Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 65 (1972)
Heft: 2

Artikel: Zur Geologie der Gotthard-Nordrampe der Nationalstrasse N2
Autor: Schindler, Conrad / Welten, Max / Markgraf, Vera
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-164102

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 13.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Eclogae geol. Helv.	Vol. 65/2	Seiten 391–423	9 Textfiguren, 1 Tabelle und 3 Tafeln (I–III)	Basel, August 1972

Zur Geologie der Gotthard-Nordrampe der Nationalstrasse N2

Von CONRAD SCHINDLER

Geotechnisches Büro Dr. A. von Moos
Bachofnerstrasse 5, Zürich

Mit einem paläobotanischen Beitrag von MAX WELTEN und VERA MARKGRAF
Botanisches Institut der Universität Bern, Altenbergrain 21, Bern

INHALT

Seite

I. *Einleitung* . . . 392
II. *Übersicht über die N2 im Kanton Uri* . . . 393
III. *Südportal des Seelisberger Tunnels bis Seedorf* . . . 396
1. Fels . . . 396
2. Lockergesteine . . . 396
IV. *Reussebene bis Erstfeld* . . . 397
V. *Teilstrecke zwischen Erstfeld und Göschenen* . . . 398
1. Quartär zwischen Erstfeld und Göschenen . . . 398
a) Alter Talboden . . . 398
b) Epigenetische Talbildung . . . 398
c) Alter der Talsysteme . . . 400
d) Moränen und ihr Alter . . . 401
e) Sedimentation bis zum Maximum der Akkumulation . . . 403
f) Paläobotanische Untersuchungen . . . 404
g) Erosion und heutiger Flusslauf . . . 407
h) Praktische Bedeutung der Analyse des Quartärs und der Morphologie . . . 407
i) Bautechnische Bemerkungen zu den Tunnels Intschi II und Langlaui . . . 407
2. Hakenwurf . . . 408
a) Rezenter Hakenwurf . . . 408
b) Fossiler Hakenwurf . . . 410
3. Fels zwischen Amsteg und Meitschligen . . . 414
a) Tunnels im Serizit-Chlorit-Gneis . . . 414
b) Riedtunnel . . . 415
c) Teiftaltunnel . . . 417
d) Mineralfunde in den Tunnels zwischen Amsteg und Meitschligen . . . 419
e) Tektonischer Ausblick . . . 419
α) Alpine Strukturen . . . 419
β) Verfolgung der Gesteinszonen, Alter der alpinen Strukturen . . . 420
γ) Alte Schieferung und Verscherung . . . 421
δ) Teiftalbruch . . . 422
Literaturverzeichnis . . . 422
Karten (ausserhalb der bereits erwähnten Literatur) . . . 423

ZUSAMMENFASSUNG

Es wurden geologische und geotechnische Ergebnisse der Untersuchungen für die Nationalstrasse zwischen Göschenen und dem Urnersee gegeben. In der nördlichen Schieferhülle des Aarmassivs wird ein altes System von Verschieferung, Verscherung und Verfältelung beschrieben, welches rund 30° schief zu den alpinen Strukturen steht, daneben auch der WNW–ESE streichende, ebenfalls sehr alte Teiftalbruch. Die alpine Schieferung folgt spätherzynischen Anlagen. Bei der nächstjüngeren, alpinen Verscherung sind beträchtliche, etwa 30° nordwärts steigende Aufschiebungen zu beobachten. Diese werden im inkompetenten Karbon und dem auf grosse Strecken verfolgten Phyllit zu einer schichtparallelen, steileren Bewegung zusammengefasst, was für die Entstehung der Windgällenfalte von Bedeutung sein dürfte.

Auf grosse Strecken wurden oberhalb Amsteg Reste eines fluviatil entstandenen, vermutlich interglazialen Tals festgestellt. Unterhalb Intschi tritt zudem eine steile, vermutlich im Alleröd erodierte alte Schlucht auf. Durch Datierung eines Holzfunds konnte die ins jüngere Gschnitz gehörige Moräne von Intschi in die zweite Hälfte der jüngeren Dryaszeit gestellt werden. Ablagerungen des älteren Gschnitz fanden sich im Raume von Erstfeld. Bemerkenswert sind die starken Vorstösse der Seitengletscher im älteren Teil des Daun. Der Gletscherrückzug hinterliess ein sehr stark gestuftes Talprofil mit mehreren Seen. Im Talboden des oberen Reusstals wie am Urnersee überwog vorerst infolge extremer Schuttzufuhr die Akkumulation, mit zunehmender Bewaldung später aber die Erosion. Der Umkehrpunkt scheint nicht synchron zu sein. Für die Beurteilung der jüngsten Ablagerungen sehr wichtig ist die Lage des ehemaligen Seespiegels.

I. EINLEITUNG

Einer der interessantesten Abschnitte der Nationalstrasse liegt im Kanton Uri. Der Schreibende hatte Gelegenheit, die geologischen Untersuchungen zwischen Bauen am Urnersee und Göschenen als Mitarbeiter, später als Teilhaber des geotechnischen Büros Dr. von Moos ausführen und auswerten zu können, so dass hier einige interessante Ergebnisse der umfangreichen Untersuchungen gegeben seien. Solche Arbeiten für Nationalstrassen gliedern sich normalerweise in 3 Teile: in generelle Untersuchungen zum Vorprojekt, in solche für das Detailprojekt und schliesslich in die Beratung während dem Bau. Im Falle des Kantons Uri bearbeiteten wir überall das generelle Projekt, teilweise auch das Detailprojekt, dagegen wurde die Beratung während des Baus von anderen Geologen übernommen. Durch die geologische Aufnahme der Tunnels blieben wir allerdings in Kontakt mit dem Bau der Strasse. Auskünfte über die technische Seite der Planung und des Baus der Teilstrecke Amsteg–Göschenen finden sich in « Strasse und Verkehr», 56. Jahrgang, Heft 3, 1970, wo unter anderem B. TSCHACHTLI einige geotechnische Probleme behandelt.

Aus verschiedenen Umständen erfolgte der Auftrag für die gründliche geologische Untersuchung an uns erst zu einem Zeitpunkt, als die Planung in einzelnen Abschnitten bereits nahezu abgeschlossen war, Trasseverschiebungen also praktisch nicht mehr in Frage kamen. Wo genügend Zeit zur Verfügung stand, erfolgten auf Grund der geologischen Situation noch einige Änderungen des Projekts, so insbesondere am westlichen Ufer des Urnersees. Um ein Rutschgebiet nahe Bauen zu vermeiden, wurde dort der Seelisberger Tunnel stark nach Süden hin verlängert. Oberhalb Amsteg ist der Spielraum für Varianten primär sehr klein, da einerseits die Anforderungen für Kurvenradien und maximale Steigungen bei Nationalstrassen sehr streng sind, anderseits im engen Tal die meisten günstigen Stellen bereits durch die Gott-

hardbahn oder die bestehende Strasse blockiert sind. Im übrigen sei darauf hingewiesen, dass bei derartigen Projekten der Geologe zwar beraten und auf Gefahren aufmerksam machen kann, dass aber dem Kantonsingenieur die Entscheidung und Verantwortung über sein Projekt und dessen Ausführung zusteht.

Es soll im folgenden gezeigt werden, wie eng eine geotechnische Untersuchung mit der gründlichen Erfassung verschiedenster geologischer Probleme verknüpft ist, wobei man sich verschiedener Untersuchungsmethoden bedienen muss. Überaus wichtig ist auch die Art der Darstellung der gewonnenen Ergebnisse, denn der Ingenieur soll unsere Pläne und Berichte begreifen und weiterverwerten können. Auch heute noch wirken leider Geologe und Ingenieur häufig nebeneinander, ohne je ein wirkliches gegenseitiges Verständnis zu finden.

Herrn Kantonsingenieur A. Knobel sei für den interessanten Auftrag gedankt. Auf den Baustellen konnte ich stets mit freundlicher Unterstützung rechnen, so insbesondere durch die Ingenieure H. Mahrow, P. Schmid und W. Strub. Nicht vergessen sei die Mithilfe der Herren L. Lussmann, H. Oeschger, F. Schweingruber und M. Welten sowie Frl. V. Markgraf bei der Entstehung dieser Arbeit. Auch A. von Moos danke ich für seine stetige Unterstützung.

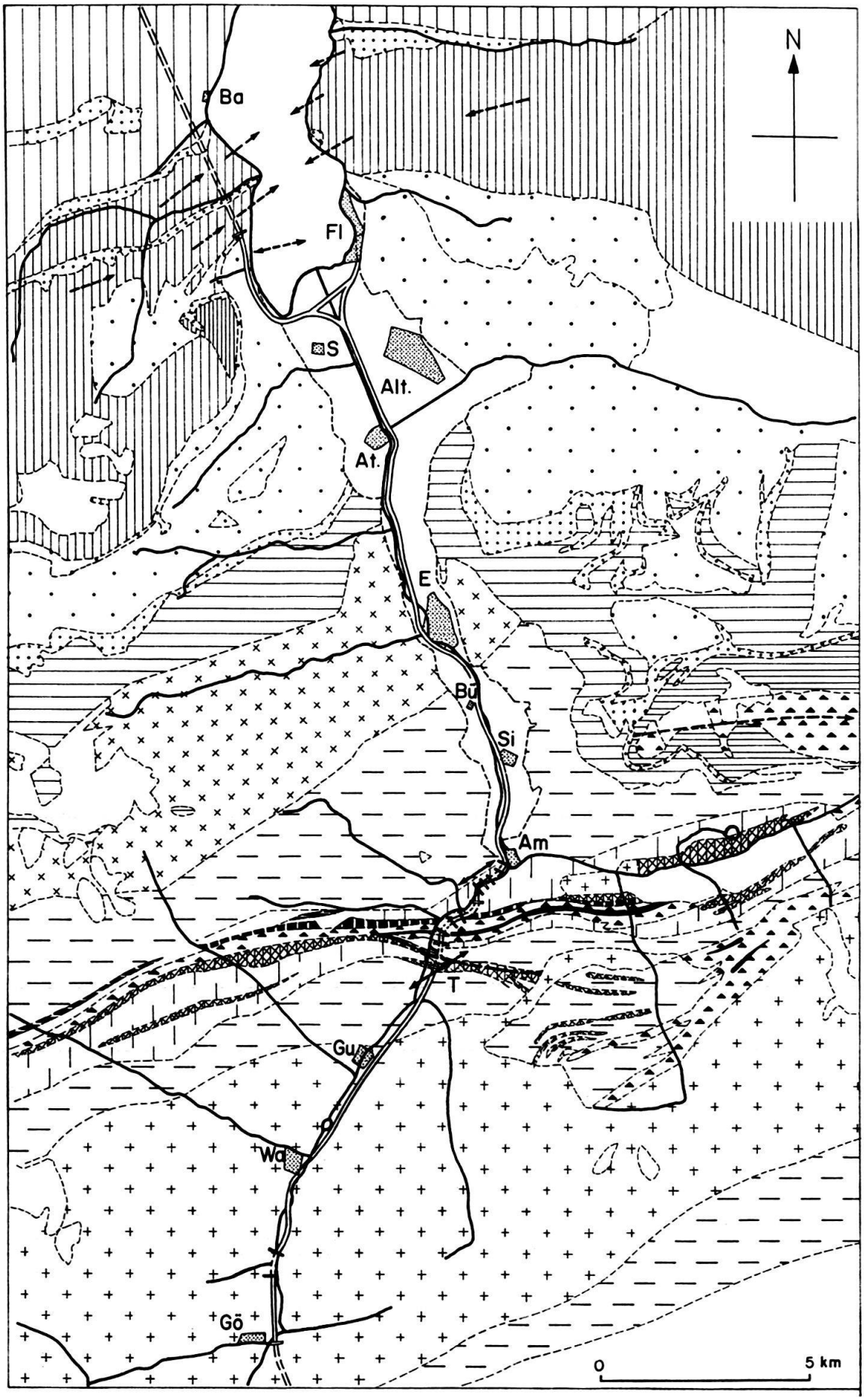
II. ÜBERSICHT ÜBER DIE N2 IM KANTON URI

Zwischen dem Südportal des Seelisberger Tunnels und dem Nordportal des Gotthardtunnels liegen 33 km Nationalstrasse. Am 1. Juli 1971 wurde das erste, nur 3,8 km lange, aber äusserst schwierige Teilstück von Amsteg bis Meitschligen eröffnet, während die südlich anschliessende Strecke bis nahe an Wassen 1973 dem Verkehr übergeben werden soll.

Die N2 durchquert zwischen Bauen und Amsteg mehrere tektonische Zonen nahezu quer zum Streichen, biegt dann aber gegen Süden hin stark ab (Fig. 1). Im nördlichsten Abschnitt werden die helvetischen Decken berührt, doch wurden die dort angetroffenen, äusserst komplexen tektonischen Verhältnisse bereits besprochen (C. SCHINDLER 1969). Der Seelisberger Tunnel mündet nach seiner Verlängerung knapp südlich der Untergrenze der Axendecke im Flysch aus.

Nach der Querung des steilen Westufers des Urnersees im Altdorfer Sandstein erreicht die N2 bei Seedorf die Reussebene und verläuft nun bis Amsteg in der Nähe des Flusses. Anschlüsse kommen nahe Flüelen und bei Amsteg zu liegen. Ohne dass auf dieser bautechnisch einfachen Strecke je Fels angeschnitten wurde, quert die N2 dabei den nordhelvetischen Flysch, den autochthonen Sedimentmantel und das Erstfelder Massiv.

In dem nun folgenden Teilstück von Amsteg bis zur Einmündung des Fellitals häufen sich dagegen die Schwierigkeiten, kommt die Strasse doch fast durchwegs auf Brücken, Lehnenviadukte oder in Tunnels zu liegen. Auch geologisch ist diese Zone im Detail sehr wechselhaft aufgebaut, wird aber allgemein zur nördlichen Schieferzone des Aarmassivs zusammengefasst. Südlich des Fellitals sind praktisch nur noch Injektionsgneise und Aaregranit anzutreffen, gleichzeitig werden auch die Verhältnisse für den Strassenbau etwas einfacher. Hier sind mehrere grosse Brücken und einige


N
Ba
Fl
S
Alt.
At.
E
Bü
Si
Am
T
Gu
Wa
Gö
0
5 km

lange Lawinengalerien vorgesehen, zudem ein Tunnel zur Unterfahrung des lawinengefährdeten Naxtals nahe Göschenen. Anschlüsse werden bei Wassen und Göschenen liegen.

In der nun folgenden Besprechung werden wir von Norden gegen Süden hin vorrücken, das Hauptaugenmerk aber der bereits erstellten Teilstrecke zwischen Amsteg und Meitschligen zuwenden.

Fig. 1. Tektonische Übersichtskarte von Göschenen bis Bauen, erstellt unter Benützung verschiedener bestehender Karten, etwas schematisiert.

- wenig metamorphe Serizit-Chlorit-Gneise
- stärker metamorphe Gneise, Injektionsgneise
- Amphibolitzug
- Phyllite und Serizitgneise
- Erstfelder Gneis
- Aaregranit
- Quarzporphyr und Derivate
- Karbon
- Autochthones Mesozoikum nördlich der Windgällenfalte
- Keile von Mesozoikum im Kristallin
- Mesozoikum Windgällenfalte
- Drusbergdecke
- Axen- und Bächistockdecke
- Gitschen
- Tertiär im Verband mit dem Mesozoikum
- Flysch
- Alluvionen, Schutt
- Faltenachsen
- Richtung alter Strukturen
- Teiftalbruch
- Nationalstrasse, Tunnels

Alt = Altdorf, Am = Amsteg, At = Attinghausen, Ba = Bauen, Bü = Büelenhofstatt, E = Erstfeld, Fl = Flüelen, Gö = Göschenen, Gu = Gurtnellen-Wiler, S = Seedorf, Si = Silenen, T = Teiftal, Wa = Wassen

III. SÜDPORTAL DES SEELISBERGER TUNNELS BIS SEEDORF

1. Fels

Die N2 tritt wenig unterhalb der Überschiebung der Axendecke ans Tageslicht, so dass die gesamte offene Strecke der N2 bis ans Südende des Urnersees im Flysch liegt. Die tektonischen Faltenachsen verlaufen hier N 80 E und nahezu horizontal, dies übrigens in ausgeprägtem Gegensatz zu den darüberliegenden, helvetischen Decken (C. SCHINDLER 1969). Da die Faltenachsen nahezu senkrecht zum Ufer wie auch zur projektierten Strasse verlaufen, wurde dieser glückliche Umstand zur Darstellung der geologischen Ergebnisse in einer Horizontalprojektion parallel zum tektonischen Streichen benutzt. Auf Tafel I kann für jeden dargestellten Punkt das ungefähre Fallen und die Lithologie des Felsuntergrunds abgelesen werden. Im Gegensatz zu der normalerweise den Untersuchungen zum generellen Projekt beigegebenen geologischen Karte 1:5000 entsteht im steilen Gelände auf diese Weise ein übersichtliches, verständliches Bild, trotzdem für beide Darstellungen die gleichen Grundlagen benutzt wurden. In den Aufriss wurde zudem das Projekt eingezeichnet und mit einigen Stichworten kommentiert.

Unmittelbar unter der helvetischen Überschiebungsfläche liegen verschuppte und gequälte Pakete aus Wildflysch und Globigerinenschiefer (W. BRÜCKNER 1956, C. SCHINDLER 1969), sehr bald werden diese aber von Altdorfer Sandstein unterlagert. Im Aufriss wurden sie nach der Lithologie untergliedert, wobei neben mergelreichen Partien, Übergangszonen mit starken Sandsteinlagen und grobbankigen Sandsteinen im Süden des Gigentals auch Gruontalkonglomerat auftrat. Technisch bedeutsam ist der extreme Härteunterschied zwischen den relativ weichen, schiefrigen Mergeln und den äusserst zähen, aber oft klüftigen Sandsteinen. Charakteristisch für das tektonische Bild sind scharfe, knieförmige Falten, häufige Verscherungen und ein Überwiegen des Südfallens. An einzelnen Orten reihen sich die knieförmigen Falten derart aneinander, dass ein handorgelartiges Bild entsteht.

2. Lockergesteine

Verschiedene Relikte der Moränendecke sind in den steilen Hängen erhalten geblieben. Interessanterweise stossen aus dem Gigental 2 Wälle mit Lokalmaterial bis nahe an den Urnersee vor, deren Alter allerdings unsicher bleibt (ausgehendes Stadium von Netstal–Chur?). Studiert man die Lockergesteinsdecke, so erkennt man, dass kurz nach dem Abschmelzen der Gletscher eine äusserst intensive Ablagerung von Bergsturzmaterial, Hangschutt und grobem Runsenschutt einsetzte, wobei im Laufe der Zeit ein ausgedehnter, meist steiler Schuttmantel entstand. Später aber stabilisierte sich das Gelände, und es setzte bis zum heutigen Tag Erosion durch Runsen und den Wellenschlag des Sees ein. Akkumulation ist nur noch in einigen Schutthalden und in den Runsenschuttkegeln am Seeufer zu beobachten. Diese Erscheinung ist technisch sehr bedeutsam, hat die Erosion teilweise doch äusserst steile Lockergesteinshalden geschaffen oder Rutschungen ausgelöst, an andern Orten das Gelände dagegen durch Trockenlegung stabilisiert. Tafel I mag das Gesagte besser erläutern als viele Worte. Besondere Aufmerksamkeit wurde dort auch der Darstellung der Zonen akuter Gefahr wie Steinschlaggebiete, Runsen, Rutschungen

und Lawinenzüge gewidmet. In diesem extrem steilen Gebiet erreichen erstaunlicherweise fast alljährlich mehrere Lawinen das Seeufer. Bautechnisch wichtig ist die Ausscheidung der rolligen, steilen, groben Deponie eines alten Steinbruchs für Schotter und Pflastersteine.

IV. REUSSEBENE BIS ERSTFELD

Die Reussebene ist grösstenteils recht eintönig aufgebaut, soweit man nur die obersten 10–15 m Lockergestein berücksichtigt. Der grösste Teil des Talbodens ist von Kiesen und Sanden bedeckt, welche in der Nähe der Flanken oft von feinkörnigen, z.T. organisches Material enthaltenden Sedimenten abgelöst werden. Wechselhafter sind die Verhältnisse zwischen dem Ende des Urnersees und Altdorf, wofür 2 Gründe verantwortlich sind: Einerseits stiess das Delta des Schächenbachs weit in den ehemaligen See, bevor die Reussablagerungen dieses Gebiet erreichten, so dass in verschiedenen «toten Winkeln» Silte und tonige Silte zur Ablagerung kamen. Andererseits liegt der Talboden hier noch nahe über dem ehemaligen Seespiegel.

Im untersten Teil der Ebene werden die Reußschotter grossflächig von Sumpfablagerungen bedeckt. Von der westlichen Talflanke her, noch besser aber auf Luftphotos, ist zu erkennen, dass eine seichte Uferzone nahe Seedorf weit in den See hinein vorstösst – ganz offensichtlich entspricht sie einem überfluteten Teil des Reussdeltas. Während der Seespiegel heute um Kote 434 m schwankt, lag er nach J. Kopp (1962) im frühen Mittelalter um 429,5 m bis 430,5 m, noch früher sogar um 427,5 m. Der mittelalterliche Aufstau soll teils durch Ablagerungen des Krienser Bachs, teils aber auch durch die Luzerner erfolgt sein, welche auf diese Weise mehr Gefälle für ihre Wasserräder erhielten, gleichzeitig aber auch Land ihrer getreuen Miteidgenossen unter Wasser setzten und flache Uferstreifen zu Sumpf werden liessen!

Die Lage des ehemaligen Seespiegels ist für geotechnische Probleme äusserst wichtig, beeinflusst sie doch massgebend die Setzungen. Zwischen Übergußschichten und Deltaschichten besteht nicht nur ein Unterschied in der Lage der Neigung der Schichtgrenzen, vielmehr sind die Deltaschichten zudem auch viel inhomogener zusammengesetzt und lockerer gelagert. In vielen Rammsondierungen lässt sich der ehemalige Seespiegel dadurch ungefähr fixieren, dass die Lagerungsdichte stark zurückgeht. Besonders auffällig ist diese Erscheinung in Kiessanden, wo zudem erstaunlich niedrige M_E-Werte von etwa 150 bis 200 kg/cm^2 erreicht werden können, so im untersten Teil der Reussebene oder z.B. nahe Stansstad (entsprechender Wert in Übergußschichten und 250 bis 500 kg/cm^2).

Im Delta bei Seedorf lag der Seespiegel zur Zeit der Schüttung um 429,5 m, dem frühmittelalterlichen Spiegel. Die später gebildeten Sumpfablagerungen greifen beidseits eines ehemaligen Reussarms bis nahe an jenes Niveau hinunter. Seit der Schüttung dieser Teile des Deltas scheint die Reuss stets in der Talmitte oder noch weiter östlich in den See gemündet zu haben.

Der unruhige Verlauf der Grenze zwischen den relativ fest gelagerten Übergussschichten und den darüber folgenden, extrem setzungsempfindlichen Sumpfablagerungen ist für die Schüttung der künftigen Dämme sehr unangenehm, da ungleichmässige Setzungen zu erwarten sind. Die Mächtigkeit der weichen Deckschicht wurde deshalb auf einer Karte mit Isopachen dargestellt.

Bei der Kläranlage nahe nördlich des Bahnhofs Altdorf wurden unterhalb Kote 427,5 m sehr locker gelagerte Deltasedimente festgestellt, welche zu ungleichmässigen Setzungen Anlass gaben. Ungünstig ist der Umstand, dass der Seespiegel und – damit verbunden – der Grundwasserspiegel steigende Tendenz aufweisen, denn ein dauerndes oder temporäres Absinken hätte die Deltaschichten etwas konsolidiert. Die Reussebene bildet einen ausgedehnten, mächtigen Grundwasserträger.

V. TEILSTRECKE ZWISCHEN ERSTFELD UND GÖSCHENEN

Der steilwandige und bautechnisch schwierige Abschnitt zwischen Amsteg und Göschenen wurde durchwegs im Maßstab 1:1000 geologisch kartiert, doch waren hier die Voraussetzungen für einen Aufriss nicht gegeben. Wichtig war dabei neben einer möglichst guten Erfassung von Felsqualität und Art der Lockergesteine auch die Darstellung der Wasserverhältnisse. Zudem wurden die Steinschlaggebiete und Lawinenzüge möglichst vollständig erfasst, wobei wir uns auf die vorzüglichen Aufnahmen von F. STAPFF (1885) für den Bau der Gotthardbahn stützen konnten.

1. Quartär zwischen Erstfeld und Göschenen

a) Alter Talboden

Sehr häufig ist zu beobachten, dass die Reuss und ihre Seitenbäche in ihre eigenen Ablagerungen eingeschnitten sind, so z.B. nahe Intschi, wo ein alter, breiter Talboden durch eine bis zu 100 m tiefe Schlucht zerschnitten wurde. Dieser alte Talboden konnte auf Grund der Kartierung von Göschenen bis Büelenhofstatt (halbwegs zwischen Silenen und Erstfeld) fast durchgehend verfolgt werden (Taf. II). Fast überall wurde auf der 19 km langen Strecke die vom abschmelzenden Gletscher freigegebene Talsohle mit Lockergesteinmassen eingedeckt, sei dies nun mit Moränen, mit Ablagerungen der Reuss oder von Runsen, mit Hangschutt oder Bergsturz. Auffällig ist der gestufte Verlauf des in Tafel II dargestellten, höchsten Akkumulationsniveaus, welcher eindeutig auf stauende Hindernisse zurückzuführen ist. Bei Göschenen (das Profil wurde ein kurzes Stück ins Göscheneralptal verlängert), Wassen, dem Ausgang des Fellitals, Intschi und Büelenhofstatt handelt es sich um Ablagerungen eines Gletschervorstosses, welche den alten Tallauf blockierten. Beim Pfaffensprung hat ein von der rechten Flanke her kommender Runsenschuttkegel die Reuss auf eine Felsschwelle abgedrängt. Massive Schuttzufuhr aus der gleichen Talflanke bewirkte bei Gurtnellen–Wiler einen Rückstau im Talboden. Primär auf eine Felsschwelle geht einzig eine schwache Störung zwischen dem Naxtal und Wattingen (zwischen Wassen und Göschenen) zurück, doch mag hier entlang der heutigen Schlucht bereits ein alter, später durch Moräne blockierter Tallauf bestanden haben. Tektonische Einflüsse auf den geknickten Verlauf der alten Talsohle lassen sich nicht feststellen.

b) Epigenetische Talbildung (Tafeln I und II)

Man sollte meinen, in einem derart engen Alpental bleibe nur wenig Platz für epigenetische Talbildung, doch treten im Gegenteil zwischen Wattingen (ob Wassen)

und Amsteg immer wieder Reste alter Täler auf, was grosse bautechnische Komplikationen brachte.

Oberhalb Wassen wie auch im Talabschnitt von der Einmündung des Fellitals bis zu jener des Teiftals lag der tiefste alte Flusslauf ungefähr auf dem Niveau der heutigen Reuss oder etwas höher. Wie einige Aufschlüsse und insbesondere die Fundation eines Pfeilers der Fellibrücke der N2 gezeigt haben, befand er sich dagegen zwischen Wassen und dem Fellital tiefer als heute (nach grober Schätzung etwa 10 m). Das anscheinend recht regelmässige Gefälle des alten Tals wechselt oberhalb Wassen von 32‰ auf 40‰, zudem zeichnet sich am Knickpunkt eine leichte Stufe ab – dies vielleicht im Zusammenhang mit der Einmündung der Meienreuss ins Haupttal.

Besonders interessant und für die Nationalstrasse bedeutsam sind jedoch die Verhältnisse *zwischen der Einmündung des Teiftals* (nahe ob Intschi) *und Amsteg*, im steilen, felsigen Talabschnitt, welcher an den obersten Teil der Reussebene stösst. Hier lassen sich zwei Systeme von alten Tälern feststellen, welche beide durch Bohrungen und Tunnelbau bzw. Aushubarbeiten genauer untersucht werden konnten.

Das eine, offenbar ältere, liegt auf der rechten Seite der Reuss und verursachte bei der Brücke Ried der N2 wie auch im Langlauitunnel einen plötzlichen Abfall der Felsoberfläche gegen den Berg hin. Es ist zwar eindeutig fluviatil angelegt worden, weist aber trotzdem sehr häufig vom Gletscher abgeschliffene und polierte Oberflächen auf.

Das zweite sticht nahe Intschi in die linke Flanke des Reusstobels, wurde durch Bohrungen bei der SBB-Station, aber auch weiter talabwärts mehrfach festgestellt und vereinigt sich nahe unterhalb des Tunnels Intschi II und der Reussbrücke der SBB wieder mit dem heutigen Flusslauf.

Charakteristisch für das linksseitige System ist sein hohes Gefälle, liegt doch seine Sohle bei Intschi noch über der heutigen Reuss, bei seiner Einmündung dagegen in unbekannter Tiefe unter ihr. Im Gegensatz dazu scheint das rechtsseitige System das Gefälle des höheren Talabschnitts mindestens bis zum Langlauital hin ungebrochen fortzusetzen. Eine gewisse Unstimmigkeit ergab allerdings die beim Aushub für die Brücke Ried der N2 angetroffene Rinne, deren Sohle 8–10 m höher als erwartet liegt. Vielleicht handelt es sich dabei aber um einen Nebenlauf, während der Hauptlauf weiter reusswärts zu finden wäre.

Man möchte annehmen, das rechtsseitige System stelle die ursprüngliche Fortsetzung des talaufwärts anschliessenden alten Tals dar, dessen ausgeglichenes Gefälle auf eine längere Erosionszeit hinweist, dies im Gegensatz zum linksseitigen System. Jene scharfe, steile und tiefe Kerbe entstand zweifellos im Zusammenhang mit der glazial angelegten Steilstufe ob Amsteg, welcher zudem ein Felstrog unbekannter Tiefe vorgelagert ist. Andererseits wirkte sich diese heute noch so auffällige Stufe auf das ältere Talsystem anscheinend nicht aus – vielleicht war das Vorland damals mit Lockergesteinen gefüllt.

Beide Talsysteme sind durch die Moränen von Intschi überdeckt worden, sind also zweifellos älter als jener Gletscherstand, andererseits entstanden sie beide ganz eindeutig fluviatil, also in eisfreien Perioden. Eine Deutung z.B. als Rinne eines unter Eisbedeckung fliessenden Schmelzwassers widerspricht vielen Beobachtungen wie z.B. dem Auftreten von fossilem Hakenwurf (siehe Seite 412).

c) *Alter der Talsysteme*

Hinweise zur Beantwortung dieser Frage gibt ein Holzfund im Tunnel Intschi II. Dieser Tunnel durchquert in seinem südwestlichen Teil eine Felsrippe, gerät dann aber sehr rasch in die Flanke des mit Moränenmaterial gefüllten, linksseitigen Talsystems (Fig. 2). Als weitere Komplikation tritt am Rande der westlichen Tunnelröhre zudem eine quer zum Felsriegel verlaufende, kleine Erosionsrinne auf, deren Sohle noch mit einer dünnen Schicht von Reusskies bedeckt ist. An dessen Grenze zur überliegenden Moräne – also rund 40 m unter der ehemaligen Moränenoberfläche – lag ein Holzstück, dessen Alter an der Universität Bern mit der C_{14}-Methode bestimmt wurde. Der erhaltene Wert von 10480 $\pm$ 90 Jahren fällt ungefähr in die Mitte der Jüngeren Dryaszeit und ist damit einige hundert Jahre jünger als die Wärmeperiode des Alleröd, welche vor rund 11800 Jahren begann und vor etwa 10800 Jahren endete. Es scheint uns deshalb sehr wahrscheinlich, dass sich die tiefe und steilwandige, aber relativ kurze Schlucht des linksseitigen Talsystems im Alleröd gebildet hat, wobei die Gletscherstirn damals talaufwärts von Intschi liegen musste. Die nächstältere eisfreie Zeit in diesem Gebiet dürfte bedeutend älter sein als das Maximum der Würm-II-Eiszeit. Es scheint uns ausgeschlossen, dass der fossile Hakenwurf am Rande des linksseitigen Talsystems (siehe Seite 412) einen Gletschervorstoss bis Mellingen hätte überstehen können, zudem liegt auch der Holzfund bereits weit unten in der Talflanke (Fig. 2).

Im Gegensatz dazu muss das rechtsseitige Talsystem und seine südliche Fortsetzung älter als Würm II sein und einer längeren, eisfreien Zeit entsprechen, wie dies schon sein ausgeglichenes Gefälle zeigt.

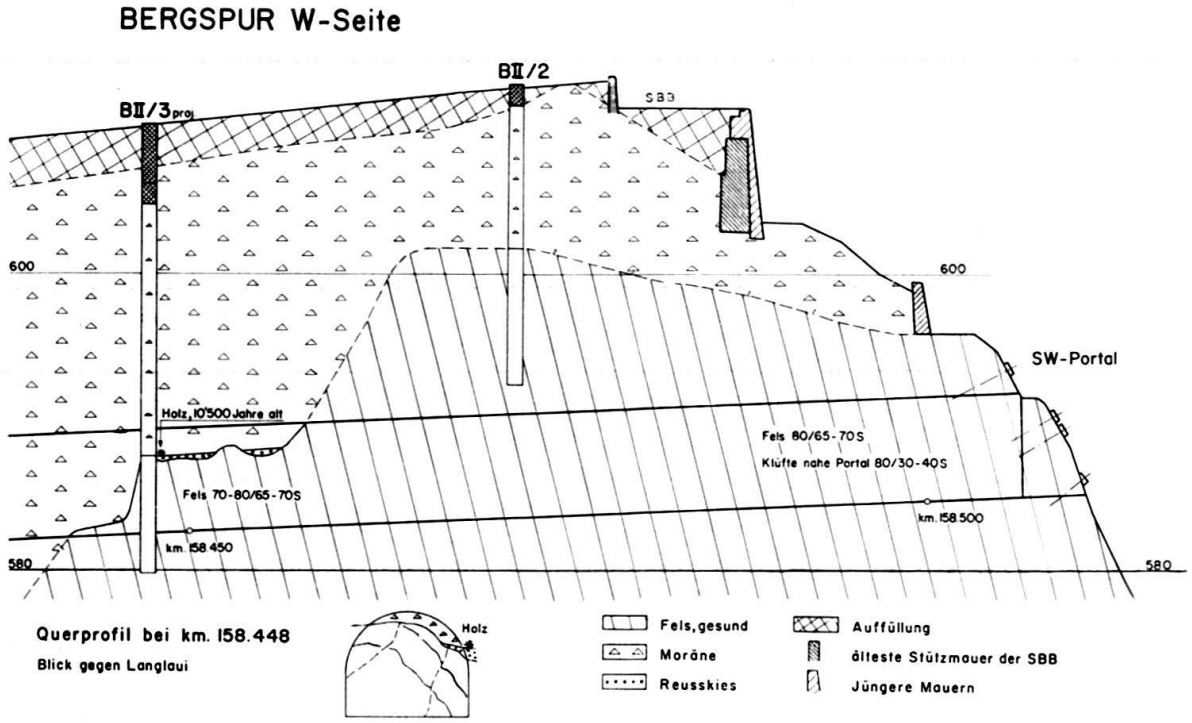


Fig. 2. Tunnel Intschi II, Längenprofil der Bergspur.

Vor kurzem wurde auf Grund von Präzisionsnivellements festgestellt, dass sich der zentrale Alpenkörper heute langsam hebt. Es ist unklar, ob dieser Vorgang sehr langfristig ist und damit Einfluss auf das Gefälle der alten Talsysteme hätte.

Nicht eingegangen sei hier auf die von F. MACHATSCHEK (1938) und W. STAUB (1946) angenommenen, bedeutend älteren Talsysteme, welche in den Talflanken Terrassen hinterlassen haben sollen.

d) Moränen und ihr Alter

Wie bereits erwähnt, haben Wallmoränen an 5 Stellen den Talboden blockiert. Sie bestehen durchwegs aus Steinen und Blöcken in einer Grundmasse von Grobsand und Silt, während Ton nur wenig vertreten ist. Häufig können verschürfte Bachablagerungen wie z.B. Runsenschutt oder siltig-feinsandige Tümpelsedimente beobachtet werden. Gelegentlich treten hausgrosse Blöcke auf.

Einige Rätsel gab eine *bergsturzähnliche Ablagerung bei Büelenhofstatt* (südlich Erstfeld), welche durch mehrere Bohrungen untersucht worden ist. Trotzdem beide Talflanken aus Kristallin gebildet sind und Kalk erst hoch oben im Windgällengebiet auftritt, besteht die Trümmermasse fast ausschliesslich aus Brocken von Malmkalk und Kalkpulver. Eingeschaltet sind allerdings dünne Lagen von Moränenmaterial mit viel Kristallin. Fünfhundert Meter weiter talaufwärts (gegenüber der Einmündung des Öfibachs in die Reuss) fanden sich unter Reusskies eindeutige Moräne mit Kalk und Kristallin, dazwischen aber auch Linsen und Lagen von Bergsturzmaterial. Es muss deshalb angenommen werden, dass ein Sturz aus dem Windgällengebiet auf den Gletscher nahe seiner damaligen Stirn aufgeprallt sei und grösstenteils zur gegenüberliegenden Talseite abglitt. Daraufhin wurde die Trümmermasse noch etwas verschleppt und kam gemeinsam mit Moräne zur Ablagerung. Diese höckerig-wellige Schuttanhäufung ist heute nur auf der linken Talseite sichtbar, dürfte aber – unter Reusskies verborgen – die Ebene als Riegel unterqueren. Dafür spricht die Tatsache, dass Grundwasser auf breiter Front und in grossen Quellen zwischen Büelenhofstatt und dem gegenüberliegenden Weiler Schützen austritt.

Bis in den Raum von *Erstfeld* liegt Moräne – mindestens westlich der Reuss – häufig hoch und erreicht beträchtliche Mächtigkeit. So durchfuhr eine Bohrung am südwestlichen Rand des Dorfes unter Reusskies 13 m Moräne, ohne dass der Fels erreicht worden wäre. Da neben Kristallin darin auch viel Kalk auftritt, dürften diese verborgenen Moränenwälle einem Gletscherstand entsprechen, bei welchem sich der Reussgletscher jeweils mit jenem aus dem Maderanertal vereinigte.

Wie ist aber das *Alter der Moränenwälle* einzuschätzen?

Der Stand von Göschenen entspricht dem *späteren Daunstadium*, welcher nach einer Datierung im Vorderrheintal (Frisal) in Präboreal vor rund 9000 Jahren endete (H. ZOLLER, C. SCHINDLER, H. RÖTHLISBERGER 1966).

Der nächstältere Gletscherstand von Wassen wurde durch R. HANTKE (1958) ins *ältere Daun* gestellt. Unsere Aufnahmen ergaben, dass der Reussgletscher zu jenem Zeitpunkt gemeinsam mit einem aus dem Meiental kommenden Gletscher stirnte, wobei beide das Tal östlich des Dorfs mit einer bis zu 40 m hohen, sehr groben Moränenmasse abriegelten. Ebenfalls kräftig ausgebildet sind die Seitenmoränen des Fellitalgletschers, welche ungestört bis ins Haupttal vordringen konnten und dieses

einst auf 40 m Höhe sperrten (rechter Rand von Tafel I). Auch sie müssen dem älteren Teil des Daun angehören, wobei hier – wie beim Gletscher aus dem Meiental – der überaus kräftige Vorstoss aus den Seitentälern auffällt.

Gewaltige Kubaturen von Moräne liegen aber auch bei *Intschi*, denn neben der Schüttung der rund 40 m hohen Wälle mussten auch die tief eingeschnittenen alten Talsysteme aufgefüllt werden. Da das Holz an der Basis dieser Moräne ein Alter aufweist, das ungefähr der Mitte der Jüngeren Dryaszeit entspricht, dürfte der Gletscher in der zweiten Hälfte dieser paläobotanischen Phase bei Intschi gestanden haben, d.h. in einer Periode von etwa 10500 bis 10200 Jahren oder etwas länger. Man könnte sich allerdings vorstellen, dass unser Holz nicht den Beginn des Gletscherstands von Intschi anzeigen würde, sondern dank seiner geschützten Lage einen stärkeren Gletschervorstoss überstanden hätte, also älter wäre als die Moränen um Intschi. Dagegen spricht jedoch das Ergebnis der Altersbestimmung wie auch der Vergleich mit Gletschervorstössen in benachbarten Gebieten. Nach P. Beck (1926) und R. Hantke (1958) entspricht nämlich der Stand von Intschi dem *jüngeren Teil des Gschnitz*, während das *Altgschnitz* bedeutend weiter talauswärts zu suchen ist. Es geht aber zweifellos nicht an, zwischen zwei Phasen des gleichen Stadiums die lange Wärmezeit des Alleröd zu legen, so dass das Altgschnitz der ersten Hälfte der Jüngeren Dryaszeit entsprechen dürfte. Wenn R. Hantke (1958) dessen Moränen bei Brunnen sucht, so sprengt dies unseres Erachtens alle Proportionen, dies auch im Vergleich z. B. mit dem Linthtal (Junggschnitz bei Betschwanden, Altgschnitz bei Nidfurn). Es ist kaum denkbar, dass der Reussgletscher innerhalb 300–400 Jahren nach dem Ende des Alleröd die über 30 km lange Strecke von Intschi bis zum «Chindli» bei Brunnen vorrückte und dann wiederum bis Intschi zurückschmolz. Ins Altgschnitz dürften vielmehr unsere Moränen von Büelenhofstatt und Erstfeld fallen, wobei der Maximalstand des Altgschnitz durchaus noch einige Kilometer weiter talauswärts gelegen haben mag.

Sofern unsere Annahmen korrekt sind, ergibt sich folgendes *Gesamtbild:*

Im Alleröd war das Gebiet von Intschi bis gegen Meitschligen hin (evtl. noch weiter) eisfrei, und es bildete sich die Schlucht der linken Talseite. Zu Beginn der Jüngeren Dryaszeit stiess der Reussgletscher kräftig vor, vereinigte sich mit dem Maderanertalgletscher und erreichte mindestens Erstfeld (Altgschnitz). Später zog sich das Eis bis zur Moräne von Intschi zurück und pendelte dort bis zum Ende der Jüngeren Dryaszeit (Junggschnitz). Daraufhin schmolzen die Gletscher stark ab, doch fand im frühen Präboreal ein neuer, kräftiger Vorstoss insbesondere der Seitengletscher statt (Altdaun). Nach dem Jungdaun bei Göschenen schmolz das Eis im Präboreal vor rund 9000 Jahren dann sehr rasch bis hinter den Talboden der Göschenenalp ab (H. Zoller, C. Schindler, H. Röthlisberger 1966).

Für die Ablagerung der mächtigen Moränenmassen zwischen Erstfeld und Göschenen bliebe somit ein Zeitraum von weniger als 2000 Jahren, was wenig scheint. Dabei muss man aber das gewaltige Ausmass der Schuttzufuhr aus den vom abschmelzenden Eis befreiten, überaus steilen und teilweise unstabilen Talflanken berücksichtigen sowie den mangelnden Schutz durch Vegetation. Ein bedeutender Teil des anfallenden Schutts kam nahe der Talsohle auf den Gletscher zu liegen und wurde durch diesen weiter abtransportiert.

Schliesslich sei auf den Gegensatz zwischen dem frühen Rückzug der Gletscher auf der nahen Alpensüdseite und unserem Befund hingewiesen (H. ZOLLER und H. KLEIBER 1971), welcher vielleicht auf damals sehr grosse Differenzen in der Verteilung der Niederschläge beidseits der Wasserscheide zurückgeht.

e) Sedimentation bis zum Maximum der Akkumulation

Auf Spuren der zeitweise erschreckend intensiven Schuttbildung im letzten Abschnitt der Würmeiszeit stösst man auch beim Studium der Ablagerungen, welche nach dem Freiwerden der Talsohle entstanden. Diese wurde samt dem tieferen Teil der Flanken weitflächig eingedeckt, was auf grosse Strecken zu einer Hebung des Reusslaufs führte. Die abgelagerten Lockergesteine sind mit wenigen Ausnahmen grobkörnig, enthalten oft Bergsturzmaterial und sind sehr arm an Ton. Die Zufuhr erfolgte zur Hauptsache aus den steilen Talflanken, während die Sedimentation durch die Reuss oberhalb Amsteg relativ unbedeutend blieb.

Besonders gut untersucht und interessant ist die Auffüllung des grössten, ursprünglich 2,4 km langen und bis zu gut 50 m tiefen *Staubeckens*, welches sich *hinter der Stirnmoräne von Intschi* bildete (Tf. I und II). Aufschlüsse aus dem bergwärtigsten Teil dieses Beckens (Brücke Ried der N2) zeigten grobe, sandig-steinige, durch Runsen und die Reuss geschüttete Lockergesteine. Schon im mittleren Teil des Beckens (bei der SBB-Station Intschi und südlich des Riedtunnels der N2) finden sich aber gut sortierte Sande und Silte mit deutlicher Schrägschichtung.

Besonders interessant waren die *Aufschlüsse im Langlauitunnel* nahe dem talwärtigen Ende des Sees: Über der vom Gletscher abgeschliffenen Felsoberfläche lag vorerst etwas Moräne, lokal auch verschwemmter Sand mit Kies. Die Obergrenze dieser Ablagerungen wies oft einen schwärzlichen Belag auf. Darüber folgte eine 3–4,5 m mächtige Decke aus feingeschichteten, z.T. leicht tonigen oder feinsandigen Silten, also typischen Seebodenablagerungen. Die Mächtigkeit der einzelnen Warven schwankt zwischen 2 und 5 mm, doch dürften diese Schichten kaum alle einer Jahresablagerung gleichgesetzt werden. M. WELTEN und V. MARKGRAF erklärten sich freundlicherweise bereit, diese Sedimente auf Pollen zu untersuchen (siehe nächster Abschnitt).

Mit scharfer Grenze setzen über den Seebodenablagerungen grobkörnige Lockergesteine ein. Östlich des Langlauitals handelt es sich dabei durchwegs um siltig-sandig-steinigen Runsenschutt mit groben Blöcken, im Westen dagegen teilweise um gut gerollte Kiese und Sande der Reuss. Um Kote 612 m – also gut 30 m unter dem höchsten ehemaligen Seeniveau – wird die Lagerung horizontal und findet sich ein humoser Horizont. Dies zeigt, dass die stauende Schwelle in der letzten Phase der Auffüllung des Sees stark erodiert wurde. Damit war aber im Gebiet des Langlauibachs noch keineswegs das Ende der Akkumulationsphase erreicht, wurde doch über Kote 612 m selbst in der ehemaligen Talsohle noch gegen 30 m Runsenschutt abgelagert, in den Flanken noch viel mehr – hier bildete sich also ein neuer, temporärer Riegel.

Im tiefsten Teil der Ablagerungen über Kote 612 m fanden sich im Tunnel mehrere grosse, verschwemmte *Holzreste*. F. SCHWEINGRUBER übernahm in verdankenswerter Weise deren Bestimmung (siehe nächster Abschnitt).

Irgendwann erreichte die Akkumulation ihr Maximum, und die Erosion gewann die Oberhand – ein Vorgang, welchen wir ja ebenfalls beim Westufer des Urnersees

kennengelernt haben. Zu welchem Zeitpunkt er eintraf, ist an und für sich unbekannt, doch dürfte neben der allmählichen Stabilisierung des Reliefs das Aufkommen einer geschlossenen Vegetationsdecke und insbesondere von Wald dafür massgebend sein. Wir vermuten, dass die Umkehr in den höheren Teilen des besprochenen Talabschnitts in einen Zusammenhang mit dem Einsetzen der frühen Wärmezeit zu bringen ist (vor rund 8500 Jahren), während sie tiefer unten vermutlich bereits im Präboreal begann, am Urnersee vielleicht noch bedeutend früher. In der Talsohle des Göscheneralptals ist die Erosion noch heute wenig ausgeprägt oder fehlt – der Wechsel von Akkumulation zu Erosion im urnerischen Reusstal war also offensichtlich nicht synchron.

f) Paläobotanische Untersuchungen

M. WELTEN und V. MARKGRAF übermittelten uns folgenden Bericht über die Untersuchung der Seebodenablagerungen im Langlauitunnel:

«Von den uns im Sommer 1968 übergebenen 13 Proben von Seebodenmergeln wurden 10 Proben analysiert. Als Nullpunkt des Profils erscheint die Moränenoberfläche. Probe 1 liegt hart über ihr, Probe 13 dagegen knapp unter der Obergrenze der Seebodenablagerungen, die oberste Probe C bereits über ihr, in der Basis von mächtigen Runsenablagerungen.

Da das Gebiet, obwohl nur in der geringen Meereshöhe von 600 bis 650 m liegend, im Bereich der jüngeren, spätglazialen Stadien der Würmeiszeit liegt, bestand die Möglichkeit, dass durch Pollenanalysen und C_{14}-Bestimmungen ein Beitrag an die Chronologie der Spätglazialerscheinungen geliefert werden konnte. Die pollenanalytischen Resultate sind die folgenden:

Nummer der Probe	Höhe über der Basis der Seebodenablagerg. (cm)	Quercus	Ulmus	Fagus	Abies	Picea	Pinus	Betula	Alnus	Corylus	Salix	Hippophaee	Juniperus	Baumpollen-%	Gramineen	Cyperaceen	Artemisia	Varia	Nichtbaumpollen-%	Ausgezählte Pollen
C	+ 420	0,9	1,7	-	-	1,3	19	7	1,7	-	0,9	1,7	-	33	11	5,1	0,9	50	67	117
12	+ 365	-	-	-	0,6	1,5	16	13	0,9	1,5	-	0,6	4,2	39	40	6,1	2,7	12	61	330
11	+ 340	-	-	0,7	0,4	0,4	10	43	0,7	-	0,7	0,7	13	70	18	3,5	2,8	6	30	143
10	+ 310	-	-	-	-	0,2	17	38	-	-	0,4	1,2	5,2	62	14	3,2	8	13	38	248
9	+ 290	-	-	-	-	-	21	45	-	-	-	4,9	-	70	7	6,6	-	16	30	61
8	+ 200	-	-	-	1,6	-	58	6	-	-	-	6,3	-	72	25	-	-	3	28	32
5	+ 120	-	-	-	2,8	-	20	25	2,8	-	-	5,6	5,6	61	18	2,8	8,4	11	39	36
2	+ 30	-	-	-	-	1,4	7	3	3	-	3	5,9	3	27	12	3	5,9	53	73	34
1	+ 5	-	-	-	-	-	22	11	-	-	-	11	-	44	-	11	-	44	56	9

Die Probe No.3 bei + 60 cm ergab nur 2 Pollen. - Weitere Krautpollen (abs.Zahl): Probe No.1: Comp. lig.2 - Probe No.2: Lycop.clav.1, Comp.lig.4, C.tub.2, Statice 1, Rumex 5. - Probe No.5: Rumex 2. - Probe No.8: Comp.lig.1. - Probe No.9: Rumex 1, Botrychium 1, Dryopteris-Typ 9. - Probe No.10: Botrychium 1, Dryopteris-Typ 13, Comp.lig.1, Rumex 6, Chenopod.1, Caryoph.1, Thalict.2. - Probe No.11: Rumex 5, Caryoph.2 - Probe No.12: Lycop.clav.2, Botrych.2, Dryopt.Typ 20, Comp.lig.3, Rumex 10, Caryoph.1, Saxifraga 2, Thalict.2, Scabiosa 1. - Probe C: Lycop.clav.2, Selag.sel.6, Comp.lig.50, Rumex 1, Saxifraga 1.

Der untere Abschnitt bis hinauf in die Gegend der Proben 8 und 9 erweist sich als extrem pollenarm. Zwischen den Proben 8 und 9 klafft eine Lücke von etwa 90 cm. Folglich kann man sagen, dass die unteren drei Viertel des Seesediments pollenarm sind. Da *Pinus silvestris* offenbar in der weiteren Umgebung vorhanden war und 20–60% des Pollenniederschlags durch Fernflugpollen lieferte, d.h. die Vegetation ordentlich entwickelt war und reichlich Pollen liefern konnte, müssen wir aus der Pollenarmut auf relativ rasche Sedimentation der ersten 3 m Seesedimente schliessen.

Damit in voller Übereinstimmung ist die von Anfang an hohe Prozentzahl der Variakrautpollen und mit 5–11% diejenige des *Hippophaee*pollens (Sanddorn). Der Talboden trug auf den frischen Alluvionen offene Krautvegetation und zerstreute Sanddornsträucher.

Ein anderes Bild bietet das oberste Viertel der Seeablagerungen. In Proben mit ausgesprochen guter Pollendichte steigt *Betula* auf über 40% der Pollensumme, *Hippophae* geht prozentual zurück, *Juniperus* wird reichlicher, *Botrychium*- und *Dryopteris*typsporen treten ziemlich regelmässig auf. Wir interpretieren diese Erscheinungen als Ansiedlung eines leichten Birkenbewuchses in der näheren Umgebung und dichter werdende Vegetation. Pioniercharakter trägt diese Vegetation immer noch, was an der noch geringen Vertretung von *Pinus* und der reichlicheren von *Artemisia* abzulesen ist.

Im letzten Abschnitt (Proben 12 und C) ändert sich das Bild abermals. Die stärkere Übertragung der Örtlichkeit durch Bachalluvionen erfolgt offenbar katastrophal: Birken- und Wacholderbestände gehen zugrunde, und eine dominierende und lockere Krautvegetation erscheint, ähnlich im relativen Pollenanteil wie zu Beginn der Seeablagerungen. Was diesen Endabschnitt aber gegenüber dem ersten Anfang der Seeablagerungen auszeichnet, sind verschiedene Sekundärpollen (*Quercus*, *Ulmus*, *Abies*, *Picea*, *Alnus*, *Corylus*, *Fagus*), die nicht als rezente Verunreinigungen abgetan werden können und wohl durch Fernflug oder als Inhalt von Schottermassen aus interstadialen oder gar interglazialen Zeiten zu deuten sind (vielleicht auch die Mehrzahl der reichlichen Pollen von liguliflorenen Kompositen).

Zusammenfassend lässt sich vom pollenanalytischen Standpunkt aus der ganze aufgezeigte Vegetationsabschnitt als Pioniervegetation der Spätglazialzeit auffassen, die vielleicht nur einen ganz kurzen Zeitabschnitt umfasst, den Abschnitt seit dem Wegschmelzen des Gletschereises über eine vorübergehende Seebildung bis zu einer massiven Übertragung des Untersuchungspunktes durch Alluvionen. Zeitlich kann man auf Grund der stets reichlichen Baumpollen von Föhre und Birke auf die Abschnitte Alleröd, Jüngere Dryaszeit oder Beginn des Präboreals schliessen.

Mit einer gewissen Unsicherheit könnte man versuchen, die erfassten Erscheinungen nach ihrem Charakter in die Jüngere Dryaszeit zu stellen, was schon angesichts der geringen Meereshöhe des Untersuchungsgebiets (600–650 m) wahrscheinlicher erscheint als eine spätere Ansetzung. Mehr lässt sich aus den sehr lokal beeinflussten Ergebnissen nicht ableiten.»

Zum Holzfund im Tunnel Intschi II wurde bemerkt:

«In der Annahme, dass die primäre Lage des Holzstücks völlig gesichert sei, ist der Schluss berechtigt, dass die Moräne jünger oder allenfalls gleich alt sei wie das Holzstück. Die Moräne des vorrückenden Gletschers trug vermutlich keine Gehölz-

vegetation. Der Gletscher begrub aber früher in der Bahn des Vorrückens liegende Gehölze in der Moräne oder nahm allenfalls auch seit langem in Schottermassen liegendes Holz sekundär mit. Bloss auf Grund der grösseren Wahrscheinlichkeit des ersten Sachverhalts kann man schliessen, dass der Gletscher nicht sehr lange nach 8530 v. Chr. über diese Gegend fuhr... Damit wurde durch eine mutmasslich zutreffende Datierung das *jüngere Gschnitz in den jüngeren Abschnitt der jüngeren Dryaszeit eingeordnet*. Die Pollenanalyse konnte im Bereich dieser zwar tiefgreifenden, jedoch zeitlich zusammengedrängten Ereignisse eines Gletscherrückzugs, der Auffüllung eines Seebeckens und einer mächtigen (wohl altpostglazialen) Überschüttung nur einen Kurzfilm des Vegetationsablaufs aufzeigen, der sehr lokalen Charakter hat, jedoch in nichts gegen die oben dargelegte Einstufung spricht.»

Ergänzende Bemerkungen (CS):

Im Lichte der detaillierten geologischen Untersuchungen – welche M. WELTEN und V. MARKGRAF bei der Niederschrift ihres Berichts noch nicht bekannt waren – können einige Ergänzungen gegeben werden:

So dürfte für die Ablagerung der gewaltigen Kubaturen von der Moräne bei Intschi ein Zeitraum von einigen hundert Jahren notwendig sein, wodurch der Beginn der Sedimentation im ehemaligen See fast unvermeidlich gegen den Beginn des Präboreals rutscht. Wieviel Zeit es brauchte, bis die Seebodenablagerungen entstanden waren (4 m Mächtigkeit, Warven von 2 bis 5 mm), ist nicht festzulegen, es dürften aber doch einige hundert Jahre gewesen sein, so dass mindestens die oberen Proben dem Anfang des Präboreals entstammen dürften. Die Möglichkeit einer Zufuhr von Pollen oder Holz aus aufgearbeiteten interstadialen oder interglazialen Schottern ist nach unserer Meinung mit den geologischen Voraussetzungen im oberen Reusstal schwer vereinbar, ebenso ist die Möglichkeit einer Verunreinigung bei der Probenentnahme in einem frisch ausgebrochenen Tunnelabschnitt minim. Wahrscheinlicher scheint uns, dass Ferntransport von der Alpensüdseite die vereinzelten «fremden» Pollen der obersten Schichten zugeführt haben könnte, erstreckt sich doch das Einzugsgebiet des Reussgletschers bis zur Wasserscheide und haben H. ZOLLER und H. KLEIBER (1971) im Präboreal solche Pollen südlich des Alpenkamms gefunden, dies allerdings in geringen Mengen.

Das Holz an der Basis der Moräne von Intschi stammt nach unserer Vermutung nicht aus dem Talboden, sondern aus einer Talflanke und könnte z.B. durch einen Murgang auf den Gletscher transportiert worden sein, worauf es in der Moräne weiterverfrachtet wurde.

Gut erhaltene *Holzreste in den 30–60 m mächtigen Runsenablagerungen des Langlauitunnels* wurden durch F. SCHWEINGRUBER bestimmt. Es handelt sich dabei um Teile von Bäumen, nämlich um 2 Exemplare von *Pinus silvestris* cf., um eines von *Pinus montanus* cf. (evtl. *silvestris*) und um eines von *Betula* cf. Zur Zeit dieser Ablagerungen standen also in der Flanke des Bristenstocks bereits Baumgruppen mit Föhren und Birken, welche allerdings immer wieder durch Naturkatastrophen bedroht wurden. Das Überhandnehmen des geschlossenen Waldes in den Steilhängen des Bristenstocks beendete später hier die Akkumulationsphase, dies vermutlich in der zweiten Hälfte oder gegen Ende des Präboreals.

g) Erosion und heutiger Flusslauf (Tafel II)

Im heutigen Gefälle des Flusslaufs sind die ehemals so markanten Stufen weitgehend ausgeglichen worden, ohne aber vollständig zu verschwinden. Die Ausebnung der Stufe ist dabei mit einer charakteristischen Verschiebung des Gefällsbruchs in flussaufwärtiger Richtung verbunden. Weitaus am auffälligsten erscheint – als Relikt des ehemaligen Moränenriegels von Intschi – der Gefällsbruch unterhalb der Einmündung des Teiftals. Hier ist denn auch heute eine besonders intensive Erosion zu erwarten. Gut zu erkennen sind aber auch die Überreste der Stufen beim Ausgang des Fellitals, im Gebiet Pfaffensprung–Wassen und beim Felsriegel unterhalb des Naxtals. Beim Riegel von Göschenen fehlen uns leider die notwendigen Unterlagen. Die heutigen Stufen erreichen noch immer eine Höhe von 10 bis 40 m, so dass das Tal noch ausgesprochen junge Merkmale aufweist. An mehreren Stellen ändert sich das durchschnittliche Gefälle der Talsohle knickartig nahe einer Stufe, so beim Ausgang des Naxtals, nahe Wassen und bei Intschi.

h) Praktische Bedeutung der Analyse des Quartärs und der Morphologie

Es mag vorerst scheinen, dass die hier dargelegten Überlegungen im Hinblick auf praktische geotechnische Probleme etwas abwegig seien und höchstens theoretisches Interesse aufwiesen. In Wirklichkeit erlaubten sie aber – kombiniert mit einer gründlichen Auswertung der Kartierung und mit einigen wenigen Bohrungen –, Prognosen über den Verlauf der alten Täler, über die Lage der Felsgrenze und über die Art der Lockergesteine zu stellen. Diese haben sich in der Folge z.B. für den Langlauitunnel, den Tunnel Intschi II oder die Brücke Ried weitgehend bestätigt, wenn auch die effektiven Verhältnisse stets komplexer sind als die Theorie. Wertvolle Hinweise ergaben sich auch in bezug auf die Grundwasserverhältnisse, welche unter anderem auch stark durch die alten Täler beeinflusst werden. Man wurde darauf aufmerksam, dass im Süden des Moränen- und Bergsturzriegels von Büelenhofstatt weichgelagerte, relativ feinkörnige Seeablagerungen in geringer Tiefe liegen könnten. – Gegenüber Intschi muss das Lehnenviadukt und der Tunnel Ried einen Hakenwurfhang queren – einen Hang, welcher nur wenig unterhalb einer scharfen Gefällsstufe liegt. Hier ist die Erosion durch die Reuss besonders aktiv, dementsprechend muss auch der Hakenwurf jung und labil sein (siehe Seite 408).

i) Bautechnische Bemerkungen zu den Tunnels Intschi II und Langlaui

Diese beiden Tunnels werden hier behandelt, da sie zu einem beträchtlichen Teil in Lockergestein verlaufen. Bautechnisch gesehen waren sie schwierig.

Der Tunnel *Intschi II* fand neben Hangschutt zur Hauptsache grobe Moräne, aber kaum Wasser (Fig. 2). Grosse Probleme ergaben sich aus der unmittelbaren Nähe der heutigen Gotthardstrasse, besonders aber des Widerlagers der SBB-Brücke über die Reuss und der anschliessenden hohen Stützmauer (Fig. 7). Der Vortrieb erfolgte sehr langwierig durch Sohlstollen, wobei in der Felsstrecke wegen der Bauwerke der SBB die Sprengerschütterungen sorgfältig kontrolliert und zahlreiche Felsplatten im Steilabfall gegen die Reuss verankert werden mussten.

Die Lockergesteine im *Langlauitunnel* bestehen mit Ausnahme der Seebodenablagerungen aus einer siltig-sandigen Grundmasse mit Kies, Steinen und Blöcken,

wobei die Wasserdurchlässigkeit sehr wechselhaft ist. Bemerkenswert ist insbesondere das Verhalten des groben Runsenschutts: Infolge geringer Durchlässigkeit war er im Tunnel meist nur bergfeucht, doch traten ganz unberechenbar verlaufende Systeme von Hohlräumen auf, in welchen sehr viel Wasser floss. So blieb z.B. nahe grossen Quellen ein über 40 m langer Dränagestollen samt den ersten Bohrungen nahezu trocken, einer späteren Bohrung entflossen dagegen unter bedeutendem Druck konstant grosse Wassermengen. Heute fallen im Tunnel total 40–50 l/s Wasser an, welches vermutlich in den höheren Teilen der schuttbedeckten Nordwestflanke des Bristenstocks versickerte. Zudem fliesst auch Grundwasser im tiefsten Teil der alten Flussrinne. Der Vortrieb der Sohlstollen im Lockergestein war wegen der Wasserverhältnisse sehr mühsam und zeitraubend. Besonders unangenehm war die Situation im Südwesten des Langlauibachs, da dort die beiden Tunnelröhren einen über 40° steilen Lockergesteinshang queren mussten. Diesem entsprangen zudem auf verschiedenen Niveaus nahe dem Tunnel Quellen. Die äussere Röhre wurde im Tagbau erstellt. Vorerst sollte dies nur im Schutze einer verankerten Wand geschehen, doch erreichten die Anker in den wasserführenden Lockergesteinen nicht die gewünschte Zugfestigkeit. Statt dessen mussten deshalb zahlreiche Querriegel erstellt und auf den Fels abgestützt werden, worauf der talseitige Tunnel in mühsamen, kurzen Etappen erstellt wurde. Die bergseitige Röhre wurde dagegen mit 2 Sohlstollen vorgetrieben. Weitere Angaben über diese Tunnels wie auch mehrere Abbildungen finden sich in «Strasse und Verkehr», Heft 3, März 1970.

2. Hakenwurf

Wo die Schichtköpfe steilgestellter Schichtplatten durch die Erosion parallel zum Streichen unterschnitten werden, entsteht oft Hakenwurf, besonders falls das Gestein bankig oder schiefrig ist und ungünstig verlaufende Klüfte aufweist. Dies ist zwischen Amsteg und Meitschligen an verschiedenen Orten der Fall und brachte bedeutende bautechnische Probleme.

a) Rezenter Hakenwurf

Wie bereits kurz erwähnt, wird im Bereich des Lehnenviadukts und des Tunnels Ried ein Hakenwurfhang gequert, dessen Alter gering sein muss, da die dortige Reussschlucht sehr jung ist. Wie ein typisches Profil (Fig. 3) zeigt, wurde am Fuss des unstabilen Hanges der Fels durch die Reuss freigelegt, wobei lokal sogar über dem Fluss noch ein niedriges Felssims erscheint. Charakteristisch und von einer Rutschung abweichend ist die Verteilung der aufgelockerten und abgekippten Masse, liegt doch ihr Hauptgewicht sehr hoch oben, während sie am Fuss allmählich auskeilt (Fig. 5). Auf Grund der Kartierung, von 2 Sondierstollen und einer Bohrung wurde eine idealisierte Kurve der basalen Ablösungsfläche des Hakenwurfs konstruiert, trotzdem es sich ja in Wirklichkeit um eine stark gestufte Trennlinie handelt. Mit Hilfe dieser Annahme konnte eine Karte der Vertikalmächtigkeit des Hakenwurfs gezeichnet werden (Fig. 5).

Als die Pfeiler des Lehnenviadukts durch das aufgelockerte Gestein hindurch auf den anstehenden Fels fundiert wurden, hat sich diese Prognose überraschend gut bestätigt, während der Tunnel Ried umgekehrt zeigte, dass das Gefälle der Ab-

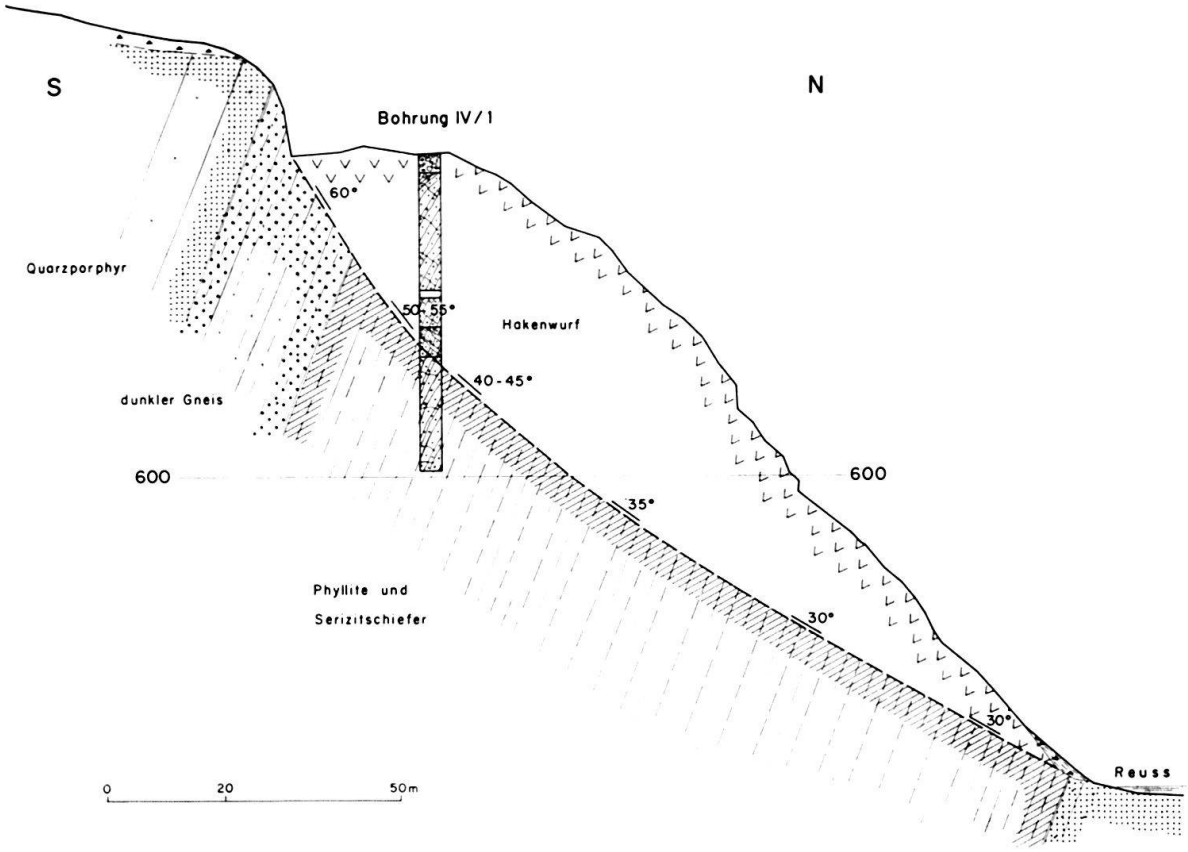


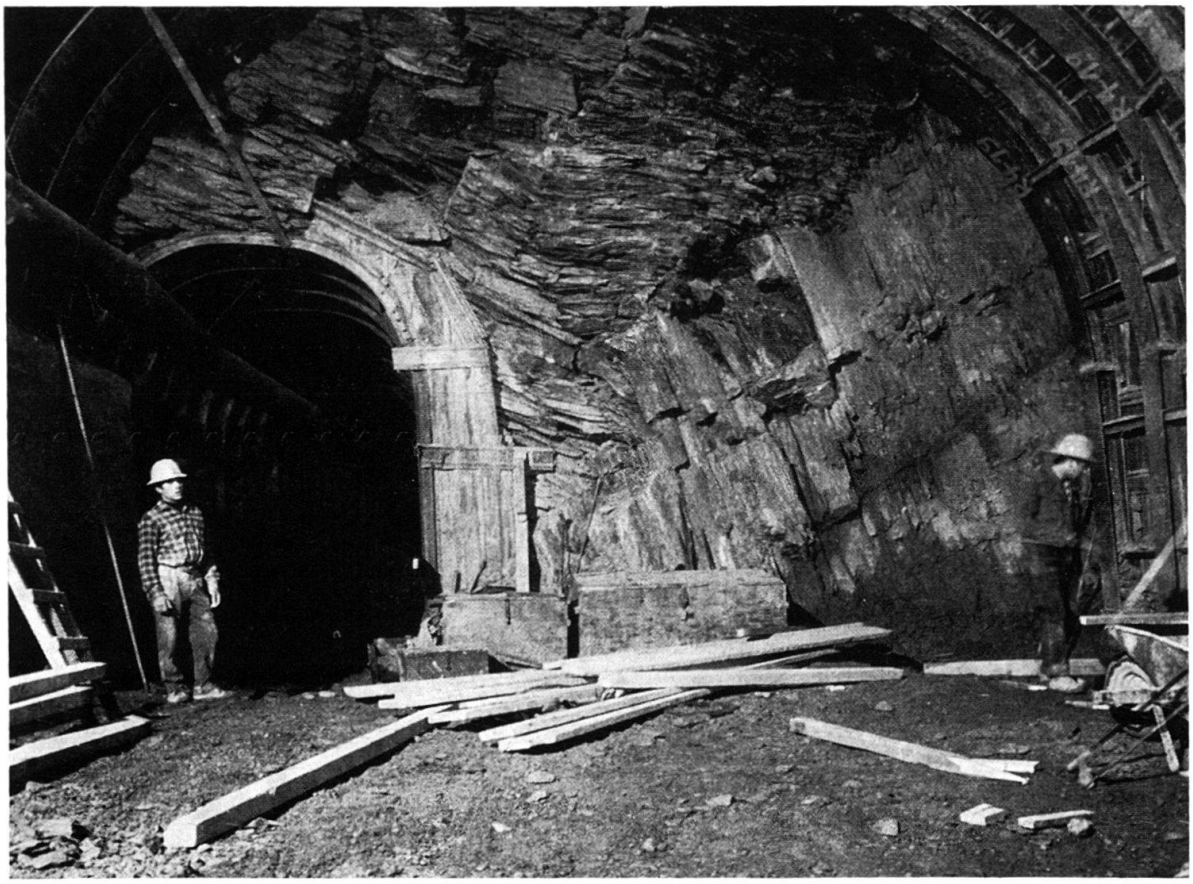
Fig. 3. Querprofil durch den Hakenwurfhang von Ried, gegenüber Intschi, nicht überhöht.

lösungsfläche im allerobersten Teil noch höher war als erwartet (einzelne überhängende Partien!). In diesem sehr steilen und unwegsamen Gelände wäre eine umfangreiche Bohrkampagne äusserst kostspielig und langwierig gewesen.

Zusätzlich zur geologischen Karte, den Profilen und der Mächtigkeitskarte wurde ein Horizontalschnitt auf Höhe der Fahrbahn der N2 konstruiert, um dem Ingenieur zu zeigen, auf was für Verhältnisse Varianten der Trassen stossen würden. Leider konnte damals das Projekt auf Grund der fortgeschrittenen Planung nur noch höchst geringfügig geändert werden, doch wäre infolge des Auftretens eines alten, mit Lockergesteinen gefüllten und wasserführenden Tals bergseits des Hakenwurfhangs (Tf. I) jede Variante auf grosse Probleme gestossen.

Beim Bau des *Riedtunnels* setzten mit Erreichen des Hakenwurfs grosse Schwierigkeiten ein, so dass der weitere Vortrieb mit Sohlstollen erfolgte. Figur 4 zeigt die dabei angetroffene, äusserst scharfe Grenze zum ungestörten Fels, den gestuften Verlauf der Grenze und den Einfluss einer gegen Norden bzw. gegen die Reuss hin abfallenden Zerklüftung. Im Hakenwurf klafften oft grosse Hohlräume, so dass gesagt wurde, eine Katze könnte durch den ganzen Berg hindurchschlüpfen.

Nahe dem Ostportal waren solche ehemaligen Hohlräume mit Sand und gerolltem Grobkies gefüllt, sehr wahrscheinlich also Reussablagerungen. Der Fels trägt hier eine Decke von Lockergesteinen aus der Phase der maximalen Akkumulation, in welcher unter anderem auch Reusskies vertreten ist. Als sich der Hakenwurf infolge der Erosion der heutigen, sehr jungen Schlucht zu bilden begann, öffneten sich Spalten, durch welche Lockergestein bis zu 20 m unter die ursprüngliche Felsoberfläche



Comet-Photo AG, Zürich

Fig. 4. Grenze Fels–Hakenwurf im Riedtunnel der N2, Blick gegen E. Das Reusstobel liegt weiter links.

hinunterfallen konnte. Entgegen der Deutung von B. TSCHACHTLI (1970) sind diese Kiesvorkommen also kein Beweis für ein prä- oder interglaziales Alter, sondern bestätigen das Bild einer sehr jungen Entstehung des Hakenwurfs. Nicht beweiskräftig sind auch die von ihm erwähnten, senkrecht gewachsenen Tannen, denn solche lassen sich häufig auf durchaus labilen Hängen und Rutschungen beobachten.

Beim Ostportal des Riedtunnels traten innerhalb des Hakenwurfs (nicht an der Felsgrenze) Gleitflächen auf, welche durch den Bauvorgang auf grössere Strecken freigelegt wurden, worauf der äusserste Abschnitt eines Sohlstollens samt dem überdeckenden Material in die Tiefe stürzte.

Beim *Lehnenviadukt* und Tunnelportal wurden auf der Bergseite gewaltige Kubaturen von aufgelockertem Material (Hakenwurf, im Osten von viel Reuss- und Runsenablagerungen bedeckt) abgetragen, wodurch die Stabilität des Hangs durch Entlastung verbessert wurde.

b) Fossiler Hakenwurf

Ein schönes Beispiel von Hakenwurf findet sich unter dem westlichen Widerlager der Reussbrücke Intschi der SBB, in unmittelbarer Nähe des Tunnels Intschi II. In Figur 7 ist nicht etwa eine Ansicht gegeben, sondern eine maßstabgetreue Horizontalprojektion in Richtung des Streichens der Hauptschieferung und der Hauptklüfte.

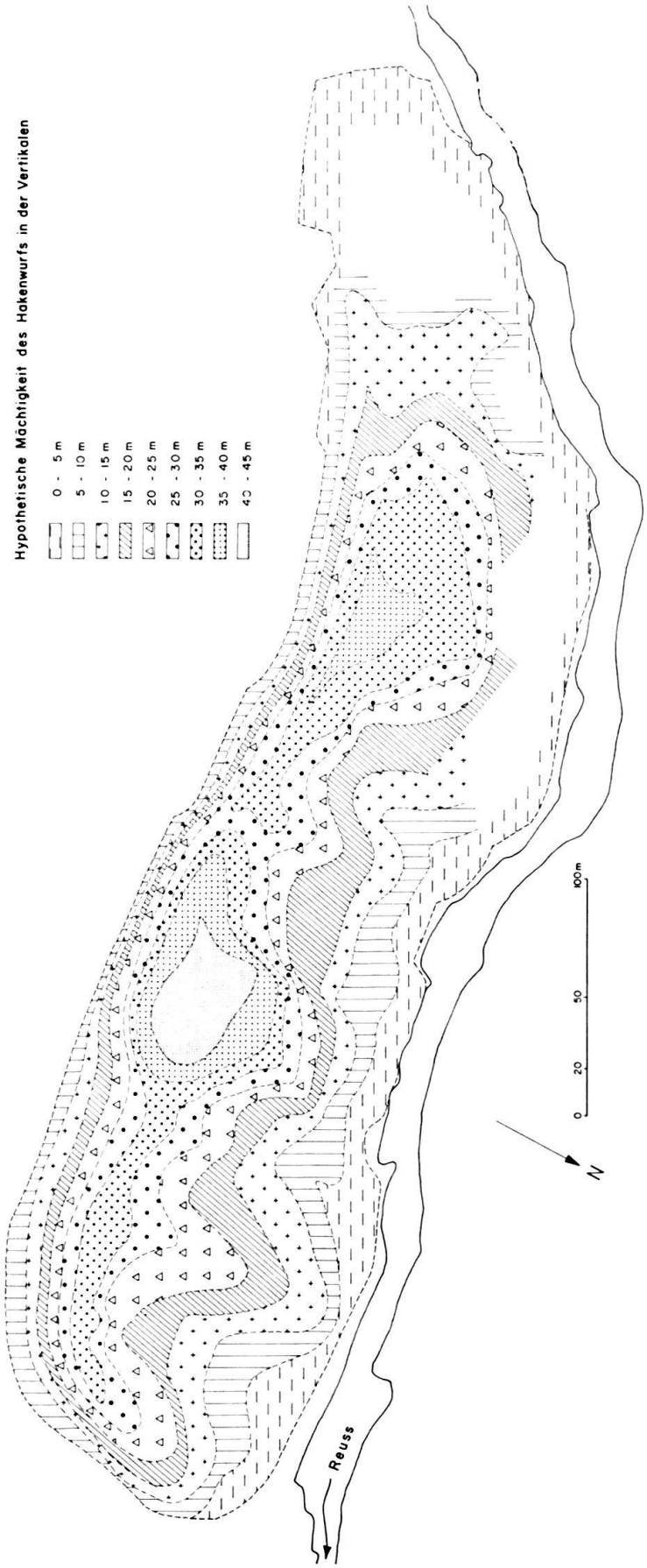


Fig. 5. Vertikalmächtigkeit des Hakenwurfs bei Ried, gegenüber Intschi, konstruiert auf Grund der Kartierung, von 2 Sondierstollen und 1 Bohrung sowie von typischen Querprofilen.

Vorgängig waren durch die SBB in den Felswänden zahlreiche Fixpunkte angebracht und eingemessen worden, was dieser Zeichnung das grobe Gerüst gab. Es ist einleuchtend, dass erst auf diese Weise die räumlichen Zusammenhänge in einem höchst unwegsamen, engen und steilen Gelände sichtbar werden, besonders falls die Aufnahme durch eine Projektion senkrecht zum Streichen ergänzt wird. Diese anschauliche Darstellung muss allerdings durch topographische Aufnahmen ergänzt werden, um z.B. Profile konstruieren zu können.

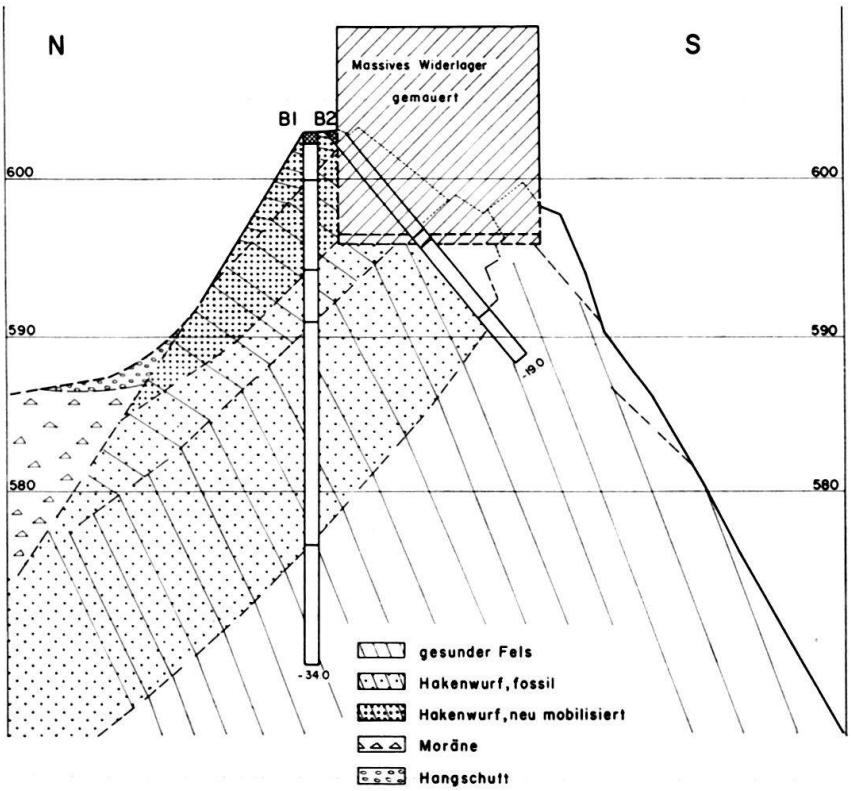


Fig. 6. Querprofil beim westlichen Widerlager der Reussbrücke Intschi der SBB.

Im Aufriss parallel zum Streichen fallen die Schichten gegen links, d.h. gegen Süden. Ein System von ebenfalls südfallenden, aber flacheren Verscherungen unterschneidet die Schichtplatten, hier aber verschiedentlich auch die Unterlage der Stützmauer der SBB, was umfangreiche Verankerungsarbeiten vor dem Vortrieb des Tunnels Intschi II notwendig machte. Zudem treten aber auch gegen Norden hin fallende Zerrklüfte auf, welche gemeinsam mit den Schieferungsflächen den Verlauf der Basis des Hakenwurfs bestimmten. Diese ist deutlich gestuft und nicht etwa mit einer Gleitfläche zu vergleichen. Gut sichtbar ist auch das Zurückgreifen des Hakenwurfs hinter den höchsten Grat.

Man muss sich fragen, wieso ein derart schlecht fundiertes Brückenwiderlager den schweren Gotthardverkehr seit über 90 Jahren ohne Schaden ertragen konnte. Des Rätsels Lösung brachte ein Profil quer zum Widerlager mit 2 Bohrungen (Fig. 6). Der Hakenwurf liess sich in diesen unter anderem durch einen totalen Verlust des Bohrwassers erkennen. Er erreichte bis zu 28 m Vertikalmächtigkeit, wobei neben der basalen Ablösungsfläche auch 3 interne, intensiv zertrümmerte und angerostete Schwächezonen festgestellt werden konnten – vermutlich ältere Ablösungsflächen.

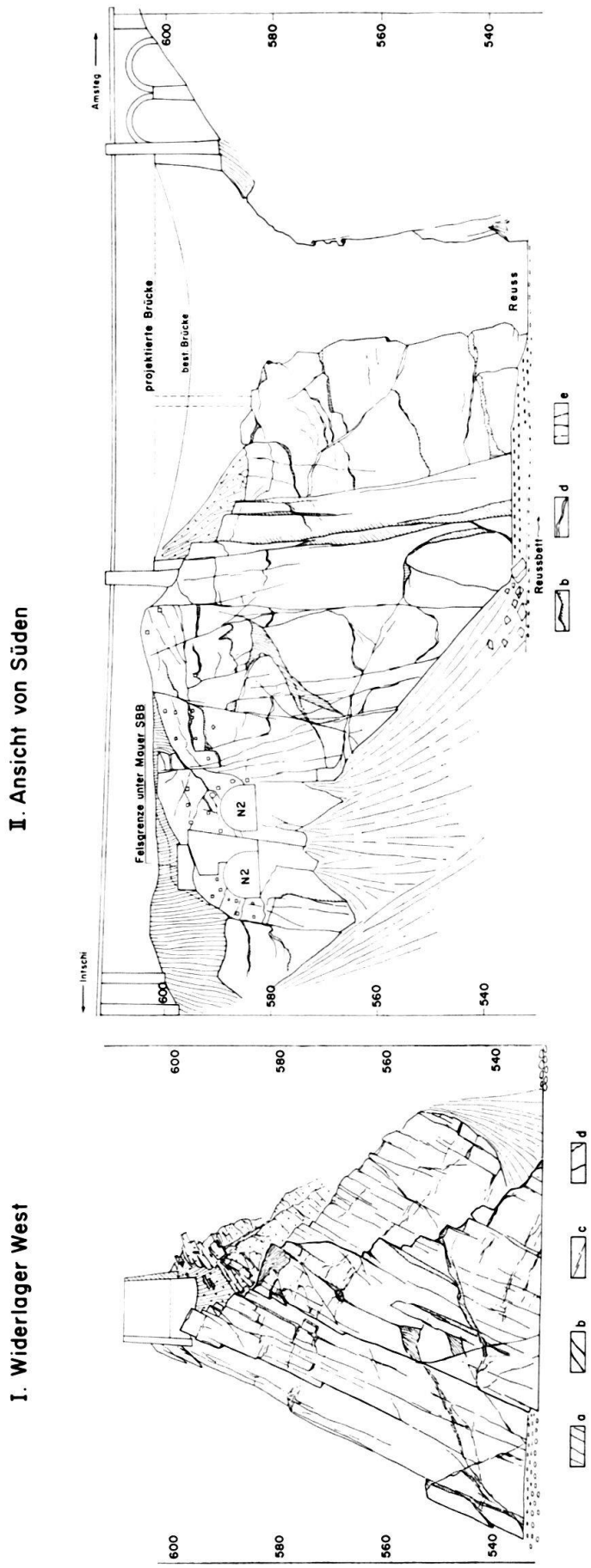


Fig. 7. Horizontalprojektion der Felspartie bei der Reussbrücke Intschi der SBB und dem Nationalstrassentunnel Intschi II.
I = Ansicht parallel zum alpinen Streichen.
II = senkrecht dazu. Punktiertes Gebiet = Hakenwurf.
In den Feldern unten ist die Orientierung der tektonischen Hauptelemente angegeben (siehe Text).

Entscheidend ist nun der Umstand, dass der Hakenwurf weit unter die Moränenfüllung des alten Tals hinuntergreift, welches sich nach unserer Deutung im Alleröd gebildet hat (Talsohle um 530 m?). Es handelt sich also um fossilen, durch Lockergestein blockierten Hakenwurf, welcher nur dort wieder labil wurde, wo die jüngste Erosion die Moräne wieder entfernt hat. Im Profil des Widerlagers wurde der Punkt akuter Gefahr gerade noch knapp vermieden, sei dies nun kluge Berechnung oder einfach Glück.

3. **Fels zwischen Amsteg und Meitschligen** (Tafel I)

Hier soll nur die Teilstrecke Amsteg–Meitschligen behandelt werden, weil sich einerseits die tektonischen Probleme in diesem Abschnitt häufen, andererseits weil die Nationalstrassentunnels mit ihren 2 getrennten Röhren von je 10 m Ausbruchbreite wertvolle neue Aufschlüsse ergeben haben.

Das gesamte Gebiet gehört geologisch in die sogenannte nördliche Schieferzone des Aarmassivs, welche recht unruhig aufgebaut ist. In der näheren Umgebung wurde sie von J. Königsberger (1910) und von P. Pflugshaupt (1927) dargestellt und gegliedert, deren Ergebnisse weitgehend auch in die geologische Generalkarte 1:200000 (1955) übernommen wurden. Unsere Kartierung bestätigte im wesentlichen diese Angaben, wobei die meist feinkörnigen Gesteinsarten oft nur schwer gegeneinander abzugrenzen waren, zudem sind die natürlichen Aufschlussverhältnisse ausgesprochen ungünstig. Für die hier verfolgten Ziele war eine Bearbeitung der Petrographie aber viel weniger wichtig als eine Gliederung der Gesteine nach dem Grad der Verschieferung sowie die Erfassung der Verscherungen und der Kluftsysteme. Neue, wenn auch z.T. sehr komplexe Aufschlüsse und Resultate ergab erst die Aufnahme der Tunnels, wobei allerdings auch dort nicht näher auf die Petrographie eingegangen werden konnte. Die Tunnels wurden aber unter anderem auch mit H.P. Jenni begangen, welcher das Gebiet des Bristenstocks und von Intschi im Hinblick auf Erzvorkommen und auf die Petrographie bearbeitet, so dass noch weitere Ergebnisse zu erwarten sind.

a) *Tunnels im Serizit-Chlorit-Gneis* (Platti, Intschi I und II, Langlaui)

Das Gestein ist hier recht eintönig und besteht aus gut gebanktem, feinkörnigem Serizit-Chlorit-Gneis, dessen Ursprungsgestein nach P. Pflugshaupt (1927) Mergel, Sandsteine und Arkosen gewesen sein sollen. In dieses harte Gestein sind lokal Adern, Linsen oder unruhige Lagen von Quarz oder Aplit eingeschaltet. Auf Figur 7 lassen sich folgende *tektonische Strukturen* erkennen, welche auch für die Tunnels Langlaui und Intschi II charakteristisch sind:

a) Hauptschieferung, meist 65–70° nach Süden fallend, streicht N 70–80° E.

b) Verscherung, flacher gegen Süden fallend, unruhig verbogen, streicht wie die Hauptschieferung, gut ausgeprägt.

c) Zerrklüftung, ungefähr senkrecht zur Hauptschieferung, fällt 20–30° nach Norden, streicht N 70–80° E, häufig.

d) Verscherung mit Streichen wie Hauptschieferung, aber steil nach Norden fallend, eher selten.

e) Klüftung, sehr steil, ungefähr Nord–Süd verlaufend, eher schwach ausgeprägt.

Diese Elemente erscheinen mit der gleichen Bezeichnung unten auf Figur 7. Mit Ausnahme der Hauptschieferung erscheinen sie in recht grossen und zudem unregelmässigen Abständen, so dass z.B. eine statistische Auswertung für den Bau der Tunnels wenig Wert gehabt hätte.

Die Tunnels Intschi II und Langlaui wiesen wenig intensive Störungen auf und verliefen zudem unter steilem, d.h. günstigem Winkel zum Streichen, so dass sie im Fels wenig Probleme boten.

Komplexer waren bereits die Aufschlüsse in den weiter talabwärts liegenden *Tunnels Platti und Intschi I.* Neben der bisher beschriebenen, N 70–80° E streichenden Hauptschieferung erscheint nun eine *zweite Schieferungsrichtung*, welche ebenfalls steil nach Süden hin abfällt und lokal von Verscherungen begleitet ist. Sie streicht N 40–60° E und wird von parallel der Hauptschieferung streichenden Verscherungen zerschnitten und geschleppt, ist also offensichtlich älter. Im unteren Teil des Plattitunnels ist die ältere Verschieferung samt aplitischen Einlagerungen lokal von einer engen Verfältelung begleitet (Fig. 8). Vereinfachend werden wir im folgenden die parallel der Hauptschieferung streichenden Elemente «alpin» nennen (siehe auch Seite 419).

Recht häufig treten dünne Lagen von feinkörnig zertrümmertem, dunkelgrauem *Mylonit* auf. Dieser folgt meist der alpinen Verscherung, lokal auch der alpinen Verschieferung. Interessanterweise fand sich aber im Tunnel Intschi I auch ein starker Mylonitzug parallel zur älteren Schieferung. Er wird beidseits von alpinen Störungen abgeschnitten und hat scheinbar keine Fortsetzung. Die relative Bewegung an der alpinen Verscherung erzeugte hier entweder eine Verschiebung des Südflügels gegen Westen oder aber – viel wahrscheinlicher – eine steile Aufschiebung nach Norden (Fig. 8).

Neben der alten Verschieferung ist lokal auch eine Verschiebung mit gleichem Streichen, aber flacherem Fallen nach Südost festzustellen.

Die spitzwinklige Überschneidung zweier Verschieferungs- und Verscherungssysteme wirkte sich auf die Standfestigkeit des Felsens in beiden Tunnels sehr nachteilig aus, besonders da deren Trasse stets einem der beiden Systeme nahezu parallel läuft. Trotz der grobbankigen Ausbildung des Gneises traten lange Strecken von leicht gebrächem bis gebrächem Fels auf.

b) Riedtunnel

Der Riedtunnel wechselt aus dem Hakenwurfgebiet mit seinen Phylliten und Serizitschiefern in gesunden Fels und durchquert dabei verschiedene Gesteinszonen (siehe Fig. 9 und Tf. I).

Die im Nordteil und im Hakenwurfhang anstehenden *Phyllite und Serizitschiefer* sind meist hellgrau bis grünlich und enthalten gelegentlich dunkler gefärbte, offenbar leicht graphitische Partien. P. PFLUGSHAUPT (1927) deutete diese Serie als extrem verschieferte Quarzporphyre, doch scheint uns hier eindeutig ein metamorphes Sediment vorzuliegen. Das Gestein wechselt im Tunnel gegen Süden hin rasch zu dunkelgrauer Farbe, zugleich erscheint eine starke Vererzung durch Eisensulfide. Im Gefolge der Verwitterung färben sich die Gesteinsoberflächen rostrot, zudem erscheinen an offenen Klüften neugebildete Mineralien in Form von Ausblühungen, welche früher im Westen der Reuss als «Alaun» ausgebeutet wurden. Nach J.P. JENNI (1971a)

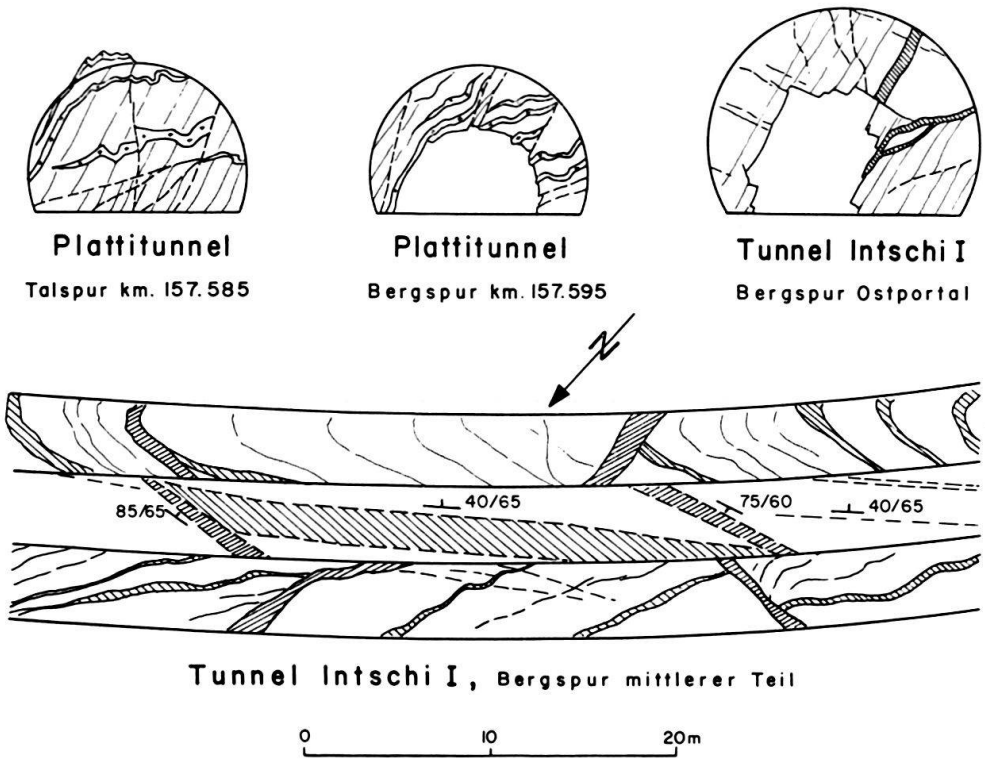


Fig. 8. Alpine und ältere Strukturen in den Tunnels Intschi I und Platti der Nationalstrasse.
Bilder der Tunnelbrust im Plattitunnel: alte Strukturen mit Verschieferung, Verscherung und Verfältelung.
Tunnelbrust im Tunnel Intschi I: Alpin streichende Mylonitzonen (schraffiert), teils parallel Schieferung, teils flacher nach Süden fallend.
Unten: Grundriss und umgeklappte Seitenwände, Teil der Aufnahme des Tunnels Intschi I. Die älteren Mylonite (Schraffierung nach rechts unten) wurden von alpinen Myloniten abgeschnitten und geschleppt (Schraffierung nach links unten).

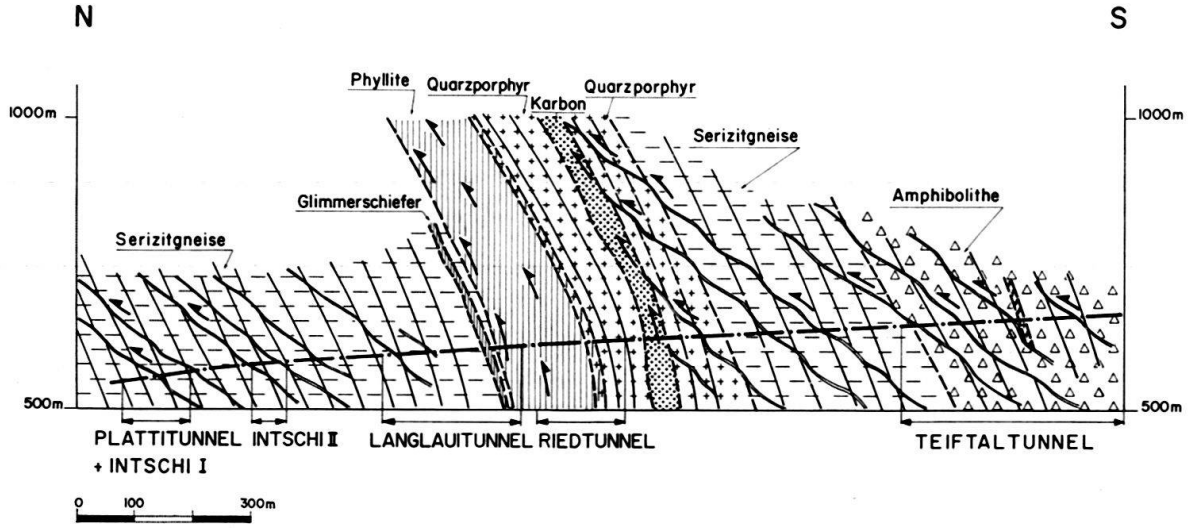


Fig. 9. Vereinfachtes Querprofil durch die Gesteinszonen zwischen Amsteg und Meitschligen mit projiziertem Verlauf der Nationalstrasse und ihrer Tunnels. Schematisierter Bewegungsablauf an den alpinen Verscherungslinien (Doppelstriche) bzw. Verschiebung parallel der Verschieferung und den Schichtgrenzen in den inkompetenten Gesteinen (Karbon und Phyllite).

handelt es sich dabei um das komplex aufgebaute, wasserhaltige Sulfat Pickeringit. Nach Bestimmung von M. WEIBEL fand sich im Riedtunnel zudem auch Gips. Es ist anzunehmen, dass durch Verwitterung auch heute noch bedeutende Mengen von Sulfat gebildet werden, so dass lokal das Sickerwasser gegen Beton aggressiv sein kann.

Ohne scharfe Grenze gehen diese Gesteine in eine rund 20 m breite Zone mit bankigem bis leicht schiefrigem, ebenfalls stark mit Eisensulfiden durchsetztem *dunkelgrauem Gneis* über, welcher braunrot anwittert. Nordwärts wechselt dieses Gestein zu Quarzporphyr, welcher vorerst auffällig dunkel gefärbt und ebenfalls stark vererzt ist. Allmählich wird er heller, verliert weitgehend die Eisensulfide und wird sehr grobbankig. Auffällig ist, wie im Riedtunnel ein Gesteinstyp in den anderen übergeht, was den Eindruck einer weitgehend ungestörten Schichtfolge erweckt. Im Fels konnten denn auch keine Mylonite oder bedeutende Verscherungen beobachtet werden, sondern nur die alpine Schieferung und alpine Zerrklüfte, wobei beide Elemente gemeinsam im Detail den Verlauf der Ablösungsfläche des Hakenwurfs bestimmten (Fig. 5). Es wurde keine ältere Verschieferung festgestellt. Auf der gesamten Tunnelstrecke waren einzelne Linsen oder Adern von Quarz zu sehen, deren Verlauf aber nur lokal der Schieferung oder Klüftung folgte.

Ausserhalb des Tunnels stossen die Phyllite und Serizitschiefer im Norden mit scharfer Grenze an Serizit-Chlorit-Gneise, in welche nahe dem Kontakt aber eine Zone von weichen Zweiglimmerschiefern eingeschaltet ist. Ebenfalls mit scharfer Grenze folgen im Süden auf den Quarzporphyr schwarze Tonschiefer und Sandsteine, welche dem *Karbonzug* des Bristenstäfelis entsprechen.

Soweit gesunder Fels vorlag, bot der Riedtunnel keine besonderen Schwierigkeiten.

c) Teiftaltunnel

Südlich an das Karbon schliesst Quarzporphyr, dann wiederum Serizit-Chlorit-Gneis an, dann folgt ein rund 400 m breiter, komplex aufgebauter Zug von überwiegend basischen Gesteinen, meist zusammenfassend nach dem häufigsten Glied Amphibolite genannt. Der Teiftaltunnel durchquert praktisch die gesamte Amphibolitzone (Fig. 9 und Tf. I). Weiter hangaufwärts liegt der Kraftwerkstollen für die Zentrale Amsteg, welchen E. HUGI (1923) aufgenommen hat (siehe auch P. PFLUGSHAUPT 1927). Er fand in der basischen Zone einen bunten Wechsel von Amphiboliten, Glimmerschiefern, gepressten Hornsteinen, Serpentinen und Talkschiefern, durchsetzt mit Apliten und Quarzporphyren. Im Teiftaltunnel stellen wir folgende *Gesteine* fest (Tf. III): Mischgneise und feinkörnige Amphibolite von relativ heller Farbe, bankig, wenig Glimmer – Mischgneise und feinkörnige Amphibolite von dunkler Farbe, schiefrig bis bankig – Schollenamphibolite in prächtiger Ausbildung, mit kantigen bis linsenförmigen, bis 2 m grossen Trümmern von Amphibolit in Aplit – Aplite und helle Injektionsgneise mit wenig Glimmer – eine Zone mit Talkschiefern, Biotitschiefern, grünlichem Biotitgneis, Giltstein, Amphibolit und Linsen von Aplit – an zwei Orten wurde hellgraugrüner, plattiger Quarzporphyr festgestellt (im Tunnel und beim Südportal), vereinzelt auch Biotitgneis. Häufig waren Linsen und Adern von Quarz, deren Anordnung in Tafel III studiert werden kann. Knapp nördlich des Teiftals enthielt ein solches Vorkommen grosse Klumpen von Bleiglanz. Aus der weiteren

Umgebung sind schon seit langem derartige Vorkommen bekannt und wurden einst auch auf Blei und Silber ausgebeutet. Diese ehemaligen Gruben wurden durch J.P. JENNI (1971b) näher untersucht.

Die bunte, unruhige Mannigfaltigkeit der im Tunnel augefundenen Gesteine ist einerseits primär durch mehrere Phasen von Injektionen und Metamorphosen bedingt, zudem treten aber auch häufig tektonisch bedingte Grenzen auf.

Tektonik

Die alpine Schieferung fällt hier 65–85° steil nach Süden hin ab und ist nur streckenweise festzustellen. Teilweise ist sie nur schwer von der ebenfalls südfallenden alpinen Verscherung abzutrennen, welche teilweise in die Schieferung abbiegt und oft von etwas Mylonit begleitet ist. An mehreren Orten ist eindeutig festzustellen, dass durch diese alpinen Elemente ein anders gerichtetes, offenbar älteres System von Verschieferung, Verscherung und Gesteinsgrenzen versetzt wird. Dies ist besonders im Süden des Teiftals zu beobachten, während weiter nördlich die alpinen Störungen zu eng aufeinanderfolgen, als dass in den Zwischenräumen die älteren Strukturen in den oft recht massigen Gesteinen noch eindeutig zu erkennen wären.

Die Versetzung an den Verscherungen muss oft beträchtlich sein, verschwindet doch an einer solchen Linie mehrfach eine Gesteinszone total aus beiden Tunnelröhren (besonders augenfällig bei der basischen Mischzone mit Talkschiefern usw.). Die Schleppungen weisen – wie beim Tunnel Intschi I – auf eine relative Verschiebung des Südflügels gegen Westen bzw. eine steile Aufschiebung gegen Norden. Die ältere Schieferung verläuft N 40–60° E und fällt meist 30–70° steil gegen Südosten hin ab, wärend die alpine Schieferung hier N 80–90° E streicht. Die Richtung der älteren Schieferung entspricht jener, welche wir in den Tunnels Intschi I und Platti bereits kennengelernt haben, doch ist sie hier von intensiven Verscherungen und Verschuppungen begleitet, wie dies einige Aufnahmen der Tunnelbrust zeigen. Sie fallen normalerweise nach Südosten (Tafel III).

Besonders interessant ist der Umstand, dass ein 4 m breiter Zug von *Quarzporphyr* parallel der alpinen Schieferung und Verscherung läuft. Seine südliche Grenze ist von etwas Mylonit begleitet, die nördliche scheint dagegen weitgehend ungestört zu sein (Tafel III). Alpin streicht auch der Quarzporphyr beim Südportal des Tunnels.

Teiftalbruch

Im Teiftal tritt eine steile Störungszone auf, welche E 20° S streicht und damit ungefähr dem Teiftal folgt, einer tief eingekerbten, auffällig geradlinigen, steilen Bach- und Lawinenrinne. Die sehr merkwürdig streichende Störung ist beidseits von Schleppungen begleitet, welche sich noch in 40 m Abstand vom Bruch bemerkbar machen – die Verschiebung muss also bedeutend gewesen sein, doch kennen wir das Alter der Bewegungen nicht. Auch hier lässt sich eine relative Verschiebung des Südflügels nach Westen bzw. eine steile Aufschiebung nach Norden aus den Schleppungen ableiten.

Tunnelbau

All diese tektonischen Komplikationen beeinflussten die Standfestigkeit des Gebirges im Teiftaltunnel sehr nachteilig und wirkten sich besonders im Süden der Talkerbe aus, da dort der Tunnel stark gekrümmt ist und streckenweise der alten

Verschieferungs- und Verscherungsrichtung parallel läuft. Dies führte unter anderem zu einem gewaltigen Einbruch aus der basischen Mischzone, welche intensiv verschert und mit Talkschiefern durchsetzt ist. Ganz allgemein zeigte es sich, dass alle Tunnels mit 2 verschiedenen Richtungen von Verschieferung und Verscherung viel schlechtere Felsqualität aufwiesen, als die harten und meist recht massigen Gesteine dies erwarten liessen.

d) Mineralfunde in den Tunnels zwischen Amsteg und Meitschligen

Herr L. LUSSMANN suchte und sammelte im Auftrag des Bauamts Uri in den Nationalstrassentunnels die Mineralien, wobei allerdings infolge der massiven Sprengungen sehr viele Kristallgruppen zertrümmert worden waren, ebenso war der maschinelle Abtransport für das Aufsammeln ungünstig. Er fand folgende Mineralien in Begleitung von Quarzadern:

Plattitunnel: Quarz, Anatas und etwas Adular.

Langlauitunnel: Quarz, Adular, Calcit, Pyrit, Rutil.

Lehnenviadukt und Tunnel Ried: Trotz der Nähe der berühmten Fundstellen des Intschitobels fand sich nichts. Die Brookit-Anatas-Vorkommen scheinen sich auf den nördlichsten Teil der Phyllit-Serizitschiefer-Zone zu konzentrieren.

Teiftaltunnel: Schöne Funde von Amiant, ferner Quarz, Adular, Pyrit, Titanit, in Quarz eingeschlossen auch Bleiglanz.

e) Tektonischer Ausblick

α) Alpine Strukturen

Es wurden verschiedene Systeme von Schieferung, Verscherung und Klüftung beschrieben, welche nun in einen etwas grösseren Zusammenhang gestellt werden sollen.

Alpine Schieferung: Im gesamten Gebiet tritt eine N 70–80° (bis 90°) streichende, steil nach Süden fallende Schieferung auf. Parallel zu ihr verlaufen alpine Strukturen, wie z.B. die Windgällenfalte, zudem aber auch die Karbonzone des Bristenstäfelis samt den begleitenden Quarzporphyren und der Phyllit-Serizitschiefer-Zone. T. LABHART (1966, 1968) bezeichnete diese Schieferung als S_1 und unterschied sie scharf von parallelen, aber flacher nach Süden hin fallenden, jüngeren Verscherungen. Die alpine Verschieferung fällt zwischen Amsteg und Meitschligen meist 65–70° steil gegen Süden, dies mit Ausnahme der Quarzporphyre und Phyllite im Riedtunnel und Reusstobel bei Intschi, wo Neigungen von 70 bis 80° S überwiegen. Zweifellos ist dieses System von Verschieferung alpin sehr stark ausgebildet worden, doch kommt man nicht umhin, anzunehmen, dass seine Anlage bedeutend älter sei (siehe Seite 421).

Die *alpine Verscherung* wird auch von T. LABHART (1966, 1968) beschrieben und als S_2 bezeichnet. Besonders interessant sind für uns die Ergebnisse aus dem Gebiet von Innertkirchen, da sich dieses in einer ähnlichen tektonischen Stellung befindet. Dort fällt sie rund 20° nach Süden, während bei uns der Durchschnitt um 30–35° liegen mag, die Flächen aber meist wellig verbogen sind und lokal in die Richtung der alpinen Schieferung abdrehen. Die Verscherung ist mit Verschiebungen verknüpft und oft von Mylonit begleitet. T. LABHART ermittelte eine Aufschiebung des jeweiligen Südflügels gegen Norden, was auch bei uns viel eher anzunehmen ist als eine relative Bewegung gegen Westen (die Schleppungsbilder lassen beide Möglichkeiten

offen). Die Verschiebungsbeträge sind z.T. klein, z.T. aber sehr bedeutend, wie dies die Verhältnisse im Teiftaltunnel zeigen.

Die *alpine Zerrklüftung* dürfte in engen Zusammenhang mit der Bildung der Schieferung gebracht werden, zu welcher sie ungefähr senkrecht steht.

Auf Seite 414 haben wir *Verscherungen* beschrieben, welche steil *gegen Norden* hin fallen, aber nur selten zu beobachten sind. T. LABHART (1968) fand ein ähnliches System, an welchem besonders junge Absenkungen des Südflügels stattfanden – ob hier eine analoge Erscheinung vorliegt, wissen wir nicht, da der Bewegungssinn nicht festgelegt werden konnte.

Auch die *Nord–Süd streichende Klüftung* ist regional verbreitet und soll nach T. LABHART (1966) besonders jung sein, wobei im Gebiet von Innertkirchen der jeweilige Ostflügel meist etwas nordwärts vorgeschoben wurde. Im Reusstal können entlang solchen Störungen bedeutende Bewegungen kaum stattgefunden haben, da sich solche im Verlauf der Grenze der Gesteinszonen abbilden müssten.

β) Verfolgung der Gesteinszonen, Alter der alpinen Strukturen

Es ist bekannt, dass sich das Karbon des Bristenstäfelis bis auf die Westseite der Reuss verfolgen lässt, ebenso die es begleitenden 2 Zonen von Quarzporphyr bzw. ähnlichen Gesteinen. Wie F. SIGRIST (1947) feststellte, setzen sich diese irgendwie in den Windgällenporphyr fort. Es liegt also nahe, die Bildung und die kleine basale Aufschiebung der Windgällenfalte in Zusammenhang mit unseren Beobachtungen zu bringen. Wichtig ist dabei die Frage, ob sich auch die Phyllite und Serizitschiefer von Ried auf grössere Strecken verfolgen lassen. P. PFLUGSHAUPT (1927) stellte diese in seinen Profilen von der Reuss her gegen Osten bis zum Etzlital dar, wo sie unter Schutt verschwinden. Andererseits fanden wir sie in schönen Aufschlüssen am Weg von Gurtnellen-Dorf nach Arni und konnten sie westwärts bis zum Siglisfadgrätli verfolgen. Vermutlich schliessen sie auf der Intschialp direkt südlich an den mesozoischen Kalkkeil von Sewlisegg an, doch sind die Aufschlussverhältnisse in jener Gegend leider so schlecht, dass die wechselseitige Beziehung nicht genau abzuklären war. Das Mesozoikum der Intschialp setzt sich seinerseits mit einzelnen Unterbrüchen zum altbekannten Vorkommen von Fernigen im Meiental fort (Fig. 1), dies alles im alpinen Streichen. Wie später beschrieben, verschwindet die Karbonzone gegen Westen, in ihrer Fortsetzung stossen Amphibolite und Quarzporphyr aufeinander.

Was für Bewegungen fanden an dieser komplexen Naht statt, welche sich offensichtlich auch weiterhin gegen Westen hin verfolgen lässt (T. LABHART 1968)? Bereits beschrieben wurde, dass vom Karbonzug über den Quarzporphyr des Riedtunnels bis zu den Phylliten und Serizitschiefern des Reusstobels zwar eine intensive alpine Verschieferung festzustellen war, die in der Nachbarschaft so häufigen Verscherungen aber hier scheinbar keine Fortsetzung finden (Seite 417), ebenso fehlen die zu erwartenden Versetzungen der Gesteinszonen, welche doch z.B. im Teiftaltunnel so eindeutig zu sehen sind. Dies führt zur Deutung, dass die relativ flachen Scherbewegungen im weichen, inkompetenten Karbon abgedreht werden und zu steilen Aufschiebungen parallel der Schieferung und den Gesteinsgrenzen werden (Fig. 9), eine Erscheinung, welche analog im kleinen als Abdrehung der Scherflächen an Schieferungsebenen im Tunnel zu beobachten ist. Steile Aufschiebungsbewegungen dürften aber auch in den

Phylliten und Serizitschiefern stattgefunden haben, besonders wo das Karbon fehlt. Diese Bewegungskomponenten – konzentrierte Aufschiebung parallel den Schichtgrenzen im Karbon und den Phylliten, breitverteilte, flach aufsteigende Verscherungen in den weiter südlich und nördlich anschliessenden Kristallinmassen – dürften gemeinsam mit der Überschiebung der Decken für die Entstehung der Windgällenfalte massgebend sein.

Während die Verscherung zweifellos alpin und recht jung ist, muss die erste Anlage der alpinen Verschieferung viel älter sein, entspricht sie doch dem Verlauf der Grossorientierung des Aarmassivs, dem Verlauf der Quarzporphyrzüge und des Karbons usw. Nach den Untersuchungen von G. FRANKS (1968) entstanden die Quarzporphyre ungefähr gleichzeitig mit der Sedimentation des Karbons zwischen Reusstal und Tödigebiet, d.h. im oberen Karbon, vielleicht auch noch im untersten Perm. Wenig später wurden sie durch die spätherzynische Gebirgsbildung verstellt, wobei das Karbon entlang einer Bruchlinie abgesunken sein soll. Hier sei an den Quarzporphyr des Teiftaltunnels erinnert, welcher dem «alpinen» Streichen folgt und dabei diskordant ältere Strukturen zerschneidet.

γ) Alte Schieferung und Verscherung

Solche Strukturen wurden sowohl im Norden wie im Süden des Karbonzugs festgestellt und waren überall ähnlich orientiert, so dass sie nicht als lokal und zufällig zur Seite geschoben werden können. Es geht auch kaum an, sie als Produkt einer mehrphasigen alpinen Tektonik zu erklären, widerspricht einer solchen Annahme doch der ungebrochene Verlauf der Zonen mit Quarzporphyr, Karbon und Phyllit. All dies wie auch der Quarzporphyr des Teiftaltunnels weisen darauf hin, dass es sich dabei um Relikte einer älteren Gebirgsbildung mit kräftiger Verschieferung und Verscherung handelt. Wann hat sich diese abgespielt? Einerseits ist sie zweifellos älter als die spätherzynische Gebirgsbildung, andererseits versetzt und verschert sie im Tunnel aber auch Gesteine der basischen und der späteren sauren Intrusionen («Amphibolite» bzw. Aplite). Dies zeigt, dass sehr bedeutende Bewegungen nach diesen Intrusionen stattgefunden haben müssen, gibt aber keine Auskunft über den Zeitpunkt der Anlage der alten Strukturen. Vorläufig muss diese Frage wohl offengelassen werden.

Suchen wir in der weiteren Umgebung nach derartigen SW–NE streichenden Relikten, so zeigen sich auf der geologischen Karte (Fig. 1) einige Parallelen im Verlauf z.B. der Grenze Erstfeldergneis–Schieferhülle oder von Quarzporphyrzügen, doch müssten diese Erscheinungen erst noch kritisch geprüft werden.

T. LABHART (1968) erwähnt vereinzelte ältere Strukturen im Aarmassiv westlich der Reuss, welche Nord–Süd oder SW–NE streichen. Ältere Gesteinsschollen im Innertkirchner Granit (T. LABHART 1966) zeigen in der Orientierung ihrer Planarstrukturen zwar eine grosse Streuung, es ergibt sich aber doch ein Schwerpunkt mit einem Streichen von N 40–50° E bei 50–80° Südostfallen, was mit unseren Werten vergleichbar ist (Streichen N 40–60° E, Fallen oft um 50–70° SE, aber von Verscherung sehr stark gestört). A. STECK (1966) spricht von isoklinalen Falten im Altkristallin des westlichen Aarmassivs, welche im Durchschnitt N 45° E streichen und 70° nach SE fallen, allerdings ebenfalls sehr stark streuen. Im Gegensatz zum Reusstal streicht dort die alpine Verschieferung aber nahezu parallel zum Altkristallin, so dass die bei uns so auffällige Diskordanz fehlt.

δ) Teiftalbruch

Sehr merkwürdig ist das ungewöhnliche Streichen des Teiftalbruchs, besonders weil ihm eine Amphibolitzone folgt, wie dies die geologische Karte zeigt. Diese Zone wird nahe dem Gipfel des Bristenstocks von Aaregranit durchschlagen. Er weist ausgeprägte Schleppungen auf und ist von starker Gesteinszertrümmerung begleitet. Wir versuchten diese Störung nach Westen hin zu verfolgen und fanden, dass der Bruch den südlichen Quarzporphyrzug durchschneidet, kurz vor Erreichen des Karbons aber gegen das alpine Streichen hin abzudrehen beginnt und in jene Zone einzumünden scheint. Dies scheint wiederum zu bestätigen, dass der Karbonzug – bzw. die Fuge zwischen Amphibolit und Quarzporphyr in seiner westlichen Fortsetzung – eine wichtige Verschiebungszone darstellt.

Trotzdem dieser Bruch vermutlich alpin nochmals belebt wurde, worauf seine Auswirkung auf die Morphologie hinweist, dürfte seine Anlage sehr alt sein. Berücksichtigt man die Verfälschung der ursprünglichen Richtung der alten Strukturen durch die alpine Pressung des Aarmassivs (Nach T. LABHART 1968 wurde dieses auf $^1/_2$ bis $^1/_3$ seiner ursprünglichen Ausdehnung gebracht), so könnte er vielleicht einst quer zur alten Schieferung gestanden haben, vielleicht stellt er aber auch ein noch älteres Relikt dar.

LITERATURVERZEICHNIS

ANDEREGG, H. (1940): *Die Geologie des Isenthals (Uri)*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *77*.

BECK, P. (1926): *Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweizer Alpen*. 1. Mitt. Naturwiss. Ges. Thun.

BRÜCKNER, W. (1937): *Stratigraphie des autochthonen Sedimentmantels und der Griesstockdecke im oberen Schächental*. Verh. natf. Ges. Basel *48*.

– (1956): *Neue tektonische Untersuchungen am Ostufer des Urnersees*. Neues Jb. Geol. Paläont., Abh. 102/103.

FRANKS, G. (1958): *A Study of Upper Paleozoic Sediments and Volcanics in the Northern Part of the Eastern Aar Massif*. Eclogae geol. Helv. *51*/1.

HANTKE, R. (1958): *Die Gletscherstände des Reuss- und Linthsystems zur ausgehenden Würmeiszeit*. Eclogae geol. Helv. *51*/1.

– (1961): *Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal*. Vjschr. natf. Ges. Zürich *106*/1.

HEIM, ALB. (1878): *Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe*. Basel.

– (1891): *Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein*. Beitr. geol. Karte Schweiz 1:100000, Blatt XIV.

HEIM, ALB., und ARN. (1916): *Die Juramulden im Aarmassiv bei Fernigen (Uri)*. Geol. Nachlese *25*, Vjschr. natf. Ges. Zürich *61*.

HUGI, E. (1923): *Über einige Gesteins- und Mineralvorkommen der Wasserstollen des Kraftwerks Amsteg (Uri)*. Schweiz. miner. petrogr. Mitt. *3*.

JENNI, J.P. (1971a): *Über das Pickeringit-Vorkommen von Intschi bei Amsteg*. Beitr. Geol. Schweiz, Kleinere Mitt. *53*.

– (1971b): *Der alte Blei-Silber-Bergbau am Bristenstock in der Schweiz*. Der Anschnitt *23*/4.

KÖNIGSBERGER, J. (1910): *Erläuterungen zur geologischen und mineralogischen Karte des östlichen Aarmassivs von Disentis zum Spannort*. Freiburg.

KOPP, J. (1962): *Erläuterungen zum Atlasblatt 28*, Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000.

KRUMMENACHER, D., BORDET, P., und LE FORT, P. (1965): *Les massifs externes alpins et leurs séries métamorphiques*. Schweiz. miner. petrogr. Mitt. *45*/2.

LABHART, T. (1966): *Mehrphasige alpine Tektonik am Nordrand des Aarmassivs. Beobachtungen im Druckstollen Trift–Speicherberg*. Eclogae geol. Helv. *59*/2.

LABHART, T. (1968): *Der Bau des nördlichen Aarmassivs und seine Bedeutung für die alpine Formungsgeschichte des Massivraumes*. Schweiz. miner. petrogr. Mitt. *48*/2.

MACHATSCHEK, F. (1927/28): *Talstudien in der Innerschweiz und in Graubünden*. Mitt. Geogr. Ethn. Ges. Zürich.

PENK, A., und BRÜCKNER, E. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. II*.

PFLUGSHAUPT, P. (1927): *Beiträge zur Petrographie des östlichen Aarmassivs, petrographisch-geologische Untersuchungen im Gebiet des Bristenstocks*. Schweiz. miner. petrogr. Mitt. *7*.

SCHINDLER, C. (1969): *Neue Aufnahmen in der Axendecke beidseits des Urnersees*. Eclogae geol. Helv. *62*/1.

SIGRIST, F. (1947): *Beiträge zur Kenntnis der Petrographie und der alpinen Zerrkluftlagerstätten des östlichen Aarmassivs*. Schweiz. miner. petrogr. Mitt. *27*.

STAUB, W. (1911): *Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *32*.

– (1946): *Über Alter und Talbildung des Reusstales von Amsteg bis Flüelen*. Eclogae geol. Helv. *38*/2.

STECK, A. (1966): *Petrographische und tektonische Untersuchungen am zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv*. Beitr. Geol. Karte Schweiz [N.F.] *130*.

Strasse und Verkehr (1970): *Autobahn N2 im Kanton Uri*, mit Beiträgen über die behandelte Teilstrecke von A. Knobel, G. Schneppendahl, B. Tschachtli, A. Aschwanden, P. Derendinger, E. Baumann, K. Kovari, P. Schmid, S. Schudel und P. Scheidegger. Heft 3.

TRÜMPY, R. (1969): *Die helvetischen Decken der Ostschweiz. Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse*. Eclogae geol. Helv. *62*/1.

TSCHACHTLI, B. (1970): *Baugrund der N2 zwischen Amsteg und Göschenen*. Strasse und Verkehr, Heft *3*.

ZOLLER, H., SCHINDLER, C., und RÖTHLISBERGER, H. (1966): *Postglaziale Gletscherstände und Klimaschwankungen im Gotthardmassiv und Vorderrheintalgebiet*. Verh. natf. Ges. Basel *77*/2.

ZOLLER, H., und KLEIBER, H. (1971): *Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in der montanen und subalpinen Stufe der Tessintäler*. Verh. natf. Ges. Basel *81*/1.

KARTEN (ausserhalb der bereits erwähnten Literatur)

ARBENZ, P. (1917): *Geologische Karte der Urirotstockgruppe 1:50000*. Geologische Spezialkarte *84*.

BUXTORF, H., TOBLER, A., NIETHAMMER, G., ARBENZ, P., und STAUB, W. (1916): *Vierwaldstättersee-karte 1:50000*. Geologische Spezialkarte *66a*.

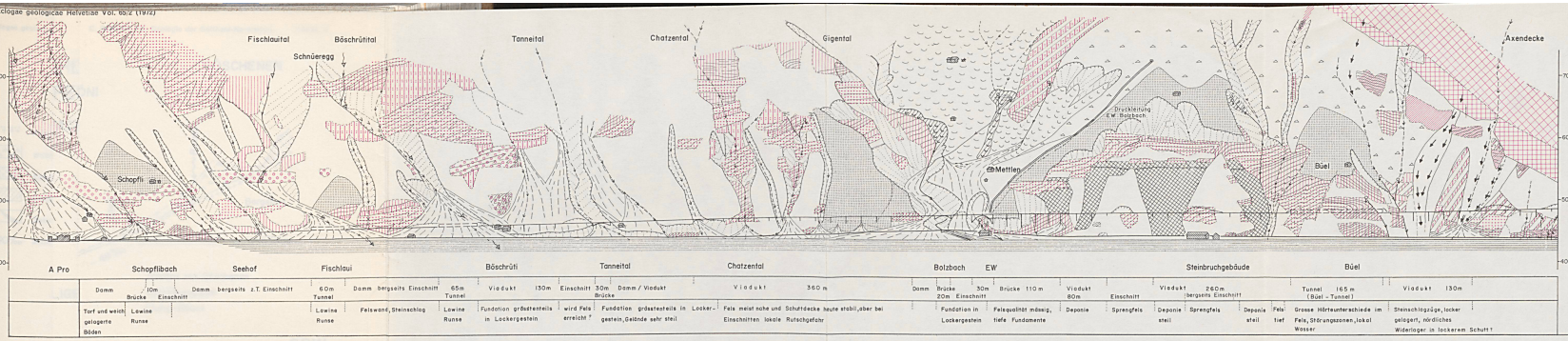
KÖNIGSBERGER, J. (1970): *Geologische und mineralogische Karte des östlichen Aarmassivs von Disentis bis zum Spannort 1:50000*. Freiburg.

STAPFF, F.M. (1885): *Geologische Übersichtskarte der Gotthardbahnstrecke, km 38–149*.

WINTERHALTER, R.U., und DAL VESCO, E. (1963): *Geologische Karte 1:100000*. Schlussbericht der Studiengruppe Gotthardtunnel.

Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200000, Blatt 3, Zürich–Glarus, 1950.

Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200000, Blatt 7, Ticino, 1955.



Geologisch-geotechnischer Aufriss von Seedorf - Aengisort

LEGENDE

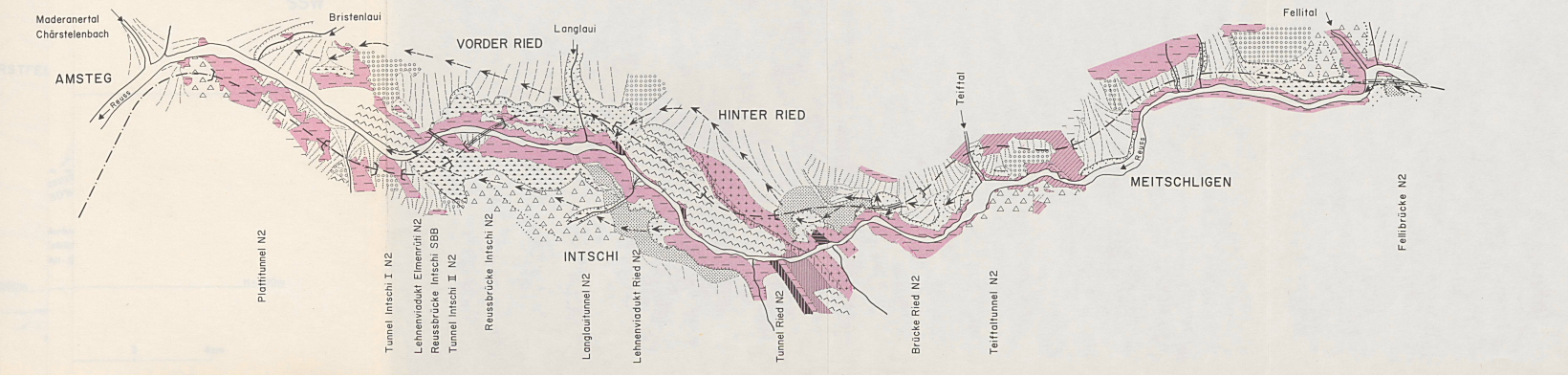
a. Lockergesteine
- Auffüllung
- Hangschutt i.A.
- Bergsturz
- Runsenablagerungen
- Rutschmassen, * passiv
- Moräne mit Wall
- Erosions- oder Abrisskante
- Angeböschte Lockergesteine, sehr steil
- Dünne Schuttdecke über Fels

b. Fels (mit Schichtung, vereinfacht)
- Mergelschiefer (Altdorfersandstein + Stadschiefer)
- Mergel mit dünnen Sandsteinlagen
- Mergel mit starken Sandsteinlagen
- Sandsteine mit dünnen Mergellagen
- Sandsteine mit Konglomeratlagen
- Kieselkalk
- Valanginienkalk

(Altdorfersandstein; Kieselkalk, Valanginienkalk: untere Kreide, Axendecke)

c. Allgemeines
- Bach, 1 stetig, 2 periodisch Wasser führend (meist Runsenzug)
- Quelle, sumpfiges Gebiet
- Lawinenzug
- Steinschlag, Eisschlag
- Aktive Rutschung (1), bezw. Sackung (2)
- Projekt N2, 1 = Brücke
- Projekt N2, 1 = Viadukt, 2 = Einschnitt
- Projekt N2, Tunnel

(Projekt N2, 1 = Brücke; Projekt N2, 1 = Viadukt, 2 = Einschnitt; Projekt N2, Tunnel: Schematisiert und vereinfacht)



Geologische Karte von Amsteg bis zur Einmündung des Fellitals

0 100 200

LEGENDE

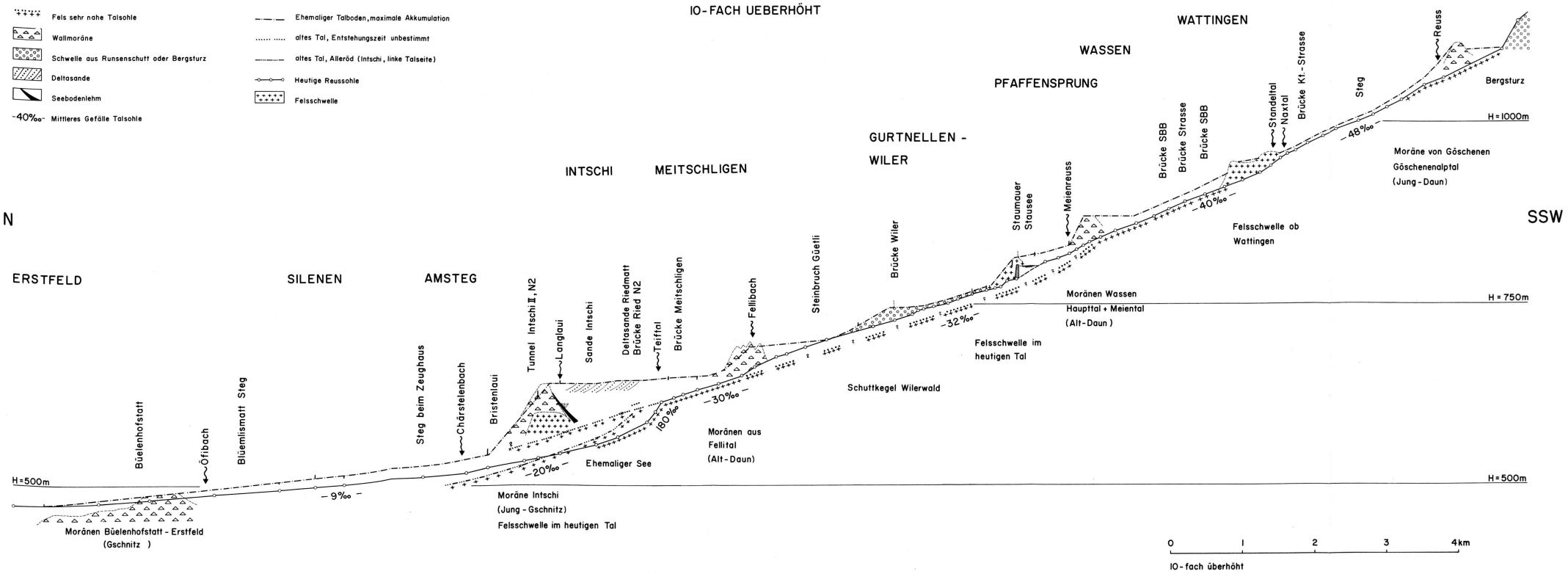
a. Lockergesteine
- Moräne normal / in Steilbord
- Seeablagerung normal / in Steilbord
- Runsenschutt normal / in Steilbord
- Hangschutt*
- Blockschutt
- Erosionsbord
- alter Tallauf
- Quelle

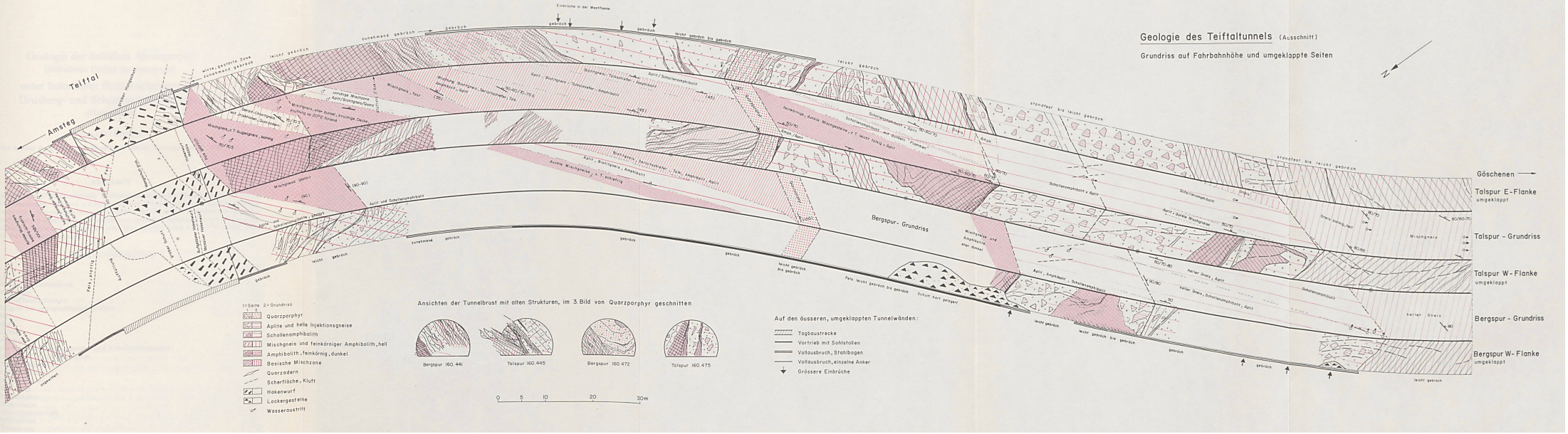
b. Fels
- Serizit - Chloritschiefer
- Zone mit basischen Intrusionen
- Quarzporphyre
- Dunkler Gneis, mit Erz
- Phyllite und Serizitschiefer
- Zweiglimmerschiefer
- Karbon
- Hakenwurf

c. Nationalstrasse
- Trasse
- Tunnel
- Brücke

TALGESCHICHTLICHES PROFIL DES REUSSTALES VON ERSTFELD BIS GÖSCHENEN

10-FACH UEBERHÖHT




Geologie des Teiftaltunnels (Ausschnitt)
Grundriss auf Fahrbahnhöhe und umgeklappte Seiten
N
Teiftal
Amsteg
Einbrüche in der Westflanke
Bergspur- Grundriss
Göschenen
Talspur E-Flanke umgeklappt
Talspur - Grundriss
Talspur W-Flanke umgeklappt
Bergspur - Grundriss
Bergspur W-Flanke umgeklappt
1=Seite 2=Grundriss
Quarzporphyr
Aplite und helle Injektionsgneise
Schalenamphibolith
Mischgneis und feinkörniger Amphibolith, hell
Amphibolith, feinkörnig, dunkel
Basische Mischzone
Quarzadern
Scherfläche, Kluft
Hakenwurf
Lockergesteine
Wasseraustritt
Ansichten der Tunnelbrust mit alten Strukturen, im 3. Bild von Quarzporphyr geschnitten
Bergspur 160.441
Talspur 160.445
Bergspur 160.472
Talspur 160.475
0 5 10 20 30m
Auf den äusseren, umgeklappten Tunnelwänden:
Tagbaustrecke
Vortrieb mit Sohlstollen
Vollausbruch, Stahlbogen
Vollausbruch, einzelne Anker
Grössere Einbrüche