Penserjoch nach Brixen (Bressanone) und in das Pustertal. Im Raum Brixen erreicht sie die größte Mächtigkeit. Sie besteht in der Hauptsache aus mittelkörnigem Biotitgranit mit sehr einheitlicher Ausbildung. Er wird von Apliten und Pegmatitgängen durchsetzt. Nach Westen wird der Granit stärker tonalitisch und geht in den Iffinger Tonalit über.

Nördlich dieser Intrusivmasse finden sich kleine granitische Körper innerhalb der Gneiszone Meran-Mauls-Antholz. Im Tunnelbereich ist dies der Rensengranit, der nach SANDER (1929) tektonisch vom Brixner Granit abgetrennt wurde.

2.5.2. Brixner Quarzphyllit

Er bildet den kristallinen Untergrund der südalpinen Gesteinsserien, der in einem breiten Streifen südlich von Brixen auftritt.

Das Hauptgestein sind Quarzphyllite, die häufig granatführend sind. Im Gegensatz zu den nordalpinen Quarzphylliten ist die Phyllonitisierung wesentlich geringer, was auf eine geringere tektonische Beanspruchung zurückgeführt werden kann. Am Kontakt zum Brixner Granit erfolgten im Quarzphyllit Mineralumwandlungen, die eine Erhöhung der Gesteinsfestigkeit bewirken.

Im Quarzphyllit eingeschaltet sind teilweise mächtige Lagen von Glimmerschiefern, Schiefergneisen und Augengneisen. Durch tektonische Verschieferung können diese Gesteine leicht phyllonitisiert werden.

Im Gebiet von Klausen (Chiusa) treten Diorite auf, die unter dem Namen Klausenite bekannt geworden sind.

2.5.3. Bozner Quarzporphyr

Unter der Bezeichnung Bozner Quarzporphyr wird die mächtige und ausgedehnte Abfolge von Laven, Tuffen und Ignimbriten verstanden, die das Gebirge zwischen Meran, Waidbruck (Ponte Gardena) und Bozen (Bolzano) aufbauen. Diese Gesteine bilden

eine große Platte, die sich von unten nach oben in folgende Serien gliedern läßt:

Latit-andesitische und dacitische Gruppe: Sie besteht hauptsächlich aus Laven und Tuffen mit Einschaltungen von Konglomeraten und vulkanischen Breccien. Quarzporphyre sind selten. Rhyodacitische Gruppe: Überwiegend Quarzporphyr, selten Zwischenlagen von Tuffen.

Rhyolithische Gruppe: Überwiegend Quarzporphyr mit Einschaltungen von Tuffen, die teilweise mächtig werden können.

Das dominierende Gestein ist der Quarzporphyr. Er wurde bei großen vulkanischen Ereignissen in Form von Glutwolken abgesetzt (Ignimbrit).

Die Quarzporphyre sind in der Regel grobbankige bis massige, kompakte Gesteine. Ihre Festigkeit kann lokal durch Mineralzersetzen vermindert werden. Die sedimentären Zwischenlagen wie Tuffe, Konglomerate usw. sind meist deutlich gebankt, wenig kompakt und häufig verwittert.

Die untere Gruppe ist weniger als 300 m mächtig, während die anderen jeweils über 1000 m Mächtigkeit erreichen können.

3. Tektonischer Bau

3.1. Allgemeines

Der Raum zwischen Innsbruck und dem Brenner ist durch das Aufeinandertreffen der verschiedensten großtektonischen Einheiten der Ostalpen gekennzeichnet. Die geologische Bearbeitung von Tunneltrassen in diesem Bereich führt daher zwangsläufig zu einer kritischen Auseinandersetzung mit den Theorien über Gebirgsbau und Tektonik.

Der Brenner nimmt im geologischen Bau der Ostalpen eine Schlüsselstellung ein. Hier wurde erstmalig von TERMIER am Beginn unseres Jahrhunderts die Deckenlehre der Westalpen auch auf die Ostalpen übertragen. Die Deckenlehre versucht, den Gebirgsbau durch das Übereinanderstapeln von tektonischen Decken zu erklären. Eine tektonische Decke stellt eine großräumige, tektonisch selbständige, plattenförmige Überschiebungs- oder Überfaltungsmasse dar, die über einen fremden Untergrund viele Kilometer transportiert wurde.

Die Deckenlehre blieb aber nicht unwidersprochen. Vom klassischen Punkt des Brenners ausgehend wurde immer wieder versucht, die Deckenlehre zu widerlegen und an ihre Stelle die gebundene Tektonik zu stellen (z.B. KLEBELSBERG, 1941). Diese Bestrebungen halten modifiziert bis heute noch vereinzelt an (z.B. FÖRSTER & SCHMITZ-WIECHOWSKY, 1970).

Die verschiedenen Ansichten über den tektonischen Gebirgsbau sind teilweise dadurch zu erklären, daß am Beginn der Deckenlehre die Bruchtektonik vernachlässigt wurde, die dann in späterer Zeit von den Gegnern der Deckenlehre in den Vordergrund geschoben und als Gegenbeweis angesehen wurde. Nach den bisher für die Projektierung vorliegenden Untersuchungsergebnissen sind für den Gebirgsbau und damit auch für eine baugeologische

Prognose beide tektonischen Konzepte wichtig. Der Deckenbau erklärt im Brennergebiet in vielen Fällen die an der Oberfläche zu beobachtenden geologischen Verhältnisse. Darüber hinaus erlangt aber auch die Bruchtektonik in manchen Gebieten große Bedeutung; sie überprägt zwar den Deckenbau, aber keineswegs so, daß er seine Gültigkeit verliert.

An dieser Stelle wird auf ein Grundprinzip bei den eigenen geologischen Untersuchungen hingewiesen: alle Überlegungen wurden unter dem Aspekt einer baugelologischen Prognose für einen tief liegenden Basistunnel gemacht, für den sichere, verifizierbare Aussagen wünschenswert wären. Es erscheint deshalb als unrichtig, die geologische Prognose ausschließlich auf einer Lehrmeinung oder Hypothese aufzubauen und andere Argumente nicht anzuerkennen.

Es besteht so die Gefahr, daß wichtige Untersuchungsergebnisse durch das eigene Vorurteil nicht in gebührendem Maß in die Tunnelprognose eingehen.

In der folgenden Abb. 4 wird diese prinzipielle Vorgangsweise gezeigt:

	THESE	ANTITHESE	MÖGLICHE SYNTHESE
Kennzeichnend. geologischen Aufnahme	Überbetonung der Deckentektonik	Überbetonung der Bruchtektonik	Kombination von Decken- und Bruchtektonik
Daraus abgeleitete Deutung			
Prognose für Basistunnel	Tunnel sicher im Penninikum	Tunnel sicher im Ostalpin	Keine sichere Entscheidung möglich, daher künstliche Aufschlüsse notwendig

ABB. 4 : TEKTONISCHE DEUTUNGSMÖGLICHKEITEN IN DER BRENNER FURCHE

Diese kurze Darstellung der geologischen Problematik des Brennergebiets zeigt die Schwierigkeiten einer geologischen Prognose für einen tiefliegenden Tunnel auf: trotz umfangreicher geologischer Untersuchungen durch viele Jahrzehnte bleiben einzelne Kernfragen über den Gebirgsbau auf Tunnelniveau offen oder zumindest unsicher.

3.2. Penninikum

Von Innsbruck über den Brenner nach Sterzing verläuft ein tiefer Einschnitt im Alpenhauptkamm, der als Brennerfurche bezeichnet wird. Sie trennt das penninische Deckensystem (im folgenden als Penninikum bezeichnet) und das unterostalpine Deckensystem (=Unterostalpin) im Osten vom oberostalpinen Deckensystem (=Oberostalpin) im Westen.

Das Penninikum grenzt im Norden an Innsbrucker Quarzphyllit und Tarntaler Serie. Die Grenzfläche fällt mittelsteil bis steil nach Norden ein, so daß hier einwandfrei das Untertauchen des Penninikums unter höhere tektonischen Einheiten zu beobachten ist.

Die Westgrenze verläuft in der Brennerfurche, wobei das Penninikum südlich von Steinach immer mehr auf die Westseite des Tales übergreift. Im Raum Sterzing stößt das Penninikum am weitesten nach Westen vor.

Die Südgrenze zur unterostalpinen Matreier Zone bzw. wo diese fehlt, zum oberostalpinen Altkristallin verläuft ungefähr in der Verbindung Freienfeld (Campo di Trens) im Eisacktal nach Pfunders (Fundres) im Pfunderer Tal. Diese Südgrenze fällt mittelsteil nach Norden ein, damit kommt das tektonisch tiefere Penninikum auf höhere Einheiten zu liegen. Die gesamte Schichtfolge ist hier überkippt, so daß dieser Raum lange Zeit als Wurzelzone der penninischen Decken aufgefaßt wurde.

Während die Nord- und die Südgrenze des Penninikums relativ klar und sicher von der Oberfläche bis auf Tunnelniveau gezogen werden können, ergeben sich an der Westgrenze große Schwierigkeiten bei der geologischen Deutung. Die Gebirgsachse im Penninikum verläuft großräumig von Nordosten nach Südwesten mit einem flachen Abtauchen nach Südwesten zur Brennerfurche hin. Dieses Abtauchen erfolgt mit rund 10-20°, wobei kein verlässlicher Mittelwert angegeben werden kann. Über die weitere Fortsetzung des Penninikums westlich der Brennerfurche bestehen teilweise erhebliche geologische Auffassungsunterschiede. Die Anhänger der Deckenlehre lassen das Penninikum nach Westen unter die Ötztal-Stubaier Masse untertauchen und stellen eine Verbindung mit dem Engadiner Fenster her. Die Gegner der Deckenlehre sehen hingegen in der Brennerfurche das Westende des Penninikums und damit ein Aneinanderstoßen von Ötztal-Stubaier Masse und Penninikum. FENTI & FRIZ (1974) geben eine interessante Gegenüberstellung von verschiedenen Interpretationsmöglichkeiten für den Raum Sterzing-Brenner und die daraus abzuleitenden baueologischen Schlußfolgerungen. Es ergeben sich deutliche Unterschiede für die Tunnelprognose in Abhängigkeit von den zugrunde gelegten tektonischen Hypothesen. Wie schon erwähnt, werden der großräumige Gebirgsbau im Brennergebiet und insbesondere die tektonischen Beziehungen von Oberostalpin zu Penninikum mit Hilfe der Deckenlehre erklärt (siehe Abb. 5).

Das Penninikum setzt sich somit nach Westen fort und wird von der oberostalpinen Ötztal-Stubaier Masse überdeckt. Mit Sicherheit ist diese Vorstellung aber nur durch entsprechende Tief-

bohrungen zu beweisen. Daneben sprechen aber viele geologische Daten und vor allem auch die Auswertung von Satellitenbildern für das Auftreten von bruchtektonischen Strukturen, die bei der Prognose berücksichtigt wurden.

Die Prognose für den Grenzbereich Oberostalpin/Penninikum entlang der Brennerfurche wird durch folgende Umstände erschwert (vergleiche Abb. 4):

- flaches Abtauchen der Deckengrenze nach Westen, wobei geringe Änderungen des Einfallswinkels große Verschiebungen auf Tunnelniveau hervorrufen,
- unbekannte Versetzungsbeträge an den steilstehenden Brüchen,
- entlang der flachliegenden Deckengrenzen können tektonische Komplikationen auftreten, die von der Oberfläche her unbekannt und daher auch nicht für den Tunnelbereich prognostizierbar sind.

Der Zentralgneis besteht aus 2 großen Zonen. Nördlich des Pfitscher Tales ist es der Tuxer Gneis, der eine in sich sehr komplex zusammengesetzte Aufwölbung bildet, die am Südrand von steilstehenden Störungen abgeschnitten wird. Südlich des Pfitscher Tales ist es der Zillertaler Kern, der im Hochfeiler zutage tritt. Auch er formt eine Aufwölbung, die allseitig unter tektonisch höhere Serien untertaucht.

Der Zentralgneis wird somit durch das Pfitscher Tal in 2 Äste gespalten, zwischen denen steilstehende, isoklinal zusammengepreßte Gesteine der Schieferhülle muldenförmig eingeklemmt sind. Die Gesteine des Zentralgneises tauchen im Norden, Westen und Süden unter tektonisch höhere Einheiten unter. Die Ausdehnung des Zentralgneises ist daher auf Tunnelniveau größer als an der Oberfläche und nimmt gegen Osten zu.

Die Untere Schieferhülle ist dem Zentralgneis und der Hochstegenzone aufgeschoben, wobei es im Grenzbereich zu starker mechanischer Beanspruchung gekommen ist. Die Untere Schieferhülle ummantelt den Zentralgneis und kann stellenweise zu größerer Mächtigkeit angeschoppt sein. Sie bildet im Pfitscher Tal eine fast senkrecht stehende, eng zusammengepreßte Mulde, die zwischen den beiden Zentralgneiskuppeln eingespannt ist. Ein isoliertes Vorkommen findet sich obertags im unteren Pfitscher Tal bei Tulfer (Tulve) und eventuell im Sengestal. Das letztere Auftreten wird von BAGGIO & VECCHI (1970) allerdings bezweifelt. Das kuppelförmige Auftauchen von Unterer Schieferhülle im Pfitscher Tal führt zur Annahme, daß der tiefere tektonische Untergrund nicht gleichmäßig nach SW einfällt, sondern fallweise emporgewölbt sein kann.

Die Obere Schieferhülle ist als Decke der Unteren Schieferhülle aufgelagert. Die Basis ist durchwegs tektonisch überprägt, es können Verschuppungen mit der Unteren Schieferhülle erfolgen. Diese komplizierte Tektonik erklärt sich durch weitreichende Überschiebungen oder Unterschiebungen während der Gebirgsbildung. Die Abscherungsfläche an der Basis der Oberen Schieferhülle stellt die bedeutendste Bewegungsbahn innerhalb des Penninikums dar.

Am Nordrand der Oberen Schieferhülle (=Hangendes der Decke) ist eine breite Verschuppungszone im Grat zwischen Gamskar Spitze und Geierspitze zu beobachten. In den penninischen Kalkphylliten sind teilweise mächtige Quarzite und Karbonatgesteine eingela-

Querprofil im Alpenhauptkamm

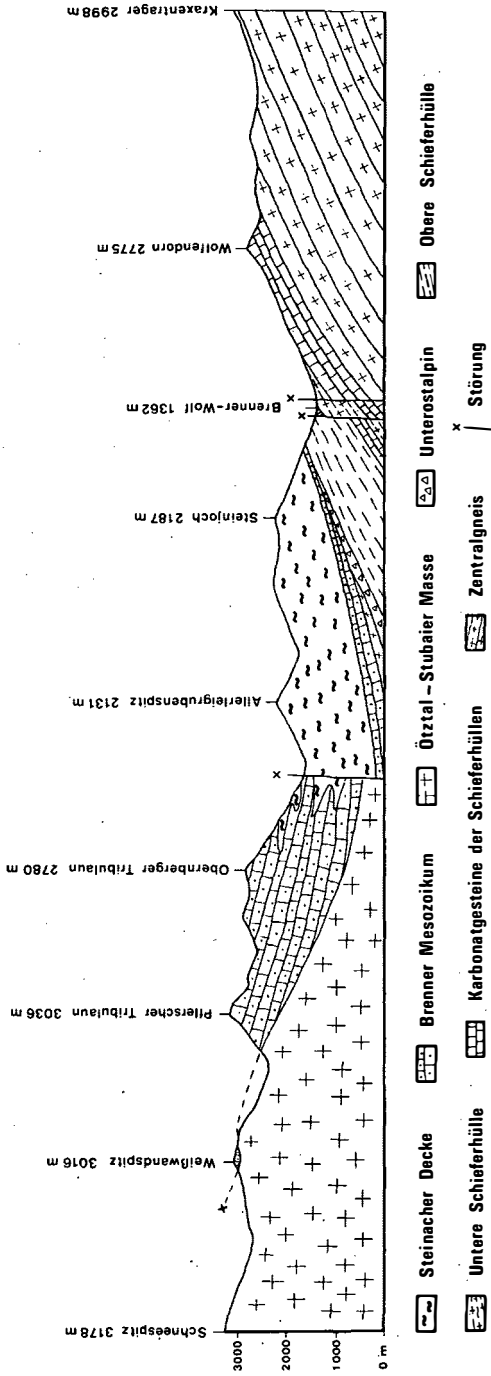


Abb. 5

gert, die sich nach Westen in den Zug des Gallenschrofens bei Navis fortsetzen. Diese Karbonatgesteine werden von BLESER (1934) als Matreier Schuppenzone gedeutet. Die tektonische Stellung dieser Zone ist aber umstritten. In der Übersichtskarte von FRISCH (1974) wird diese Zone nicht ausgeschieden, so daß sie dem Penninikum (Obere Schieferhülle) zuzurechnen ist.

TOLLMANN (1963) stellt sie zum Permomesozoikum des Unterostalpins. Unabhängig von der tatsächlichen tektonischen Position ergeben sich Hinweise auf E-W-gerichtete Störungen, die das Navistal tektonisch vorzeichneten. Vereinzelt Reste von Permomesozoikum treten zwischen Navis und Matrei im Talgrund auf.

Südlich des Zentralgneises bildet die Obere Schieferhülle steilstehende, isoklinale Mulden- und Sattelzüge, die gegen die Grenze zum oberostalpinen Kristallin nach Süden überkippt sind. Die steilgestellten Strukturen sind vermutlich durch starke Einengung des Gebirges entstanden.

Durchbewegung unter hohem Druck, Faltung bis in kleinste Bereiche, Auswulzung, Zerschierung und Phyllonitisierung sind für den südlichsten Teil der Oberen Schieferhülle typisch (NOLLAU, 1969).

Die Obere Schieferhülle erreicht im Norden und Süden große Mächtigkeit. Auffallend ist daher die Ausdünnung und Verschmälerung der Schieferhülle im Gebiet des Brennerpasses auf wenige 100 m. SANDER erklärt diese Erscheinung mit einer enormen Auswulzung der Schieferhülle durch die überlagernden höheren Decken während der Gebirgsbildung. Gegen die Vorstellung der Auswulzung haben FÖRSTER & SCHMITZ-WIECHOWSKY (1970) vehement Stellung genommen. Die Untersuchungen von FENTI & FRIZ (1974) haben unabhängig davon die Existenz von Störungen oder Brüchen in der Brennerfurche aufgezeigt.

Es ist daher denkbar, daß die Verschmälerung der Schieferhülle am Brenner nicht nur durch eine starke tektonische Beanspruchung zustandekam, sondern daß zusätzlich Bruchbewegungen den Kontaktbereich zwischen Ötztal-Stubai-Masse und Penninikum verstellten haben.

Das Penninikum zeigt eine Tektonik, die typisch für tiefere tektonische Stockwerke ist. Fast alle sedimentären Gesteine haben durch Bewegungen und Teilverformungen im Kleingefüge beim Auftreten der entsprechenden Minerale ein geregeltes, meist phyllonitisches Gefüge erhalten. Sie stellen Tektonite dar, die im deutlichen Gegensatz zu petrographisch ähnlich zusammengesetzten Gesteinen stehen, die aber in situ ohne Durchbewegung entstanden sind.

Charakteristisches Gefügeelement der Gesteine ist die B-Achse, die senkrecht zur Ebene der stärksten Verformung steht. Sie gibt damit Hinweise auf die ursprüngliche Spannungsrichtung, die bei der Ausbildung des Gefüges geherrscht hat. Dieser ehemalige Spannungszustand ist jedoch nur mehr vereinzelt für den rezenten oder aktuellen maßgebend, da in der Zwischenzeit die Belastungsrichtungen gewechselt haben können. Jüngere Überprägungen der alten B-Achsen bilden sich nur mehr teilweise im Gefüge ab. Die für den Tunnelbau maßgebenden Spannungsverhältnisse können häufig durch eine Analyse der Kluft- und Störungs-

systeme besser abgeschätzt werden, insbesondere wenn eine junge Bruchtektonik auftritt.

3.3. Unterostalpin

Im Bereich der Tunneltrassen werden zum Unterostalpin der Innsbrucker Quarzphyllit, die Tarntaler Serie und die Matreier Zone gerechnet.

Die stratigraphische Untergliederung, die tektonische Stellung und Abgrenzung der Serien ist noch nicht restlos geklärt.

Deshalb ist es üblich, geologisch unsicher zu definierende Serien generell als Unterostalpin zu bezeichnen.

Die größte Mächtigkeit erreicht der Innsbrucker Quarzphyllit, der zwischen dem Inntal und dem Navistal auftritt. Nach MOSTLER (1978), dessen Neuergebnisse nur mehr teilweise bei Abschluß des Berichts berücksichtigt werden konnten, liegt auf dem Innsbrucker Quarzphyllit die Ötztal-Stubaier Masse in wesentlich größerer Ausdehnung als bisher angenommen wurde. Sie wird dem Innsbrucker Quarzphyllit durch eine starke Diaphthorese baueologisch sehr ähnlich. Tunnelbautechnisch werden sich beide Einheiten wenig unterscheiden. Der Innsbrucker Quarzphyllit besteht aus einheitlich zusammengesetzten paläozoischen Quarzphylliten. Im Grenzbereich zum Penninikum wird er von der Tarntaler Serie überlagert.

Der Innsbrucker Quarzphyllit ist durch eine flache bis leicht wellige Lagerung gekennzeichnet, wobei die Schieferungsflächen selten mehr als 30° einfallen. Nur im Kleinbereich können stärkere Verfaltungen auftreten.

Die B-Achsen liegen ebenfalls häufig horizontal oder fallen leicht nach Westen zur Silltallinie ein. Ihr Streichen pendelt um die Ost-West-Richtung.

Das ganze Gebiet des unteren Silltals zeigt eine einheitliche Regelung der B-Achsen und dokumentiert damit eine homogene Beanspruchung und Durchbewegung mit Ausnahme von örtlichen Schwankungen. Die Querbewegungen (B' senkrecht B) mit Ausbildung von N-S-gerichteten B-Achsen spielen im Quarzphyllit eine geringe Rolle.

Der Südteil des Innsbrucker Quarzphyllits zeigt Änderungen im tektonischen Bau. Südlich des Arztsals steht das Flächengefüge steil, außerdem erfolgt ein gewellter Muldenbau, in dem vereinzelt auch steil W-fallende Achsen zu beobachten sind. Gegen die Grenze zum Penninikum werden die Mulden immer enger und gehen meist in ein gleichsinniges N-Fallen über.

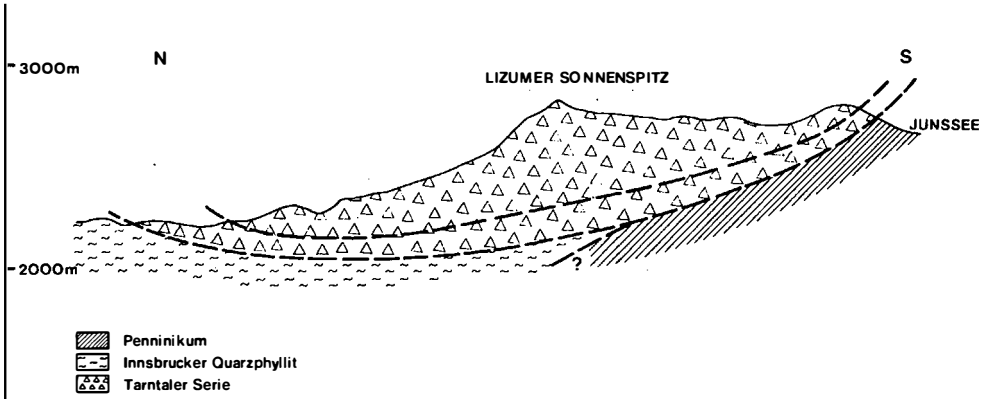
Die Tarntaler Serie liegt im Grenzbereich zwischen Innsbrucker Quarzphyllit und Oberer Schieferhülle. Größere Vorkommen finden sich bei Matrei/Brenner, am Mieslkopf und vor allem in den Tarntaler Bergen.

Dazwischen tritt die Tarntaler Serie stark zerschuppt in kleinen Linsen auf.

Nach ENZENBERG (1967) liegt die Tarntaler Serie primär sedimentär auf dem Innsbrucker Quarzphyllit, so daß beide Serien großtektonisch eine Einheit bilden. Eine bedeutende Bewegungsbahn ist somit nur zwischen der Tarntaler Serie (+ Quarzphyllit) und der Oberen Schieferhülle zu suchen.

Aufgrund der Untersuchungen von ENZENBERG (1967, Taf. 2, Profil

13) ist zu vermuten, daß die große Masse der Tarntaler Serie durch ihre muldenförmige Lagerung auf dem Innsbrucker Quarzphyllit nicht bis in das Tunnelniveau hinabreicht. Diese tektonische Vorstellung hat große Bedeutung für die Tunnelprognose (siehe Abb. 6).



LAGERUNGSVERHÄLTNISSE IM GRENZBEREICH VON PENNINIKUM ZU UNTEROSTALPIN
(nach ENZENBERG, 1967)

ABB. 6

Da der Grenzbereich zwischen Innsbrucker Quarzphyllit und Oberer Schieferhülle mechanisch stark durchbewegt wurde, können Schuppen von Tarntaler Serie aus dem zusammenhängenden Verband gerissen und entlang von Störungen tief in den Untergrund gespießt worden sein. Es ist daher nicht auszuschließen, daß schmale Linsen oder Schuppen von Tarntaler Serie, vermutlich aus Gesteinen der Basisserie bestehend, auch im Tunnelniveau angefahren werden.

Parallel zur Grenzfläche zwischen Penninikum und Unterostalpin können im Navistal weitere unterostalpine Gesteine entlang von Störungsflächen auftreten. Unter Umständen ist diese Zone stärker tektonisch beansprucht als die eigentliche Grenzfläche. Die Fortsetzung der Tarntaler Serie von Matrei/Brenner nach Süden ist unklar. Im Gebiet von Steinach sind Quarzphyllite und Quarzite aufgeschlossen, die gewöhnlich nicht mehr als Tarntaler Serie, sondern allgemein als Unterostalpin bezeichnet werden. Von dort setzt sich ein schmaler Zug von unterostalpinen Gesteinen über Zagl, das Nöblacher Plateau in das Obernbergtal fort. DÜNNER (1934) hat das Unterostalpin von Zagl bereits als Matreier Zone bezeichnet.

Vom Obernbergtal über den Brenner nach Brennerbad (Terme di

Brennero) treten unterostalpine Gesteine nur mehr lückenhaft auf. Auf längeren Strecken ist das Unterostalpin, nach FENTI & FRIZ (1974) als Matreier Zone bezeichnet, erst wieder zwischen Brennerbad und Gossensaß (Colle Isarco) aufgeschlossen. Das nächste größere Vorkommen befindet sich zwischen Gossensaß und Sterzing. Nach FRIZ & ZANETTIN-LORENZONI (1969) soll sich die Matreier Zone als durchgehender Streifen zwischen Gossensaß und Schloß Sprechenstein (Castel Pietra) am Westrand des Penninikums erstrecken. Das Triasvorkommen der Weißspitze östlich von Sterzing wurde von TOLLMANN (1963) und FENTI & FRIZ (1974) ebenfalls als Unterostalpin bzw. Matreier Zone gedeutet.

Im Süden wird die Grenzzone zwischen Penninikum und Ostalpin meist als Matreier Zone bezeichnet. Ihre Abgrenzung zur Oberen Schieferhülle ist schwierig, weil die Gesteine petrographisch ähnlich sein können. So wird z.B. in der Carta geologica d' Italia auf Blatt Brenner-Brixen keine Matreier Zone ausgeschieden, während sie TOLLMANN in der Tektonischen Karte des Tauernfensters für den Raum Valsler Tal-Pfunderer Tal angibt. Untersuchungen von NOLLAU (1969) haben diesbezüglich ebenfalls keine Klärung gebracht: es scheint im Valsler Tal die Matreier Zone zu fehlen, obwohl an der Dreihornspitze Schubfalten von Unterostalpin vorhanden sein könnten. Erst östlich von Lappach (Lappago) tritt die Matreier Zone in breiterem Umfang auf, wo sie dann auch als solche leicht zu erkennen ist. Die Grenzzone zwischen Oberer Schieferhülle und Matreier Zone ist verschuppt.

Die unterostalpinen Serien, mit Ausnahme des Innsbrucker Quarzphyllits, nehmen im Gebirgsbau eine wichtige Stellung ein. Sie bilden eine Quetschzone, in der große Deckenbewegungen abliefen. Die tektonische Beanspruchung dieser Zone ist dementsprechend hoch. Mylonite und tektonische Reibungsbreccien dokumentieren die hohe Belastung der Gesteine während der Gebirgsbildung. Im Grenzbereich des Unterostalpins zum Penninikum können Restspannungen auftreten, unter Umständen sogar aktive tektonische Spannungen. Diese Überlegung wurde z.B. für den Tauerntunnel nicht ausgeschlossen (DEMME, 1976).

3.4. Oberostalpin

Die Unterteilung in ein Mittelostalpin und Oberostalpin im Sinn von TOLLMANN (1963) wird wegen der in Abschnitt 2 erwähnten Gründe nicht durchgeführt.

3.4.1. Ötztal-Stubai-Masse

Sie liegt mit Ausnahme der Vorkommen im Gebiet des Patscherkofels zur Gänze westlich der Brennerfurche. Sie grenzt im Norden an die Nördlichen Kalkalpen und den Innsbrucker Quarzphyllit, im Osten an das Unterostalpin und das Penninikum, im Süden an den Schneeberger Zug.

Die Ötztal-Stubai-Masse bildet die größte allochthone Kristallinscholle der Ostalpen, die als einheitlicher Block über das Penninikum nach Norden transportiert wurde. Am Nordrand ist sie dem Innsbrucker Quarzphyllit aufgeschoben, wobei die Lagerungsverhältnisse am besten obertags in der Tongrube bei der Stephansbrücke beobachtet werden können, untertags

liegen die Stollenaufschlüsse des Sillkraftwerks vor (SCHMIDEGG, 1967). In diesem Grenzbereich treten bis 80 m mächtige Mylonite auf, die vermutlich auch durch Bruchvorgänge entstanden sind. Die Nordgrenze ist von dort nach Westen auf längere Strecken nicht zu beobachten. An der Mündung des Pitztals und am Piller Sattel steht dann die Grenze zu den tektonisch höheren Kalkalpen steil bis senkrecht, weiter im Westen ist das oberostalpine Kristallin den Kalkalpen auch aufgeschoben (Arlberggebiet). Die Steilstellung oder Aufschiebung ist auf jüngere tektonische Bewegungen im Nordteil der Ötztal-Stubaier Masse zurückzuführen.

Die Ostgrenze im Silltal ist ebenfalls eine wichtige tektonische Bewegungszone. Neben der Überschiebungstektonik spielt aber auch die Bruchtektonik eine Rolle. Die Ausbildung der Südgrenze zum Schneeberger Zug ist tektonisch geprägt. Die Vorstellung über die Ausbildung der Grenzfläche hängt wesentlich von der tektonischen Auffassung über die Stellung des Schneeberger Zugs im Gebirgsbau ab (siehe Abschnitt 3.4.3.).

Die Ötztal-Stubaier Masse besitzt in ihrem Nordteil einen ungefähr Ost-West-streichenden Faltenbau, während der Südteil steilachsige Verfaltungen zeigt, die als "Schlingentektonik" bezeichnet werden. Schlingentektonik tritt in Gebirgstteilen mit besonderem Prägungsmechanismus auf.

Die Schlingenbildung konzentriert sich auf den Bereich südlich der Linie Stubaital-Venter Tal. Nördlich davon klingt die steilachsige Verfaltung rasch aus. Ebenso nimmt die Schlingenbildung vom Zentrum der Ötztal-Stubaier Masse nach NE ab. Das Alter der Schlingenbildung ist umstritten, vermutlich aber voralpidisch. Die Schieferungsflächen der Ötztal-Stubaier Masse stehen meist steil bis mittelsteil, das Streichen kann beträchtlich schwanken, doch ist die Richtung NNW bis NW vorherrschend.

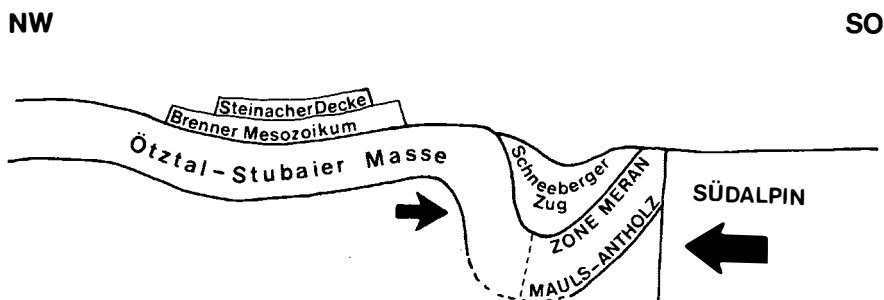
3.4.2. Zone Meran-Mauls-Antholz (=Zone der Alten Gneise)

Diese tektonische Einheit zeigt östlich und westlich des Eisacktals etwas verschiedene Beanspruchungsmechanismen. Westlich des Eisacktals sind als wichtigste Strukturmerkmale isoklinale Falten ausgebildet. In den großen Muldenstrukturen tauchen die tektonisch höheren Serien wie Schneeberger Zug oder Telfer Weiße auf. Die Hauptachse im Gebiet des Passeiertals verläuft NE-SW bei annähernd horizontaler Lagerung. Daneben tritt aber auch eine steilachsige Verfaltung mit Schlingenbildung östlich des Passeiertals auf (MOELLE, 1961).

Die Gesteine sind Tektonite, d.h. Gesteine mit summierbaren Teilbewegungen, die sich Deformationen größeren Ausmaßes zuordnen lassen. Der Westteil der Zone Meran-Mauls-Antholz liegt zwischen 2 großen tektonischen Blöcken:

- 1) Im NW ist es der Block der Ötztal-Stubaier Masse einschließlich des Schneeberger Zugs. Die Ötztal-Stubaier Masse zeigt in den südlichen und südöstlichen Teilen steilstehende Achsen und Schlingenbildung. Sie wurde gegen SE dem Schneeberger Zug aufgeschoben.
- 2) Im SE liegt das ausgedehnte Gebiet des südalpinen Brixner Quarzphyllits mit flachliegenden Achsen.

Die dazwischen liegende Zone Meran-Mauls-Antholz wurde im Spannungsfeld einer NW-SE-gerichteten Einengung geprägt, die zur Bildung der NE-SW-gerichteten B-Achsen führte. Die NE-streichenden Schieferungsflächen begünstigten nachkristalline Deformationen, die große Ausmaße annehmen. Die gesamte breite Zone zwischen Ötztal-Stubaier Masse und Brixner Quarzphyllit läßt Bewegungen gegen SE erkennen, und zwar Aufschiebungen und Anschoppungen der tektonisch höheren nördlichen Einheiten auf die tieferen südlichen Einheiten. Die Zone Meran-Mauls-Antholz ist daher als passive Scholle aufzufassen, deren tektonische Ausgestaltung durch die benachbarten Blöcke erfolgte (siehe Abb. 7).



TEKTONISCHE STELLUNG DER ZONE MERAN-MAULS-ANTHOLZ

ABB. 7

Östlich des Eisacktals verschmälert sich die Zone Meran-Mauls-Antholz im Gebiet von Mauls (Mules) sehr stark. Erst östlich des Valser Tals verbreitert sie sich wieder. Die nachkristallinen Deformationen bildeten sehr häufig Phyllonite. In dem stark eingeschnürten Streifen zwischen Penninikum und Brixner Granit tritt eine isoklinale Verfaltung mit E-W-gerichteten Achsen auf.

3.4.3. Schneeberger Zug

Die tektonische Stellung des Schneeberger Zugs ist eines der umstrittensten Probleme im Brennergebiet. Die verschiedenen Deutungsmöglichkeiten entstehen aus dem Umstand, daß die Gesteine des Schneeberger Zugs der Unteren Schieferhülle sehr ähneln und sich in Stoffbestand und Kristallisation vom umgebenden Altkristallin, besonders im Norden, unterscheiden. Nach Süden erfolgt ein Übergang zur Laaser Serie. Es stehen oder standen sich im wesentlichen 3 Hypothesen gegenüber:

- 1) Der Schneeberger Zug stellt die Fortsetzung des Penninikums nach Westen dar, das sekundär gegen Süden emporgedrückt und

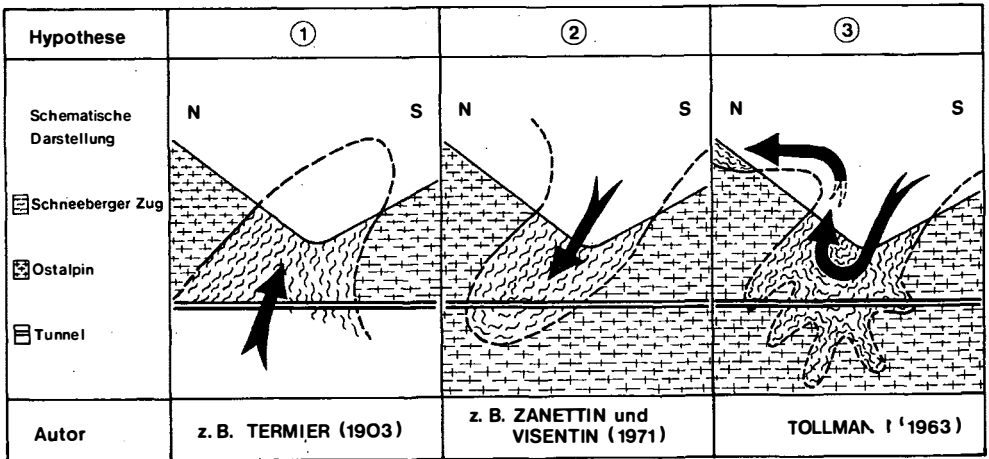
als Fenster entblößt wurde.

- 2) Der Schneeberger Zug ist Teil des ostalpinen Kristallins und bildet eine nach Süden überkippte, kompliziert zusammengesetzte Mulde in der Ötztal-Stubaier Masse bzw. in der Zone Meran-Mauls-Antholz.
- 3) Der Schneeberger Zug ist eingefaltetes Oberostalpin in der mittelostalpinen Ötztal-Stubaier Masse im Sinn von TOLLMANN (1963). Damit wird die Steinacher Decke mit den Kristallinschollen der Schleyerwandtrias und den Schneeberger Gesteinen als eine tektonische Einheit aufgefaßt, die die Ötztal-Stubaier Masse und das Brennermesozoikum überschoben haben.

Die erste Deutung gilt heute aufgrund der zahlreichen petrographischen Untersuchungen als unwahrscheinlich. Die zweite Lösung erscheint eine brauchbare Vorstellung zu sein, wenn sie auch manche Fragen offen läßt. Die dritte, von TOLLMANN entwickelte Hypothese ist eine sehr elegant erscheinende Lösungsmöglichkeit, da sie den Schneeberger Zug mit der Steinacher Decke verbindet. Dagegen werden aber einige schwerwiegende Argumente ins Treffen geführt (SCHMIDT, 1965).

Die Frage nach der tektonischen Stellung des Schneeberger Zugs muß hier unter dem Aspekt einer baugelologischen Prognose gestellt werden.

Für sie ist es als erstes wichtig zu klären, ob die Mächtigkeit des geotechnisch ungünstigen Schneeberger Zugs auf Tunnelniveau größer, kleiner oder gleich bleibt. Die baugelologischen Konsequenzen der 3 beschriebenen Hypothesen zeigt die folgende Abb.8:



TEKTONISCHE DEUTUNGSMÖGLICHKEITEN DES SCHNEEBERGER ZUGES

ABB. 8

Bei 1 wird die Ausstrichbreite des Schneeberger Zugs auf Tunnelniveau erheblich größer, bei 3 ebenfalls, nur bei 2 kleiner. Für das Südwestende des Schneeberger Zugs ist der Nachweis erbracht worden, daß er in den Schlingenbau der südlichen Öztaler Alpen einbezogen wurde (SCHMIDEGG, 1933). Das Alter der Schlingenbildung ist umstritten, vermutlich aber doch voralpidisch (SCHMIDT, 1965). Nach diesem Autor bedeutet dies aber, daß die Schneeberger Gesteine bereits voralpidisch mit der Öztal-Stubai-Masse verfault wurden und nicht erst als alpidische Schubmasse an Ort und Stelle gelangt sein können. Damit würde die 2. Hypothese gestützt werden.

Eine endgültige Entscheidung darüber ist zur Zeit noch nicht zu treffen, doch ergeben sich auf alle Fälle einige gemeinsame Aspekte von Hypothese 2 und 3. Beide betrachten den Schneeberger Zug als von oben eingefaltet, womit ein Auskeilen gegen die Tiefe zu notwendig wird.

Hypothese 2 nimmt das Auskeilen in Form einer relativ einfach gestalteten Mulde an, bei Hypothese 3 ergeben sich etwas kompliziertere Strukturen, die für die Tiefe weitgehend unbekannt sind. Die Grundtendenz bei beiden Lösungen ist aber eine Verschmälerung mit zunehmender Tiefe (bei 3 etwas modifiziert), so daß sehr wahrscheinlich der Schneeberger Zug auf Tunnelniveau eine geringere Ausdehnung als an der Oberfläche zeigen wird. Der Beweis ist nur mit entsprechenden Aufschlußbohrungen zu erbringen.

Im Schneeberger Zug treten komplex zusammengesetzte Muldenstrukturen auf, die E-W bzw. NE-SW streichen. Eingelagerte Marmorzüge lassen diese Strukturen gut erkennen. Der gesamte Raum des Schneeberger Zugs ist eine Zone der Einengung mit starker Verfaltung bis in den Kleinbereich.

Am Nordrand des Schneeberger Zugs tritt eine Bewegungsfläche auf, die als Schneeberger Linie bezeichnet wird (ZANETTIN & VISENTIN, 1973). Sie bildet die Grenze zwischen Öztal-Stubai-Masse bzw. Schneeberger Weiße und Schneeberger Zug. Ihre Fortsetzung in die Tiefe steht in enger Abhängigkeit von der jeweils zugrunde gelegten tektonischen Stellung des Schneeberger Zugs und kann daher nicht genau angegeben werden. Der Ausstrich an der Oberfläche beschreibt einen großen Bogen, der ungefähr parallel zur Periadriatischen Grenze verläuft.

Am Südrand des Schneeberger Zugs soll ein stratigraphischer Übergang zur Laaser Serie bestehen, so daß hier keine größeren tektonischen Bewegungen stattgefunden hätten. Bei dem tektonischen Konzept von TOLLMANN (1963) wäre man jedoch zur Annahme von Bewegungsbahnen gezwungen.

3.4.4. Brennermesozoikum

Es bildet die normale sedimentäre Auflagerung auf dem gefalteten Altkristallin der Öztal-Stubai-Masse. Die für eine Tunnelprognose am wichtigsten erscheinenden Vorkommen befinden sich in den Kalkkögeln, im Kamm Serles-Kirchdach und in der Tribulaungruppe. Die anderen Vorkommen haben vermutlich für die Tunneltrassen keinen direkten Einfluß.

Das Öztal-Stubai-Altkristallin senkt sich mit seiner mesozoischen Auflage nach Osten zur Brennerfurche deutlich ab. Das

Absinken des Kristallins läßt sich besonders gut im Gschnitz- und Pflerschtal beobachten, wo diese Tendenz durch eine kräftige Bruchtektonik sehr weitgehend unterstützt wird. Das Mesozoikum nimmt ebenfalls nach Osten in seiner Mächtigkeit ab und kann stellenweise zur Gänze auskeilen.

Das Ausdünnen der mesozoischen Schichtplatte ist sicher sehr wesentlich sedimentär bedingt. DÜNNER (1934) mißt jedoch auch der tektonischen Auswalzung durch den Quarzphyllit der höheren Steinacher Decke große Bedeutung zu.

Das Mesozoikum wurde gemeinsam mit der Ötztal-Stubai-Masse, lokal auch gegen sie, kräftig durchbewegt. Die weitgehende Konkordanz von Sedimentschichtflächen und Kristallinschieferungsflächen im Süden des Gebiets unterstreicht die gemeinsame Tektonik beider Einheiten. Diskordante Auflagerung tritt hingegen im Norden im Pinnistal und an der Elferspitze auf.

Diese Erscheinung wird von KÜBLER & MÜLLER (1962) so gedeutet, daß das Brennermesozoikum nach Süden immer stärker mit seiner kristallinen Unterlage bewegt und in sie eingeschuppt oder verfaltet wurde, was besonders deutlich in der Schneeberger Weiße erscheint.

Die Gesteine des Brennermesozoikums bilden eine weitgespannte Schichttafel, in der eine großräumige Muldenstruktur ersichtlich ist, deren Achse ungefähr NW-SE streicht. Sie ist besonders im vorderen Pinnistal und im äußeren Gschnitztal zu beobachten, wo in der Depression von Trins mächtige Gesteinsverbände gegenseitig abtauchen.

Das Gebirge wurde durch tektonische Beanspruchung kräftig durchbewegt, wobei die Auswirkungen der Deformationen bis in den Kleinbereich nachzuweisen sind. Manche plastischen Schichtglieder haben als Gleithorizont gewirkt, z.B. die Mergelkalke im Hangenden des Hauptdolomits oder die Raibler Tonschiefer. Es kam zu Faltungen, horizontaler Scherung und Verschuppungen. Das Brennermesozoikum wird als parautochthone Auflagerung des Altkristallins verstanden. Trotzdem traten an der Grenze zwischen Kristallin und Mesozoikum ausgeprägte Bewegungsflächen auf. Sehr deutlich ist eine Abscherungsbahn an der Weißwandspitze.

Bedeutende Abscherungsbewegungen erfolgten in den Raibler Schichten, die auf weite Strecken völlig ausgequetscht sein können. Auch die Gesteine des metamorphen Rhätkomplexes sind stark durchgeknetet worden. Dies könnte nach KÜBLER & MÜLLER nur unter enormen Belastungsdrücken von höheren, über das Brennermesozoikum geschobenen Decken geschehen sein. Untersuchungen über die Metamorphose haben ergeben, daß diese unter starker Belastung und kräftigem tangentialen Druck ausgelöst wurde, und zwar in räumlicher Übereinstimmung mit der ehemaligen Ausbreitung der Steinacher Decke.

Im Bereich des höheren Brennermesozoikums tritt eine Schubmasse auf, die als Blaserdecke bezeichnet wird. Sie unterscheidet sich in Fazies und Metamorphose deutlich von den höher kristallinen Gesteinen der tieferen Einheiten.

Im Bereich der Überschiebungsfäche finden sich Schollen von Karbon und Quarzphyllit der Steinacher Decke. Die Blaserdecke wird wahrscheinlich nicht in das Tunnelniveau hinunterreichen,

so daß auf eine Darstellung in den geologischen Übersichtskarten verzichtet wurde.

Das gesamte Brennermesozoikum wird von zahlreichen Brüchen zerhackt, die das Mesozoikum stellenweise gegen das Kristallin begrenzen. Diese Bruchtektonik erweist sich als jünger als die gesamte andere Tektonik.

Am Südrand des ostalpinen Kristallins liegt nahe an der Periadriatischen Grenze die Maulser Trias. Sie steht wahrscheinlich an ihrem Südrand mit den Gneisen der Zone Meran-Mauls-Antholz im normalen stratigraphischen Verband, während am Nordrand das Kristallin aufgeschoben wurde. Danach wurde das Mesozoikum verfaltet und verschuppt. (SCHINDLMAYR, 1968). Die Deformationen waren bedingt durch eine starke N-S-Einengung zwischen Brixner Granit im Süden und Penninikum im Norden sowie junge Bewegungen an der Periadriatischen Grenze.

3.4.5. Steinacher Decke

Sie bildet die höchste Decke im Brennergebiet. Sie besteht aus einer Quarzphyllitserie an der Basis, über der Karbongesteine folgen. Man nimmt an, daß die Steinacher Decke von Süden her auf das Tribulaunmesozoikum aufgeschoben wurde, das dadurch stark ausgewalzt wurde. Nach Westen und Nordwesten ist der Quarzphyllit der Steinacher Decke in Form von schmalen, allmählich auskeilenden Lagen in das flachliegende Mesozoikum eingedrungen (SCHMIDEGG, 1949). Beim Vordringen nach Norden hat die Steinacher Decke wie ein Riesenhobel ihre Unterlage abgeschürft und das Material in Schollen von z.T. enormer Größe nordwärts verfrachtet (KÜBLER & MÜLLER, 1962). Die Blaserdecke nördlich des Gschnitztals soll nach diesen Autoren eine solche verfrachtete Masse darstellen. Über die Herkunft der Steinacher Decke bestehen erhebliche Auffassungsunterschiede. TOLLMANN (1963) verbindet die Steinacher Decke mit dem Schneeberger Zug, während SASSI & MENEGAZZO (1971) die Steinacher Decke aus der Zone Meran-Mauls-Antholz beziehen. Hier soll sie südlich des Schneeberger Zugs das Altkristallin bedeckt haben, wo sie von der alpinen Metamorphose nicht betroffen wurde.

GEYSSANT & SASSI (1972) beschreiben ein Vorkommen von Phylliten im Gebiet des Padauner Kogels östlich von Gries/Brenner, die auf den penninischen Kalkphylliten der Schieferhülle liegen. Sie gleichen den Phylliten sowohl der Steinacher Decke als auch dem Innsbrucker Quarzphyllit.

Die Autoren weisen auf die große Nachbarschaft zur Steinacher Decke hin, die möglicherweise auch noch das Penninikum überschoben haben könnte.

Die Steinacher Decke wird ebenfalls von Brüchen durchzogen, die jedoch wegen der geringen Verwitterungsbeständigkeit der Gesteine im Gegensatz zum Brennermesozoikum nicht so deutlich ausgebildet sind.

3.5. Südalpin

Dieser große Komplex liegt südlich der Periadriatischen Grenze und umfaßt den Südteil der Alpen. Er zeigt eine besondere Tektonik, da im Gegensatz zum Ostalpin und Penninikum Deckenüber-

schiebungen fehlen, dafür aber die Bruchtektonik bedeutend wird. Das Südalpin stellt einen starren Block dar, der von SE her den Alpenkörper beansprucht hat. Für den Ablauf des tektonischen Geschehens während der Gebirgsbildung kommt ihm besondere Bedeutung zu.

Südalpin wird bei einem Basistunnel nur von Trasse Ost berührt. Die Beschreibung der tektonischen Verhältnisse beschränkt sich daher auf den Raum des Eisacktals.

3.5.1. Brixner Granit, Rensengranit

Der Brixner Granit liegt zwischen dem ostalpinen und dem südalpinen Kristallin. Er ist entlang der Periadriatischen Grenze aufgetiegen. An seinem Südrand zum Brixner Quarzphyllit besteht Primärkontakt, während im Norden die Grenze tektonisch bedingt ist. Am Nordrand des Brixner Granits tritt eine Tonalitzone auf, die durch eine Verwerfung vom eigentlichen Granit getrennt ist. Die Schieferung der Tonalite ist unabhängig vom Gefüge des Ostalpines, sie steht in engem Zusammenhang mit dem Verlauf der Verwerfung. Die stark mylonitisierte Störungsfläche verläuft E-W mit steilem Nordfallen.

Die Verwerfung nördlich der Tonalite an der Grenze zum ostalpinen Altkristallin ist ebenfalls stark mylonitisiert. Nach SCHINDLMAYR (1968) ist das Altkristallin gegenüber den Tonaliten relativ nach SW bewegt worden. Die Bewegungen an der Periadriatischen Grenze sollen im Mittelmiozän erfolgt sein und stellen die jüngsten Bewegungen in diesem Raum dar.

Die tektonischen Verhältnisse lassen sich zum Großteil auf einen Deformationsplan mit Einengung in N-S- bis NW-SE-Richtung zurückführen.

Es können 2 Arten der tektonischen Deformation unterschieden werden: die erste besteht im wesentlichen in der Überschiebung nach Norden mit Ausbildung von tektonisch wiederholten Lagen von Granit, Tonalit und Gneisen. Diese Bewegung hat zu einer starken Durchschieferung der Gesteine am Nordrand des Brixner Granits geführt. Die zweite tektonische Phase hatte zur Folge, daß der Granit und vor allem die Tonalite zertrümmert wurden, ohne eine spätere Zementation durch Quarz oder Calcit. Dadurch wird der Nordrand des Brixner Granits von einer breiten zermalzten Zone umgeben.

Nördlich des Brixner Granits liegt im ostalpinen Kristallin eingeschlossen der Rensengranit. Er dürfte vom Brixner Granit tektonisch abgetrennt worden sein (SANDER, 1929). In einer früheren Deutung versuchte SANDER (1921), den Rensengranit durch Einfaltung des Brixner Granits vom Süden her zu deuten. Der Verlauf der Kontaktflächen zum Altkristallin ist für die Tiefe nicht genau anzugeben, was für die geologische Prognose des Schachtes Vals ungünstig ist.

3.5.2. Brixner Quarzphyllit

Die Grenze zwischen Brixner Quarzphyllit und Brixner Granit verläuft am Südportal der Trasse Ost. Brixner Quarzphyllit tritt dann in einem breiten Streifen zwischen Brixen und Waidbruck auf, wo er vom Brixner und Klausner Tunnel durchhör-

tert wird. Das Gefüge ist durch flachliegende Achsen gekennzeichnet, die Schieferungsflächen verlaufen ungefähr E-W, sie zeigen aber häufig größere Abweichungen.

3.5.3. Bozner Quarzporphyr

Er bildet eine große, fast horizontal liegende Platte, in der ausgeprägte Verfaltungen fehlen. Der tektonische Bau ist sehr einfach, da keine Überschiebungen auftreten. Große Bedeutung erlangen jedoch steilstehende Brüche, die das Gebirge lokal stark zerlegen können.

4. Tektonische Strukturen

4.1. Allgemeines

Durch das Aufeinandertreffen von großen tektonischen Einheiten im Brennergebiet, die während der Gebirgsbildung verschiedenen Beanspruchungen ausgesetzt waren, ergeben sich unterschiedliche Verformungsstile, die sich in der Ausbildung der Kluft- und Störungssysteme bemerkbar machen. Die Analyse von Kluft- und Störungsflächen ist somit neben dem Flächengefüge und den B-Achsen für die Tunnelprognose sehr wichtig.

Die Größe des Untersuchungsgebiets und seine Problematik lassen im Rahmen des vorliegenden geologischen Berichts nur eine Beschreibung der allgemeinen Verhältnisse zu. Bei einer geologischen Detailplanung, die sich nur mehr auf eine Tunneltrasse konzentriert, können kleinere Strukturen mitberücksichtigt werden. Der Kenntnisstand über das Kluftgefüge und die wichtigsten Störungsbahnen ist regional sehr unterschiedlich, meist aber unvollkommen. Im vorliegenden Bericht wurde daher versucht, nur die Grundzüge zu erarbeiten und ihre Auswirkung auf das geotechnische Gebirgsverhalten abzuschätzen.

Das wichtigste Auskunftsmittel - neben der Auswertung der vorhandenen geologischen Unterlagen - war die Interpretation der Landsat-Satellitenbilder im Maßstab 1:500 000 und 1:250 000. Diese Maßstäbe sind besonders günstig, weil dadurch die markantesten und damit auch die baugeologisch wichtigsten Störungen hervorgehoben werden.

Die Untersuchungen haben neben den bekannten großen Störungen die Existenz von zahlreichen weiteren Störungen ergeben, die Grundlage für eine neue geomechanische Vorstellung des Brennergebiets sind. Im Plan Tektonische Strukturen des Brennergebiets sind die gefundenen Bruchlinien dargestellt ohne Unterscheidung der Ausbildung und der Mechanik. So ist nicht jede Linie eine klar definierbare Störung mit breiter Mylonitzone, es können ebenfalls dicht gehäufte Kluftscharen oder Zerreibungszone auftreten. Die Karte stellt steilstehende Bruchflächen dar. Deckengrenzen bilden sich bei flacher Lagerung im Satellitenbild meist weniger deutlich ab.

Die Darstellung ist als eine tektonische Arbeitshypothese aufzufassen, die durch entsprechende Geländebegehungen im Detail zu überprüfen und notfalls zu korrigieren ist. In vielen

Bereichen bestätigen die Ergebnisse der Satellitenbild-Auswertung die bereits vorhandenen geologischen Unterlagen.

4.2. Störungen östlich der Brennerlinie

Die Inntalstörung begrenzt den Untersuchungsraum im Norden. Zwischen Jenbach und Innsbruck verläuft sie ENE-WSW. Diese Richtung findet sich westlich von Innsbruck wieder sehr häufig im Nordteil der Ötztal-Stubai-Masse. Zwischen Innsbruck und Telfs biegt sie in WNW-ESE-Richtung um und zeigt erst wieder westlich von Telfs das charakteristische ENE-WSW-Streichen. Südlich der Inntalstörung treten im Innsbrucker Quarzphyllit mehrere kleinere Störungen mit ENE-WSW-Streichen auf. Eine Sonderstellung nimmt dabei das Arztal ein, da südlich von ihm die Schieferungsflächen steil gestellt wurden. TOLLMANN (1977) vermutet eine Fortsetzung der Stubaitalstörung über das Silltal nach Osten in den Innsbrucker Quarzphyllit mit Einmündung in die Inntalstörung. Das Satellitenbild gibt dafür gewisse Hinweise, sichere Aussagen sind aber wegen der mächtigen quartären Talverfüllung nicht möglich. Unter Umständen könnte die Stubaitalstörung in diesem Raum bei der Anlage und Ausgestaltung der südlichen Inntalflanke eine Rolle gespielt haben. Die Navistalstörung hat das Navistal vorgezeichnet. Diese markante Störung ist baugologisch besonders zu beachten. Entlang dieser Störung treten Schuppen oder Schollen von unterostalpinen Gesteinen auf, die bei Navis am Gallenschrofen sehr mächtig werden. Östlich von Navis finden sich Störungsbündel, die sich über die Schuppenzone des Sägenhorst nach Lanersbach fortsetzen.

Von dort nach Mayrhofen scheinen diese Störungen zu fehlen oder durch andere Strukturen überdeckt zu sein. Der Knick des Tuxer Tals bei Vorderlanersbach ordnet sich jedenfalls nicht in das allgemeine tektonische Bild ein. Östlich von Mayrhofen setzen wieder deutlich ausgeprägte, ENE-WSW-verlaufende Störungen ein, die sich möglicherweise bis südlich des Speichers Durлаßboden verfolgen lassen. Etwas östlich davon setzt bei Unterkrimml die bekannte Tauernnordrandstörung ein. Die Verbindung Navistalstörung mit Tauernnordrandstörung muß zur Zeit noch als völlig hypothetisch angesehen werden.

Auffallend ist die deutliche Verminderung der Gebirgsfestigkeit im Raum des Navistals. Große Hangrutschungen und mächtige Talzuschübe kennzeichnen die Talflanken des Navistals, in dem sich durch ständige Massenbewegungen noch kein ebener Talboden gebildet hat. Diese große Instabilität der Bergflanken kann vermutlich als Hinweis auf eine starke tektonische Beanspruchung des Gebirges angesehen werden! Die Gesteine der Oberen Schieferhülle besitzen ansonsten im ungestörten Zustand eine überraschend hohe Standfestigkeit.

Die Schmirntalstörungen sind für die Anlage des gleichnamigen Tals zumindest in seinem Westteil verantwortlich. Gerade das Schmirntal zeigt, daß für die Talbildung selten nur eine Störung allein wirksam ist, sondern mehrere Linien auftreten, die sich in der nördlichen Talflanke konzentrieren. Das Schmirn- und das Navistal zeigen eindrucksvoll im Talinneren ein Abbiegen aus der ENE-WSW-Richtung in die NE-SW-Richtung. Dieses Umbiegen findet sich auch in anderen Talfurchen wieder und ist

ein wichtiges Strukturmerkmal. Eine Erklärung wird unter Abschnitt 7 versucht.

Das Valser Tal verläuft in NW-SE-Richtung und steht damit in deutlichem Gegensatz zu den nördlich davon verlaufenden Störungen und Talfurchen, die überwiegend ENE-WSW streichen. Zwischen Valser und Pfitscher Tal ist die NW-SE-Richtung stark ausgeprägt. Die Veränderung der Störungsrichtungen könnte unter Umständen durch die Annäherung an den Zentralgneis bedingt sein, der als relativ starrer Körper in der leichter deformierbaren Schieferhülle eine Drehung der Spannungsvektoren hervorgerufen haben könnte.

Ähnliche Effekte sind auch in den Seitentälern des Schmirntals zu beobachten. Das Wildlahner- und Kaserertal, die durch die Untere Schieferhülle führen, zeigen ebenfalls eine vorherrschende NW-SE-Richtung.

Parallel zum Valser Tal verläuft das Silltal zwischen Gries/Brenner und Brennersee, das sich nach Osten in das Venntal fortsetzt. Beide Talfurchen zeigen auffallende Gemeinsamkeiten. Das Valser Tal verläuft zwischen St. Jodok und Außervals in NW-SE-Richtung, parallel dazu das Silltal. Zwischen Außervals und der Touristenrast schwenkt das Valser Tal in eine WNW-ESE-Richtung im gleichen Sinn wie das untere Venntal. Von der Touristenrast südlich nimmt das Valser Tal wieder einen NW-SE-Verlauf, ebenso das innere Venntal. Ein Vergleich der Oberflächengeologie mit der vermutlichen Geologie auf Tunnelniveau zeigt, daß die abweichende WNW-ESE-Richtung ziemlich genau auf die Untere Schieferhülle beschränkt ist, während die NW-SE-Richtung sowohl in der Oberen Schieferhülle als auch im Zentralgneis auftritt. Die Talknicke werden untereinander durch Störungen oder Brüche verbunden: von Außervals nach SW verläuft über den Padauner Sattel eine Bruchlinie zum Silltal, während von der Touristenrast über das Sillesjöchl zum Venntal die Deckengrenze zwischen Unterer und Oberer Schieferhülle auftritt. NW-SE-gerichtete Störungen finden sich weiter südlich noch im obersten Silltal vom Brennerpaß nach Osten, ebenso beim Brenner Wolf (Lupo di Brennero) und schließlich auch am Schlüsseljoch oberhalb der Zirogalm, wo sie wiederholt bei der Stratigraphie der Schieferhülle Schwierigkeiten bereiteten (FRISCH, 1975).

Im Pfitscher Tal herrschen besondere tektonische Verhältnisse. In dieser großen Talfurche verlaufen die steil gestellten Deckengrenzen zwischen Zentralgneis, Unterer Schieferhülle und Oberer Schieferhülle. Das Pfitscher Tal folgt zwischen Kematen (Caminata) und Stein (Sasso) den Deckengrenzen. Bei Stein gabelt sich das Tal in 2 Äste. Der nördliche verläuft über das Pfitscher Joch in den Zamser Grund und folgt im wesentlichen der Grenze Zentralgneis zu Unterer Schieferhülle (Greiner Serie). Der südliche Ast behält seine ENE-WSW-Richtung bei und verläuft durch das Obernbergtal zur Griesscharte, wobei er die Grenze zwischen Unterer und Oberer Schieferhülle bildet. Entlang der Deckengrenzen können die Gesteine bis zu 200 m mylonitisiert oder stark beansprucht sein (BAGGIO & DE VECCHI, 1966). Diese Autoren machen außerdem auf eine weitere Störungsline innerhalb der Unteren Schieferhülle aufmerksam, die von Stein über die Rotbachlspitz in das Hauptental führt.

Die Störungslinien des Pfitscher Tals dürften sich westlich

von Kematen im Gebiet zwischen Daxspitze und der Weißspitze nach Gossensaß fortsetzen, dabei aber nicht mehr diese tektonische Bedeutung wie im inneren Pfitscher Tal haben. Der Talverlauf zwischen Kematen und Sterzing dürfte andere tektonische Ursachen haben.

Das Pfitscher Tal bildet zusammen mit dem Zamser Grund und dem Zillertal das größte tektonisch-morphologische Strukturelement östlich der Silltallinie, dessen beherrschende Wirkung im Satellitenbild eindrucksvoll zu sehen ist. Diese Linie ist bei der Unterteilung des Gebirgskörpers in verschiedene Schollen außerordentlich wichtig (Abschnitt 7).

Südlich des Pfitscher Tals werden die Richtungen NW-SE und NE-SW vorherrschend. Gegen die Periadriatische Grenze dominieren die NE-Störungen immer mehr und sind besonders in der Ahrntalstörung (Valle Aurina), die sich über Lappach, Pfunders in das Altfaßtal fortsetzt, deutlich ausgebildet. Parallel zu dieser Hauptlinie treten zahlreiche weitere Störungen auf.

Seltener, aber in einzelnen Fällen doch bedeutend, sind E-W-gerichtete Störungen, vor allem die Mühlwaldstörung, die sich nach Westen bis in das Valser Tal verfolgen läßt. Bei der Besprechung der Störungssysteme östlich der Silltallinie blieben bis jetzt die NNW-SSE-gerichteten Störungen unerwähnt. Sie zeigen einen engen Zusammenhang mit der Silltallinie und werden vor allem entlang der Brennerfurche bedeutend.

NNW-verlaufende Störungen oder Kluftscharen sind besonders deutlich im Zentralgneis ausgebildet und können hier wohl als akklüfte aufgefaßt werden. Auch wenn diese Störungen außerhalb der Silltallinie nicht diese Bedeutung erlangen wie andere Richtungen, so können sie sich durch ihren ungünstigen schleifenden Verschnitt mit der Tunneltrasse unangenehm bemerkbar machen.

4.3. Brennerlinie

Diese Störungszone hat für die Ausgestaltung der Oberfläche im Brennergebiet entscheidenden Einfluß. Sie ist eine wesentliche Ursache dafür, daß sich am Brenner Penninikum und Oberostalpin schroff gegenüberstehen, ohne sich großräumig zu übergreifen. Im Norden wird die Brennerlinie meist als Silltalbruch bezeichnet (SCHMIDEGG, 1954). Er trennt zwischen Innsbruck und Matriei die Ötztal-Stubai-Masse vom Innsbrucker Quarzphyllit. Diese Störung ist aber nicht nur eine Bruchlinie, sondern auch eine Überschiebungsfläche.

Der Silltalbruch ist obertags erstmalig in der Tongrube bei der Stephansbrücke an der Brennerbundesstraße zu beobachten, wo er als steilstehende Verwerfung den Quarzphyllit auf rd. 80 m mylonitisiert hat. Das Streichen der Verwerfungsflächen verläuft NW-SE, so daß sich die Bruchlinie nach NW unter die Schotterterrassen von Mutters und Natters fortsetzt.

Diese Verhältnisse wurden durch die Stollenaufschlüsse des Sillkraftwerks bestätigt (SCHMIDEGG, 1967). Mechanisch ist der Bruchvorgang so zu deuten, daß sich die Ötztal-Stubai-Masse gegenüber dem Quarzphyllit abgesenkt hat.

Der Grad der Mylonitisierung entlang des Silltalbruchs nimmt gegen Süden etwas ab. Die Bruchlinie läßt sich bis Matriei recht gut verfolgen. Zwischen Matriei und Steinach dürfte sie ziemlich

genau in der Talachse verlaufen, wo sie durch mächtige Lockerablagerungen verdeckt wird. In den Talflanken sind engständige Kluftscharen ausgeprägt, welche die eigentliche Störung in NNW-SSE-Richtung begleiten.

Südlich von Steinach treten in der westlichen Talflanke des Silltals zunehmend Bruchlinien auf, die ab dem Nöblacher Plateau deutlich zu verfolgen sind. Eine Störungslinie haben FÖRSTER & SCHMITZ-WIECHOWSKY (1970) zwischen Gries/Brenner und Gossensaß beschrieben, die im südlichen Abschnitt von FENTI & FRIZ (1974) zumindest lagenweise bestätigt wurde. Es dürfte sich dabei wahrscheinlich nur um eine parallele Linie zur Hauptstörung im Sill- bzw. Eisacktal handeln.

Die Fortsetzung des Eisacktals zwischen Gossensaß und Sterzing ist vermutlich ebenfalls von Störungen vorgezeichnet, da sich Schneeberger Zug und Penninikum unmittelbar gegenüberstehen. Im Raum Sterzing trifft die Brennerlinie auf die Periadriatische Grenze (siehe Abschnitt 4.5.).

Der Brennerlinie dürfte große mechanische Bedeutung zukommen. Dafür sprechen folgende Überlegungen:

- 1) großräumiges Absinken der Ötztal-Stubai-Masse gegenüber dem Penninikum und Innsbrucker Quarzphyllit;
- 2) starke tektonische Beanspruchung der Gesteine entlang der Störungslinie. Im Norden finden sich mächtige Mylonite, am Nöblacher Plateau und oberhalb von Brennerbad kataklastisch zerriebenes Mesozoikum;
- 3) Auftreten von engständigen Kluftscharen parallel zur Brennerlinie;
- 4) die Brennerlinie schneidet alle großen Strukturen ab. Sowohl Schmirn- und Navistal als auch die Täler nördlich davon haben in der Ötztal-Stubai-Masse keine deutliche Fortsetzung. Umgekehrt finden Gschnitz- und Obernbergtal an der Brennerlinie ebenso ihr Ende. Eine Ausnahme könnte vielleicht die Stubaitallinie bilden (siehe Abschnitt 4.2.). Im Kartenbild ist der symmetrische Versatz der Talfurchen gegeneinander auffallend, und zwar wäre der Ostteil relativ gegen Norden bewegt worden. Die Annahme von Horizontalbewegungen an der Brennerlinie ist zur Zeit aber völlig spekulativ und kann daher ohne entsprechende Beweise nicht bestätigt werden;
- 5) die Brennerlinie dürfte größeren Tiefgang besitzen. Dafür sprechen die Thermen von Brennerbad, die radioaktive Velperquelle südwestlich von Steinach und die Überlegung von SCHMIDEGG (1953), daß möglicherweise die Mylonitbildung an der Silltalstörung durch hydrothermale Vorgänge beeinflusst wurde;
- 6) die Brennerlinie ist ein seismisches Lineament, das nicht nur Resonanzbeben, sondern auch eigene Epizentralbeben aufweist.

4.4. Störungen westlich der Brennerlinie

Die Auswertung der Satellitenbilder hat für die Ötztal-Stubai-Masse eine Reihe von Störungen erbracht, deren Existenz bisher nur vereinzelt bekannt war. Der nördliche Teil der Ötztal-Stubai-Masse wird von der Stubaital- und der Ötztalstörung beherrscht. Die Stubaitalstörung bildet die größte Struktur innerhalb der Ötztal-Stubai-Masse. Sie verläuft zwischen

Schönberg und Ranalt ziemlich geradlinig, südlich davon fächert sie in mehrere Bahnen auf und erreicht über das Windachtal hinweg das Ötztal. Von hier verläuft sie durch das Venter Tal weiter nach SW und mit Unterbrechungen bis in das Matscher Tal. Ansatzweise wurde die Störungsnatur des Stubaitals bereits von HAMMER (1929) in Form des Unterbergbruchs beschrieben. Tiefbohrungen für ein Schachtkraftwerk im Raum Fulpmes (1975) haben den Störungscharakter bewiesen, da 200 m unterhalb der Talsohle mesozoische Gesteine angefahren wurden.

Das Stubaital wird von vielen Störungen in NE-SW-Richtung begleitet. Sie verlaufen aber nicht genau parallel, sondern sind stärker nach NE gedreht. Mit Annäherung an den Nordrand der Ötztal-Stubai-Masse streichen diese Störungen immer mehr ENE und passen sich der Innentalstörung zwischen Telfs und der Ötztalmündung an.

Besonders markante Störungen verlaufen im Obernbergtal und in der Schlick sowie im Sellraintal, in dem eine Bruchvergitterung mit NNW-ausgerichteten Störungen auftritt.

Die Ötztalstörung ist das zweite auffallende tektonische Element. Sie ist zwischen Ötz und Zwieselstein mit NNW-Streichen deutlich ausgeprägt.

Auch die Ötztalstörung hat zahlreiche Parallelstörungen. Es scheint, als würden diese Linien von einem hypothetischen Zentrum zwischen Stubai Wildspitze und Zuckerhütl fächerförmig nach Norden ausstrahlen. Je weiter im Osten gelegen, umso stärker schwenken die Störungen in die N-S-Richtung, fallweise sogar in die NNE-Richtung ein. Eine geomechanische Deutung dieses Phänomens wird unter Abschnitt 7 versucht. Der Raum zwischen Ötztal und Stubaital wird relativ regelmäßig von Brüchen durchsetzt, wobei sich einige Linien im Satellitenbild über weite Strecken verfolgen lassen. Die mechanische Beanspruchung an diesen Linien ist vermutlich sehr unterschiedlich und muß bei Detailuntersuchungen von Fall zu Fall geprüft werden. Weiters ist zu erwarten, daß sich die Ausbildung einer Linie örtlich ändert und Mylonitzonen mit engständigen Kluftscharen wechseln können.

Eine Sonderstellung nimmt die Halsstörung ein, die von Axams über das Halsl nach Fulpmes im Stubaital verläuft.

Ihr NW-Streichen ordnet sich nicht in das allgemeine Störungsnetz dieses Raums ein. Es stimmt hingegen recht gut mit dem der Silltallinie bei der Stephansbrücke überein, die sie zu begleiten scheint. Die Halsstörung hat GEYSSANT (1973) eingehend beschrieben. An ihr dürfte der SW-Teil gegenüber dem NE-Teil abgesunken sein, möglicherweise kam es auch noch zu Horizontalbewegungen, und zwar so, daß der NE-Teil nach Süden bewegt wurde. Die kräftigen tektonischen Bewegungen an dieser Störung werden durch das Auftreten von mylonitisiertem Kristallin innerhalb der mesozoischen Gesteine dokumentiert. GEYSSANT gibt der Störung insofern eine Sonderstellung, da er an ihr zentralalpines und nordalpines Mesozoikum aneinandergrenzen läßt. Die kräftigen Verstellungen entlang der Halsstörung haben für die Trasse West größte Bedeutung, da es nicht ausgeschlossen ist, daß mesozoische Gesteine bis in das Tunnelniveau hinabreichen! Die Bohrerergebnisse des Schachtkraftwerks Fulpmes sind in dieser Beziehung sehr aufschlußreich. Südlich des Stubaitals entwickelt

sich im Brennermesozoikum eine starke Tektonik. Hier erlangt die Bruchtektonik größte Bedeutung, wobei eine Besprechung aller Bruchlinien den Rahmen dieser Darstellung überschreiten würde. Nicht alle Störungen sind für den Tunnelbau gleich wichtig. Viele kleinere Brüche sind nur auf das Brennermesozoikum beschränkt und reichen kaum in die kristalline Unterlage hinein.

Das Brennermesozoikum wird im Westen von Bruchlinien begrenzt, die hier gemeinsam als Weststrandbruch bezeichnet werden. In der Kalkkögelgruppe fehlen am Westrand die tieferen Gesteinsserien, so daß man zur Annahme eines Bruchs im Gebiet des Seejöchls gezwungen wird, an dem die mesozoische Schichtplatte gegenüber dem Kristallin abgesunken ist.

Die Serles-Kirchdachgruppe wird im Westen vom bekannten Pinnistalbruch begrenzt, der mit Absenkbeträgen von mehr als 700 m tektonisch außerordentlich wirksam war. Die Luftbildauswertung läßt vermuten, daß er sich in das äußere Stubaital fortsetzt.

Die tektonische Begrenzung der Tribulaungruppe nach Westen ist nicht mehr so deutlich, doch dürften die Verhältnisse im Sandesttal ohne Bruchlinien nicht zur Gänze erklärbar sein (MEIER, 1925). Deutliche Brüche sind z.B. im Gebiet Goldkappl-Pflerscher Tribulaun ausgebildet.

Zusammenfassend ergibt sich für den Westrand des Brennermesozoikums folgendes Bild: er wird von Brüchen vorgezeichnet, deren Sprunghöhe im Mittelabschnitt (Pinnistal) am größten ist, während nach Norden und Süden die Bruchverstellungen abnehmen. Das Brennermesozoikum ist entlang dieser Bruchlinien gegenüber dem Kristallin abgesunken und wurde so vor vollständiger Erosion bewahrt. Der Westrand ist heute keine durchlaufende Begrenzung mehr, sondern es scheint eine Verschiebung der einzelnen Tafeln zueinander stattgefunden zu haben.

Die zweite große Bruchzone im Brennermesozoikum wird als Portjochbruch bezeichnet. Sie beginnt in der Tribulaungruppe am Portjoch, quert das Obernbergtal und setzt sich über das Trunajoch in das Gschnitztal nach Trins fort. Diese Linie wurde durch GEYSSANT (1973b) bereits bekannt. Nördlich des Gschnitztals ist der weitere Verlauf im Gebiet der Blaserdecke unklar, der Bruch könnte über das Kalbenjoch zur Waldrast verlaufen. Von der Waldrast ist die Fortsetzung durch den Mühlbach in das Stubaital zu suchen. Nördlich davon bildet die bereits beschriebene Halsstörung die vermutliche Verlängerung. GEYSSANT deutet auch eine Ausdehnung dieser Bruchlinie im Süden über das Pflerschtal in die Telfer Weiße an.

Zwischen Portjoch und Trunajoch erfolgte an diesem Bruch ein Absinken der Steinacher Decke im Osten gegenüber dem Brennermesozoikum im Westen (auf eine Auswalsung des Untergrunds der Steinacher Decke wurde bereits hingewiesen). Auch hier dürfte durch die Bruchverstellung die Steinacher Decke vor der Erosion bewahrt worden sein.

Der Portjochbruch in Verbindung mit der Halsstörung ist ungefähr parallel zur Brennerlinie angeordnet. Zusammen mit dem Weststrandbruch sind sie die dominierenden Bruchlinien im Brennermesozoikum, die von parallelen Brüchen nachgezeichnet werden.

Die Anordnung des Gschnitz-, Obernberg- und Pflerschtals zu den

tektonischen Strukturen ist etwas fremdartig, so daß die Frage gestellt werden muß, ob diese Talfurchen tektonisch vorgezeichnet sind oder nicht. Große Vertikalbewegungen wie etwa im Pinnistal sind für diese Täler nicht zu erwarten, da z.B. die Grenzfläche Kristallin/Mesozoikum im mittleren Gschnitztal keine auffallende gegenseitige Verstellung in den Talflanken zeigt. Horizontalbewegungen können nicht ganz ausgeschlossen werden, da es Brüche gibt, die in den Talfurchen versetzt werden. Außerdem ist besonders im Gschnitztal eine Änderung der vorherrschenden Bruchrichtungen nördlich und südlich des Tals zu beobachten, so daß sich der großräumige Spannungszustand ändern muß. Diese Erscheinung ist wohl am besten mit einer tektonischen Anlage der Talfurchen zu erklären.

Zwischen Pflerschtal und Ridnauntal sind NE-gerichtete Störungen weit verbreitet, die sehr schleifende Verschnitte mit der Tunnelachse bei Trasse West ergeben.

Das Ridnauntal ist tektonisch vorgezeichnet. Es stellt nach der Auswertung der Satellitenbilder die direkte Fortsetzung der Periadriatischen Grenze dar, die von Mauls nicht dem Nordrand des Brixner Granits nach Westen folgt, sondern sich durch das Eisacktal nach Sterzing erstreckt. Das äußere Ridnauntal zeigt seismische Unruhe.

Im inneren Ridnauntal dominieren wieder NE-Störungen, die den Schneeberger Zug in dieser Richtung zerschert haben. Die Nordgrenze des Schneeberger Zugs springt von St. Martin am Schneeberg (San Martino Monteneve) deutlich nach NE zum Ridnauntal vor und dürfte mit dem NE-Störungssystem zusammenhängen. Die Ratschingstalstörung (Valle de Racines) nimmt im tektonischen Bau eine wichtige Rolle ein. Sie verbindet die Periadriatische Grenze im Norden mit der Passeiertallinie im Süden. Die Störung verläuft zunächst zwischen Außerratschings (Racines di fuori) und Innerratschings (Racines di dentro) dem Tal entlang und steigt dann nach SW zum Schlattacher- und Gleitnerjoch empor. Von dort ist sie noch bis in das Gebiet von Stuls (Stulles) zu verfolgen. Südlich des Passeiertals tritt diese Richtung wiederum in Erscheinung. Parallel dazu verläuft das Pfelderer Tal, in dem ebenfalls eine Störungszone vermutet wird.

Die Satellitenbilder lassen vermuten, daß sich im NE die Ratschingsstörung über den Talkessel von Sterzing in das Pfitscher Tal ohne Querversetzungen fortsetzt. Damit würde sich ein sehr junges Alter für diese Störungsrichtung ergeben. GATTO et al. (1964) haben im Schnalstalstollen ebenfalls für die NE-gerichteten Klüfte das jüngste Alter gefunden. Parallel zu dieser großen Scherbahn tritt im Jaufental die bekannte Jaufenstörung auf (SANDER, 1929), die bis nach St. Leonhard (San Leonardo) im Gelände deutlich ausgebildet ist. SANDER vermutete bei St. Leonhard ein Ausklingen dieser Störung. Die Satellitenbilder zeigen aber deutlich, daß sich die Störung mit gleicher Richtung nach SW in das obere Kalmtal fortsetzt, die Texelgruppe durchzieht und sich bis in das Schnalstal erstreckt. Beim Bau des Druckwasserstollens des Wasserkraftwerks Naturns (Naturno) in der linken Talseite des Schnalstals kam es bei Station 2745 zu einem Wassereinbruch von rd. 500 l/sec, der auch Material einschwemmte (GATTO et.

al., 1964).

Der Wasser- und Materialeinbruch ereignete sich an der mutmaßlichen Kreuzungsstelle der Jaufenstörung mit dem Druckstollen. Die Timmelsjochstörung läßt sich von Zwieselstein im Ötztal über das Timmelsjoch und das obere Passeiertal bis nach St. Leonhard verfolgen und stellt die Fortsetzung der Ötztalstörung dar. Sie zeigt einen sehr geknickten Verlauf, der daraufhin deutet, daß sie sich aus mehreren Bruchlinien zusammensetzt, die verschiedene tektonische Ursachen haben. Beim Passieren großer Querstörungen wird sie aus ihrer Richtung abgelenkt. Daraus kann wiederum auf die Wirksamkeit der betreffenden Querstörung rückgeschlossen werden. Das eindruckvollste Beispiel findet sich zwischen Moos (Moso) und St. Leonhard. Hier verläuft die Störung fast genau in E-W-Richtung, die Knickstellen dürften durch den Einfluß der Ratschingstal- und Jaufenstörung bewirkt worden sein. Damit müßte man auf ein anderes Gebirgsverhalten zwischen beiden Störungen schließen, im Gegensatz zum Bereich nordwestlich der Ratschingstalstörung. Verbiegungen zeigt die Timmelsjochstörung auch an der Nordgrenze des Schneeberger Zugs zur Ötztal-Stubai-Masse sowie innerhalb des Schneeberger Zugs an den Grenzen von Gspeller- zu Saltnusserie. Bei konsequenter Verfolgung dieser Erscheinungen und bei entsprechenden theoretischen Überlegungen während einer Detailplanung lassen sich daraus vermutlich wichtige geotechnische Hinweise über das Gebirgsverhalten und über verschiedene Homogenitätsbereiche ableiten.

Die Timmelsjochstörung dürfte im Gegensatz zur Ötztalstörung eine geringere tektonische Auswirkung gehabt haben.

Eine deutliche E-W-Störung quert bei Saltaus (Saltusio) das untere Passeiertal. Eine mögliche Fortsetzung im Westen ist jenseits der Texelgruppe im oberen Pfoßental zu suchen.

Im unteren Passeiertal sind NE-Störungen weiterhin deutlich ausgeprägt, die teilweise bereits bekannt sind, z.B. die Linie zwischen Algund (Lagundo) und Saltaus.

4.5. Periadriatische Grenze

Sie stellt in den Ostalpen eine der wichtigsten tektonischen Grenzflächen dar. Aufgrund ihrer großen Erstreckung wird sie in einzelne Abschnitte unterteilt, die verschiedene Bezeichnungen haben.

Die Pustertallinie verläuft im nördlichen Gehänge des Pustertals und wird von den Tunneltrassen zwischen Mauls im Eisacktal und Vals (Valles) im Valser Tal durchörtert. Von Mauls setzt sie sich nach Sterzing und in das Ridnauntal fort, wo sie dann in der Ötztal-Stubai-Masse ausklingt. Der besondere Verlauf der Periadriatischen Grenze zwischen Mauls und Sterzing ergab sich aus der Satellitenbilddauswertung (vergleiche auch TOLLMANN, 1977).

Dieser westliche Abschnitt der Periadriatischen Grenze wird die Gesteine nicht mehr im gleichen Maß tektonisch beansprucht haben wie im Osten.

Eine der wichtigsten Störungen ist die Passeiertallinie zwischen Meran und St. Leonhard. Sie ist die direkte Fortsetzung der Judikarienlinie nach Norden.

Entlang der eigentlichen geologischen Grenze zwischen Oberostalpin und Südalpin am Nordrand des Iffinger Tonalits und Brixner Granits treten zwar deutliche Störungen auf, die aber bei großtektonischer Betrachtung den südalpinen Block nicht von den Zentralalpen trennen. Diese Funktion erfüllt die Passeiertallinie. Das Abknicken der Periadriatischen Grenze aus dem Raum Sterzing nach SW ist morphologisch nicht sehr deutlich ausgebildet. Als tektonische Übergangsstrukturen zur Passeiertallinie können sowohl Ratschingstalstörung als auch Jaufenstörung angesehen werden. Beide Störungen werden durch kleinere Brüche miteinander verbunden. Einmal könnte die Passeiertallinie von St. Leonhard noch ein kurzes Stück nach Norden wirken über das Gleitnerjoch und so eine Verbindung zur Ratschingstalstörung herstellen, zum anderen ist eine tektonische Verbindung des Jaufentals von Mitterthal nach Gasteig wahrscheinlich. Die Periadriatische Grenze hat jedenfalls zwischen Sterzing und St. Leonhard noch keine tiefe Kerbe im Gebirge hervorgerufen.

Für den Tunnelbau ist aber nicht nur das Erkennen von Störungen wichtig, sondern auch ein Abschätzen über die Beschaffenheit der Störungszone selber sowie des Spannungszustands. Die Periadriatische Grenze ist eine der seismisch aktivsten Zonen der Ostalpen, so daß klare Hinweise auf ständigen Spannungsaufbau und -umlagerung gegeben sind.

Die seismische Aktivität ist jedoch in Bereichen, wo Granite entlang der Grenzfläche aufgedrungen sind, stark vermindert oder sogar fehlend. Das hat zur Ansicht geführt, daß diese Granitkörper die mobile Störungszone regelrecht verschleißt und damit unbeweglich gemacht haben. Diese Erklärung läßt jedoch nicht ohne weiteres den Schluß zu, daß damit nur geringe Spannungen vorliegen. Das wäre nur dann möglich, wenn sich die Granitkörper tatsächlich großräumig in Ruhe befinden und die tektonischen Kräfte gewissermaßen um sie herumgeleitet werden. Sind die Granite aber gemeinsam mit dem südalpinen Block in Bewegung und beansprucht, so bilden die verschleißten Stellen der Störungsfläche die höchst beanspruchten Zonen, in denen starke Spannungskonzentrationen zu erwarten sind. Ähnliche Erscheinungen kennt man aus großen Erdbebengebieten, wo eine ständige Seismizität den langsamen Spannungsabbau bewirkt, große Intervalle jedoch zu starken Spannungskonzentrationen führen, die in Form von heftigen Erdbeben abgebaut werden. Die tektonischen Verhältnisse an der Periadriatischen Grenze sind schwierig zu prognostizieren. Es ist zu erwarten, daß sich der Spannungszustand auf relativ kurzem Raum ändern kann. Grundsätzliche Unterschiede sind zwischen der Pustertallinie und der Judikarienlinie bzw. Passeiertallinie möglich, da sie verschiedene Bewegungsmechanismen zeigen. Für die Abschätzung des Gebirgsverhaltens entlang der Periadriatischen Grenze sind vor allem Stollenbauten wichtig, da sie die Verhältnisse in situ aufschließen.

Die Grenze wurde von einem Stollen des Kraftwerks Lana im Ultental SW von Meran durchörtert. Nahe an die Grenze heran führte der Druckstollen des Kraftwerks St. Pankraz (S. Pancrazio) ebenfalls im Ultental. Beide Stollen zeigten stark mylonitisierendes Gebirge mit druckhaften Zonen auf langen Strecken. Die geometrische Anordnung der Stollen zur Grenzfläche war

ungünstig.

Wesentlich günstiger wurde sie vom Stollen des Kraftwerks Mühlbach (Rio di Pusteria) im Pfunderer Tal durchörtert.

Die Stollen zeigen, daß die Periadriatische Grenze große baugelologische Schwierigkeiten bereiten kann. Wie der Bestand dieser Kraftwerksstollen aber zeigt, ist eine Beherrschung des Gebirges bei entsprechendem Aufwand möglich.

5. Tektonische Strukturen und Seismizität

5.1. Allgemeines

Die Verteilung der Erdbeben im Brennergebiet zeigt gewisse Gesetzmäßigkeiten, die für das Erkennen von großen tektonischen Strukturen sehr wichtig sind. Da eine seismische Betrachtung des Gebirges nur in einem größeren Rahmen zielführend ist, werden die bedeutendsten seismischen Linien auch über das eigentliche Planungsgebiet hinaus kurz beschrieben. Sie sind in Abb. 9 dargestellt.

Dieses Kapitel kann in der jetzigen Planungsphase nur allgemeinen Charakter tragen, weil eine detaillierte seismische Ausarbeitung umfangreiche Erhebungen erfordert.

Die Beschreibung der seismischen Zonen dient der Erweiterung der geologischen Grundlagen für die Tunnelprognose, weil aus der seismischen Aktivität des Gebirges gewisse Rückschlüsse auf den Spannungsaufbau im Gebirge möglich sind. Die Erschütterungswirkung der Erdbeben selber hat vor allem für die Tunnelröhre fast kaum eine Bedeutung, da Tunnelbauten allgemein sehr erdbebensichere Bauwerke sind.

Die Feststellung von seismischen Zonen im Hochgebirge ist schwierig, weil der Meldedienst durch die ungleiche Verteilung von Siedlungen oft unzureichend ist.

5.2. Beschreibung der seismischen Linien

Im Untersuchungsgebiet sind vor allem 3 seismische Linien wichtig.

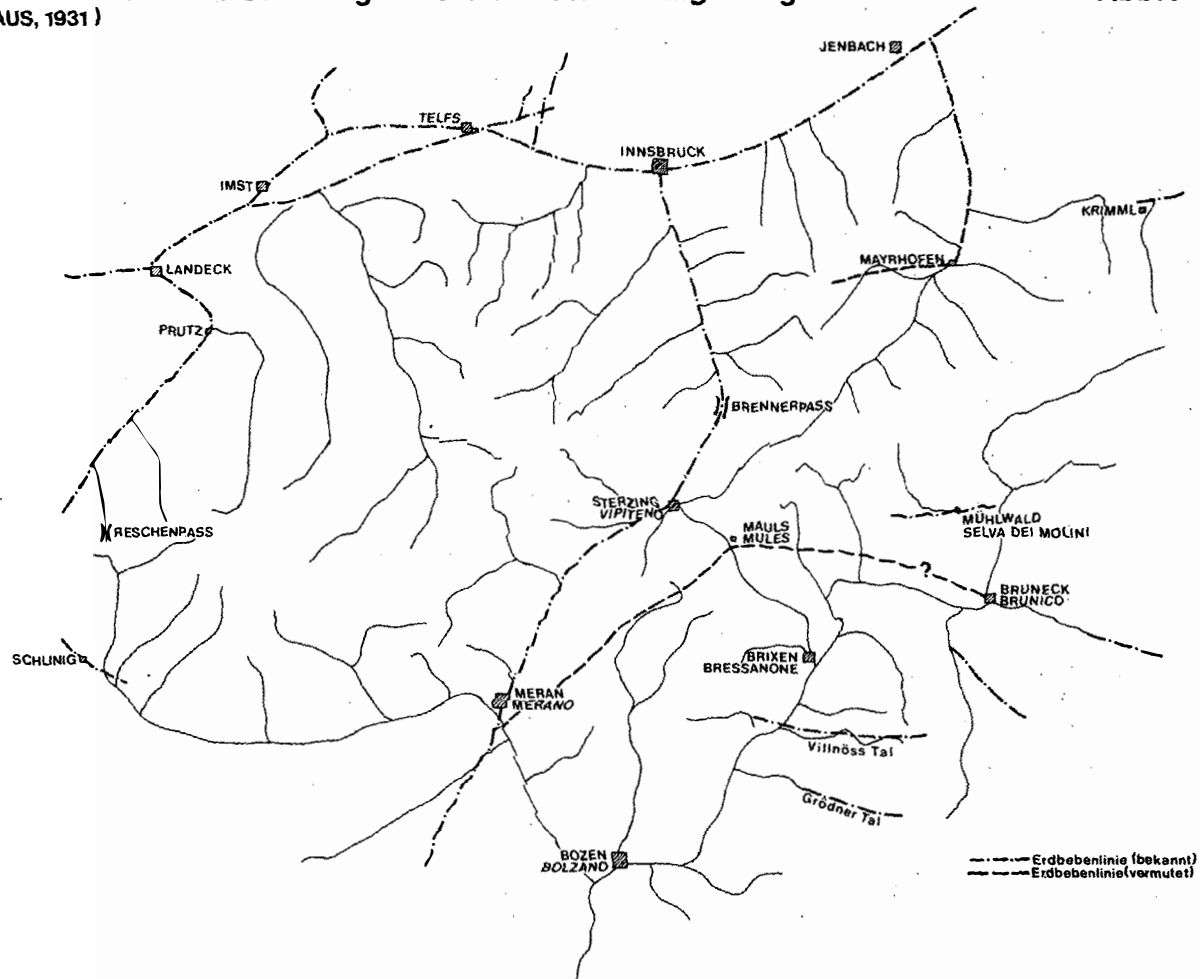
Im Norden ist es die Inntallinie, im Süden die Periadriatische Grenze, welche durch die Brennerlinie miteinander verbunden werden. Von diesen Hauptlinien gehen Seitenlinien aus bzw. es treten auch kleinere selbständige Linien auf.

Die Inntallinie ist eine seismisch sehr aktive Störungszone, die an der Grenze von Nördlichen Kalkalpen zu Kristallin liegt. An ihr traten wiederholt Eigenbeben auf, die auf der 12-teiligen Mercalli-Siebergsskala die Stärke VII-VIII erreichten. Die Seismizität ist besonders im Raum Innsbruck lebhaft, wo sich Inntal- und Brennerlinie treffen. Größere Erschütterungen bringen die gesamte Linie in Schwingung, Resonanzbeben können aber auch in den Seitenlinien auftreten.

Die Zillertallinie verläuft zwischen Jenbach und Mayrhofen und entwickelte eine Reihe von Eigenbeben. Diese könnten mit einer Querverschiebung im unteren Zillertal zusammenhängen (KRAUS, 1931).

Die Erdbebenlinien des Brennergebietes und seiner Umgebung (nach KRAUS, 1931)

Abb.9



Von Mayrhofen nach Westen vermutete KRAUS eine kleinere seismische Linie, die über Lanersbach zum Navistal verläuft. Diese Beobachtung würde gut mit dem mutmaßlichen Verlauf der Navistalstörung nahe der Grenze von Penninikum zu Unterostalpin zusammenpassen und gäbe Hinweise auf kräftige tektonische Beanspruchung entlang dieser Störung.

Östlich von Mayrhofen gibt KRAUS die Oberpinzgaulinie an, die entlang des Nordrands des Penninikums verläuft (Tauernnordrandstörung). Im südlichen Teil des Penninikums ist die Mühlwaldlinie zwischen Pfunders und Sand im Taufers (Campo Tures) seismisch aktiv, die abschnittsweise die nach Norden überkippte Deckengrenze zwischen Penninikum und der Zone Meran-Mauls-Antholz bildet.

Die seismisch aktive Periadriatische Grenze kann in die Pustertal- und in die Passeiertallinie gegliedert werden.

Die Pustertallinie ist vor allem östlich von Bruneck (Brunico) seismisch unruhig, wo sich Beben der Stärke VII-VIII ereigneten. Westlich von Bruneck nimmt entlang des Nordrands des Brixner Granits die seismische Aktivität ab.

Die Passeiertallinie stellt die nördliche Fortsetzung der seismisch sehr regsamen Judikarienlinie dar. Zwischen Meran und St. Leonhard traten Epizentralbeben der Stärke VII-VIII auf (SCHORN, 1926).

Die Verbindung von St. Leonhard nach Sterzing ist seismisch schwächer ausgebildet und verläuft vermutlich über die Orte Ratschings (Racines) und Mareit (Mareta) im Ridnauntal.

Die Brennerlinie folgt der großen Querstörung und Zone der Achsensenkung entlang des Wipptals über den Brenner, wobei die Intensität dieses seismischen Lineaments nicht durchgehend gleich ist. Die Mehrzahl der Beben nördlich des Brenners sind Resonanzbeben, die von der Inntallinie ausstrahlen. Kleinere Epizentralbeben sind von Natters, Matrei, Steinach, St. Jodok, Gries und Brenner bekannt, während auf der Südseite des Brenners die seismische Unruhe zunimmt. In der Gegend Gossensaß-Sterzing ereigneten sich wiederholt Beben der Stärke VII-VIII, die von Schwarmbeben begleitet wurden.

An der Brennerlinie entwickelten sich die beiden großen Erschütterungszentren Innsbruck und Sterzing am Schnittpunkt großer tektonischer Zonen. Die kleineren Stoßzentren nördlich des Brenners dürften analoge seismotektonische Verhältnisse zeigen. Sie liegen im Kreuzungspunkt der Brennerlinie mit den Seitentälern, die tektonisch vorgezeichnet sind.

5.3. Bedeutung der seismischen Linien

Die Verteilung der seismisch aktiven Zonen zeigt sehr gute Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Satellitenbildauswertung. Seismische Linien sind immer auch als große Störungen ausgebildet, z.B. der Verlauf der Periadriatischen Grenze zwischen Meran-Sterzing-Mauls.

Umgekehrt sind aber nicht alle großtektonischen Strukturen, die im Luftbild gut erkennbar sind, seismisch von Bedeutung. Hier ist allerdings eine gewisse Vorsicht am Platz, weil das Registrieren von Erdbeben nicht im ganzen Gebiet gleichmäßig erfolgen kann.

Durch die Kombination von Seismik und Tektonik können für den Tunnelbau sehr wichtige Schlüsse gezogen werden. Seismische Zonen weisen auf einen relativ großen Tiefgang von Störungen hin, die daher im Gebirgsbau eine tragende Rolle spielen. Es ist zu erwarten, daß in seismisch aktiven Störungszonen größere Mylonitbahnen ausgebildet sind.

Die seismische Unruhe zeigt, daß sich in bestimmten Gebirgsteeilen Spannungen aufbauen und umlagern, wobei diese Erscheinungen bis heute anhalten. Die bis jetzt vorliegenden Ergebnisse lassen vermuten, daß die seismischen Lineamente einerseits dem Kontakt großtektonischer Baueinheiten wie z.B. Kristallin zu Kalkalpen oder Zentralalpen zu Südalpen folgen, andererseits hauptsächlich auf steilstehende Bewegungsbahnen und weniger auf flachliegende Deckengrenzen beschränkt sind. Dies könnte ein Hinweis sein, daß die ursprünglichen Deckenbewegungen im wesentlichen abgeschlossen sind, dafür aber heute Ausgleichsbewegungen im Gebirge auftreten. Bei dieser Behauptung ist aber Vorsicht geboten, wie das Beispiel des Tauerntunnels (DEMMEER, 1976) zeigt, für den aktive Bewegungen an der Grenze Unterostalpin zu Penninikum nicht ganz ausgeschlossen wurden.

Die seismischen Lineamente treten bevorzugt in tieferen tektonischen Stockwerken auf, wie die Verteilung in Abb. 9 zeigt. Die seismische Aktivität konzentriert sich vorwiegend auf das Penninikum und seine Randzonen bzw. auf die stark eingeeengten Bereiche zwischen Periadriatischer Grenze und Penninikum.

Westlich der Brennerlinie herrscht hingegen in der Ötztal-Stubai-Masse größere seismische Ruhe (SCHORN, 1926). Auffallend ist hier, daß sich die markante Stubaitalstörung seismisch wenig bemerkbar macht. Das scheint dafür zu sprechen, daß die Ötztal-Stubai-Masse als ein hohes tektonisches Stockwerk von den Bewegungsvorgängen im tieferen Untergrund nur mehr wenig berührt wird. Sie bildet eine große, in sich etwas zerbrochene Deckscholle, die auf dem Penninikum liegt. Wenn auch in der Ötztal-Stubai-Masse starke Beben fehlen dürften, so dokumentiert sich die seismische Unruhe doch in Form von Kleinbeben, die von den größeren seismologischen Stationen meist nicht registriert werden (FÖRTSCH & SCHMEDES, 1976). Sie sind hauptsächlich auf die Sellraintalscholle beschränkt.

Westlich der Ötztal-Stubai-Masse zeigt das Penninikum im Engadiner Fenster wiederum eine bemerkenswerte Seismizität. Daraus müßte man ableiten, daß die großtektonischen Strukturen des oberostalpinen Kristallins nur auf dieses selbst beschränkt sind und nicht in den tieferen, seismisch aktiven Untergrund reichen.

Das oberostalpine Kristallin würde sich somit heute als ein relativ seismisch ruhiges tektonisches Stockwerk erweisen. Das schließt jedoch nicht das Auftreten von lokalen Restspannungen im Gebirge aus.

Im Gegensatz dazu zeigt das Penninikum als tiefstes Stockwerk eine tektonische Unruhe, die sich durch Erdbeben dokumentiert. SENFTL & EXNER (1973) haben geodätisch nachweisen können, daß sich das südliche Penninikum im Bereich des Tauerntunnels der ÖBB um durchschnittlich 1 mm/Jahr hebt. Ähnliche Ergebnisse liegen von JEANRICHARD (1972) aus dem Penninikum des Tessins vor.

Bei der geotechnischen Beurteilung der verschiedenen Tunneltrassen ist diese Stockwerktektonik sehr wesentlich zu berücksichtigen.

6. Großschollenbau des Gebirges

6.1. Allgemeines

Das Gebirge im Brennergebiet zeigt Bereiche mit verschiedenem tektonischem Baustil und Spannungszustand. Aufbauend auf den Grundlagen, die in den vorhergehenden Kapiteln dargestellt wurden, wird nun eine Gliederung in Großschollen vorgenommen und gleichzeitig ihre geomechanische Entstehung zu deuten versucht.

Viele Überlegungen müssen vorderhand als Hypothesen betrachtet werden, die bei späteren geologischen Detailuntersuchungen überprüft werden müssen. Auch hier haben die Satellitenbilder erst die Voraussetzungen geschaffen, eine Schollengliederung zu erkennen.

Es wurden folgende Großschollen ausgeschieden, die fallweise noch in Teilschollen gegliedert werden können (Abb. 10). Die tektonische Bedeutung der Schollen kann von Fall zu Fall verschieden sein:

Sellraintalscholle	}	Ötztal-Stubaitalscholle
Gschnitztalscholle		
Similaunscholle		
Pitztalscholle		
Tuxer Scholle		
Hochfeilerscholle		
Brixner Scholle		
Nördliche Kalkalpen		

Die Schollenränder sind in vielen Fällen seismisch aktiv und deuten damit die Bedeutung für den Gebirgsbau bereits an. Seismisch besonders aktive Zonen treten am Berührungspunkt mehrerer tektonischer Schollen auf, zum Beispiel Innsbruck, Sterzing, Meran und teilweise auch Mayrhofen im Zillertal. Auffallend ist jedoch die vermutlich seismisch inaktive Zone von Zwieselstein im Ötztal, die darauf hinweist, daß die hier aneinander grenzenden Schollen nur als kleinere Bereiche der großen Ötztal-Stubaitalscholle aufzufassen sind. Die Schollenränder zeigen daher nur relativ geringen Tiefgang. Sterzing ist durch das Aneinandergrenzen von 4 Schollen Schlüsselpunkt im großtektonischen Bau.

In der Abb. 10 sind innerhalb der einzelnen Schollen die wichtigsten tektonisch-morphologischen Strukturen eingetragen. Sehr wichtige Hinweise liefert die Anordnung der Talfurchen. Die Talbildung hängt mit den Entspannungserscheinungen der obersten Gebirgsteile zusammen

Die Be- und Entlastungen des Gebirges können bestimmte Störungen betonen, die bei der Talbildung dann maßgeblich beteiligt sind. Daraus kann die oft zu beobachtende Bruchvergitterung in Talfurchen entstehen. Sehr häufig finden sich die für die Talanlage verantwortlichen Störungen nicht in der Talachse selbst,

Großschollenbau des Gebirges im Brennergebiet

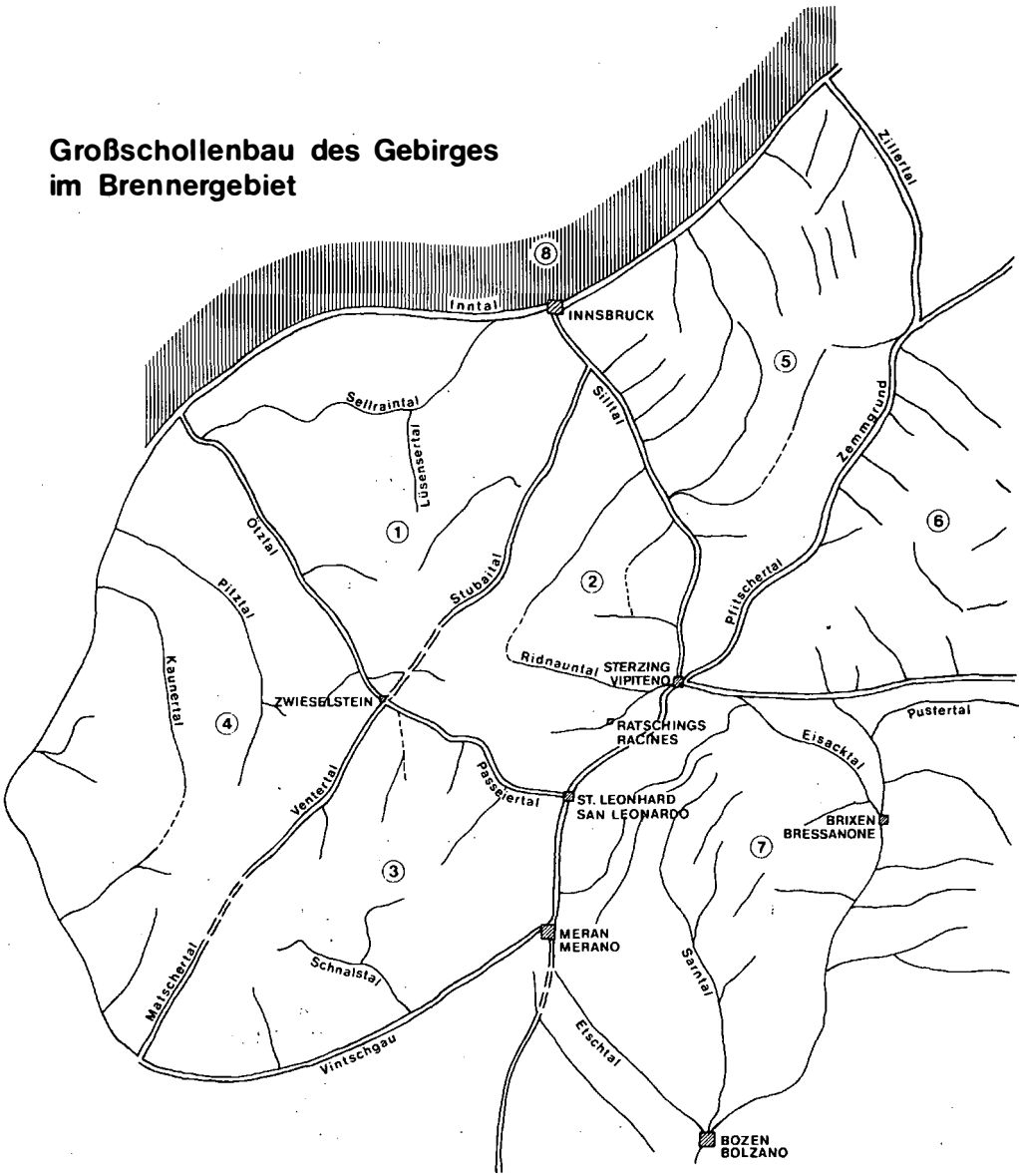


Abb. 10

- ① Sellraintalscholle
 - ② Gschnitzalscholle
 - ③ Similaunscholle
 - ④ Pitztalscholle
 - ⑤ Tuxerscholle
 - ⑥ Hochfeilerscholle
 - ⑦ Brixnerscholle
 - ⑧ Nördliche Kalkalpen
- } Ötztal- Stubaital Scholle

sondern parallel dazu in den Talflanken.

6.2. Beschreibung der tektonischen Schollen

6.2.1. Sellraintalscholle

Begrenzung: Im N die Inntalstörung, im W die Ötztalstörung, im E die Silltal- und Stubaitalstörung. Die südöstlichste Begrenzung der Scholle zwischen Ranalt und Zwieselstein ist durch die Auffiederung der Stubaitalstörung in mehrere Linien nicht ganz klar.

Der Schollenrand könnte von Ranalt durch das Mutterbergtal über die Dresdner Hütte und das Bildstöckljoch (=Eisjöchl) in das Windachtal verlaufen und von hier über den Brunnenkogel nach Zwieselstein.

Die Sellraintalscholle ist durch eine intensive Bruchvergitterung mit diagonalen Störungsflächen ausgezeichnet. Die dominierenden Richtungen sind NNW bis N und NE (siehe Plan Einlage Nr. 7), sie weisen auf eine Einspannung in N-S- bis NNE-SSW-Richtung hin. Die Faltenachsen streichen ungefähr E-W und liegen horizontal. Steilachsige Verfaltung fehlt.

Die Sellraintalscholle kann vermutlich weiter unterteilt werden in eine Hochederscholle, die zwischen Inntalstörung und Sellraintal liegt, außerdem könnte durch das Lüsener Tal entlang der Westgrenze der Alpeiner Granitgneismasse (=Längentaler Querstörung nach HAMMER, 1929) über die Amberger Hütte, das Roßkar und das Atterbergjöchl nach Sölden die Sellraintalscholle noch in eine westliche und östliche Teilscholle zerbrochen sein. Diese Teilschollen erlangen aber vermutlich nicht mehr große tektonische Bedeutung, weil sie sich morphologisch im Satellitenbild wenig bemerkbar machen.

6.2.2. Gschnitztalscholle

Begrenzung: Im NW die Stubaitalstörung, im E die Brennerlinie, im SW die Timmelsjochstörung. Die östliche Umgrenzung zwischen Sterzing und St. Leonhard im Passeiertal ist nicht ganz klar vorgezeichnet. Morphologisch bietet sich das Jaufental mit der Jaufenstörung an, die Seismizität deutet eher auf das Ratschingstal hin. Es ist möglich, daß in diesem Bereich zwei ungefähr gleichwertige Störungsbahnen den Schollenrand begrenzen. Die Gschnitztalscholle ist das hauptsächlich Verbreitungsgebiet des Brennermesozoikums, das als Kappe der Ötztal-Stubai-Masse aufliegt. Viele an der Oberfläche ersichtlichen Bruchstrukturen sind nur auf das Mesozoikum beschränkt, umgekehrt können solche des kristallinen Untergrunds durch die darüberliegenden jüngeren Gesteinsformationen verdeckt sein. Bei der Interpretation der tektonischen Linien muß dieser Umstand berücksichtigt werden.

Die Gschnitztalscholle zeigt anders orientierte Bruchlinien. Sie ordnen sich vor allem parallel zur Brennerlinie und zum Westrandbruch des Brennermesozoikums an und bewirken eine starke Auflockerung des Gebirges. Generell ist ein Absinken nach Osten mit gleichzeitiger Entspannung festzustellen. Das tritt besonders deutlich am Westrandbruch des Brennermesozoikums auf, an dem sich das Mesozoikum gegenüber dem Kristallin abge-

senkt hat. Morphologisch macht sich dies auch in der unterschiedlichen Höhe der Gipfelflur beiderseits des Pinnistals bemerkbar. Der Kamm Elferspitze-Habicht-Feuersteine westlich des Pinnistals im Kristallin ist im Durchschnit höher als der Kamm östlich davon Serles-Kirchdach-Kalkwand im Mesozoikum. (Bei diesem Vergleich sind die verschiedenen Erosionsgeschwindigkeiten in Kristallin und Sedimentgesteinen zu berücksichtigen).

Ein deutliches Absinken des östlichen Teils tritt auch entlang des Portjochbruchs in der Steinacher Decke auf. Die Entspannungsvorgänge und das Absinken des Gebirges nach Osten erfolgen nicht gleichmäßig vom Kern nach außen, sondern konzentrieren sich auf einzelne Zonen. Die wahrscheinlich wichtigste verläuft von Kampl im Stubaital durch das Pinnistal zur Innsbrucker Hütte, von hier nach SE zum Gasthaus Feuerstein im Gschnitztal, dann weiter durch das Sandestal über die Tribulaunhütte in das oberste Pflerschtal. Eventuell besteht noch eine Fortsetzung nach Maiern (Masseria) im Ridnauntal. Östlich dieser Linie, die im wesentlichen den Weststrandbruch darstellt, dürfte das Gebirge stark aufgelockert, entspannt und wasserführend sein, während westlich davon das Gebirge noch besser kompakt, eingespannt (Bergschlag!) und relativ wenig wasserführend ist. Es ist zu erwarten, daß die Auflockerung am Außenrand der Gschnitztalscholle gegen die Brennerlinie zunimmt. Die großen Talfurchen sind keilförmig angeordnet und öffnen sich gegen Osten.

Die Faltenachsen gleichen sich dem Außenrand der Gschnitztalscholle an und liegen überwiegend flach oder horizontal. Nur im innersten Kern der Scholle zwischen Ranalt und dem Ridnauntal tritt eine steilachsige Verfaltung auf.

6.2.3. Similaunscholle

Begrenzung: Im N die Timmesljochstörung, im E Brenner und Passeiertallinie, im S das Vintschgau, im NW die Stubaitalstörung. Die Similaunscholle zeigt im Gegensatz zu den bisher beschriebenen keinen dreieckigen Umriß, sondern ist durch die Passeiertal- und Judikarienlinien im SE abgeschnitten. Wichtige Störungssysteme verlaufen NW und NE, die häufig fast senkrecht aufeinanderstehen. Vor allem die NE-gerichteten, über lange Strecken verfolgbaren Jaufen- und Ratschingstalstörungen sind ein tektonisch neues Element. Es handelt sich dabei vermutlich um Scherbahnen, die mit dem Anpressen des südalpinen Blocks zusammenhängen. Südlich dieser Störungslinien streicht das Schieferungsgefüge sehr deutlich NE, während im übrigen Teil der Similaunscholle große Variabilität im Gefüge auftritt. Charakteristisch sind steilachsige Verfaltungen, die über die Similaunscholle nur wenig nach NW ausgreifen. Sie zeigt damit einen deutlich anderen Internbau als die anderen Teilschollen der Ötztal-Stubaitalscholle.

6.2.4. Pitztalscholle

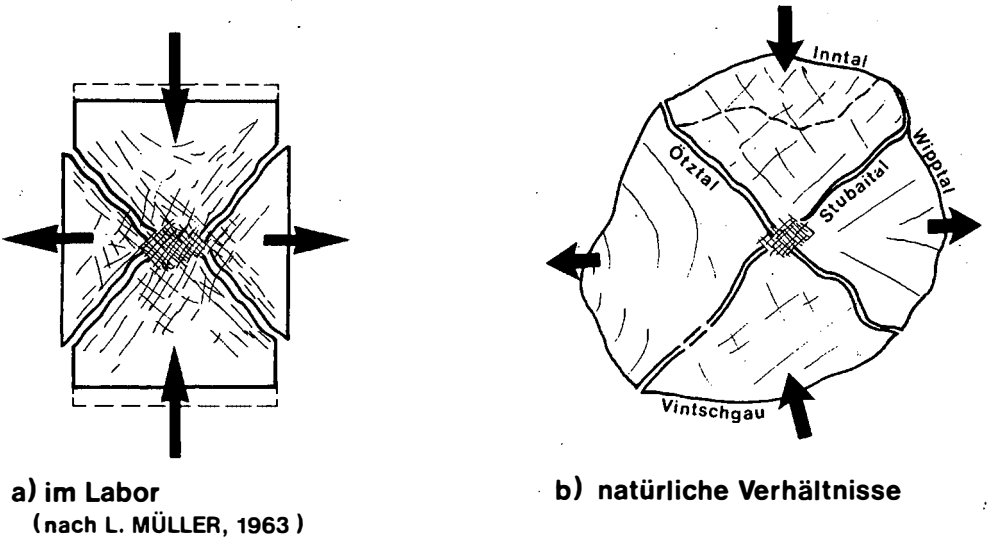
Begrenzung: Im NE die Ötztalstörung, im NW die Linie Arzl/Pitztal-Piller Höhe-Prutz-Nauders-Reschenpaß, im W und S das

Vintschgau, im SE die Stubaitalstörung (Venter und Matscher Tal). Der Bau dieser Scholle wird nur kurz beschrieben, da sie außerhalb der Tunneltrassen liegt. Vor allem im Westteil könnten noch kleinere Teilschollen abgetrennt werden. Die beherrschenden Talstrukturen sind das Pitztal und das Kaunertal, welches mit dem Langtaufferer Tal zusammenhängt. Diese Täler formen nach Westen orientierte Bögen, die auf eine Entspannung des Gebirges in diese Richtung hindeuten. Die Faltenachsen verlaufen sehr häufig E-W und liegen horizontal oder flach geneigt. Steilachsige Verfaltung mit Schlingentektonik tritt nur am Südostrand nahe dem Venter Tal auf.

6.2.5. Ötztal-Stubaitalscholle

Bei einer Beurteilung der großtektonischen Verhältnisse ist es vorteilhaft, die Sellraintal-, Gschnitztal-, Similaun- und Pitztalscholle gemeinsam als Ötztal-Stubaitalscholle zu betrachten. Es kann heute aufgrund vieler geologischer Detailergebnisse als sicher gelten, daß die Ötztal-Stubaitalscholle als großer zusammenhängender Block über einen fremden Untergrund nach Norden transportiert wurde. Wegen des hohen Alters der kristallinen Gesteine und des mehrphasigen tektonischen Geschehens können jüngere und ältere tektonische Strukturen nicht immer getrennt werden. Die intensive Bruchtektonik ist aber ein junges Ereignis, weil sie auch das Brennermesozoikum betroffen hat. Analoge Strukturen im Kristallin der Ötztal-Stubaital-Masse können daher ebenfalls mit Recht als Auswirkung dieser jungen Tektonik angesehen werden.

Gesteinsauflockerung beim Bruchvorgang Abb.11



Regionalgeologische Überlegungen sprechen dafür, daß die Ötztal-Stubaitalscholle zwischen einem Widerlager im Norden und Süden ungefähr in N-S-Richtung eingeengt wurde. Diese geologischen Verhältnisse können durch Modelle veranschaulicht werden. In der Felsmechanik kommt ihnen der Druckversuch vermutlich sehr nahe. Je nach Ausgangsmaterial, Zahl und Größe der Spannungswechsel, Temperatur, Beanspruchungsgeschwindigkeit und verschiedenen anderen Randbedingungen (L. MÜLLER, 1933) ändert sich der Bruchvorgang in einem Körper und damit auch die entstehenden Bruchflächen. Diese sind vor allem vom Spannungszustand abhängig, so daß aus ihrer Stellung gewisse Rückschlüsse auf diesen möglich sind (L. MÜLLER, 1963, S. 192). L. MÜLLER (1963, S. 197) gibt eine zeichnerische Darstellung einer zu Bruch gegangenen Gesteinsprobe mit den typischen Bruchflächen (Abb. 11).

Die Anordnung der Bruchflächen im Laborversuch zeigt überraschend große Ähnlichkeiten mit den Bruchsystemen der Ötztal-Stubaitalscholle. Sie ist in 4 Teilbereiche zerbrochen, die im Zentrum aber noch zum Teil zusammenhängen. Die Hauptbruchflächen werden von der Stubaitalstörung bzw. der Ötztal- und Timmelsjochstörung gebildet. Die von den Materialtests bekannte Erscheinung, daß die beiden Bruchflächen oft nicht gleichwertig ausgebildet werden, findet sich auch in der Ötztal-Stubaitalscholle, in der die Ötztal- und vor allem Timmelsjochstörung schwächer in Erscheinung treten.

Das unvollständige Durchreißen der Bruchflächen im Kern des belasteten Körpers ist im Gebiet von Zwieselstein zu beobachten: Die Stubaitalstörung ist zwischen Ranalt und dem Venter Tal nicht als einheitliche Linie zu verfolgen, sie ist hier als Störungsbündel ausgebildet. Außerdem erfolgt in diesem Abschnitt eine leichte gegenseitige Versetzung zwischen Stubaital und Venter Tal, wie es auch mit L. MÜLLERs Erklärung übereinstimmen kann.

Die ungleichmäßige Ausbildung der beiden Hauptbruchflächen innerhalb der Ötztal-Stubaitalscholle hängt davon ab, ob Druck- oder Zugbeanspruchung vorliegt (TORRE, 1949). Es werden hauptsächlich jene Flächen entwickelt, welche einen "Weg ins Freie" haben. L. MÜLLER (1963, S. 145) betrachtet es zusätzlich als wesentlich, ob größere Verformungsbeträge, verbunden mit Internrotation während der Verformung auftreten oder nicht.

Alle diese Überlegungen haben für den Südostteil der Ötztal-Stubaitalscholle ihre Gültigkeit. Die unterdrückte Ausbildung der Timmelsjochstörung erfolgt in einem Raum, der von Südosten her eingeengt wurde und sich bis heute nicht entspannt hat. Im Grenzbereich zur Periadriatischen Grenze läßt sich ebenso die von L. MÜLLER geforderte Internrotation bestimmter Ebenen erkennen.

Das Auftreten von Internrotationen (SANDER, 1948) tritt in Gesteinen auf, welche leicht umkristallisieren und sich plastisch verhalten. Sie kann daher als Indiz für höher teilbewegliches Gebirge oder für größere tektonische Beanspruchung gelten.

Die Entstehung der Bruchstrukturen der Ötztal-Stubaitalscholle läßt sich folgendermaßen erklären. Die Ötztal-Stubaitalscholle wurde zwischen 2 Blöcken annähernd in Nord-Südrichtung hori-

zontal belastet. Dabei zerbrach die einheitliche Masse in 4 Teilschollen, die durch diagonal aufeinanderstehende Bruchflächen (Mohrsche Flächen) getrennt wurden. Während die Sellraintal- und die Similaunscholle in meridionaler Richtung gestaucht und eingeengt wurden, haben sich die Gschnitztal- und die Pitztalscholle als Ausgleichsbewegung in Ost-Westrichtung deformiert, wobei gegen den Außenrand zu starke Entspannungserscheinungen auftreten.

Die Ost-Westbewegungen sind in einem weiten Vorwölben der Gschnitztal- und Pitztalscholle ersichtlich, wobei der heutige Umriß sehr stark von der Erosion geprägt wurde.

Die Stubaitalstörung und die Ötztal- bzw. Timmelsjochstörung sind hauptsächlich als vertikale Bruchflächen aufzufassen, an denen es nur zu geringen zeitlichen Verschiebungen gekommen ist. Dafür gibt es die folgenden Hinweise:

- 1) Die bekannte Venter Schlinge wird nicht lateral versetzt,
- 2) die Basslerjochmasse zwischen Ranalt und Krößbach wird vertikal abgeschnitten (Unterbergbruch),
- 3) markante Leithorizonte im Ötztal werden ebenfalls nicht seitlich versetzt,
- 4) der Schneeberger Zug streicht über die Timmelsjochstörung ohne horizontale Versetzung.

Entlang dieser Störungen ist es in erster Linie zu einer Auflockerung und Zerrüttung gekommen, Versetzungen in vertikaler Richtung sind nachweisbar und werden vermutlich gegen den Außenrand der Ötztal-Stubaitalscholle zunehmen. Ein deutliches Beispiel liefert das Schachtkraftwerk Fulpmes im äußeren Stubaital, wo eine 200 m tiefe Bohrung in der Talachse die Unterkante des Brennermesozoikums noch nicht erreicht hatte. Damit ergibt sich ein Absenkungsbetrag von mindestens 600 m gegenüber der südlich davon liegenden Grenze des Mesozoikums zu Kristallin (diese Überlegung stimmt mit der Vermutung über die Fortsetzung des Pinnistalbruchs im äußeren Stubaital überein, man ist aber durch die verschiedenen Relativbewegungen zu schollenartigen Einbrüchen in der Stubaitalfurche gezwungen). Die besondere tektonische Natur der 2 Großbruchflächen innerhalb der Ötztal-Stubaitalscholle läßt für den Tunnelbau folgende Schwierigkeiten beim Durchörtern dieser Linien erwarten:

- Da es sich um Auflockerungs- und Spannungszonen handelt, die durch Zerbrechen des Gebirges entstanden sind, werden Zerscherungen voraussichtlich nicht dominieren, sondern stark kataklastisch beanspruchtes Gebirge mit Zerreibungszone.
- Die Auflockerung bedingt starke Wasserzutritte, dabei ist die Entfestigung am Außenrand der Ötztal-Stubaitalscholle größer als im Inneren.
- In den aufgelockerten und wasserführenden Gebirgsabschnitten werden generell eher geringe Spannungen erwartet; lokal können Restspannungen konserviert sein.
- Gegen das Innere der Ötztal-Stubaital Masse werden hingegen die Spannungen anwachsen.

Der Südteil der Ötztal-Stubaitalscholle wird wegen seiner Schlingentektonik besondere Spannungsverhältnisse aufweisen, die aber zur Zeit schwierig zu deuten sind.

Südlich der Ratschingstalstörung ändert sich der Gebirgsbau

deutlich und ist durch große, NE-streichende Störungen gekennzeichnet. Damit verliert sich die Schlingentektonik und es tritt ein straff geregeltes Gefüge mit meist flachen Faltenachsen auf. Diese Gefügeausprägung hängt vermutlich mit der Annäherung an die Periadriatische Grenze zusammen, die zu einer großräumigen tektonischen Beanspruchung der Zone Meran-Mauls-Antholz geführt hat. Die NE-Störungen werden als große Scherbahnen gedeutet, zwischen denen das Gebirge durchbewegt und phyllonitisiert wurde. Anstelle der Bruchtektonik, die auf ein relativ starres Gebirge schließen läßt, tritt hier mehr eine plastische Verformung auf.

Die Linienführung von Trasse West nimmt auf die großtektonischen Verhältnisse weitgehend Rücksicht. Es wurde angestrebt, weder die stark aufgelockerten, noch die stark eingespannten Gebirgszonen zu durchörteren, um dadurch die bautechnischen Schwierigkeiten zu verringern. So wurde z.B. gegenüber den ersten Studien die Trasse zwischen Stubai- und Gschnitztal weiter nach W verschoben, um ein Passieren des Weststrandbruchs zu vermeiden. Bei einer zusammenfassenden Betrachtung der Ötztal-Stubaital-scholle kann der Abschnitt zwischen Innsbruck und der Ratschings-talstörung als Gebirge mit überwiegend Sprödbbruchverhalten gekennzeichnet werden, während im Gebiet südlich davon plastische Verformung mit vermutlich hohen Spannungen auftreten wird.

6.2.6. Tuxer Scholle

Begrenzung: Im N die Inntalstörung, im E und S das Zillertal, der Zamser Grund und das Pfitscher Tal, im W die Brennerlinie. Im Südwesten ist die Grenze zwischen Kematen im Pfitscher Tal und Sterzing etwas unsicher. Morphologisch stellt hier das Pfitscher Tal den Schollenrand dar, während von der Tektonik her die Grenze eher zwischen Kematen und Gossensaß zu suchen wäre.

Die Tuxer Scholle bildet im Satellitenbild die morphologisch am besten abgrenzbare Scholle, die in weitere Teilschollen zerfällt. Auffallend an ihr ist, daß sie die verschiedensten tektonischen Einheiten umfaßt und sich nicht an die großen Gesteinsgrenzen hält. Besonders deutlich ist dies am Zamser Grund zu sehen, der den Zentralgneis schräg durchschneidet.

Die Tuxer Scholle ist durch ENE- und NNW-streichende Störungen gekennzeichnet, die NW- oder NE-Störungen treten hingegen zurück. Die Verteilung der Störungen und die Talanlage zeigen ein annähernd gleichartiges Bild und lassen daher auf eine ziemlich einheitliche Beanspruchung schließen. Die großen tektonisch-morphologischen Strukturen zeichnen den Außenrand der Scholle zwischen der Zillertalmündung und dem Pfitscher Tal nach.

Dem Bruchbild nach müßte die Einspannung in NW-SE-Richtung erfolgt sein. Damit stimmen auch die NE-gerichteten Faltenachsen des Innsbrücker Quarzphyllits überein, wo SANDER (1940; 1942) grundlegende gefügekundliche Untersuchungen vorgenommen hat. Die Fülle von Ergebnissen kann nur bei einem Detailstudium der Tunneltrassen ausgewertet werden.

Einzelne Bruchsysteme deuten aber auch auf NE-SW-Einspannung hin. Es ist nicht ausgeschlossen, daß sich hier verschieden

alte Belastungsmechanismen überlagern oder eine B₁B'-Beanspruchung vorliegt.

Gerade in diesem Raum werden aus einer Kombination von gefügekundlichen Vorstellungen mit geomechanischen neue Erkenntnisse für den Beanspruchungsmechanismus ablesbar sein.

Internrotationen an Scherflächenpaaren sind im Navistal zu beobachten und zeigen die hohe Teilbeweglichkeit des Gebirges in bestimmten Zonen an.

6.2.7. Hochfeilerscholle

Begrenzung: Im NW das Pfitscher Tal und der Zamser Grund, im S die Periadriatische Grenze. Die Abgrenzung nach Osten bleibt hier offen.

Die Hochfeilerscholle bildet den westlichen Kern des Tauernfensters und umfaßt hauptsächlich das Penninikum, im Süden aber auch Ostalpin (Zone Meran-Mauls-Antholz). Ihre wichtigsten Bruchlinien verlaufen ENE und NE, die sehr häufig Scherflächenpaare mit Achsenwinkeln von $2\alpha = 90^\circ$ bilden. Diese Erscheinung wird wiederum mit Vorgängen der Internrotation erklärt (L. MÜLLER, 1963, S. 197). Besonders auffällige Scherflächenpaare sind die Ahrntalstörung und die Mühlwaldstörung, die sich bei Pfunders im Pfunderer Tal schneiden und hier einen seismischen Stoßpunkt bilden; weiters die Verschnitte von Parallelstörungen zur Mühlwaldstörung mit den großen NE-Störungen des Valser Tales (Steinbergschartenstörung, Domenarstörung usw.).

Die Hochfeilerscholle zeigt im Gegensatz zu den bisher beschriebenen Großschollen ein nicht sehr ausgeprägtes Talnetz. E-W-verlaufende Talfurchen fehlen im westlichsten Teil völlig, sie treten erst östlich von Mühlwald (Selva dei Molini) auf. So läßt sich z.B. das Ahrntal als große Talung nach Westen nur bis Luttach (Lutago) verfolgen, darüberhinaus ist zwar die Störungsbahn weiterhin vorhanden, sie spielt aber für die Talbildung keine Rolle mehr. Die gleiche Erscheinung findet sich an der Mühlwaldstörung. Sie ist für die Ausbildung des Mühlwälder Tals ausschlaggebend, westlich von Mühlwald ist sie talgeschichtlich aber unbedeutend, obwohl sie sich bis in das Valser Tal erstreckt.

Die Talungen in N-S-Richtung sind etwas deutlicher ausgebildet. Aber auch hier herrscht die Tendenz, daß nach Osten die Talfurchen länger und breiter werden.

Die Talbildung hängt sehr wesentlich mit den Entspannungsvorgängen im Gebirge zusammen. Das Auftreten von breiten Talfurchen entlang tektonischer Linien ist in vielen Fällen nur dann möglich, wenn das Gebirge Entspannungs- und Auflockerungserscheinungen zeigt. Ein stark eingespanntes Gebirge wird eher ein schwach entwickeltes Talnetz aufweisen, auch wenn zahlreiche Störungen ein solches begünstigen würden.

Die Hochfeilerscholle hat im Westen einen keilförmigen Umriß, dessen Südschenkel von der Periadriatischen Grenze gebildet wird. Aus ihrem Verlauf ist zu erwarten, daß im Westteil durch den Anschub des südalpinen Blocks eine größere Einengung herrscht als im Ostteil.

Hinweise auf eine starke Einengung der Hochfeilerscholle sind durch die Überkippung der gesamten tektonischen Abfolge vom

Penninikum bis zum Ostalpin gegeben (ehemalige Auffassung als Wurzelzone) zwischen Sterzing und dem Mühlwalder Tal. Die Überkipfung nimmt östlich davon ab, wie z.B. die Profile von DAL PIAZ (1934) und HAMMERSCHMIDT (1977) zeigen, gleichzeitig treten E-W-gerichtete Täler auf.

Den Einengungscharakter dokumentieren weiters die steilstehenden, teilweise isoklinalen Faltenstrukturen im südlichen Penninikum, die Internrotationen von Scherflächenpaaren und auch kleintektonische Untersuchungen von NOLLAU (1969).

Hohe Spannungen in der Hochfeilerscholle signalisieren auch die heftigen Bergschlagerscheinungen bereits bei geringer Überlagerung in den Stollenanlagen der Zemmkraftwerke südlich des Zamser Grunds.

Die Hochfeilerscholle kann zusammenfassend wie folgt charakterisiert werden:

Sie bildet den westlichen Teil des Tauernfensters, in dessen Zentrum der Zentralgneis auftritt. Die Hochfeilerscholle zeigt eine starke Einengung in NNW-SSE-Richtung, bedingt durch den Anschlag des südalpinen Blocks. Die Spannungskonzentrationen dürften im Westteil höher liegen als im Osten, wobei die ungefähre Grenze etwa das Lappacher Tal bildet.

Eine Entspannung hat sehr wahrscheinlich noch nicht im größeren Rahmen stattgefunden. Als Folge der ehemaligen Einengung und Stauchung nach NNW sind Ausgleichsbewegungen in ENE-Richtung zu erwarten, die zu NNW-SSE-gerichteten Zugklüften führen müssen.

Als solche sind die häufigen und regelmäßig angeordneten NNW-SSE-Störungen des Zentralgneises und seiner Nachbargebiete zu deuten, die besonders im Zillertaler Hauptkamm hervorragend ausgebildet sind. Sie stehen ungefähr senkrecht zur Achse des Gebirges und sind als ac-Klüfte anzusprechen. Bei der Bildung dieser Klüfte kann auch der Umstand wichtig sein, daß sich das Tauernfenster vom Brenner nach Osten herauswölbt und möglicherweise aktive Hebungen im Südteil des Penninikums auch im Brennergebiet stattfinden, wie sie durch SENFTL & EXNER (1973) aus dem Ostteil des Tauernfensters nachgewiesen wurden.

6.2.8. Brixner Scholle

Begrenzung: Im N und W die Periadriatische Grenze; die Abgrenzung nach Süden bleibt hier offen, weil sie außerhalb des Planungsgebiets liegt.

Die Brixner Scholle wird von den Tunneltrassen nur im nördlichsten Bereich berührt. Ihre Charakterisierung erfolgt deshalb nur sehr allgemein.

Sie bildet den nordwestlichsten Teil des großen südalpinen Blocks, der von SW her den Alpenkörper belastet hat. Im Grenzbereich zur benachbarten Ötztal-Stubaitalscholle und der Hochfeilerscholle können Spannungskonzentrationen auftreten. Solche sind z.B. außerhalb des Untersuchungsbereichs durch den Bau des Karawankeneisenbahntunnels und des Loiblstraßentunnels bekannt geworden, weiters durch den Bergbau Bleiberg in Kärnten, wo die Spannungen mit Erfolg beim Abbau genützt wurden.

Die Bruchsysteme sind anders gestaltet als in den Zentralalpen, sie zeigen häufig einen bogenförmigen Verlauf, der sich der Periadriatischen Grenze anpaßt. Der südalpine Block, von dem

die Brixner Scholle einen sehr kleinen Teilbereich darstellt, spielt in der Tektonik der Ostalpen eine ganz wesentliche Rolle. Er liefert einen Schlüssel zum Verständnis vor allem der jüngeren alpinen Tektonik und beeinflusst die verschiedensten Gebirgsbildungshypothesen, die den Bau der Alpen zu erklären versuchen. Die Überlegungen hinsichtlich der tektonischen Beziehungen zwischen südalpinem Block und Zentralalpen würden damit bei weitem den Rahmen der jetzt vorliegenden geologischen Beschreibung sprengen. So wurden nur die für den Tunnelbau wichtigsten Schlußfolgerungen in diesem Bericht erwähnt, ohne den großen Zusammenhang im einzelnen zu erläutern. Für weiterführende Fragen kann daher nur auf die umfangreiche Literatur verwiesen werden, die z.B. bei BÖGEL (1975) zusammengestellt ist.

6.2.9. Nördliche Kalkalpen

Diese Einheit umfaßt im Untersuchungsbereich alle Gebiete nördlich der Inntalstörung und liegt somit außerhalb der Tunneltrassen. Auf eine Untergliederung wurde verzichtet. Die Nördlichen Kalkalpen bildeten bei den jungen tektonischen Bewegungen das nördliche Widerlager für die Ötztal-Stubai-Masse, auf das diese vereinzelt aufgeschoben wurde. Bei einer geologischen Detailbearbeitung der Tunneltrassen kann es vorteilhaft sein, auch den Grenzbereich zu den Nördlichen Kalkalpen in großen Zügen zu beachten, weil aus dem Auftreten gewisser Strukturen innerhalb dieser Einheit Rückschlüsse auf den tektonischen Bau der nördlichsten Ötztal-Stubai-Masse und des Innsbrucker Quarzphyllits möglich sind.

Teil II: Baugeologie

=====

1. Grundlagen der baugeologischen Prognose

Die baugeologische Prognose für die Tunneltrassen baute auf verschiedenen, bereits vorhandenen Grundlagen sowie auf eigenen Übersichtsbegehungen mit spezieller baugeologischer Fragestellung und Detailkartierung an geologischen Schlüsselstellen auf. Für großtektonische Überlegungen wurden zusätzlich Satellitenbilder der Landsatserie mit verschiedenem Maßstab und Aufnahmebedingungen ausgewertet.

Ausgehend von den geologischen Verhältnissen an der Oberfläche, die aus den vorhandenen Unterlagen mehr oder weniger genau bekannt sind, wurde ein geologischer Schnitt in Tunnelhöhe konstruiert. Die Schnittebene ergibt sich durch die Tunnelportale im Norden und Süden sowie die Scheitelpunkte der Tunnel. Aus der verschiedenen Höhenlage dieser Ausgangspunkte ist ersichtlich, daß dieser Schnitt eine leicht geneigte und geknickte Fläche ist.

Der geologische Schnitt in Tunnelhöhe war die Grundlage für die Trassenwahl, da er im Gegensatz zur Geologie an der Oberfläche die maßgeblichen geologischen Verhältnisse im Tunnelhorizont darstellt. Er ist mit seiner geologischen Darstellung eine Hypothese, die naturgemäß in verschiedenen Bereichen große Unsicherheiten aufweisen muß. Diese nehmen generell mit der Überlagerung zu. Die Tunneltrassen im Brennergebiet sind mit mehr als 2000 m Überlagerung die zur Zeit tieflegendsten projektierten oder ausgeführten Tunnel der Ostalpen, so daß auch die geologische Prognose vor neue Dimensionen gestellt wurde.

Die Konstruktion des Schnitts in Tunnelhöhe ging von den in der Literatur beschriebenen Profilen aus.

Bei der Auswertung der Profile zeigte es sich, daß sie sich an den Schnittpunkten meist nicht decken und damit verschiedene Auffassungen über den geologischen Bau in der Tiefe dokumentieren. Dieser Umstand ist keine Kritik an diesen Untersuchungen, er zeigt aber sehr deutlich die Problematik auf: viele Faktoren, die nur an der Oberfläche zu bewerten sind, lassen für die Tiefe mehrere Deutungen zu, die ohne entsprechende Aufschlußmaßnahmen nicht ausgeschlossen werden können.

Der Bereich zwischen den Profilen wurde konstruktiv aus den Gefügedaten der Oberfläche ermittelt, wobei regionalgeologische Überlegungen und großtektonische Hypothesen mitberücksichtigt wurden.

Um dem Außenstehenden kein falsches Bild von der dabei erzielten Genauigkeit zu vermitteln, wurden die unsicher zu prognostizierenden Bereiche eigens dargestellt, wobei die Abgrenzung dieser Zonen selbst wiederum eine Deutung darstellt.

2. Prognostizierbarkeit längs der Tunneltrassen

Die Prognostizierbarkeit der Tunneltrassen hängt von geologischen und geotechnischen Faktoren ab. Geologische Unsicherheiten ziehen automatisch geotechnische nach sich. Umgekehrt schließt eine geologisch gesicherte Prognose noch nicht unbedingt eine geotechnisch sichere Aussage mit ein.

Die Kenntnis der allgemeinen geologischen Verhältnisse ist somit die Voraussetzung für eine geotechnische Bewertung des Gebirgsverhaltens. Bei unklarem geologischem Aufbau sollte eine Abschätzung der Gebirgsgüteklassen nach Möglichkeit unterbleiben bzw. es sind zur Absicherung die für den Tunnelbau ungünstigeren Verhältnisse anzunehmen.

2.1. Geologische Unsicherheitsfaktoren

Diese nehmen mit der Überlagerungshöhe generell zu und sind von der Einschaubarkeit des Gebirges abhängig. Die Tunneltrassen im Brennergebiet haben nicht nur große Überlagerung, sondern liegen auch bezüglich der Gebirgsachse sehr tief (sie unterfahren alle Talfurchen), so daß die Einschaubarkeit weiter abnimmt.

- Unsicherheit über den großräumigen Gebirgsbau auf Tunnelniveau:

Diese Unsicherheit stellt das schwerwiegendste geologische Risiko dar, weil die Lage von tektonischen Bauelementen und ihre gegenseitige Abgrenzung nicht genau bekannt ist. Geotechnische Aussagen sind in diesem Fall nicht möglich.

Beispiele: Grenzzone zwischen Penninikum und Ötztal-Stubaier Masse entlang der Brennerlinie, Lage der Grenzfläche zwischen Brennermesozoikum und Ötztal-Stubaier Masse, Stellung des Schneeberger Zugs zur Ötztal-Stubaier Masse, Fortsetzung der Unteren Schieferhülle in der Kuppel von Tulfes (Pfitschtal) in die Tiefe.

Abhilfe: umfangreiche geologische Grundlagenforschung, aufwendiges Aufschlußprogramm. Nach Möglichkeit sollten solche Zonen bei der Trassenführung überhaupt vermieden werden.

- Unsicherheit über den Gesteinsbestand und die großräumigen Lagerungsverhältnisse:

Durch den deckenförmigen Aufbau des Gebirges werden tiefere tektonische Einheiten durch höhere verdeckt. Bei ungünstigen Aufschlußverhältnissen kann es vorkommen, daß die tiefere Einheit nicht beobachtet werden kann.

Beispiel: Ötztal-Stubaier Masse unterhalb des Brennermesozoikums.

Abhilfe: umfangreiche Aufschlußmaßnahmen; diese ermöglichen aber nur lokal eine teilweise Klärung, da z.B. die Lage von Schieferung und Klüftung durch Bohrungen nicht genau bestimmt werden kann.

- Unsicherheit über die petrographische Zusammensetzung von tektonischen Einheiten:

Manche tektonischen Einheiten zeigen an der Oberfläche in ihrer Gesteinszusammensetzung größere Unterschiede von Ort zu Ort, so daß auch bei einer Projektion in die Tiefe mit petrographischen Unterschieden zu rechnen ist.

Beispiele: Zusammensetzung der Schieferhülle im Bereich Schmirntal, wo nicht genau angegeben werden kann, ob die obertags auftretenden Karbonatgesteine in gleicher Mächtigkeit bis in die Tiefe reichen oder nicht. Im Schneeberger Zug kann der Tiefgang der Marmorzüge ebenfalls nicht angegeben werden.

Abhilfe: gezielte Aufschlußmaßnahmen.

- Unsicherheit über die genaue Lage von Grenzflächen:

Es kann bei ungünstiger Lage von Grenzflächen, z.B. Deckengrenzen oder großen Störungen über das Auftreten dieser Flächen im Tunnelniveau keine genaue Aussage gemacht werden. Aus der geologischen Gesamtkonzeption ist es aber sicher, daß der Tunnel diese Grenzfläche durchquert.

Beispiel: Grenze von Penninikum zu Innsbrucker Quarzphyllit.

Abhilfe: gezielte Aufschlußmaßnahmen oder Sondierstollen. Die geologische Prognose wird durch diese Unsicherheit nicht wesentlich verändert, da sich nur die Lage der bautechnischen Schwierigkeit ändert und nicht ihre Quantität.

2.2. Geotechnische Unsicherheitsfaktoren

Sie sind hauptsächlich dadurch bedingt, daß in den Ostalpen bis jetzt keine unmittelbar vergleichbaren Tunnelbauten in einem geologisch so heterogenen Gebiet ausgeführt wurden, die eine Abschätzung gewisser Parameter für das Brennergebiet erlauben. Die rechnerische Erfassung des Gebirgsverhaltens ist sehr schwierig, da viele Annahmen getroffen werden müssen, die im subjektiven Ermessen des Geologen liegen und nicht quantifizierbar sind.

Hinweise auf das Gebirgsverhalten bei meist geringer Überlagerung und kleinem Querschnitt geben Stollenbauten im Trassenbereich. Sie ermöglichen zumindest eine relative baugeologische Bewertung der verschiedenen tektonischen Bauelemente.

Rückschlüsse auf das Gebirgsverhalten im Brennergebiet bei großem Querschnitt können teilweise aus dem Tauern- und Katschbergtunnel gewonnen werden; sie weisen aber geringere Überlagerungshöhen auf.

In den Westalpen sind der Mont-Blanc-Tunnel und der Simplontunnel ähnlich situiert. Der Mont-Blanc-Tunnel hat zwar eine sehr hohe Überlagerung, er liegt aber bezüglich der Gebirgsachse nicht so tief und hat damit eine bessere Einschaubarkeit und durchörtert andere Gesteinsserien.

Der Simplontunnel zeigt die relativ größte Übereinstimmung mit den Tunneltrassen am Brenner bezüglich der Geologie. Es sind aber die große räumliche Trennung und die verschiedenen tektonischen Verhältnisse zu berücksichtigen.

Bei der Prognose treten die größten Unsicherheiten bei folgenden geotechnischen Faktoren auf:

- Verhalten der Gesteine und des Gebirges unter hoher Überlagerung,
- Spannungszustand in großer Tiefe mit möglichen gerichteten Kräften und auch aktiven tektonischen Bewegungen,
- geotechnisches Verhalten großer Störungszonen,
- Bergwasserverhältnisse und mögliche Wassereinbrüche,
- Mineralwässer, Thermen, Radioaktivität und Gebirgstemperatur,
- Gasführung.

3. Gesteinstypen

Im folgenden werden die baugeologischen Eigenschaften der wichtigsten Gesteinstypen nach tektonischen Einheiten beschrieben.

3.1. Zentralgneis

Gesteinsbestand: Granitgneis, Augengneis, Biotitschiefer.

Die Granitgneise und Augengneise zeigen einen granitähnlichen Habitus mit massigem bis wenig geschiefertem Gefüge. Es sind kompakte, chemisch überwiegend gesunde Gesteine mit Spröbruchverhalten und im Durchschnitt guter Standfestigkeit. Die Gesteine zeigen wenig geotechnische Unterschiede und bilden

ein homogenes Gebirge. Bei hoher Überlagerung und geringer Zerklüftung ist Bergschlag zu erwarten. In zerklüfteten Bereichen sind stärkere Wasserzutritte möglich.

Bei tektonischer Beanspruchung und in den Randzonen des Zentralgneises nimmt die Schieferungsintensität zu. Es treten dann Biotitschiefer oder bei Quarzanreicherung auch Quarzitschiefer auf. Sie können sehr ebenflächig-plattig mit geringer Verbandsfestigkeit sein. Die Standfestigkeit nimmt mit der Schieferung ab, es können auch vereinzelt Quetschzonen auftreten. Die baugelogischen Erfahrungen, die bisher im Zentralgneis gesammelt wurden, vor allem beim Bau der Zemmkraftwerke, sind ziemlich günstig. Die Hauptschwierigkeit wird durch den Bergschlag verursacht.

3.2. Untere Schieferhülle

Gesteinsbestand: Gneis, Glimmerschiefer, Phyllit, Quarzit, Karbonatgestein, Serpentin, Talkschiefer.

Die Untere Schieferhülle ist eine Serie von verschiedenen Gesteinstypen, die ein sehr inhomogenes Gebirge aufbauen. Sie lassen beim Tunnelvortrieb rasch wechselnde Verhältnisse erwarten.

Die Gneise sind schiefrige, meist kompakte Gesteine, die aus ehemaligen Sedimenten hervorgegangen sind. Durch eine kräftige Metamorphose wurde ihre Gesteinsfestigkeit erhöht. Es treten harte Quarzitgneise neben tektonisch entstandenen Serizit-Quarzitgneisen auf, ferner glimmerschieferähnliche, feinkörnige Biotitgneise, Arkosen, Knollen- und Konglomeratgneise (SANDER, 1929).

Besonders im Pfitscher Tal finden sich Glimmerschiefer und Phyllite, die als Greiner Serie bezeichnet werden. Es sind sehr mineralreiche, vor allem granat- und hornblendeführende Glimmerschiefer mit deutlichen Schieferungsflächen, die durch phyllonitische Beläge leicht aufspalten. Sie sind wenig kompakt, meist wasserempfindlich und häufig teilbeweglich. Mit den Glimmerschiefern treten Phyllite auf, die jenen der Oberen Schieferhülle sehr ähnlich werden und dort auch näher beschrieben sind. Die Greiner Serie bot im Oberen Zemmbeileitungstollen ungünstige baugelogische Bedingungen.

Die Quarzite begleiten sehr häufig die Karbonatgesteine. Es können reine weißliche Quarzite oder auch Graphitquarzite und Quarzitkonglomerate sein. Die Gesteine besitzen größere Härte und können parallel zur Schieferung plattig zerlegt werden.

Die Karbonatgesteine erreichen in der Unteren Schieferhülle eine größere Mächtigkeit. Ihre stratigraphisch-tektonische Zuordnung ist fallweise unsicher (FRISCH, 1974). Sie treten meist in Form des bis zu 200 m mächtigen Hochstegenkalks auf, der Übergänge zu Marmor zeigt. Die Gesteine sind gebankt aber kompakt, häufig von engständigen Kluftscharen durchzogen. Innerhalb der Schieferhülle bilden die Karbonatgesteine eine petrographische Besonderheit. Sie können im Bereich von kompakten Zonen Restspannungen aufweisen, in geklüfteten Bereichen sind Wassereinbrüche möglich. Die Gesteine können stark verkarstet

sein.

Serpentine und Talkschiefer bilden dünne Einlagerungen oder Linsen. Die dünnschiefri gen Talkschiefer besitzen eine hohe Teilbeweglichkeit in den Schieferungsflächen, sie sind wasserempfindlich und mitunter sehr druckhaft. Die Serpentine können sehr zäh sein, häufig stark geklüftet und von besonderen Spannungsverhältnissen gekennzeichnet.

Alle Gesteine der Unteren Schieferhülle wurden von einer Metamorphose (Tauernkristallisation) umgewandelt. Sie hat während und noch nach der letzten bis in den Kleinbereich wirksamen tektonischen Deformation angedauert.

Baugeologische Erfahrungen wurden besonders durch den Bau des Oberen Zemmbeileitungsstollens der Zemmkraftwerke gewonnen. Die Untere Schieferhülle erwies sich dabei als ein schwierig zu beherrschendes Gebirge, vor allem in der Greiner Serie, in der stark druckhafte Zonen durchörtert werden mußten. Das Auftreten von Talkschiefern machte an einer Stelle den Bau eines Umgehungsstollens notwendig.

Die tunnelbautechnischen Schwierigkeiten hängen sehr wesentlich von der Anordnung der Tunnelachse zu den Schieferungsflächen ab. Die Trasse Ost hat diesbezüglich im Raum Pfitscher Tal sehr günstige Lagerungsverhältnisse, da sie die saiger stehenden Schichten senkrecht zum Streichen durchörtert.

3.3. Obere Schieferhülle

Gesteinsbestand: Kalkphyllit, Kalkglimmerschiefer, Quarzit, Karbonatgestein, Amphibolit, Serpentin.

Die Obere Schieferhülle ist das Hauptverbreitungsgebiet echter alpiner Phyllonite (SANDER, 1929). Sie entstanden als tektonische Fazies aus ehemaligen kalkigen bis tonigen Sedimenten mit rasch wechselnder Abfolge. Je nach dem Ausgangsmaterial liegen heute Kalkphyllite, Kalkglimmerschiefer, Karbonatgesteine oder Glimmerschiefer vor. Die Gesteine sind sehr stark durchbewegt und können verschieden kristallin sein.

Bei diesen Gesteinen handelt es sich um Phyllonite im Sinn von SANDER, d.h. sie haben ihren Charakter durch Teilbewegungen des Gefüges erhalten und nicht durch eine besondere Metamorphose wie die eigentlichen Phyllite. SANDER selbst hat jedoch den Begriff Phyllonit nicht für die entsprechenden Gesteine der Oberen Schieferhülle gewählt, sondern sie als Kalkphyllite bezeichnet. Es ist daher gerechtfertigt, den baugeologisch besser bekannten Begriff "Phyllit" für diese Gesteine weiter anzuwenden.

Die Gesteine sind engständig geschiefert und je nach Ursprungsmaterial und tektonischer Beanspruchung phyllonitisiert. Die Schieferungsflächen sind sehr häufig auch Trennflächen, so daß die Gesteine wenig kompakt sind und leicht aufblättern. Die geotechnisch ungünstigsten Gesteine sind die Kalkphyllite, die wegen ihrer starken Phyllonitisierung sehr leicht zu Teilbewegungen in den Schieferungsflächen neigen, vor allem bei Durchfeuchtung. Es treten verschiedene Typen von Phylliten auf, die

sich äußerlich durch ihre Färbung erkennen lassen. Im allgemeinen sind die schwarzen oder dunklen Phyllite (Schwarzphyllite) stärker phyllonitisiert als die helleren und dementsprechend weniger standfest.

Bei starker tektonischer Beanspruchung können die Gesteine bis in den Kleinbereich verfaltet oder ausgewalzt sein. Die Standfestigkeit ist in solchen Partien dann sehr gering, so daß bei hoher Überlagerung mit druckhaftem Gebirge und plastischer Deformation gerechnet werden muß. Die Gesteine sind wasserempfindlich, aber wenig wasserdurchlässig, da ihr hoher Gehalt an Feinmaterial die Wasserwege des Gebirges abdichtet.

Bei Abnahme der Phyllonitisierung gehen die Kalkphyllite in Kalkglimmerschiefer über. Sie sind zwar ebenfalls deutlich geschiefert, aber besser kompakt. Die Standfestigkeit ist damit erhöht. Die Glimmer sind häufig in schmalen Lagen parallel zur Schieferungsfläche angeordnet und verleihen dem Gestein manchmal ein gebändertes Aussehen. Mit Zunahme der Verbandsfestigkeit nimmt die Nachbrüchigkeit ab, ebenso die Neigung zu plastischer Deformation.

Als dünne Einlagerungen können Quarzite, Kalke, Dolomite oder Marmore auftreten, die aber den geotechnischen Charakter der Oberen Schieferhülle wegen ihrer geringen Mächtigkeit nicht wesentlich ändern. Diese härteren und spröderen Gesteine können wasserführend sein. Größere Mächtigkeit erreichen die Karbonatgesteine im Wildlahner Tal östlich von Schmirn. Sie bilden mehrere Züge, deren tektonische Zuordnung unsicher ist (vergleiche HÖCK, 1969, und FRISCH, 1974).

Amphibolite und Grüngesteine werden vor allem im Südteil der Oberen Schieferhülle mächtiger. Die Amphibolite sind meist kompakte, zähe und wenig geschieferte Gesteine, häufig aber intensiv zerklüftet. Sie können über 100 m mächtig werden, wirken auf den Gebirgsverband versteifend, erhöhen die Standfestigkeit und beeinflussen den großräumigen Spannungszustand. Die Amphibolite werden von Grüngesteinen (Prasinit, Grünschiefer) begleitet. Sie sind stärker geschiefert und weniger kompakt als die Amphibolite.

Vereinzelte finden sich auch Serpentine mit Ch'orit- und Talk-schiefern. Sie sind durch hohe Teilbeweglichkeit, Zerquetschungszonen, Wasserempfindlichkeit und rasch wechselnden Spannungszustand gekennzeichnet und lassen sehr unterschiedliche baugeologische Verhältnisse erwarten. Die Mächtigkeit dieser Serie ist gering.

Baugeologische Erfahrungen über die Obere Schieferhülle aus annähernd vergleichbaren Tunnelbauten liegen aus dem Tauern-tunnel der Autobahn vor (DEMMEER, 1976). Die größten geotechnischen Schwierigkeiten bereitete die Obere Schieferhülle im tektonischen Einflußbereich der Deckengrenze zum Unterostalpin, in dem starke Bergdruckerscheinungen auftraten. Der tektonisch weniger gestörte Abschnitt verhielt sich wesentlich günstiger. Im allgemeinen ist die Obere Schieferhülle im Tauerntunnel flacher einfallend als bei Trasse Ost, dafür besitzt Trasse Ost eine höhere Überlagerung.

3.4. Unterostalpin

Gesteinsbestand: Quarzit, Rauhwanke, Gips, Karbonatgestein, Phyllit und Serpentin (=Tarntaler Serie); Quarzphyllit, Quarzitschiefer, Chloritschiefer und Karbonatgestein (=Innsbrucker Quarzphyllit).

Die Quarzite bilden sehr harte, bis 100 m mächtige Lagen, die entweder massig oder auch dünnschiefrig und dünnplattig ausgebildet sind. Die Mächtigkeit im Streichen ist relativ konstant. Das Gestein ist sehr spröde und zeigt offene Spalten und Zerreibungszonen, die die Wasserwegigkeit begünstigen. Die Standfestigkeit wird durch die Zerklüftung vermindert. Beim Vortrieb ist die hohe Abrasion zu beachten. Als charakteristisches Gestein treten häufig gelbbraune Rauhwancken auf. Sie sind porös, mürb, leicht zerreibbar, wasserempfindlich und haben nur geringe Gesteinsfestigkeiten. Obertags erreichen sie eine Mächtigkeit von 10-20 m, wobei für die Tiefe nicht ausgeschlossen werden kann, daß sie durch tektonische Verschuppungen mächtiger werden. Die hohe Porosität ermöglicht eine gute Wasserwegigkeit. Bei entsprechendem Einzugsgebiet sind Wassereinbrüche zu erwarten.

Die Rauhwancken werden häufig von Gips begleitet, der vor allem im Hinblick auf seine Betonaggressivität zu beachten ist. Hier liegen diesbezüglich schlechte Erfahrungen vom Kraftwerk Matrei vor.

Die Karbonatgesteine treten als mittelbankige Kalke oder Dolomite auf. Sie sind intensiv zerklüftet und besitzen eine gute Wasserwegigkeit. Ihre Mächtigkeit wechselt sehr rasch und kann für die Tiefe nicht genau prognostiziert werden.

Phyllite sind ziemlich häufig und zeigen, ähnlich wie in der Oberen Schieferhülle, verschiedene Typen. Sie sind dünnschiefrig, dünnblättrig, wenig kompakt, wasserempfindlich und sehr teilbeweglich. Sie begünstigen druckhaftes Gebirgsverhalten mit plastischer Deformation.

Serpentin kann größere Linsen bis rd. 100 m bilden. Sein baueologisches Verhalten gleicht den beschriebenen Serpentinvorkommen der Oberen Schieferhülle.

Die Tarntaler Serie bzw. die Matreier Zone sind tektonisch stark beanspruchte Zonen. Mylonite und tektonische Reibungsbreccien dokumentieren die hohe Belastung der Gesteine während der Gebirgsbildung. Das Gebirge neigt in diesen Bereichen zu Druckerscheinungen, die über lange Zeit anhalten können. Eine geologische Vorerkundung mittels Sondierstollen im Grenzbereich von Unterostalpin zu Penninikum ist wegen der zu erwartenden Schwierigkeiten sehr wichtig und sollte rechtzeitig durchgeführt werden.

Der Innsbrucker Quarzphyllit besteht aus Quarzphyllit, in dem Chloritschiefer, Quarzitschiefer und Karbonatgesteine eingelagert sind.

Der Quarzphyllit ist ein sehr einförmig zusammengesetztes Gestein, das in der Hauptsache aus Quarz und Serizit besteht. Durch Entmischungen reichert sich der Quarz öfters in Lagen und Linsen an. Der phyllitische Charakter des Gesteins ist über

weite Strecken wenig ausgebildet, so daß der Name "Quarzphyllit" in baueologischer Hinsicht nicht ganz zutreffend ist. Phyllonitisation findet sich zwar immer wieder in den Schieferungsflächen, jedoch ist sie nicht ausreichend, um die Verbandsfestigkeit des Gesteins entscheidend zu schwächen. Die Gesteine sind daher relativ kompakt, wobei diese Tendenz noch durch eine Verfältelung unterstützt wird.

Die Festigkeit des Quarzphyllits wird wesentlich vom Quarzgehalt bestimmt. Neben einer lokalen Anreicherung in Form von Linsen oder Schnüren kann der Quarz auch sehr fein verteilt im Gestein auftreten, wobei stark quarzitische Lagen entstehen, die in ihrem baueologischen Verhalten einem schiefriigen Gneis entsprechen.

Das phyllitische Verhalten des Gesteins kommt erst bei stärkerer tektonischer Beanspruchung zum Vorschein. Entlang von Störungen oder in Ruschelzonen vermindert sich die Festigkeit durch eine Zunahme der Phyllonitisation. Wasserempfindlichkeit und Aufblättern der Schieferungsflächen sind dann häufig zu beobachten. Die baueologischen Erfahrungen im Innsbrucker Quarzphyllit sprechen bisher für ein recht günstiges Gebirgsverhalten (SCHMIDEGG, 1967). In den Hohlraumbauten der Kraftwerksgruppe Untere Sill erwies sich der Quarzphyllit trotz der vorherrschend flachen Lagerung als überraschend standfest, abgesehen von einigen begrenzten Bereichen. Ähnlich gute Erfahrungen wurden beim Bau der Autobahntunnel im Berg Isel gesammelt.

3.5. Ötztal-Stubaier Masse

Gesteinsbestand: Granitgneis, Augengneis, Schiefergneis, Gneisglimmerschiefer, mineralreicher Glimmerschiefer, Quarzit, Amphibolit.

Granitgneise treten im Alpeiner Granit und in schmalen Zügen zwischen dem Stubai- und Gschnitztal auf. Es sind granitähnliche, kompakte, chemisch gesunde und wasserunempfindliche Gesteine mit massigem oder nur gering geschiefertem Gefüge. Die Standfestigkeit ist gut und hängt im wesentlichen vom Grad der Zerklüftung ab. Geklüftete Partien können wasserführend sein. Bei hoher Überlagerung wird Bergschlag auftreten.

Die Augengneise umfassen verschiedene Typen von Gneisen, die sich in der petrographischen Zusammensetzung etwas unterscheiden. Neben zweiglimmerigen Augen- und Flasergneisen finden sich auch Muskovitgranitgneise. Die Gesteine sind deutlicher geschiefert als die Granitgneise, aber immer noch kompakt und standfest. Der Verschnitt der Tunnelachse mit der Schieferung ist etwas zu berücksichtigen. Entlang von Klüften sind Wasserzutritte möglich.

Die Schiefergneise und Gneisglimmerschiefer bilden die Hauptgesteine der Ötztal-Stubaier Masse. Sie stammen von ehemaligen, sandig-tonigen Sedimenten ab und zeigen eine stark wechselnde Zusammensetzung von Schicht zu Schicht. Die Schiefergneise werden nach ihren Hauptbestandteilen als Biotit-Plagioklasgneise bezeichnet. Sie sind deutlich geschiefert mit meist ebenen, plattig spaltenden Flächen. Fältelungen im Kleinbereich können

auftreten. Je nach Glimmergehalt sind die Gesteine mehr als Schiefergneise oder mehr als Gneisglimmerschiefer ausgebildet. Eine mengenmäßige Abschätzung für das Tunnelniveau ist nicht möglich. Die Schiefergneise haben durch die deutliche Schieferung eine etwas verringerte Standfestigkeit, die bei den Gneisglimmerschiefern weiter abnimmt.

Die Schiefergneise gehen bei Zunahme des Granat- und Staurolithgehalts in mineralreiche Glimmerschiefer über.

Die mineralreichen Glimmerschiefer sind durch eine größere petrographische Vielfalt gekennzeichnet. Das Gefüge ist durch eine sehr deutliche Schieferung geprägt. Diese schwächt die Verbandsfestigkeit, so daß blättrige Ablösungen vorkommen, die durch eine Durchfeuchtung wesentlich begünstigt werden.

Die Standfestigkeit beim Tunnelvortrieb wird dementsprechend gering sein und sehr wesentlich von der Lage der Schieferung zur Tunnelachse abhängen.

Die mineralreichen Glimmerschiefer bilden Zwischenlagen in den Schiefergneisen oder auch größere selbständige Lagen, wie z.B. zwischen dem Sellrain- und Stubaital, wo ein mächtiger Zug von Glimmerschiefern unter die Kalkkögelgruppe hineinstreicht.

Die Quarzite sind aus ehemaligen Quarzsandsteinen entstanden. Sie werden nur selten Meter-mächtig und gehen durch zunehmenden Glimmer- und Feldspatgehalt in Schiefergneise über.

Eine andere Entstehung zeigen die Quarzgänge, die als Knauern, Linsen oder unregelmäßige Gänge das Altkristallin durchadern. Sie wurden in einer postkinematischen Phase der Metamorphose gebildet.

Amphibolite treten in der Ötztal-Stubai-Masse im Bereich der Tunneltrasse selten auf. Es sind zähe, etwas geschieferte und meist kompakte Gesteine mit relativ guten baugeologischen Eigenschaften.

Innerhalb der ganzen Ötztal-Stubai-Masse können die Schiefergneise im Einflußbereich von Störungsbahnen leicht phyllonitisiert werden. Die Schiefergneise werden dadurch etwas entfestigt, nachbrüchig und wasserempfindlich. Baueologisch sind sie dann als Gneisphyllonit anzusprechen. Deutlich phyllonitisierte Zonen finden sich am Nordrand an den Deckengrenzen zum Innsbrucker Quarzphyllit und am Ostrand entlang der Brennerlinie an der Grenze zum Penninikum.

3.6. Zone Meran-Mauls-Antholz

Gesteinsbestand: Schiefergneis, Gneisglimmerschiefer, Gneisphyllonit, Augengneis, Amphibolit, Quarzit.

Die Gesteinszusammensetzung gleicht im wesentlichen der Ötztal-Stubai-Masse. In der Zone Meran-Mauls-Antholz spielen die Gneisphyllonite eine größere Rolle und müssen bei einer Gebirgs-güteklassifikation berücksichtigt werden. Das Gefüge ist durch straffe Einregelung der Schieferungsflächen in die NE-Richtung gekennzeichnet, die von der Tunneltrasse unter rd. 45° geschnitten wird.

Die petrographische Ausbildung und bautechnische Bewertung der Gesteine entspricht ansonsten im wesentlichen der Ötztal-Stubai-Masse.

3.7. Schneeberger Zug

Gesteinsbestand: phyllitischer Glimmerschiefer, mineralreicher Glimmerschiefer, Karbonatgestein, Amphibolit, Quarzit, Schiefergneis.

Der Schneeberger Zug besteht aus sehr verschiedenen Gesteinstypen, die untereinander durch Übergänge verbunden sind.

Die phyllitischen Glimmerschiefer sind deutlich geschieferte, wenig kompakte, meist wasserempfindliche Glimmerschiefer mit häufiger Phyllonitisation in den Schieferungsflächen. Die Gesteine können sehr stark verfältelt sein. Die Standfestigkeit ist gering, wobei drei Faktoren bestimmend sind: die Lage der Schieferung zur Tunnelachse, die Überlagerungshöhe, die Wasserführung des Gebirges. Bei ungünstigen Verhältnissen werden sich die Gesteine druckhaft verhalten.

Die mineralreichen Glimmerschiefer zeigen eine etwas bessere Standfestigkeit. Sie sind besonders reich an Granat, der ein auffallendes Kennzeichen dieser Serie ist. Die Phyllonitisation nimmt ab, so daß die Gesteine trotz der deutlichen Schieferung eine bessere Verbandsfestigkeit besitzen. Sie sind weniger wasserempfindlich.

Die Karbonatgesteine umfassen Kalkschiefer und Marmor. Die Kalkschiefer gehen durch Zunahme des Karbonatgehalts aus Glimmerschiefern hervor, mit denen sie in reger Wechsellagerung stehen. Die Schieferungsflächen sind ebenfalls noch deutlich ausgebildet und bevorzugte Ablösungsflächen. Die reinsten Karbonatgesteine sind die zum Teil mächtigen Marmorzüge, die über lange Strecken durchstreichen. Die Gesteine sind meist grobbankig mit guter Verbandsfestigkeit. Sie enthalten öfters Quarz in Form von Linsen oder Augen. Die Marmorlagen werden von einer starken Zerklüftung durchsetzt, so daß bei entsprechender Mächtigkeit Wasserzutritte erfolgen werden. Durch die Muldenstrukturen der Marmorzüge können größere Wassermengen gespeichert werden.

Die Amphibolite kommen in verschiedener Ausbildung vor. Einmal sind es mehr massige, grobkristalline Lagen, dann wieder dünne, feinkristalline Bänder, die mit granatführenden Schiefergneisen wechseln. Die Standfestigkeit ist gegenüber den Glimmerschieferarten des Schneeberger Zugs deutlich besser.

Quarzite sind am Nord- und Südrand des Schneeberger Zugs eingelagert. Sie erreichen nur geringe Mächtigkeit.

Schiefergneise bilden mit den Kalkschiefern eine Wechsellagerung. Durch die Abnahme des Glimmergehalts erweisen sie sich als kompakter und standfester.

Generell herrschen im Inneren des Schneeberger Zugs stark schieferrige Gesteine, die teilweise phyllonitisiert sind, vor, während gegen die Außenränder mehr Schiefergneise, Quarzite und Amphibolite zunehmen.

Am Südrand des Schneeberger Zugs tritt ein allmählicher petrographischer Übergang zur mineralogisch sehr ähnlichen Laaser Serie auf. Das geotechnische Verhalten des Gebirges wird sich im Übergangsbereich nur langsam ändern. Die Laaser Serie lei-

tet wiederum zu den Schiefergneisen und Gneisglimmerschiefern der Zone Meran-Mauls-Antholz über.

3.8. Brennermesozoikum

Gesteinsbestand: Kalk, Dolomit, Mergel, Tonschiefer, Quarzit, Sandstein.

Die Hauptgesteine des Brennermesozoikums sind Kalke und Dolomite. Die Gesteine sind dünnbankig bis mittelbankig, häufig aber auch grobbankig oder massig. Die Bankigkeit ist von der stratigraphischen Stellung abhängig. Die Bankungsflächen sind eben bis leicht wellig, etwas verzahnt und meist frei von Mergelbelägen. Sie sind daher wenig ausgeprägte Ablösungsflächen. Die Gesteine werden von einer intensiven Klüftung zerbrochen, die im Einflußbereich von Störungen zu Kataklase (Zerreibung) führen kann, wodurch das Gestein zur Unkenntlichkeit zermalmt wird. Außerhalb der zerklüfteten Bereiche sind die Karbonatgesteine gut standfest.

Die Mergel treten häufig in stratigraphisch tieferen Serien des Brennermesozoikums auf. Es sind dünnschieferige, feinkörnige, leicht metamorphe Gesteine, die bei Abnahme des Karbonatgehalts in Tonschiefer übergehen können. Die wasserempfindlichen Gesteine sind stark beansprucht, oft zerschert und vermutlich wenig standfest.

Quarzite finden sich an der Basis des Brennermesozoikums am Kontakt zur Ötztal-Stubaier Masse, ebenso quarzitisches Sandsteine. Es sind dünnschieferige, plattig spaltende, gebräunte Gesteine, die durch tektonische Bewegungen zerschert wurden.

Das Brennermesozoikum stellt aufgrund der zerklüfteten Karbonatgesteine, die von niveaugebundenen Mergeln und Tonschiefern durchzogen werden, einen hervorragenden Wasserspeicher mit großem Einzugsgebiet dar.

3.9. Steinacher Decke

Gesteinsbestand: Quarzphyllit, Quarzkonglomerat, Quarzsandstein.

Das Hauptgestein ist ein Quarzphyllit, der in seiner petrographischen Zusammensetzung dem Innsbrucker Quarzphyllit teilweise entspricht. Die Phyllonitisierung in der Steinacher Decke ist aber im Durchschnitt stärker und führt zu einer Verschlechterung der bautechnischen Eigenschaften. Die Gesteine blättern entlang der phyllonitisierten Schieferungsflächen sehr leicht auf und sind stark wasserempfindlich. Die Standfestigkeit ist gering.

Quarzkonglomerate und Quarzsandsteine zeigen deutlich höhere Gesteinsfestigkeiten, bedingt durch ihren Quarzgehalt. Die Quarzeinlagerungen können feinkörnig sein (=Quarzsandstein) oder grobkörnig (Quarzkonglomerat). Die Gesteine sind geschichtet, aber besser kompakt. Die Wasserempfindlichkeit ist geringer.

3.10. Brixner Granit

Gesteinsbestand: Biotitgranit, Granodiorit, Tonalit.

Der Brixner Granit, Iffinger Tonalit und Rensengranit bestehen aus ziemlich einförmig zusammengesetzten Granitgesteinen mit meist deutlichem Biotitgehalt. Leichte Änderungen des Chemismus sind fallweise festzustellen, doch sind sie nur in petrographischer Hinsicht bemerkenswert, das baueologische Verhalten ändert sich kaum. Die Gesteine sind massige, chemisch gesunde, kompakte Granite. Normalerweise zeigen sie eine gute Standfestigkeit, die aber durch eine Zerklüftung herabgesetzt wird. Im tektonischen Bau wurde auf die besondere Stellung der Granitmassen im Gebirgsbau hingewiesen. Starke Aufklüftung, die bis zu Mylonitisierung oder Zerreibung gehen kann, findet sich vor allem am Nordrand des Brixner Granits. Die Zerklüftung begünstigt Wasserzutritte. In den wenig geklüfteten Zonen sind die Granite wegen der vermutlich hohen tektonischen Spannungen bergschlagenfällig.

3.11 Brixner Quarzphyllit

Gesteinsbestand: Quarzphyllit, quarzitische Schiefer, Schiefergneis, Amphibolit, Quarzdiorit.

Es sind deutlich geschieferte, oft gefältelte, kompakte quarzitische Schiefer oder Phyllite, wobei auch hier der Name "Phyllit", ähnlich wie beim Innsbrucker Quarzphyllit, baueologisch nicht ganz gerechtfertigt ist. Die Phyllonitisierung ist gering und hat im tektonisch wenig beanspruchten Gebirge wenig Einfluß auf die Standfestigkeit. Das trifft auch für den vom Basistunnel berührten Bereich des Brixner Quarzphyllits zu. Hier wurde der Quarzphyllit durch den Brixner Granit chemisch leicht verändert, wodurch sich die Gesteinsfestigkeit erhöht hat. Im allgemeinen sind die Gesteine wenig nachbrüchig und werden bei geringer Überlagerung relativ gute Vortriebsverhältnisse bieten.

Im Einflußbereich von Störungen verschlechtert sich das Gebirgsverhalten durch Zunahme der Phyllonitisierung. Als Einlagerungen im Brixner Quarzphyllit finden sich Schiefergneise, Amphibolite und Quarzdiorite (=Klausenite). Diese härteren und weniger geschieferten Gesteine sind von einer intensiven Klüftung durchzogen und meist auch durch Störungen vom umgebenden Quarzphyllit getrennt.

3.12. Bozner Quarzporphyr

Gesteinsbestand: Quarzporphyr, Tuff, Lava, vulkanische Breccie und Konglomerat.

Der Quarzporphyr ist das dominierende Gestein. Es ist ein massiger, grobbankiger Porphyr mit großer Festigkeit und hoher Verwitterungsresistenz. Die Standfestigkeit ist gut, sie wird hauptsächlich durch die Klüftung beeinflusst. Eine Verschlechterung des Gebirgsverhaltens erfolgt beim Auftreten von Mineralzersetzungen, die das Gefüge auflockern. Der Quarzporphyr ist in geklüfteten Partien wasserdurchlässig, bei hoher Über-

lagerung fallweise bergschlagenfällig.

Im Quarzporphyr treten als Einlagerungen Tuffe, Laven, vulkanische Breccien und Konglomerate auf.

Das Gebirge wird damit inhomogen aufgebaut, so daß rasch wechselnde Gesteinsfolgen durchörtert werden müssen. Diese Gesteine sind häufig geschichtet, nachbrüchig, zersetzt und weniger fest als der Quarzporphyr.

4. Gefüge

Aus Gefügedaten lassen sich einige Hinweise auf die bautechnischen Schwierigkeiten des Tunnelvortriebs ableiten. Es sind dies im besonderen die Lage der Schieferung oder Schichtung im Zusammenhang mit der B-Achse und die Lage der Kluftsysteme zur Tunnelachse. So wichtig diese Faktoren für den Tunnelbau auch sind, so schwierig ist selbst bei lückenloser Kenntnis dieser Daten ihre quantitative Abschätzung für das Gebirgsverhalten und die Bestimmung der Gebirgsgüteklassen. Die Schwierigkeiten werden weiter erhöht, wenn die Einschaubarkeit des Gebirges im Bereich der Tunneltrassen infolge großer Überlagerung schlecht ist und die geologische Prognostizierbarkeit unsicher ist.

Um die Gefügedaten richtig interpretieren zu können, ist es notwendig, sie für die gesamten Tunneltrassen vollständig zu kennen. Diese Forderung ist zur Zeit nicht erfüllbar und muß Aufgabe einer geologischen Detailuntersuchung sein. Daher wird im jetzigen Projektierungsstadium auf eine Detailbeschreibung dieser Gefügedaten verzichtet. Die generellen Angaben bezüglich der Lage der Schieferung oder Schichtung finden sich beim tektonischen Bau und bei der Beschreibung des Großschollenbaus des Gebirges im Zusammenhang mit dem mutmaßlichen Spannungszustand des Gebirges. Eine graphische Darstellung wird in den geologisch-geotechnischen Prognoselängenschnitten der Tunneltrassen gegeben.

Angaben über die Lage der Klüftung zur Tunnelachse können dem Plan Tektonische Strukturen des Brennergebiets entnommen werden. Hier sind die wichtigsten Störungsbahnen eingetragen, die zugleich die Richtung der Hauptklüftung dokumentieren. Die großräumigen Belastungsrichtungen und die tektonischen Bewegungen, die zur Ausbildung der Klüfte geführt haben, wurden bereits erläutert.

Für einzelne Bereiche liegen von der Schule SANDER ausgezeichnete Gefügebeobachtungen vor. Es ist bei den weiteren Untersuchungen anzustreben, diesen hohen Wissensstand auf das gesamte Gebiet auszudehnen.

5. Geologisch-geotechnische Prognoselängenschnitte

5.1. Allgemeines

In diesen Längenschnitten wurde versucht, die bis jetzt gesammelten geologischen Erkenntnisse in einer überschaubaren Form darzustellen. Das bedingt zwangsläufig eine Schematisierung und Vereinfachung der natürlichen Verhältnisse, so daß die Längenschnitte nur in Verbindung mit der ausführlicheren geologischen Beschreibung zu interpretieren sind.

Ausgangspunkt für die geotechnische Bewertung sind die geologischen Längenschnitte längs der Tunneltrassen. Sie wurden unter Berücksichtigung möglichst vieler bereits vorhandener Unterlagen konstruiert, wobei in verschiedenen Zonen die geologischen Ansichten über den Gebirgsbau auseinandergehen. Die Längenschnitte sind daher keine in allen Punkten gesicherte Aussage, sondern sie stellen die für den Verfasser momentan wahrscheinlichste Auffassung dar. Die geologisch unsicher zu prognostizierenden Bereiche wurden in einer eigenen Rubrik dargestellt und müssen durch spätere geologische Detailuntersuchungen und Aufschlußmaßnahmen geklärt werden. Für diese Zonen sind Abschätzungen über das geotechnische Verhalten des Gebirges zur Zeit nur beschränkt möglich.

In diesen Längenschnitten wurden größere Gebirgszonen zusammenfassend typisiert, so daß die Darstellung nur eine Vorstellung vom durchschnittlichen Gebirgsverhalten gibt.

Bei der Bewertung der verschiedenen Faktoren wurde eine Dreiteilung gewählt, wobei weiße Flächen günstige, schwarze hingegen ungünstige Verhältnisse zeigen. Eine Gewichtung der einzelnen Parameter ist damit noch nicht möglich, es fehlen dafür teilweise noch theoretische Unterlagen.

Die Längenschnitte erlauben aber eine rasche Orientierung über die vermutliche Verteilung von bautechnisch schwierigen Abschnitten.

5.2. Überlagerung

Die Unterteilung der Überlagerung in drei Bereiche mit 750 m-Intervallen beruht zum Teil auf den Erkenntnissen des Simplontunnels (SCHMIDT, 1907). Eine quantitative Abschätzung der bautechnischen Schwierigkeiten mit zunehmender Überlagerung ist nicht exakt möglich; hier helfen Vergleiche mit bereits ausgeführten Tunnelbauwerken.

Die Höhe der Überlagerung nimmt auf die Relieflinie und nicht auf das topographische Profil Bezug. Die Relieflinie wurde nach ANDREAE (1953) bestimmt und ist ein Geländeprofil mit mittleren Höhen, die aus Querprofilen mit einer Breite gleich der Überlagerungshöhe beidseitig der Tunnelachse bestimmt werden.

5.3. Intensität der Schichtung oder Schieferung

Unter Schichtflächen werden sedimentär entstandene Trennflächen verstanden, unter Schieferung solche, die durch Druck in Verbindung mit höherer Temperatur gebildet wurden. Schieferungsflächen

können, müssen aber nicht mit den ursprünglichen Schichtflächen übereinstimmen. Die Klassifikation der Intensität drückt nur das allgemeine Verhalten eines größeren Gebirgsabschnitts aus und kann nicht auf alle Gesteinstypen Rücksicht nehmen. Die Schicht- oder Schieferungsflächen müssen als Trennflächen fungieren, um in das Schema aufgenommen zu werden. Ein kompakter Gneis, dessen Schieferungsflächen keine Trennflächen sind, wird in diesem Sinn als grobbankig oder massig klassifiziert.

5.4. Generelle Lage der Schichtung oder Schieferung zur Tunnelachse

Wie schon unter Abschnitt 4 kurz erläutert, können in der jetzigen Planungsphase Gefügedetails noch nicht angegeben werden. Außerdem erscheint es überhaupt fraglich, ob bei der hohen Überlagerung und der schlechten Einschaubarkeit des Gebirges das Gefüge aus den Obertagaufschlüssen verlässlich in tiefe Gebirgs- teile übertragbar ist.

Der baueologische Längenschnitt gibt daher nur die Tendenz an, ob das Gefüge generell günstig oder ungünstig zur Tunnelachse angeordnet ist. Die Angaben wurden unter Beachtung der großräumigen geologischen Lagerungsverhältnisse gemacht.

5.5. Tektonische Beanspruchung des Gebirges

Details über Kluftsysteme, Stellung zur Tunnelachse, Durchtrennungsgrad, Beschaffenheit der Kluftflächen usw. müssen in einer Detailplanung erarbeitet werden.

Um aber trotzdem geologische Informationen über den Einfluß der Tektonik auf das Gebirgsverhalten geben zu können, wurden in dieser Rubrik die vermutlich wichtigsten tektonisierten Zonen eingetragen. Ihre Verbreitung wurde aus dem großtektonischen Bau, der Großschollenstruktur des Gebirges, den großräumigen Spannungsverhältnissen und der Seismotektonik abgeleitet. Die tektonisch stark beanspruchten Zonen stehen mit Deckengrenzen oder großen Störungen im Zusammenhang. Eine genauere quantitative Unterteilung der tektonischen Beanspruchung in Form des Zerlegungsgrads muß vorerst noch offen bleiben.

5.6. Störungszonen

Die Ausbildung von Störungszonen in der Tiefe und ihr geotechnisches Verhalten können nur bei günstigen Bedingungen angesehen werden, z.B. wenn baueologische Erfahrungen von bestehenden Tunnelbauwerken vorliegen.

Die Störungszonen wurden in zwei Kategorien unterteilt, um eine gewisse Wertung in Haupt- und Nebenstörungen zu ermöglichen. Hauptstörungen bilden im Gebirgsbau eine entscheidende Rolle, sie trennen meist verschiedene Deckensysteme oder andere große tektonische Einheiten und lassen sich häufig über mehrere Kilometer verfolgen. Entlang dieser ist eine starke Mylonitisierung zu erwarten.

Die Nebenstörungen, mit kleinerem Ausmaß, sind meist nur innerhalb einer tektonischen Einheit ausgebildet.

Nicht ausgeschlossen sind die zahlreichen kleinen Störungen, die

zwar an der Oberfläche zu beobachten sind, deren Tiefgang aber eher unsicher ist.

Außerdem können überall im Tunnel kleinere Störungen angefahren werden, die nicht bis zur Erdoberfläche reichen und daher nicht vorhersehbar sind.

5.7. Tektonische Spannungen

Unter tektonischen Spannungen werden hier nur solche Spannungen verstanden, die Restspannungen früherer tektonischer Bewegungen sind, oder als Folge von rezenten Krustenbewegungen angesehen werden können. Spannungen, die aus der normalen Überlagerung resultieren, werden hier nicht berücksichtigt.

Die Kenntnis des Spannungszustands für das Tunnelniveau ist außerordentlich wichtig, aber sehr schwer anzugeben (MÜLLER, 1963). Wegen der großen Bedeutung wurde stets versucht, Hinweise auf mögliche Spannungen zu finden und auszuwerten. Eine umfassende Darstellung und mögliche Interpretation findet sich bei der Beschreibung des Großschollenbaus des Gebirges und der Seismotektonik.

Die Eintragungen in den Längenschnitten wurden daraus abgeleitet. Wegen der großen Unsicherheit der Prognose über Spannungen konnte nur mit möglich oder wahrscheinlich klassifiziert werden. Prinzipiell können bei Tunneln mit hoher Überlagerung Spannungskonzentrationen nicht ausgeschlossen werden.

5.8. Bergschlag

Der Bergschlag ist eng von den Spannungsverhältnissen des Gebirges abhängig. Für ihn sind sowohl die Spannungen, die aus der Überlagerung entstehen, als auch gerichtete tektonische Spannungen ausschlaggebend. Bergschlag tritt generell in wenig geschieferten und geklüfteten, kompakten, spröden Gesteinen auf. Er kann bereits bei sehr geringer Überlagerung wirksam werden, andererseits kann im entspannten Gebirge auch bei hoher Überlagerung die Bergschlagtätigkeit stark zurückgehen.

Es besteht eine gewisse gegenseitige Abhängigkeit von Bergwasserführung und Bergschlag: starke Bergwasserzirkulation steht wegen der Entspannung des Gebirges im Widerspruch zu Bergschlag und umgekehrt. Im Tunnelbau sind aber auch genügend Ausnahmen von dieser Regel bekannt geworden.

Bergschlag wurde in den entsprechenden Gesteinen als möglich bis wahrscheinlich erachtet, wenn die Überlagerung über 750 m steigt. Die Grenzziehung bei 750 m Überlagerung ist nur ein Notbehelf, weil Bergschlag natürlich auch früher oder später erfolgen kann. Mit dieser Grenze wurde wieder auf die Erfahrungen des Simplontunnels zurückgegriffen (SCHMIDT, 1907).

5.9. Wasserdurchlässigkeit des Gebirges

Die Wasserdurchlässigkeit des Gebirges hängt im wesentlichen vom räumlichen Kluftflächenanteil, der freien Kluftfläche und dem Durchtrennungsgrad ab. Die Gesteinsdurchlässigkeit spielt hingegen kaum eine Rolle. Nur wenn das Gestein weitgehend gelockert und entfestigt ist, z.B. in Vergrusungszonen von

Gneisen und Graniten oder in porösen Rauhdecken, kann die Gesteinsdurchlässigkeit für die Gebirgsdurchlässigkeit wichtig werden.

Die Gebirgsdurchlässigkeit ist in stark zerklüfteten oder zerrütteten Zonen, wenn diese nicht mylonitisiert sind, naturgemäß am größten. Die Wasserdurchlässigkeit hängt damit primär vom Gebirge und nicht vom Gestein ab. Diese Erscheinung wird aber durch gewisse petrographische Eigenschaften der Gesteine überprägt. Feinkörnige, glimmerreiche Gesteine neigen bei Zerklüftung dazu, Klüftfüllungen zu bilden, die die Wasserwegigkeit des Gebirges herabsetzen. Spröde Gesteine wie Granite, Kalke oder Dolomite haben hingegen sehr häufig offene Klüfte und erlauben eine gute Wasserzirkulation.

Die Wasserdurchlässigkeit wurde in drei Kategorien gegliedert. Die Wasserdurchlässigkeit des Gebirges sagt noch nichts über den tatsächlichen Wasseranfall aus. Stark wasserdurchlässiges Gebirge hat aber eine bedeutend höhere Wahrscheinlichkeit für Wassereinbrüche als geringer durchlässiges.

5.10. Wassereinbrüche

Die Vorhersage von Wassereinbrüchen stellt die geologische Prognose vor sehr große Probleme. Grundsätzlich können in tiefliegenden Tunneln für keine Strecke Wassereinbrüche ausgeschlossen werden. Dennoch gibt es einzelne Bereiche, deren geologische Konzeption solche eher wahrscheinlich machen.

Das vermutlich am stärksten wasserführende Gebirge ist das Brennermesozoikum. Dafür sprechen folgende Indizien:

- intensive Bruchtektonik in der mesozoischen Schichttafel,
- große Versickerungsgebiete in den Karen und Tälern,
- geringer oberirdischer Abfluß,
- dünne Vegetationsdecke,
- Muldenbau des Brennermesozoikums.

Weiter gefährdete Gebiete dürften die Karbonatgesteinszüge der Schieferhülle sein, die Tarntaler Serie, Teile des Zentralgneises und des Brixner Granits sowie Deckengrenzen oder andere große Störungen.

Noch unsicherer als die Prognose über das Auftreten von Wassereinbrüchen ist die Vorhersage über die dabei anfallende Wassermenge. Eine Berechnung ist praktisch nicht möglich, da viele unbekannte Faktoren mitberücksichtigt werden müssen. Beobachtungen in ähnlich situierten Stollenanlagen mahnen zur Vorsicht. KÖNZ (1969) hat aus den Engadiner Dolomiten, die dem Silvrettakristallin angeschoben wurden, große Wassereinbrüche beschrieben. Beim Bau der Engadiner Kraftwerke fielen auf einer Strecke von rd. 3000 m insgesamt 1400 l/sec beim Vortrieb an. Wassereinbrüche erfolgten mit einem Druck von 25 bar, wobei zur Überwindung einer wasserführenden Kluft rd. 1 Jahr benötigt wurde. Wassereinbrüche von 1000 l/sec sind auch aus dem Simplontunnel bekannt geworden.

Es erscheint daher durchaus realistisch, wenn beim Anfahren des Brennermesozoikums, speziell bei Trasse FS-UIC-74 Wassereinbrüche in der gleichen Größenordnung angenommen werden.

Um die Wasserführung des Gebirges besser verstehen zu lernen,

müssen bei einer Detailplanung auch umfangreiche hydrogeologische Untersuchungen durchgeführt werden.

5.11. Betonaggressive Wässer

Wasserzutritte können durch verschiedene gelöste Stoffe wie Sulfate und freie Kohlensäure betonaggressiv sein. Aggressive Wässer treten in der Tarntaler Serie durch Gipsvorkommen auf, weiters in der Oberen Schieferhülle (z.B. Tauerntunnel) und auch im Zentralgneis.

Aggressives Verhalten kann aber auch durch andere Mineralkonzentrationen erfolgen, insbesondere, wenn das Bergwasser aus tieferen Gebirgstellen aufsteigt. Es besitzt dann meist erhöhte Temperatur und verstärkte Lösungskraft. Das Brennergebiet ist reich an mineralhaltigen Wässern. Aus ihrer Verteilung können bei einer Detailplanung vermutlich Rückschlüsse auf das Vorkommen von aggressiven Wässern im Tunnel gezogen werden.

Eine Übersicht über die Mineralquellen gibt KLEBELSBERG (1935). In den baueologischen Längenschnitten wurde das Auftreten von betonaggressiven Wässern fallweise erwähnt. Der Kenntnisstand darüber ist für die Tunneltrassen noch sehr unterschiedlich.

5.12. Radioaktivität

Gesteigerte Radioaktivität von Bergwasser kann darauf hindeuten, daß das Wasser aus größerer Tiefe aufsteigt. Im allgemeinen ist der direkte Einfluß der Radioaktivität auf den Tunnelbau gering und kaum zu beachten. Die sekundäre Beeinflussung kann aber größer sein, da radioaktives Wasser oft erhöhte Temperatur besitzt und damit häufig auch andere aggressive Stoffe gelöst hat.

KLEBELSBERG (1935) gibt folgende Quellen an:

- Scheiberhofquelle bei Tscherms (Meran) aus dem Ultner Tonalit: bis 40,5 Mache-Einheiten (ME),
- Brennerbad: 1,3 ME, Temperatur 21,6-22,9°C, Schüttung 40-50 l/sec,
- Felperbach (Steinach): 60 ME,
- Brixner Trinkwasserquellen: schwach radioaktiv,
- Hintertux (Zillertal): schwach radioaktive Therme,
- Bad Salomonsbrunn (Antholz): 27,7 ME.

Der Großteil der radioaktiven Quellen steht mit Graniten und Gneisen in Zusammenhang, die bekanntlich eine leicht erhöhte Radioaktivität besitzen. Im Brennergebiet sind dies der Zentralgneis und der Brixner Granit. Es ist aber sehr wahrscheinlich nicht zu erwarten, daß in diesen tektonischen Einheiten die Radioaktivität auf Tunnelniveau über die zulässigen Werte der Arbeitsplatzkonzentration steigt. Starke Radioaktivität in der Tiefe müßte auch an der Oberfläche nachweisbar sein.

In der Detailplanung sollte dieser Fragenkomplex abgeklärt werden.

5.13. Temperaturprognose

Die Felsursprungstemperaturen wurden für den Basistunnel bei Trasse Ost und West nach dem Verfahren von KÖNIGSBERGER & THOMA (1906, 1908), welches von ANDREAE (1953) wiederentdeckt und sehr übersichtlich dargestellt wurde, berechnet. Dieses Verfahren beruht auf Untersuchungen der Temperaturverhältnisse der großen Bahntunnel durch die Alpen, die von KÖNIGSBERGER, THOMA & GOELZ zu Beginn dieses Jahrhunderts durchgeführt wurden, und geriet offensichtlich mangels geeigneter Anwendungsmöglichkeiten in der Folge in Vergessenheit. Das Berechnungsverfahren wurde in Fortran IV programmiert und die Berechnungen auf der hauseigenen EDV-Anlage durchgeführt.

Als Grundlinie diene jeweils ein Längenschnitt, bei dem die Relieflinie nach THOMA ermittelt wurde. Die Höhe der Relieflinie an einem Punkt ist die mittlere Höhe eines Geländequerprofils senkrecht zur Tunnelachse, dessen Breite der doppelten Überlagerungshöhe entspricht. Der somit erhaltene Relieflängenschnitt wurde in Berechnungsabschnitte unterteilt, wobei jeder Abschnitt so gewählt ist, daß dieser einer halben Wellenlinie (vom Tal bis zum Berg oder umgekehrt) entspricht. Die Bodentemperaturen für den Anfang und das Ende eines jeden Abschnitts wurden nach der Formel von NIETHAMMER

$$T = t_0 - \frac{h}{100} \beta \text{ berechnet.}$$

Darin bedeutet T die Bodentemperatur eines Punktes in der Seehöhe h, t_0 diejenige auf Meereshöhe und β eine Konstante. Die Konstanten t_0 und β wurden für das Gebiet Innsbruck bis zum Brenner aus dem langjährigen Jahresmittel der Lufttemperatur einzelner Ortschaften im Planungsgebiet (Quelle: Hydrographisches Jahrbuch von Österreich 1971) ermittelt und betragen:

$$t_0 = 11,0^\circ\text{C} \quad \beta = 0,450$$

In Höhe der jeweiligen Tunnelröhre wurden Gesteinsbereiche gleicher Wärmeleitfähigkeit ermittelt. In jedem dieser Bereiche wurde mit einem einheitlichen Normalgradient gerechnet. Traten in einem Berechnungsabschnitt mehrere Bereiche mit verschiedenen Normalgradienten auf, so wurde der ganze Abschnitt mit jedem Normalgradienten durchgerechnet, die Temperaturen jedoch nur für den entsprechenden Bereich aufgetragen. Die errechneten maximalen Gebirgstemperaturen auf Tunnelhöhe betragen bei Trasse Ost zwischen 52 und 56°C und treten unter den Bergkämmen nördlich und südlich des Pfitscher Tals auf.

Bei Trasse West erreichen die höchsten Gebirgstemperaturen Werte von 50 bis 55°C und treten unter den Bergen zwischen Gschnitz- und Passeiertal auf.

Obwohl KÖNIGSBERGER et al. (1908) an zahlreichen großen Tunnelbauten nachweisen konnten, daß ihr Verfahren unter bestimmten Voraussetzungen richtige Werte liefert, müssen die Ergebnisse der Berechnung sehr kritisch überprüft werden.

Für den Brennerbereich treffen gerade die zwei wichtigsten Vor-

aussetzungen für eine rechnerische Erfassung des Temperaturverlaufs im Gebirge nicht immer zu: es kann weder lokale Wärmeabfuhr durch Wasserzirkulation, noch Wärmezufuhr ausgeschlossen werden.

Es ist aufgrund von geologischen Überlegungen zu erwarten, daß die Ötztal-Stubaier Masse als tektonisch höhere Einheit aus der Tiefe her weniger erwärmt wird als das Penninikum als tiefste Einheit. Außerdem zeigt die Ötztal-Stubaier Masse deutliche Entspannungserscheinungen mit kräftiger Wasserzirkulation, während das Penninikum noch stärker eingespannt und daher etwas weniger wasserführend sein dürfte.

Um geologisch besser gesicherte Aussagen über die Felstemperatur machen zu können, empfiehlt es sich, die geothermische Tiefenstufe im Zuge der Aufschließungsmaßnahmen für die Schächte laufend zu messen. Die errechnete Kurve des Temperaturverlaufs kann dann an diesen Punkten geeicht werden.

5.14. Gasführung

Bezüglich der Gasführung des Gebirges liegen kaum Erfahrungen vor. Im allgemeinen ist die Gasführung in kristallinen Gesteinen sehr gering, zum Unterschied von Sedimenten. Gashaltig könnten die kohleführenden Schichten der Steinacher Decke sein, die bei Trasse Ost und Trasse West nicht angefahren wird. Die Schieferhülle erwies sich bei den bisher durchgeführten Tunnelbauten als gasfrei.

6. Gebirgstypen

Die Gebirgstypologie soll eine zusammenfassende Betrachtung und Bewertung der einzelnen geologischen Faktoren ermöglichen, die bisher beschrieben wurden. Sie versucht, vor allem die Gesteinstypen, das Gefüge, die Spannungsverhältnisse und die Wasserverhältnisse untereinander in Beziehung zu setzen, um eine Grundlage für die Gebirgsgüteklassifikation zu erarbeiten. Die Gebirgstypologie kann nur auf den bis jetzt vorliegenden geologischen Daten aufbauen und muß gegebenenfalls bei späteren Detailuntersuchungen abschnittsweise neu formuliert werden. Die tektonischen Einheiten wurden 6 Gebirgstypen zugeordnet, die aber nicht Gebirgsgüteklassen gleichgesetzt werden dürfen. Die Charakterisierung der Typen bezieht sich auf ein durchschnittliches Gebirgsverhalten. Große Störungen oder andere geotechnisch ungünstige Zonen wurden als eigener Gebirgstyp klassifiziert.

Gebirgstyp A:

Er ist durch massige, ungeschieferte, kompakte Gesteine mit großer Härte gekennzeichnet, die ein petrographisch homogenes Gebirge aufbauen. Es ist wasserunempfindlich und chemisch gesund. Das Gebirge zeigt Spröbruchverhalten. Die Standfestigkeit der Gesteine ist sehr gut, eine Schwächung tritt nur durch die Klüftung ein.

Die Gesteine neigen bei höherer Überlagerung und geringer Zerklüftung zu Bergschlag, der bei vorhandenen Restspannungen kräf-

tig erfolgen kann. In zerklüfteten oder gestörten Gebirgszonen kann Bergwasser zutreten.

Gebirgstyp B:

Er umfaßt massige oder leicht geschieferte kompakte Gesteine mit großer Härte. Petrographische Unterschiede machen sich baugologisch nicht bemerkbar, so daß das Gebirge noch homogen ist. Die Gesteine sind wasserunempfindlich und chemisch gesund, Das Gebirge zeigt Spröbruchverhalten. Die Standfestigkeit der Gesteine wird vor allem durch die Klüftung, weniger durch die Schieferung beeinflußt, an der es zu plattenförmigen Ablösungen kommen kann.

Die Gesteine neigen bei hoher Überlagerung und geringer Zerklüftung zu Bergschlag, der in geschieferten Zonen schwächer auftritt. Zerklüftete oder gestörte Bereiche sind wasserführend.

Gebirgstyp C:

Er beinhaltet deutlich geschieferte, verschieden kompakte Gesteine mit unterschiedlicher Härte. Das Gebirge besteht aus gneisigen und schiefrigen Lagen. Das Auftreten von Schiefen oder eine Phyllonitisation schwächen die Verbandsfestigkeit. Die Gesteine sind leicht wasserempfindlich, teilweise etwas zersetzt. In Klüften können sekundär gebildete Tonminerale auftreten. Das Gebirge verhält sich noch überwiegend sprö, bei höherer Überlagerung und stark schieferiger oder phyllonitischer Ausbildung sind plastische Deformationen bereits möglich. Die Standfestigkeit ist in den kompakten Lagen noch relativ gut, ansonsten durch Schieferung und Klüftung deutlich vermindert. Sehr häufig erfolgen entlang der Schieferungsflächen Plattenablösungen. Die Wasserführung des Gebirges ist unterschiedlich und meist an größere Störungsbahnen gebunden.

Gebirgstyp D:

Er ist durch stark geschieferte, häufig phyllonitisierte Gesteine mit geringer Härte gekennzeichnet. Die Verbandsfestigkeit ist im allgemeinen gering, sie wird durch Einlagerung von härteren, nicht phyllonitisierten Gesteinen etwas erhöht. Es treten zahlreiche Gesteinstypen auf, die ein inhomogenes Gebirge aufbauen. Die Gesteine sind überwiegend wasserempfindlich und häufig etwas zersetzt, in den Klüften sind sekundär gebildete Tonminerale vorhanden.

Bei Durchnässung können leichte Quellerscheinungen auftreten. Das Gebirge verformt sich bei hoher Überlagerung überwiegend plastisch, Spröbruch tritt in seicht liegenden Tunnelabschnitten auf.

Die Standfestigkeit der Gesteine wird vor allem durch die Lage der Schieferung und Klüftung zur Tunnelachse bestimmt und ist nur mehr gering. Das Gebirge erfordert Stabilisierungsmaßnahmen. Die Bergwasserzutritte sind gering und hauptsächlich auf Störungsbahnen beschränkt.

Gebirgstyp E:

Er umfaßt dünnstiefrige, dünnblättrige, stark phyllonitische Gesteine mit sehr geringer Härte. Die Verbandsfestigkeit in den Schieferungsflächen ist sehr gering. Das Gebirge kann Einlagerungen von mürben, quellenden oder vertalkten Gesteinen aufwei-

sen. Sekundäre Tonminerale sind sehr häufig. Die Gesteine sind sehr stark wasserempfindlich und chemisch meist zersetzt oder umgewandelt. Bei Durchfeuchtung erfolgt sehr rasch eine Quellung.

Das Gebirge besteht aus verschiedenen Gesteinstypen mit unterschiedlichen geotechnischen Eigenschaften. Es verformt sich auch bei geringer Überlagerung plastisch und erfordert umfangreiche Stabilisierungsmaßnahmen.

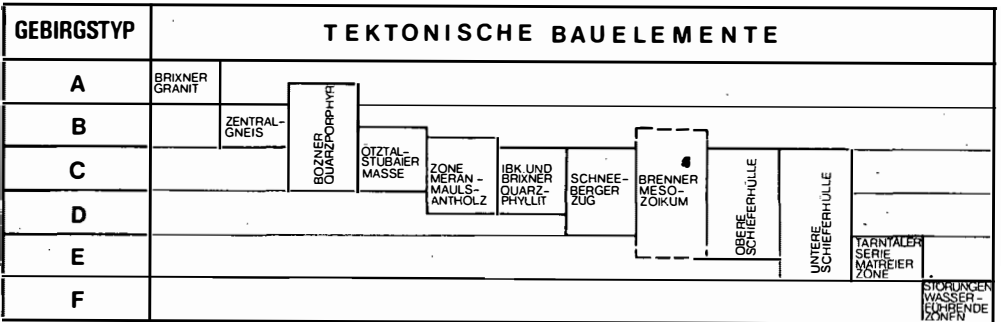
Die Standfestigkeit ist äußerst gering und macht beim Vortrieb sofortige Stützmaßnahmen notwendig. Bergwasserzutritte können entlang von Störungen oder Gesteinsgrenzen erfolgen und führen zu einer breiartigen Erweichung des Gebirges.

Gebirgstyp F:

Es sind tektonisch stark geschieferte, zerscherte oder zerriebene Gesteine, die den Charakter eines Lockergesteins annehmen können. Das Gebirge wurde tektonisch überbeansprucht. Eine Verbandsfestigkeit ist praktisch nicht mehr gegeben, beim Öffnen des Hohlraums beginnt sich das Gebirge sofort zu verformen. Die Gesteine sind äußerst wasserempfindlich und stark quellend. Es können Wassereinbrüche in Verbindung mit Materialeinschwemmungen auftreten.

Die Beherrschung des Gebirges kann Sondermaßnahmen erfordern.

In der nachstehenden Abb. 12 wurde versucht, die tektonischen Einheiten den oben beschriebenen Gebirgstypen zuzuordnen. Wie jedes schematische Bild, so zeigt auch diese Aufstellung die natürlichen Verhältnisse stark vereinfacht. Sie soll der groben Orientierung über das Verhalten der verschiedenen Einheiten dienen.



VERTEILUNG DER GEBIRGSTYPEN AUF TEKTONISCHE BAUELEMENTE

ABB.12

Diesen Gebirgstypen lassen sich Gebirgsgüteklassen zuordnen, die im Plan Einlage Nr. 21 festgelegt sind. Bei der Übertragung der Gebirgsgüteklassen auf die Gebirgstypen ist zu beachten, daß

nur das durchschnittliche Gebirgsverhalten klassifiziert wird und weder stark positive oder negative Abweichungen berücksichtigt werden können. Schlechte Gebirgszonen mit entsprechender Mächtigkeit werden als eigener Gebirgstyp im geologisch-geotechnischen Prognoselängenschnitt ausgeschieden.

Abb. 13 zeigt die geschätzte Aufteilung der Gebirgsgüteklassen auf die Gebirgstypen.

GEBIRGSTYP	GEBIRGSGÜTEKLASSEN						
	I	II	III	IV	V	VI	VII
A	■	■	■				
B		■	■	■			
C			■	■	■		
D				■	■	■	
E					■	■	■
F					■	■	■

GEBIRGSTYPEN MIT ZUGEORDNETEN GEBIRGSGÜTEKLASSEN

ABB.13

7. Geologischer Trassenvergleich

7.1. Allgemeines

Die Entscheidung, welche Trasse zur Ausführung kommen soll, ist eine sehr komplexe geologische, technische, betriebliche, wirtschaftliche und politische Fragestellung, die nur bei einer Gesamtbetrachtung der Probleme gelöst werden kann.

Im vorliegenden Bericht werden die Trassen aus geologischer Sicht verglichen.

Dieser Vergleich bezieht sich auch auf bereits vorgelegene Trassenführungen wie SARDAGNA-MARIN, PUCCIO, NEUNER und FS-UIC-74.

Die geologisch beste Trasse soll möglichst geringe geologische Risiken bieten.

Als besondere geologische Risiken werden angesehen:

- Gebirgszonen mit schlechter Prognostizierbarkeit,
- Gesteine oder tektonische Bauelemente mit ungünstigen geotechnischen Eigenschaften,
- Durchörterung von wasserführendem Gebirge,
- Gebirgszonen mit hohen Spannungskonzentrationen,
- Durchörterung von Deckengrenzen oder von großen Störungszonen.

Bei Berücksichtigung dieser Faktoren haben alle technisch möglichen Trassen geologische Risiken, so daß sich keine Linie von vornherein anbietet. Ein Trassenvergleich ist daher nur möglich, wenn alle zur Zeit erkennbaren Vor- und Nachteile abgewogen werden.

Bei der Trassenfestlegung wurde von den bestehenden Varianten ausgegangen. Durch eine sorgfältige geologische Bearbeitung ergab sich, daß durch Änderung in gewissen Streckenabschnitten geologisch bessere Zonen mit geringerem Risiko durchörtert werden können.

7.2. Beschreibung der bisher vorliegenden Vorschläge

7.2.1. Vorschlag Sardagna-Marin

Er sieht einen Tunnel zwischen Sterzing und Innsbruck vor. Der Tunnel durchörtert Penninikum und Ostalpin, und zwar Obere Schieferhülle, Tarntaler Serie, Innsbrucker Quarzphyllit, Ötztal-Stubaier Masse, Brennermesozoikum und eventuell die Steinacher Decke (VENZO & FUGANTI, 1969).

Er verläuft unterhalb oder nahe der Brennerfurche, die das Penninikum vom Ostalpin trennt. Die Folge davon sind schlechte Prognostizierbarkeit, schleifender Schnitt mit flachliegenden Deckengrenzen und hohe Spannungskonzentrationen, so daß schwierige geotechnische Gebirgszonen über lange Strecken auftreten werden (HEISSEL, 1978). Ein besonderes Problem bildet die große wasserführende Mulde des Brennermesozoikums, die mit großer Wahrscheinlichkeit angefahren wird. Für diesen Abschnitt müssen Wassereinträge erwartet werden.

7.2.2. Vorschlag Puccio

Die Trasse verbindet Sterzing mit Matri bzw. Steinach. Sie durchörtert Penninikum und Ostalpin, und zwar Obere Schieferhülle, Tarntaler Serie, Ötztal-Stubaier Masse, Brennermesozoikum und die Steinacher Decke (VENZO, 1978).

Sie verläuft unterhalb oder nahe der Brennerfurche, so daß schlechte Prognostizierbarkeit, schleifender Schnitt mit flachliegenden Deckengrenzen und hohe Spannungskonzentrationen die Folge sind.

Nach VENZO (1978) sind alle Formationen stark tektonisch beansprucht und von Myloniten zerlegt.

Wassereintritte sind für die gesamte Strecke zu erwarten, konzentriert etwa für 5 km Länge. Die Winkel der inneren Reibung betragen für 21 km Länge nur 20-30° (VENZO, 1978). Es sind daher auf rund 90% der Tunnelstrecke schwierige Gebirgsverhältnisse zu erwarten. Die Wassereinträge beim Durchörtern des Brennermesozoikums sind ein sehr großes geologisches Risiko.

7.2.3. Vorschlag Neuner

Er verbindet mit einem Basistunnel Innsbruck und das Passeiertal. Für die Lage des Südportals wurden Varianten ausgearbeitet; im hier behandelten Vorschlag 1977 ist das Südportal in Saltaus vorgesehen. Der Tunnel führt durch Innsbrucker Quarzphyllit, die

Ötztal-Stubaier Masse, das Brennermesozoikum, den Schneeberger Zug und die Zone Meran-Mauls-Antholz. Obwohl diese tektonischen Bauelemente alle dem Ostalpin angehören, zeigen sie im einzelnen petrographische Unterschiede. Diese Trasse hat als schwerwiegenden geologischen Nachteil, daß das Brennermesozoikum bzw. die Steinacher Decke auf rd. 20 km Länge die tiefere Ötztal-Stubaier Masse bedecken. Zwischen dem Schacht Mieders-Stubai und Schacht Pflersch-Ladurns ist die Ötztal-Stubaier Masse dadurch der direkten Beobachtung entzogen. Für diesen Abschnitt, der rund 1/3 der gesamten Tunnellänge einnimmt, können die geologischen Verhältnisse im Tunnelbereich nur schlecht prognostiziert werden. Die schlechte Prognostizierbarkeit betrifft nicht nur die Gesteinszusammensetzung, Lagerungsverhältnisse, Lage von Störungen, Kluftsysteme usw., sondern auch den großtektonischen Bau, da man seit 1975 durch eine Tiefbohrung im Stubaital bei Fulpmes-Mieders weiß, daß das Brennermesozoikum keineswegs als flache Schüssel der Ötztal-Stubaier Masse aufliegt. Es ist entlang von Störungen tief in die kristalline Unterlage eingesenkt worden. Bruchlinien mit Sprunghöhen von mehr als 700 m sind im Brennermesozoikum bekannt (siehe Teil I, Abschnitt 4.4.). Es kann daher nicht mit Sicherheit ausgeschlossen werden, daß an einzelnen Stellen das Brennermesozoikum bis auf das Tunnelniveau herabreicht und Wassereinbrüche verursacht. Selbst wenn das Brennermesozoikum nicht so tief reichen sollte, können entlang von Störungen, die das Mesozoikum und das Kristallin zerlegen, auch in der Ötztal-Stubaier Masse Wassereinbrüche erfolgen, die aus dem Brennermesozoikum gespeist werden.

Westlich von Sterzing durchörtert der Tunnel den Schneeberger Zug. Im Ridnauntal quert die Trasse den Ausläufer der Periadritischen Grenze, deren besonderer Verlauf erst durch die Auswertung von Satellitenbildern feststellbar war.

Im Ratschingstal erreicht der Tunnel eine große Scherbahn, die das Schieferungsgefüge stark beeinflusst. Parallel dazu verläuft etwas südlich die bekannte Jaufenstörung, die von der Tunneltrasse sehr schleifend geschnitten wird. Der Bereich zwischen Ratschingstal und Passeiertal ist seismisch sehr aktiv und signalisiert hohe Spannungskonzentrationen. Aus tektonischer Sicht tritt der Tunnel südlich der Jaufenstörung in die südalpine Masse (siehe Teil I, Abschnitt 4.5.) und verbleibt in ihr bis zum Südportal bei Saltaus.

Durch den Schachtstandpunkt St. Martin im Passeiertal kommt der Tunnel in die seismisch aktive Passeiertalstörung oder nur knapp außerhalb davon zu liegen.

7.2.4. Vorschlag FS-UIC-74

Diese Variante sieht einen Basistunnel zwischen Aicha (Aica) im Eisacktal und Innsbruck vor. Da das Nordportal westlich des Silltals liegt, muß die Trasse die Brennerfurche queren. Der Tunnel durchörtert Penninikum, Ostalpin und Südalpin, und zwar Zentralgneis, Untere und Obere Schieferhülle, Tarntaler Serie, Innsbrucker Quarzphyllit, Ötztal-Stubaier Masse, das Brennermesozoikum und eventuell die Steinacher Decke. Als geologisch ungünstig erweist sich die Trassenführung im Mittelabschnitt westlich

und innerhalb der Brennerfurche, wo durch den deckenförmigen Bau des Gebirges schlechte Prognostizierbarkeit besteht, der Tunnel große, flach liegende Deckengrenzen schleifend durchörtert und damit auf längere Strecken in schwierigen Gebirgszonen mit Spannungskonzentrationen liegt.

Außerdem fährt der Tunnel das Brennermesozoikum an, so daß Wassereinbrüche zu erwarten sind.

7.2.5. Folgerungen

Diese Trassenstudien haben gezeigt, daß bei der Festlegung der geologisch günstigsten Trasse vor allem 2 geologische Kriterien projektbestimmend sind.

- 1) Vermeidung der Brennerfurche mit ihren flach nach Westen einfallenden Deckengrenzen, die eine starke Beanspruchung des Gebirges mit Myloniten, Zerreibungszonen und Spannungskonzentrationen hervorrufen. Die ungünstige Lagerung der Deckengrenzen bewirkt eine schlechte Prognostizierbarkeit für das Tunnelniveau.
- 2) Das Brennermesozoikum sollte nach Möglichkeit überhaupt nicht angefahren, aber auch nicht unterfahren werden. Aufgrund der muldenförmigen Struktur, der starken tektonischen Zerlegung und der rund 200 km² großen Ausdehnung stellt das Brennermesozoikum das Gebirge mit der höchsten Wahrscheinlichkeit von Wassereinbrüchen dar, die großes Ausmaß annehmen können. Ein Anfahren dieser tektonischen Einheit bedeutet damit ein schwerwiegendes geologisches Risiko, das unter Umständen projektentscheidend sein kann. Auch eine Unterfahrung des Brennermesozoikums bedeutet ein erhöhtes geologisches Risiko, weil das tektonisch tiefere Gebirge durch die mesozoische Bedeckung nicht einschaubar ist und Wassereinbrüche aus dieser Serie nicht ausgeschlossen werden können.

Diese Überlegungen führten, ausgehend von den bisher vorliegenden Vorschlägen, zu den beiden neuen Varianten West und Ost, die vorerst im Rahmen von Projektstudien 1977 untersucht wurden.

7.3. Beschreibung der neuen Trassen West und Ost (Projektstudien 1977)

7.3.1. Trasse West

Sie verbindet Meran mit einem 66,6 km langen Basistunnel. Mit Ausnahme des Nordportals und der Umfahrungsstrecke liegt der Tunnel westlich der Brennerfurche.

Der Tunnel durchörtert unter- und oberostalpine Bauelemente, nämlich Innsbrucker Quarzphyllit, Ötztal-Stubaier Masse, vermutlich Brennermesozoikum, Schneeberger Zug und die Zone Meran-Mauls-Antholz. Der Tunnel unterfährt im Nordabschnitt das Silltal, das hier aber keine Überschiebungsbahn darstellt.

Knapp nördlich des Stubaitals kann unter Umständen das Brennermesozoikum der Kalkkögelgruppe angefahren werden. Der tektonische Bau dieser Zone müßte durch geeignete Aufschlußmaßnahmen

vor Baubeginn abgeklärt werden, um das geologische Risiko zu verringern. Eine endgültige Trassenfestlegung nördlich des Stubaitals kann erst nach Vorliegen der Aufschlußarbeiten erfolgen. Eine sichere Vermeidung des Brennermesozoikums zum jetzigen Zeitpunkt wäre nur durch ein großräumiges Umfahren möglich, wodurch sich aber die Tunnellänge und damit auch die Kosten bedeutend erhöhen würden.

Die Unterfahrung der großen Talfurchen des Stubai-, Gschnitz-, Pflersch- und Ridnauntals können baugeologisch schwierig sein, da sie Auflockerungszonen des Gebirges umfassen. Das Ridnauntal stellt den Ausläufer der Periadriatischen Grenze dar (siehe Teil I, Abschnitt 4.5.).

Südlich des Ridnauntals durchörtert die Trasse den Schneeberger Zug, dessen genaue Ausdehnung im Tunnelbereich wegen der besonderen tektonischen Lagerungsverhältnisse (siehe Teil I, Abschnitt 3.4.) noch nicht genau angegeben werden kann. Östlich der Tunneltrasse wird der Schneeberger Zug vermutlich geringmächtiger. Um diese Zone zu erreichen, müßte die Trasse von der kürzesten Linie abweichen, so daß sich eine Mehrlänge von rd. 2,5 km ergäbe.

Südlich des Schneeberger Zugs tritt der Tunnel in die Zone Meranmauls-Antholz ein, die in NE-SW-Richtung stark durchbewegt und phyllonitisiert wurde. Eingelagerte Glimmerschieferzüge sind baugeologisch ungünstig zu beurteilen. Das Gebirge steht unter dem Einfluß der Periadriatischen Grenze, so daß Spannungskonzentrationen auftreten können. Der Tunnel passiert große NE-Störungen. Die Trasse verläuft zwischen St. Leonhard und Meran westlich des Passeiertals und vermeidet damit ein Durchörtern der Periadriatischen Grenze.

Die Festlegung des Südportals in Meran wurde notwendig, da eine offene Linienführung im Passeiertal wegen der Neigungsverhältnisse, der schwierigen geologischen Gegebenheiten bei Seitenhanglage (Rutschhänge), und vor allem wegen der Beeinträchtigung des Naherholungsgebiets von Meran zwischen Schenna (Scena) und Untermais (Maia bassa) ausscheidet.

Baugeologische Erfahrungen:

Im Innsbrucker Quarzphyllit existieren die Hohlraumbauten der Sillkraftwerke und die Straßentunnel der Brennerautobahn sowie der Südtangente.

In der Ötztal-Stubai-Masse liegen erste Ergebnisse vom Bau des Kraftwerks Sellrain-Silz (TIWAG) vor sowie vom Schachtkraftwerk Fulpmes der ÖBB. Beide Kraftwerke befinden sich noch im Bau. Aus dem übrigen Teil der Ötztal-Stubai-Masse im Bereich der Trasse West können nur kurze, alte Bergwerksstollen ausgewertet werden. Längere Stollen mit großem Querschnitt liegen nicht vor. Östlich der Sill besteht in der Ötztal-Stubai-Masse ein Eisenbahntunnel der ÖBB.

Im Schneeberger Zug liegen Straßentunnel der Timmelsjochstraße. Es sind kurze, seichte Lehnentunnel. Stollenaufschlüsse bietet auch das Bergwerk Schneeberg. Ein direkter baugeologischer Vergleich mit dem Eisenbahntunnel ist jedoch wegen der besonderen Abbaumethoden des Bergbaubetriebs nicht möglich.

In der Zone Meran-Mauls-Antholz bestehen kurze Straßentunnel entlang der Timmelsjochstraße und im Jaufental südlich von Gasteig. Geologische Obertagsaufschlüsse bietet auch die Straße über den Jaufenpaß. Ein sehr langer Stollen befindet sich ca. 15 km westlich von Meran im Schnalser Tal.

Die baugeologischen Erfahrungen über das Gebirgsverhalten im Trassenbereich sind daher verhältnismäßig gering und im wesentlichen auf kurze, oberflächennahe Tunnel beschränkt.

7.3.2. Trasse Ost

Sie sieht einen Basistunnel von 57,75km Länge vor, der Innsbruck mit Aicha verbindet. Das Norportal des Basistunnels und jenes der Umfahrungsstrecke, mit der Innsbruck umfahren werden kann, sind mit Trasse West identisch. Das Südportal bei Aicha stimmt mit jenem von Trasse FS-UIC-74 überein.

Der Tunnel liegt im Penninikum, Ostalpin und Südalpin. Von Norden nach Süden durchfährt er Innsbrucker Quarzphyllit, vermutlich die Tarntaler Serie, die Obere und Untere Schieferhülle, den Zentralgneis, die Zone Meran-Mauls-Antholz, den Rensengranit und Brixner Granit sowie am Südportal auch noch den Brixner Quarzphyllit.

Die Trasse weicht von der kürzesten Linie etwas nach Osten ab, um von der Brennerfurche abzurücken, günstige Schachtstandpunkte zu ermöglichen, die Vortriebsstrecke in der Schieferhülle zu verkürzen und jene im Zentralgneis zu verlängern.

Folgende geologisch schwierige Bauabschnitte sind zu vermuten:

- Grenzbereich von Innsbrucker Quarzphyllit und Oberer Schieferhülle, in dem wahrscheinlich Schuppen von Tarntaler Serie auftreten werden,
- Obere Schieferhülle zwischen Navis- und Schmirntal bei tektonischer Beanspruchung,
- Karbonatgesteine der Schieferhülle (Hochstegenkalkmarmor), die wegen Verkarstung wasserführend sein werden,
- Untere Schieferhülle im Pfitscher Tal durch besondere tektonische Beanspruchung,
- Grenzbereich der Oberen Schieferhülle zur Zone Meran-Mauls-Antholz,
- Grenzbereich der Zone Meran-Mauls-Antholz zu Brixner Granit.

Das Aufschlußprogramm ist auf diese Schwierigkeiten abgestimmt.

Baugeologische Erfahrungen:

Im Innsbrucker Quarzphyllit bestehen die Hohlraumbauten der Sillkraftwerke und die Straßentunnel der Brennerautobahn sowie der Südtangente. Kurze Tunnel wurden auch beim Bau der Autobahn notwendig.

Aus dem Grenzbereich des Unterostalpins zur Oberen Schieferhülle liegen aus neuerer Zeit die Ergebnisse des Tauernautobahntunnels weiter im Osten vor. In der Oberen Schieferhülle befinden sich weiters einige Tunnel der Brennerbahn und der Militärstraßen bei Brennerbad.

Im Zentralgneis wurden zahlreiche Stollen der Zemmkraftwerke vorgetrieben, insbesondere der Tuxbachüberleitungsstollen, der sich nur 8-9 km östlich der Trasse Ost befindet. Erfahrungen mit

großen Querschnitten ermöglichen der Katschbergtunnel und der Eisenbahntunnel durch die Tauern.

Die Untere Schieferhülle wurde 12 km östlich des Pfitscher Tals vom Oberen Zemmbeileitungsstollen durchörtert.

Für den Südteil der Oberen Schieferhülle, die Zone Meran-Mauls-Antholz und den Brixner Granit können die Erkenntnisse eines rd. 13,5 km langen Stollens des Kraftwerks Mühlbach ausgewertet werden, der auch die Periadriatische Grenze aufgeschlossen hat.

Für Trasse Ost liegen somit aus fast allen tektonischen Bauelementen baueologische Erfahrungen vor, besonders auch von schwierigen Gebirgszonen. Bei der Übertragung auf einen Basistunnel müssen natürlich gewisse Vorbehalte gemacht werden (siehe Abschnitt 2.2.).

7.4. Vergleich von Trasse West mit Trasse Ost

Ein Vergleich aller beschriebener Trassen ergibt, daß Trasse West und Trasse Ost gegenüber den anderen Trassen ein deutlich geringeres geologisches Risiko aufweisen. Für die weiteren Trassenstudien wurden daher nur mehr diese beiden Lösungen in Betracht gezogen.

Trasse Ost und Trasse West sind grundsätzlich beide durchführbar, wenn auch die bautechnischen Schwierigkeiten unterschiedlich sind. Die Trassen haben verschiedene Vorteile, wobei sich die Gegenüberstellung nur auf den Basistunnel bezieht.

Vorteile der Trasse Ost gegenüber Trasse West:

- 1) geringere Überlagerung auf lange Strecken,
- 2) vermutlich schwächere Bergwasserführung durch geringe Auflockerung und Entspannung des Gebirges,
- 3) günstigere Anordnung der Tunnelachse zum Schieferungsgefüge und zu tektonischen Strukturen,
- 4) weniger geologische Unklarheiten bei risikoreichen Faktoren, wie z.B. Tiefgang des Brennermesozoikums in den Kalkkögeln oder Breite des Schneeberger Zugs bei Trasse West,
- 5) weniger tiefe Schächte mit kürzerer Bauzeit,
- 6) bessere Zugänglichkeit der Schächte im Winter,
- 7) geringere Tunnellänge und kürzere Bauzeit,
- 8) baueologisch besser bekannt.

Vorteile der Trasse West gegenüber Trasse Ost:

- 1) höheres tektonisches Stockwerk,
- 2) vermutlich geringere Spannungen,
- 3) schlechte Gebirgstypen bilden keine größeren zusammenhängenden Zonen mit Ausnahme des Schneeberger Zugs,
- 4) vermutlich etwas geringere Felstemperatur,
- 5) geringere Anzahl von tektonischen Stockwerken und damit großräumig homogener Gebirgsbau.

Alle diese Faktoren haben eine verschiedene Wertigkeit, so daß eine pauschale Bevorzugung einer Trasse nicht möglich ist. Nur unter besonderer Berücksichtigung aller bekanntesten geologischen und geotechnischen Parameter kann ein Vergleich angestellt werden. Dazu ist die Aufstellung von Gebirgsgüteklassen notwendig. Im Wissen über die Problematik der Prognose der Gebirgsgüteklassenverteilung wurde versucht, auf verschiedensten Wegen mit

pessimistischen und optimistischen Annahmen eine wahrscheinliche Verteilung zu ermitteln. Angewandt wurde das Kennlinienverfahren, welches auch bei Gotthard- und Splügenbasistunnel verwendet wurde, weiters ein von ILF erarbeitetes semiquantitatives Verfahren, das auf den Erfahrungen des Tauern-, Katschberg-, Arlberg- und Pfändertunnels beruht und den Einfluß geologischer Parameter auf das Gebirgsverhalten an den tatsächlich aufgetretenen Gebirgsgüteklassen bestimmt. Ferner wurde geologisch-intuitiv bewertet, wobei die Erkenntnisse ausgeführter Tunnelbauwerke im Trassenbereich genutzt wurden. Schließlich wurde eine generelle Gebirgstypisierung mit schematischer Aufteilung der Gebirgsgüteklassen vorgenommen.

Diese sehr unterschiedlichen Verfahren wurden teilweise völlig unabhängig von verschiedenen Fachleuten durchgeführt, wobei gute Übereinstimmung auftrat. Der Mittelwert der Schätzungen wich meist nur um eine halbe Gebirgsgüteklasse ab. Die nachstehende Tabelle zeigt nun eine Gegenüberstellung der geschätzten Gebirgstypenverteilung:

Gebirgstyp	Trasse West	Trasse Ost
A	0 %	17 %
B	10 %	15 %
C	70 %	36 %
D	11 %	22 %
E	0 %	4 %
F	9 %	6 %

Tabelle 1: Gebirgstypenverteilung bei Trasse West und Trasse Ost

In der Gebirgsgüteklassenverteilung wurde in Form eines Streuungsbereichs die jeweils optimistische und pessimistische Einschätzung des Gebirges angegeben. Der Streuungsbereich wurde relativ eng begrenzt, um Aussagen hinsichtlich des wahrscheinlichsten Gebirgsverhaltens zu ermöglichen.

Die gemeinsam erarbeitete Gebirgsgüteklassifizierung entspricht einer Schätzung; sie ist aber trotzdem das einzige Hilfsmittel, um die Baukosten einigermaßen realistisch ermitteln zu können.

Gebirgsgüteklasse	Trasse West	Trasse Ost
I	0 %	7- 9 %
II	0- 7 %	18-24 %
III	28-37 %	20-30 %
IV	26-34 %	19-27 %
V	17-25 %	9-14 %
VI	9-14 %	4- 9 %
VII	0,7-2,5%	0,6-1,1%

Tabelle 2: Gebirgsgüteklassenverteilung bei Trasse West und Trasse Ost

Die prozentuelle Verteilung der Gebirgsgüteklassen wurde aus den geschätzten und daher auch gerundeten Längen ermittelt. Die Prozentzahlen täuschen daher eine größere Genauigkeit vor.

Die Berechnung des Mittelwerts und seiner Streuung ergibt eine etwas bessere Gebirgsgüte für Trasse Ost. Die prozentuelle Verteilung der Gebirgsgüteklassen sagt jedoch noch nichts über die

absoluten Schwierigkeiten beim Tunnelbau aus.

Die Trasse Ost durchörtert alle großtektonischen Baelemente des Alpenhauptkammes und kommt damit über lange Strecken in sehr gute, aber auch schlechte Gesteine zu liegen. Als günstige Formationen sind der Zentralgneis, der Brixner Granit und der Rensengranit anzusehen, mit einer vermutlichen Gesamtlänge von rd. 19 km, als unschwierig der Innsbrucker Quarzphyllit, Brixner Quarzphyllit und die Zone Meran-Mauls-Antholz mit rd. 17 km, und als schwierig die Untere und Obere Schieferhülle mit rd. 21 km. Die Einstufung der gesamten Schieferhülle als schwierig ist eine sehr pessimistische Bewertung, da das Beispiel Tauern-tunnel beweist, daß auch in der Schieferhülle bautechnisch einfache Zonen auftreten.

Die Trasse verläuft überwiegend in tiefen tektonischen Stockwerken, die noch stärker eingespannt sind. Die Auflockerung des Gebirges ist daher noch nicht so weit fortgeschritten wie bei Trasse West, wodurch die Wasserzutritte für die gesamte Strecke geringer sein werden. Tektonische Spannungen können an Deckengrenzen und an Großstörungen auftreten, vor allem an der Periadriatischen Grenze.

Die bautechnischen Schwierigkeiten entstehen überwiegend aus dem Auftreten von geotechnisch ungünstigen Gesteinstypen und sind daher auf Gebirgszonen ausgedehnt.

Die Trasse West durchörtert ein relativ homogenes, meist unschwieriges Gebirge, in dem wenig sehr gute Gesteine, hingegen wesentlich häufiger schlechte Gesteinstypen auftreten. Sie durchörtert als günstige Formation Granitgneise auf rd. 2 km Länge, als schwierige Formationen die Schiefergneise und Gneisglimmerschiefer der Ötztal-Stubaier Masse und der Zone Meran-Mauls-Antholz sowie den Innsbrucker Quarzphyllit mit rd. 49 km Gesamtlänge, und als schwierige Formationen die Glimmerschiefer und Phyllite der Ötztal-Stubaier Masse, der Zone Meran-Mauls-Antholz, des Schneeberger Zugs und der Laaser Serie sowie das Brennermesozoikum mit rd. 15 km Länge. Die Einstufung des Schneeberger Zugs und der Laaser Serie als schwierig ist gerechtfertigt, weil diese tektonischen Baelemente der Schieferhülle baueologisch ähnlich sind, was z.B. früher zu tektonischen Fehldeutungen geführt hat (vgl. SANDER, 1929).

Die Einstufung der gesamten Zone Meran-Mauls-Antholz als unschwierig ist optimistisch, da besonders der Südteil von einer starken Phyllonitisierung ergriffen wurde, die zu einer Verschlechterung des Gebirgsverhaltens führt.

Die Trasse verbleibt im ostalpinen Stockwerk, das jedoch aus verschiedenen tektonischen Baelementen besteht. Tektonische Spannungen sind im wesentlichen auf den Südabschnitt konzentriert.

Das Gebirge dürfte relativ gut entspannt und daher aufgelockert sein, so daß mit Wasserzutritten über längere Strecken zu rechnen ist. Das gilt vor allem für die Unterseite des Brennermesozoikums, das in der Kalkkögelgruppe vermutlich angefahren wird. Für diesen Abschnitt sind Wassereinbrüche nicht auszuschließen, die zu Bauverzögerungen führen können. Die bautechnischen Schwierigkeiten treten mehr lokal, dafür aber über die gesamte Tunnellänge verteilt auf. Eine Ausnahme bilden der Schneeberger Zug und die Laaser Serie, die auf rd. 7 km Länge durchörtert werden müssen.

Die folgende Tabelle zeigt eine Gegenüberstellung der verschiedenen Gebirgszonen bei Trasse West und Trasse Ost.

BASISTUNNEL	günstig	unschwierig	schwierig	Gesamtlänge
Trasse West	2 km	49 km	15 km	rd. 66 km
Trasse Ost	19 km	17 km	21 km	rd. 57 km

Tabelle 3: Verteilung von Gebirgszonen bei Trasse West und Trasse Ost

Aus der Gebirgsgüteklassenverteilung und aufgrund regionalgeologischer Überlegungen ergibt sich, daß Trasse Ost in der Summe weniger, dafür aber wahrscheinlich die absolut größten Schwierigkeiten zu erwarten hat, während Trasse West zwar geringeren, jedoch insgesamt häufigeren Schwierigkeiten begegnen wird. Beide Trassen sind durchführbar, wobei sich aufgrund der Gebirgsgüteklassenverteilung eine leichte Bevorzugung von Trasse Ost ergibt.

Die zu erwartenden Schwierigkeiten für beide Trassen unterscheiden sich aber nicht in so großem Maß, daß allein aufgrund der geologischen Verhältnisse eine Trasse bevorzugt oder ausgeschieden werden könnte.

Zur besseren Prognostizierbarkeit der Trassen sind rechtzeitig vor Baubeginn Aufschließungsmaßnahmen durchzuführen.

8. Aufschließungsmaßnahmen

8.1. Allgemeines

Für ein Detailprojekt müssen die geologischen Unterlagen und Kenntnisse durch verschiedene Maßnahmen erweitert werden. Dazu sind geologische Detailkartierungen über die gesamte Tunneltrasse notwendig, eine hydrogeologische Aufnahme des Gesamt- raums, Bohrungen, geophysikalische Untersuchungen (Seismik, Geoelektrik, eventuell Gravitationsmessungen), Sondierstollen und felsmechanische Versuche. Anzahl und Umfang der vorgeschlagenen Aufschließungsmaßnahmen stellen einen ungefähren Anhaltspunkt dar und müssen bei der Ausführung flexibel gestaltet werden, um den bestmöglichen geologischen Aussagewert zu gewährleisten.

Die geologische Detailkartierung soll möglichst frühzeitig angesetzt werden, um für die Aufschließungsmaßnahmen genauere Unterlagen zu besitzen. Grundsätzlich sollte vor jedem Abteufen einer Tiefbohrung eine Detailkartierung des betreffenden Gebiets vorliegen. Die Kartierungen müssen mit spezieller baugeologischer Fragestellung ausgeführt werden. Als Besonderheit ist zu berücksichtigen, daß die geologische Prognose für einen sehr tief liegenden Tunnel erstellt werden muß, so daß der kartierte Streifen beiderseits der Tunneltrasse groß genug gewählt werden muß.

Die hydrogeologische Aufnahme des Gebiets soll mit zur Klärung des geologischen Aufbaus dienen und vor allem den Wasserhaus-

halt des Gebirges erfassen. Sie ist besonders bei Trasse West im Bereich der Kalkkögel und des Stubaitals wichtig.

Flachbohrungen sind in der üblichen Weise an den Portalen auszuführen, um die Lage der Felslinie unter dem Lockermaterial zu bestimmen.

Aufwendige Aufschlußmaßnahmen sind in Form von Tiefbohrungen gegeben, die an jedem Schatstandort und fallweise auch an anderen Stellen abzuteufen sind. Diese Bohrungen sind unbedingt notwendig, da sie als einzige Maßnahme den geologischen Bau in der Tiefe direkt erschließen. Für den Schachtbau sind sie eine große Unterstützung, da der petrographische Aufbau und die wasserführenden Zonen rechtzeitig bekannt werden. Außerdem ermöglichen sie die Bestimmung der geothermischen Tiefenstufe.

Die geophysikalischen Untersuchungen sollen von den Tiefbohrungen in den Talfurchen ausgehen. Damit können einige zumindest qualitative Eigenschaften bestimmt werden. Besonders wichtig erscheinen die geophysikalischen Untersuchungen zusammen mit Bohrungen bei der Abklärung der Untergrenze des Brennermesozoikums bei Trasse West.

Sondierstollen sind für eine besser fundierte, geologisch-technische Prognose unbedingt notwendig. Sie erlauben eine Abschätzung der bautechnischen Schwierigkeiten beim Durchörteren von großen Störungszonen und dienen weiters als hervorragendes geologisches Auskunftsmittel für die petrographische Zusammensetzung des Gebirges.

In den Sondierstollen sind felsmechanische Messungen in situ durchzuführen, um die wichtigsten Gebirgskennwerte wenigstens an einigen Stellen bestimmen zu können.

Die Sondierstollen bieten weiters die Möglichkeit, durch Aufweitung auf das volle Profil das Gebirgsverhalten an typischen Stellen kennenzulernen.

8.2. Aufschließungsmaßnahmen bei Trasse West

Für Trasse West sind Sondierstollen und Tiefbohrungen vorzusehen, deren Umfang im folgenden beschrieben ist.

8.2.1. Sondierstollen

Stubai- oder Gschnitztal:

Der Sondierstollen soll in einer möglichst steilen Bergflanke vorgetrieben werden, um den Einfluß der Überlagerung auf das Gebirgsverhalten beobachten zu können. Länge rd. 500 m.

Passeiertal:

Er verläuft in der Achse des Stollens St. Leonhard und ist eine vorgezogene Baumaßnahme. Länge rd. 5 km.

8.2.2. Bohrungen

Raitis:

Rd. 150 m; Erkundung der Felslinie und Lage der Überschiebungsbahn der Ötztal-Stubai-Masse auf den Innsbrucker Quarzphyllit.

Kalkkögel:

2 Bohrungen je 700 m; Erkundung der Unterseite des Brennermesozoikums.

Stubaital:

Rd. 500 m; am Schachtstandpunkt.

Gschnitztal:

Rd. 1000 m; am Schachtstandpunkt.

Ridnauntal:

Rd. 900 m; am Schachtstandpunkt.

Neben diesen Tiefbohrungen sollen an den Portalen und bei der Silltalquerung Flachbohrungen in der üblichen Weise durchgeführt werden.

8.3. Aufschließungsmaßnahmen bei Trasse Ost

8.3.1. Sondierstollen

Wipptal:

Er verläuft in der Achse des Stollens Wipptal und ist eine vorgezogene Baumaßnahme. Dieser Sondierstollen soll die Grenze Unterostalpin zu Penninikum durchörteren und nach Möglichkeit bis unter das Navistal vorgetrieben werden. Länge rd. 6 km.

Nördliches Valser Tal:

Er dient als Aufschluß der Grenze von Zentralgneis zu Unterer Schieferhülle und liegt oberhalb der Tunnelachse. Länge rd. 1 km.

Pfitscher Tal:

Er durchörtert die Untere Schieferhülle und die Grenze zum Zentralgneis. Er liegt oberhalb der Tunnelachse. Länge rd. 1,6 km.

Südliches Valser Tal:

Er soll Brixner Granit und die Zone Meran-Mauls-Antholz durchörteren und befindet sich oberhalb der Tunnelachse. Länge rd. 1 km.

8.3.2. Bohrungen

Navistal:

Rd. 600 m; sie kann entfallen, wenn der Sondierstollen Wipptal bis unter das Navistal vorgetrieben wird.

Schmirntal:

Rd. 700 m; Schachtstandpunkt.

Nördliches Valser Tal (Touristenrast):

Rd. 200 m; dient als wichtiger Aufschluß über die Wasserführung des Gebirges und die geothermische Tiefenstufe, da in diesem Bereich Thermen vermutet werden.

Pfitscher Tal:

Rd. 700 m; am Schachtstandpunkt.

Südliches Valser Tal:

Rd. 700 m; am Schachtstandpunkt.

In den Portalbereichen sind zur Erkundung der Felslinie außerdem Flachbohrungen notwendig.

Literaturauswahl⁺⁾

- ADAMI, C.; JUSTIN-UISENTIN, E. & ZANETTIN, B. (1964): Ricerche petrografiche sulle formazioni scistoso-cristalline affioranti fra Val Ridanna e Val Racines (Alto Adige). - Rend.Soc. Min.Ital.Vol.20.
- ANDREAE, C. (1953): Die Temperaturprognose im Tunnelbau. - Schweiz.Bauzeitung, Nr.41.
- BAGGIO, P. (1969): La formazione mesozoica pennidica dei calcescisti con ofioliti delle valli di Vizze, di Fundres e di Valles nell'Alto Adige orientale. - Mem.Mus.Trid.Sc.Nat., Vol.17.
- BAGGIO, P. & DE VECCHI, Gp. (1966): Risultati preliminari di ricerche geologico-petrografiche nell'alta Valle di Vizze (Alto Adige). - St.Trent.Sc.Nat., Vol.43.
- BAGGIO, P. & DE VECCHI, Gp. (1970): L'inesistenza degli "Scisti del Greiner" in Val di Senges (Alto Adige centro-orientale). - Mem.Mus.Trid.Sc.Nat., Vol.18/II.
- BIANCHI, A. & DAL PIAZ, Gb. (1934): Monografia geologico-petrografica sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe. - Mem.Ist.Geol.Univ.Padova, 10.
- BLESER, R. (1934): Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern östlich der Brennerlinie. - Bull.Inst.Grand-Duc, Luxembourg.
- BÖGEL, H. (1975): Zur Literatur über die "Periadriatische Naht". - Verh.Geol.B.A.
- CLAR, E. (1940): Von der Tarntaler Breccie (Lizum). - Sitz.Ber. Akad.Wiss.Wien, math.-nat.Kl.I, 149, Wien.
- CLAR, E. (1965): Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaus der Ostalpen. - Z.dt.geol.Ges.116 und Verh.Geol.B.A., Sonderheft G.
- DAL PIAZ, Gb. (1933): Sul rapporti geologici che intercedono fra la serie delle Cime Bianche di Telve e il complesso del Tribulaun nella regione del Brennero. - Atti Acc.Sc.Ven. Trentino-Istriana, 24.
- DAL PIAZ, Gb. (1934): Studi geologici sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe. - Mem.Ist.Geol.Univ.Padova, Vol.10.
- DEMMER, W. (1976): Die geologische Bearbeitung des Tauerntunnels, Tauernautobahn-Scheitelstrecke. - Tauernautobahn, Bd.II, Tauernautobahn AG., Salzburg.
- DE VECCHI, Gp.; JUSTIN-UISENTIN, E. & SASSI, F.P. (1971): Analisi microstrutturale degli scisti raiblani del Tribulaun, degli scisti post-ercinici del Greiner e degli scisti di Monteneve in Alto Adige. - Mem.Ist.Geol.Min.Univ.Padova, Vol.29.
- DÜNNER, H. (1934): Zur Geologie des Tauernwestendes am Brenner. - Diss.Univ.Zürich, Winterthur.
- ENZENBERG, M. (1967): Die Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum), Tirol. - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud.
- ENZENBERG-PRAEHAUSER, M. (1976): Zur Geologie der Tarntaler Breccie und ihre Umgebung im Kamm Hippold-Kalkwand (Tuxer Voralpen, Tirol). - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud.

⁺⁾ Das vollständige Literaturverzeichnis befindet sich in dem Gutachten, welches an die Tiroler Landesregierung erstattet wurde.

- EXNER, Ch. (1953): Zum Zentralgneisproblem der östlichen Hohen Tauern. - Radex-Rdsch., H.7/8.
- FAVRETTO, L. & NARDI, M. (1961): Il granito di Bressanone nella zona compresa fra la 'Valle di Dosso e l'Alpe Valniska. - Boll.Soc.Adr.Sc.Trieste, 51.
- FEHLEISEN, F. (1975): Der Bau des Katschbergtunnels im Rahmen der Tauernautobahn. - Verh.Geol.B.A.
- FENTI, V. & FRIZ, C. (1974): Il progetto della galleria ferroviaria Vipiteno-Innsbruck (versante italiano). - Mem.Mus. Trid.Sc.Nat., Vol.20/1.
- FÖRSTER, H. (1967): Kristallisation und Tektonik des Schneeberger Gesteinszugs. - Geol.Rdsch. 56.
- FÖRSTER, H. & SCHMITZ-WIECHOWSKY, A. (1970): Zur Tektonik im Bereich der Brennerlinie. - Geol.Rdsch.59.
- FRASL, G. (1958): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. - Jb.Geol.B.A., Bd.101/3
- FÖRTSCH, O. & SCHMEDES, E. (1976): Untersuchungen der seismischen Aktivität im Nordteil der Geotraverse IA. - Geol. Rdsch., 65.
- FRISCH, W. (1969): Die Petrographie des Porphyrgnitgneises am nordöstlichen Tuxer Hauptkamm (Zentralgneis des Tauernfensters, Tirol). - N.Jb.Min.Abh.111.
- FRISCH, W. (1974): Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster (Gebiet Brenner-Gerlospaß). - Mitt.Geol.Ges., Wien, Bd.66-67.
- FRISCH, W. (1975): Ein Typ-Profil durch die Schieferhülle des Tauernfensters: das Profil am Wolfendorn (westlicher Tuxer Hauptkamm, Tirol). - Verh.Geol.B.A.
- FRISCH, W. (1977): Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster (Ostalpen). - N.Jb.Geol.Paläont. Mh., H.11.
- FRIZ, C. & ZANETTIN-LORENZONI, E. (1969): La zona di Montenevoso ed i suoi rapporti con il complesso roccioso delle Breonie ed il cristallino entico Merano-Mules tra la Valgiovè la Val di Fleres (Alto Adige). - St.Trent.Sc.Nat., 46.
- FUCHS, A. (1966): Geologie der Europabrücke. - Felsmechanik und Ingenieurgeologie, IV/4.
- GATTO, G.O.; LORENZONI, S.; SASSI, F.P.; ZANETTIN, B. & ZIRPOLI, G. (1964a): Paragneiss e gneiss granitoidi attraversati dalla galleria di derivazione Vernago-Montesole in Val Senales (Alto Adige). Parte I: Osservazioni geologiche. - Mem.Acc.Patav.SS.LL.AA., 76.
- GATTO, G.O.; LORENZONI, S.; SASSI, F.P.; ZANETTIN, B. & ZIRPOLI, G. (1964b): Paragneiss e gneiss granitoidi attraversati dalla galleria di derivazione Vernago-Montesole in Valla Senales (Alto Adige). Parte II: Studio petrologico. - Mem. Acc.Pat.SS.LL.AA., 76.
- GEYSSANT, J. (1968): Sur la structure du massif du Tribulaun (région du Brenner, Tyrol, Autriche). - Bull.Soc.Géol. France, 10.
- GEYSSANT, J. (1970): La nappe du Blaser et son substratum (région du Brenner, Tyrol, Autriche). - Bull.Soc.Géol. France, 12.
- GEYSSANT, J. (1971): Tectoniques tangentielles succesives dans les Alpes du Stubai au Tyrol (NW de Brenner, Autriche). -

- Revue Géogr.phys.Géol.dynam. (2), 13.
- GEYSSANT, J. & SASSI, F.P. (1972): I Lembi di filladi e di quarziti del Padauner Kogel (Brennero) ed il loro significato. - Att.Mem.Accad.Patavina Scienze Lett.ed Arti, Vol.84.
- GEYSSANT, J. (1973a): Stratigraphische und tektonische Studien in der Kalkkögelgruppe bei Innsbruck in Tirol. - Verh.Geol. B.A.
- GEYSSANT, J. (1973b): A propos de l'age des lambeaux de l'Austro-Alpin supérieur dans les Alpes orientales centrales. - Géol. Alpine, 49, Grenoble.
- GREGNANIN, A. & PICCIRILLO, E.M. (1969): Analisi microstrutturale di metamorfiti pelitico-psammitiche: Evoluzione degli scisti austriaci affioranti fra le valli Passiria e Senales (Alto Adige). - Mem.Mus.Trid.Sc.Nat., Vol.18.
- HAMMER, W. (1929a): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich 1:75 000, Blatt Ötztal, Wien.
- HAMMER, W. (1929b): Der granitische Kern der Stubai-Gruppe und seine Beziehungen zum Bau der Ötztaler Alpen. - Jb.Geol. B.A., Bd.79.
- HÄMMER, W. (1931): Zur Umgrenzung der Ötztaler Alpen als Schubdecke. - Verh.Geol.B.A.
- HAMMERSCHMIDT, K. (1977): Die Obere Schieferhülle, die Matreier Zone und die Cima-Dura-Serie im oberen Buinlandtal (Ahrntal). - Der Schlern, Jg.51, H.3.
- HEISSEL, W. (1972): Geologisches Gutachten Brenner Flachbahn. - Projekt Neuner, Innsbruck (unveröff.).
- HEISSEL, W. (1978): Geologisches Gutachten Brenner Flachbahn. - Projekt Neuner, Trassenwahl und Geologie, Innsbruck (unveröff.).
- HÖCK, V. (1969): Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxer Joch und Olperer (Zillertaler, Tirol). - Jb.Geol.B.A., Bd.112.
- HOUTEN, L. Van (1930): Die Erzlagerstätten des Pflerschtales in Südtirol. - Jb.Geol.B.A., Bd.80.
- JEANRICHARD, F. (1972): Contribution à l'étude du mouvement vertical des Alpes. - Boll. di Geodesia e Scienze Affini, 31, Roma.
- JUSTIN-VISENTIN, E. & ZANETTIN, B. (1965): Gli scisti cristallini dell'alta Val Passiria fra Moso e Passo del Rombo (Alto Adige). - R.C.Soc.Mineral.Ital. 21.
- JUSTIN-VISENTIN, E. & ZANETTIN, B. (1971): Considerazioni geologico-petrografiche sul "Tratti di Monteneve" (Alto Adige). - Mem.Ist.Geol.Petr.Padova.
- KARL, F. (1959): Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalitgraniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. - Jb.Geol.B.A., Bd. 102.
- KLEBELSBERG, R.v. (1935): Geologie von Tirol. - Gebr. Borntraeger, Berlin.
- KLEBELSBERG, R.V. (1941): Der Westrand des "Tauernfensters". - Z.dt.Geol.Ges. 93.
- KÖNIGSBERGER, J. (1906): Über die Beeinflussung der geothermischen Tiefenstufe durch Berge und Täler, Schichtstellung, durch fließendes Wasser und durch Wärme erzeugende Einlagerungen. - Ecl.Geol.Helv.9.
- KÖNIGSBERGER, J.; THOMA, E. & GOELZ, H. (1908): Versuche über primäre und sekundäre Beeinflussung der normalen geothermischen Tiefenstufe und über die Temperaturen im Albula-,

- Arlberg-, Simplon-, Ricken-, Tauern- und Bosrucktunnel. - Ecl.Geol.Helv.10
- KÖNZ, P. (1969): Sickerwasserströmungen im Hauptdolomit beim Stollenbau der Engadiner Kraftwerke. - Schweiz.Bauzeitung, Jg.87, H.42.
- KRAUS, E. (1931): Die Seismotektonik der Tiroler Alpen. - Gerlands Beitr.z.Geoph., Bd.30.
- KÜBLER, H. & MÜLLER, E. (1962): Die Geologie des Brennermesozoikums zwischen Stubai und Pflerschtal (Tirol). - Jb.Geol. B.A.
- LAMMERER, B.; FRUTH, I.; KLEMM, D.D.; PROSSER, E. & WEBER-DIEFFENBACH, K. (1976): Geologische und geochemische Untersuchungen in den westlichen Zillertaler Alpen. - Geol.Rdsch. 65/2.
- LANGHEINRICH, G.; SCHÄLICHE, G. & SCHMIDT, K. (1970): Zur Geologie des Tauernwestendes zwischen Brennerpaß und Gossensaß (Colle Isarco), Südtirol, Italien. - Göttinger Arb. Geol.Paläont. 5.
- MARIN, F. (1967): Il nuovo tracciato della linea ferroviaria del Brennero. - Comm.Prom.Traffici del Brennero, Bolzano.
- MEIER, O. (1925): Studien zur Tektonik des Tauernfensterrahmens am Brenner. - Mitt.Geol.Ges.Wien, 18.
- MOELLE, K. (1961): Petrographisch-tektonische Studien an den Gesteinen der westlichen Sarntaler Alpen. - Diss.Inst.Min. Petr.Innsbruck.
- MORGANTE, S. (1975): Il massiccio granitico de Bressanone (Alto Adige). - Mem.Mus.Trid.Sc.Nat.,Vol.20/3.
- MORGANTE, S.; D'AMBROSI, C.; FAVRETTO, L.; LENARDON, G.; NARDI, M. & ROBERTI, D. (1965): Carta geo-petrografica del Massiccio Granitico di Bressanone, scala 1:50 000. - Ist.Min.Petr. dell'Università di Trieste.
- MOSTLER, H. (1978): Seriengliederung, Altersstellung und tektonischer Bau des Innsbrucker Quarzphyllits. - Geol.Paläont. Mitt.Innsbruck, Bd.7.
- MÜLLER, L. (1963): Der Felsbau: 1. Bd. - Ferdinand-Enke-Verlag, Stuttgart.
- NOLLAU, G. (1969): Kleintektonische Strukturen am Südwestrand des Tauernfensters und ihre Einbeziehung in großtektonische Konzepte. - Geol.Rdsch. 58.
- PRESSEL, K. (1909): Der Bau des Simplontunnels. - Zeitschr. des Österr. Ing.- und Arch.Ver..
- PURTSCHELLER, F. (1971): Ötztaler und Stubai Alpen: Sammlung geologischer Führer. - Gebr. Borntraeger, Berlin-Stuttgart.
- SANDER, B. (1906): Geologische Beschreibung des Brixner Granits. - Jb.Geol.R.A., Bd.56, H.3-4.
- SANDER, B. (1920): Tektonik des Schneeberger Gesteinszuges zwischen Sterzing und Meran. - Jb.Geol.St.A. 70.
- SANDER, B. (1921): Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern; 2. Bericht. - Jb.Geol.St.A.
- SANDER, B. (1925): Carta geologica delle Tre Venezie, Foglio Bressanone, 1:100 000, Note illustrative, Padova.
- SANDER, B. & HAMMER, W. (1926): Carta geologica delle Tre Venezie, Foglio Merano 1:100 000, Note illustrative, Padova.
- SANDER, B. (1929): Erläuterungen der geolog. Karte Meran. - Schlern-Schr. Nr. 16.
- SANDER, B. (1940): Neuere Arbeiten am Tauernwestende aus dem

- Miner.-petr.Inst.d.Univ.Innsbruck. - Mitt.Reichsst.Bodenf., 1.
- SANDER, B. (1942): Über Flächen und Achsengefüge (Westende der Hohen Tauern, III. Bericht). - Mitt.Reichsanst.Bodenf., 4, Wien.
- SANDER, B. (1948): Einführung in die Gefügekunde. - Springer-Verlag, Wien.
- SARDAGNA, A. (1961): Progetto di massima per l'ammodernamento della linea ferroviaria del Brennero fra Bolzano e Innsbruck. - Comm.Prom.Traffici del Brennero, Bolzano.
- SASSI, F.P. & MENEGAZZO, L. (1971): Contributo alla Conoscenza della Falda di Steinach (Brennero). - Mem.Ist.Geol.Min. Univ.Padova, Vol.29.
- SCHINDLMAYR, W. (1968): Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Mauts-Stilfes in Südtirol. - Mitt.u.Arb.aus dem Inst.f. Allgem.und angew.Geologie und Mineralogie der Univ. München, Nr. 129/1.
- SCHMIDEGG, O. (1933): Der Bau der Ötztaler-Stubaier Alpen. - Mitt.D.u.Ö.A.V.
- SCHMIDEGG, O. (1936): Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen. - Jb.Geol.B.A., Bd. 86.
- SCHMIDEGG, O. (1949): Der geolog. Bau der Steinacher Decke mit dem Anthrazitkohlenflöz am Nöblächjoch (Brennergebiet). - Veröff.Mus.Ferdinandeam Innsbruck.
- SCHMIDEGG, O. (1951): Patscherkofel bei Innsbruck. - Verh. Geol.B.A., Sonderheft A.
- SCHMIDEGG, O. (1953): Die Silltalstörung und das Tonvorkommen bei der Stefansbrücke. - Verh.Geol.B.A.
- SCHMIDEGG, O. (1954): Achsen- und Flächengefüge beiderseits des Silltalbruches zwischen Innsbruck und Matrei. - Tscherm. min.petr.Mitt. 4.
- SCHMIDEGG, O. (1956): Neues zur Geologie des Brennermesozoikums. - R.v.Klebelbergfestschrift. - Geol.Ges.Wien, Bd.48.
- SCHMIDEGG, O. (1965): Die Ötztaler Schubmasse und ihre Umgebung. - Verh.Geol.B.A.
- SCHMIDEGG, O. (1967): Zur Geologie der Kraftwerksgruppe Untere Sill. - Festschr. Kraftwerksgruppe Untere Sill, Stadtwerke Innsbruck.
- SCHMIDT, C. (1907): Untersuchungen über die Standfestigkeit der Gesteine im Simplontunnel. - Gutachten Generaldirektion der Schweizerischen Bundesbahnen - Bächler & Co., Bern.
- SCHMIDT, K. (1965): Zum Bau der südlichen Ötztaler und Stubaier Alpen. - Verh.Geol.B.A., Sonderheft und Z.dt.geol.Ges., 116.
- SCHMIDT, W.J. (1950-1952): Die Matreier Zone in Österreich. - Sitz.Ber.Akad.Wiss.Wien,math.-nat.Kl., Abt. I, 1. Teil 159, 2. Teil 160, 3-5. Teil 161.
- SCHORN, J. (1926): Geschichte und Ergebnisse der Erdbebenkunde Tirols. - M.d.Erdb.Komm.A.W., Wien 62.
- SENFEL, E. & EXNER, Ch. (1973): Rezente Hebungen der Hohen Tauern und geologische Interpretation. - Verh.Geol.B.A.
- SUCESS, E. (1867): Geologisches Profil der Eisenbahnstrecke von Bozen bis Innsbruck. - Verh.K.K.Geol.R.A., Vol. 18 (19).
- TERMIER, P. (1903): Les nappes des Alpes Orientales et la synthèse des Alpes. - Bull.Soc.Geol.Fr., 3.
- THIELE, O. (1970): Zur Stratigraphie und Tektonik der Schieferhülle der westlichen Hohen Tauern. Zwischenbericht und

- Diskussion über Arbeiten auf Blatt Lanersbach. - Verh.Geol. B.A.
- THIELE, O. (1976): Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Mayrhofen und Innerschmirn (Tirol). - Geol.Rdsch. 65.
- TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese. - Deuticke, Wien.
- TOLLMANN, A. (1970): Die bruchtektonische Zyklennormung im Orogen am Beispiel der Ostalpen. - Geotekt.Forsch. 34.
- TOLLMANN, A. (1975): Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters und die Neugliederung des Deckenbaues der Hohen Tauern. - N.Jb.Geol.Paläont.Abh. 148/3.
- TOLLMANN, A. (1977): Die Bruchtektonik Österreichs im Satellitenbild. - N.Jb.Geol.Paläont.Abh. 153.
- TORRE, C. (1949): Die Grenzzustände statisch beanspruchter Stoffe. - Schweiz.Arch.f.Ing.Wiss.u.Techn., Jg.15, H.415.
- TRAPP, E. (1951): Erdbebentätigkeit in Österreich. - Mitt.Ges. Geol.u.Bergbaustud., Bd. 6.
- VENZO, G.A. & FUGANTI, A. (1969): Studio geologico per il progetto della galleria ferroviaria del Brennero da Vipiteno ad Innsbruck. - . - Mem.Mus.Trid.Sc.Nat., Vol.17/3
- VENZO, G.A. (1978): Osservazioni sulle previsioni geologiche per la galleria ferroviaria del Brennero nelle due soluzioni da Vipiteno (Sterzing) a Steinach e da Vipiteno (Sterzing) a Matrei. - Tavola rotonda su nuove prospettive ferroviarie per il Brennero. - Comitato promotore per il traffici del Brennero, Verona.
- WEISS, E.H. (1976a): Die baugelogeische Prognose für den Schnellstraßentunnel durch den Arlberg, Tirol-Vorarlberg. - Rock. Mech.Suppl. 5.
- WEISS, E.H. (1976b): Die geologischen Verhältnisse und die baugelogeischen Erfahrungen im Katschbergtunnel. - Tauernautobahn, Bd. II, Salzburg.
- ZANETTIN, B. (1971): Recent geological investigations in Aouthern Tyrol, Alto Adige, Eastern Alps. - Verh.Geol.B.A.
- ZANETTIN, B. & JUSTIN-VISENTIN, E. (1971): Considerazioni Geologico-Petrologiche sul "Tratto di Monteneve" ("Schneeberger Gesteinszug") (Alto Adige). - Mem.Ist.Geol.Min.Univ.Padova, Vol. 29/4.