

Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft vom 7./8. Oktober 1984 in den Kantonen Obwalden und Bern

Autor(en): **Colombi, Carlo / Gees, Rudolf A. / Haefeli, Charles**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **78 (1985)**

Heft 1

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-165651>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft vom 7./8. Oktober 1984 in den Kantonen Obwalden und Bern

Von CARLO COLOMBI¹⁾, RUDOLF A. GEES²⁾, CHARLES HAEFELI³⁾, PETER KELLERHALS³⁾,
CONRAD SCHINDLER⁴⁾ und MONICA A. ZINGG⁵⁾

Teilnehmer

A. Baumer, Ascona
F. Becker, Fribourg (nur 7.10.)
B. Bieler, Fleurier
A. Breitschmid, Bern (nur 8.10.)
T. Engel, Lausanne (nur 7.10.)
M. Geister, Köniz
U. Gruner, Bern (nur 8.10.)
W. Harsch, Bern
J.-C. Hofstetter, Zürich
L. Jemelin, Basel

E. Krayss, St. Gallen
F. Noverraz, Lausanne (nur 7.10.)
A. Parriaux, Lausanne
J.-P. Schaer, Neuchâtel
R. Teutsch, Rosshäusern
U. Walter, Zürich
M. Weidmann, Lausanne
A. Wildberger, Zürich
H.-J. Ziegler, Frauenkappelen

1. Stromrutschung oberhalb Hergiswil

Führung: C. Schindler

Bei Nebel und Regen wurde ein Teil der gewaltigen Rutschung besichtigt, welche spätglazial zwischen dem Grat bei Fräkmünt und dem Vierwaldstättersee bei Hergiswil aktiv war und es teilweise noch heute ist. Sie erstreckt sich bei einem Höhenunterschied von knapp 1000 m auf 4,5 km Länge und wurde durch C. Schindler und A. Wildberger im Zusammenhang mit früheren Sanierungsversuchen und dem heutigen Integralprojekt eingehend untersucht.

Die langgezogene Rutschmasse folgt grob der Grenze zwischen Flysch und subalpiner Molasse, wobei ihr lehmig-steinig-blockiger Schutt in bunter Mischung Gesteine beider Zonen enthält. Im Gegensatz zu jungen Rutschen etwa im Oberlauf des Steinibachs zerfielen hier die Mergeltrümmer total zu mässig bis stark tonigem Silt, so dass die gröberen Komponenten heute in einer plastischen, oft stark durchnässten Masse schwimmen. Dementsprechend stellten sich in dieser Rutschung Neigungen von 10 bis 18° ein (grossräumig 12°); in frischem Material herrschen dagegen solche von 25 bis 30° vor.

¹⁾ Colombi, Schmutz, Dorthe AG, Kirchstrasse 22, CH-3097 Liebefeld.

²⁾ Wasser- und Energiewirtschaftsamt des Kantons Bern, Rathausplatz 1, CH-3001 Bern.

³⁾ Geologiebüro Dres. Peter Kellerhals und Charles Haefeli, Kapellenstrasse 22, CH-3011 Bern.

⁴⁾ Ingenieurgeologie, ETH-Hönggerberg, CH-8093 Zürich.

⁵⁾ Mineralogisch-Petrographisches Institut, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich.

Diese ungewöhnliche Ausreifung der Lockergesteine bildete sich in Gebieten aus, welche während der Würmeiszeit meist oder gänzlich eisfrei blieben, also oberhalb des Talgletschers (maximaler Spiegel um 1100 m) und nördlich des von einem Lokalgletscher des Pilatusgebiets bedeckten Areals liegen. Periglaziale Verwitterung, Solifluktion und Abgleitung liessen bis auf Kote 1000 m hinunter eine breite Depression entstehen, deren Rutschmassen sich zuunterst zu einer 100–200 m breiten Stromrutschung vereinigten. An diesem mittleren, rund 1,3 km langen Abschnitt schloss um Kote 800 m talwärts das Akkumulationsgebiet an, welches im Bereich der Nationalstrasse durch mehrere tiefe Bohrungen untersucht worden ist (SCHNEIDER 1982). Die weichgelagerte, spät- bis postglaziale Rutschmasse («Hergiswiler Material») erreicht hier auf grosse Flächen bis zu 60 m Mächtigkeit. Darunter folgt bis zu 80 m dickes, grösstenteils glazial vorbelastetes Lockergestein, welches meist aus Moräne besteht, doch ist diese teilweise verschwemmt oder verrutscht und enthält mächtige Einschaltungen von Solifluktionsmaterial. Sporadisch eingeschaltet finden sich auch Löss und Bändertone. Die Felsoberfläche wird meist von Grundmoräne bedeckt. Die obersten, oft angewitterten Felspartien sind häufig mit Gleitharnischen durchsetzt (Eistektonik?). Zweifellos wirkten im tieferen Teil der Schutthäufung periglaziale Bodenverschiebungen während der Würmeiszeit mit, welche möglicherweise bereits mit den höher liegenden Rutschungen in Verbindung standen. Sie greifen tief unter den heutigen Seespiegel (434 m, tiefste erbohrte Lage der Felsgrenze 350 m).

Der unterste Teil der Rutschmasse wurde durch Bachschuttkegel eingedeckt, weshalb späte Bewegungen den frei gebliebenen Frontteil aufwölbten und dabei lokale Instabilität erzeugten, welche der Nationalstrasse bedeutende bautechnische Probleme brachten (WULLIMANN 1962, SCHNEIDER 1982).

Sehr viel umfangreichere und raschere Verschiebungen spielen sich aber seit langem höher oben im ehemaligen Einzugs- und Durchflussgebiet ab, weshalb von dort eine grosse Zahl unpublizierter Daten und Berichte vorliegt. Klassische Bilder einer Stromrutschung bieten zwei lange, relativ schmale und flachgründige aktive Zungen, deren Bewegung eher einem Fliessen als einem Gleiten ähnelt. Die Masse wird lokal durch stabile «Inseln» aufgespalten und kann Stauchwälle aufwerfen. Bei geringem Tiefgang werden durchschnittliche Geschwindigkeiten von 1 bis 6,5 m pro Jahr erreicht, also ungewöhnlich hohe Werte. Hier wie weiter oben erfasst die Bewegung sowohl in der Tiefe wie in der Breite nur einen Teil der spätglazialen Rutschung, was die Gefahr einer immer weiter greifenden Aktivierung bringt, sofern keine erfolgreiche Sanierung entgegenwirkt. Spätglazial können die Verschiebungen im Durchflussgebiet aufgrund der abgelagerten Kubaturen auf durchschnittlich 20 bis 40 m pro Jahr geschätzt werden, wobei vermutlich die Verschiebung nicht gleichmässig war und einzelne katastrophale Schübe möglich sind.

Das Hochwasser von 1979 brachte die Zerstörung der meisten Verbauungen sowie die Aktivierung bzw. Reaktivierung vieler Rutschgebiete, weshalb heute umfangreiche Sanierungsmassnahmen ausgeführt oder geplant sind. Sie erfordern die Zusammenarbeit von Fachleuten verschiedener Fachrichtungen, doch kann in dieser kurzen Zusammenfassung auf viele der interessanten Probleme nicht eingegangen werden.

2. Störungszone des Obwaldner Tals zwischen Giswil und Brüniggebiet

Führung: C. Schindler (Kt. Obwalden) und P. Kellerhals (Kt. Bern)

Seit langem sind Studien für die Nationalstrasse N8 zwischen Sarnen und dem Aaretal im Gange, wobei im Kanton Obwalden das Büro Dr. von Moos AG, im Kanton

Bern das Büro Dr. P. Kellerhals und Dr. Ch. Haefeli zuständig sind. Die Untersuchung zahlreicher Varianten sowie Arbeiten für andere Bauvorhaben führten dazu, dass heute in einem breiten Streifen längs der Brünigstrasse und am Hasliberg eine Detailkartierung im Maßstab 1:5000, teilweise auch 1:1000 vorliegt; zudem wurden talabwärts von Lungern zahlreiche Sondierungen abgeteuft. Da eine detaillierte Publikation geplant ist, seien hier nur einige Stichworte gegeben: Der Schichtstoss der Drusberg–Wildhorn-Decke wird zwischen Giswil und Meiringen schief zum Streichen der Faltenachsen durch eine breite, steile, NNW–SSE streichende Störungszone zerschnitten. Diese besteht aus vielen, oft stark verbogenen Einzelbrüchen, doch ergibt sich gesamthaft gesehen ein starker Vorschub des Ostflügels, verbunden mit einer Querpressung, welche im Malm–Dogger-Stockwerk zu einer Aufschiebung des östlichen über den westlichen Flügel führt, während in der Kreide hauptsächlich eine Aufstauchung im Westflügel stattfindet. Da das Bruchsystem den Schichtstoss schon früh während der Faltung zerschnitt, aber auch später immer wieder aktiv wurde, ergeben sich äusserst komplexe Einzelercheinungen. *Von Giswil bis nahe an die Brünigpasshöhe* erscheint die Störungszone als 600–2000 m breites Band mit grösstenteils steilstehenden Brüchen, zwischen welchen die Faltenachsen meist im Ostflügel gegen Norden versetzt wurden. Zudem erfolgt aber eine Abdringung gegen E–W-Richtung (SCHINDLER 1980). Immerhin kann vorerst der von STAEGER (1944) beschriebene Faltenbau der Gebiete westlich des Brünigs durchverfolgt werden. Dies ändert plötzlich im Bereich der östlichsten, grössten Störung, wo die tektonische Gliederung sowohl im Malm–Dogger wie auch im Kreidestockwerk abrupt ändert und neue Elemente auftreten, weshalb eine Parallelisation schwierig oder unmöglich wird. In diesem Bereich treten zudem einige gegen N–S-Richtung abgedrehte Falten auf. Die östlichste dieser Störungen mit dem bedeutendsten Versetzungsbetrag fällt mittelsteil gegen Osten ein.

Im *Brüniggebiet* wird die erwähnte Störungszone vermutlich grösstenteils in eine vorerst flach nach Osten fallende Hauptstörung gebündelt, welche in unmittelbarer Nähe der Funtenenquelle steilstehend den Boden des Aaretals erreicht. Diese in ihrem oberen Bereich flachliegende Verwerfung bewirkte eine breite, gegen Westen gerichtete Queraufschiebung, welche die obenerwähnte Störungszone teilweise überfährt. Dies führt zu einem abrupten Wechsel zwischen den beiden Flügeln, was sowohl in der Höhenlage wie auch im tektonischen Aufbau zu erkennen ist.

Die geschilderten komplexen tektonischen Verhältnisse bilden sich entsprechend in der *Karsthydrogeologie* ab. Im Rahmen der Studien für die Nationalstrasse N8 wurden diverse hydrogeologische Abklärungen im Karst des Brüniggebietes ausgeführt (vgl. WILDBERGER et al. 1982). In einer Reihe von Markierversuchen in den Malmkalken des Brüniggebietes zeigte es sich, dass eine Hauptabflussbahn in nordöstlicher Richtung zu den Loppquellen südlich von Lungern führt. Ein weiterer Fliessweg führt in entgegengesetzter Richtung (etwa nach Südwesten) zu einer im Süden von Brienzwiler gelegenen Quelle. Die erste Abflussbahn liegt somit parallel dem bedeutendsten Bruchsystem des Gebietes, die zweite verläuft parallel zu den Faltenachsen und den damit verbundenen Störungsflächen. Weitere nachgewiesene, aber weniger bedeutende Abflussbahnen, welche die wichtigsten Fliesswege überkreuzen, deuten auf verschiedene, mehr oder weniger unabhängige, lokale Karststockwerke.

Die Funtenenquelle am Hangfuss im Aaretal als bedeutendste Quelle der Region, mit einer mittleren Schüttung von 400 l/s, hat auf keinen der durchgeführten Markierversu-

che angesprochen. Aufgrund von langjährigen Isotopenuntersuchungen im Quellwasser (^3H , ^{18}O), welche auf ein mittleres Wasseralter von 10 bis 15 Jahren und eine mittlere Höhenlage des Einzugsgebietes von 1500 ± 200 m verweisen (SIEGENTHALER & SCHOTTERER 1977), wird dieser Quellaustritt als Basisabfluss des Karstsystems im Brüniggebiet gedeutet.

Das Karstwasserreservoir wird entsprechend dem Wasseralter und der Ergiebigkeit der Funtenenquelle sehr gross sein. Dies muss bei den verschiedenen Tunnelprojekten berücksichtigt werden.

3. Das Thermalwasservorkommen von Willigen

Führung: Ch. Haefeli

Das Thermalwasservorkommen bei Willigen stellt, abgesehen von einer eher unbedeutenden Thermalquelle bei Weissenburg, das einzige Thermalwasservorkommen des Kantons Bern dar, das wirtschaftlich genutzt werden kann. Aufgrund der heutigen Kenntnisse wird angenommen, dass früher die oberirdisch austretende Thermalquelle – 1681 wurde eine erste Konzession zum Betrieb des «Willigerbades» erstellt – nur einen Teilausfluss des gesamten, bis zu 24°C warmen Thermalwassers darstellte. Im Verlauf der letzten Jahrhunderte versiegte die Quelle infolge eines kleinen Bergsturzes.

Die neben der ursprünglichen Thermalquelle liegende Private Nervenlinik AG Meiringen erteilte 1982 dem Büro Dr. P. Kellerhals und Dr. Ch. Haefeli den Auftrag, Grundwasser zum Betrieb einer Wärmepumpenanlage zu erschliessen. Die Ergebnisse der Erkundungs- und Erschliessungsarbeiten können wie folgt zusammengefasst werden:

- Die am westlichen Hangfuss des Aaretals auftretenden Festgesteine gehören der parautochthonen Läsistock-Schuppe (Tithon-Kalk und schiefriger Oesli-Kalk) und dem Scheidegg-Tertiär (Taveyannaz-Sandstein) an, welche durch eine Überschiebungsfläche voneinander getrennt sind. Das Thermalwasser tritt heute unterhalb der Überschiebungsfläche entlang steilstehenden Klüften in die aus Aareschottern, Gehänge-, Bergsturz- und Bachschuttmaterial bestehende Talfüllung, wobei dies über verschiedene Grundwasserstockwerke erfolgt.
- Aufgrund der Untersuchungen können heute in der Nähe des ehemaligen Quellaustritts mittels eines kleinkalibrigen Bohrbrunnens dauernd 200 l/min Grundwasser mit einer Temperatur von 20 bis 22°C gefördert werden. Ein weiterer Vertikalfilterbrunnen erlaubt die Entnahme von mindestens 1000 l/min Subthermalwasser von 17 bis 19°C , ohne den Thermalbrunnen nachteilig zu beeinflussen. Damit dürfte jedoch das gesamte Wärmenutzungspotential noch nicht ausgeschöpft sein.
- Das Thermal- und Subthermalwasser hebt sich in seiner chemischen Zusammensetzung stark vom Grundwasser des Aaretals ab. Es ist nur schwach mineralisiert – kein Mineralwasser nach Definition – und weist keine grösseren Konzentrationen von Spurenelementen auf.
- Aufgrund der isotohydrologischen Untersuchungen sowie der geologisch-tektonischen Situation wird als möglicher Herkunftsort das Gebiet von Rosenloui in Betracht gezogen (Einzugsgebiethöhe etwa 1400–1800 m ü. M., Aufenthaltsdauer des Wassers 3–5 Jahre).

4. Geologische und geotechnische Probleme der N8 längs des Brienersees

Führung: C. Colombi

Geologisch-tektonische Übersicht

Das Trasse der N8 entlang dem Brienersee verläuft mehr oder weniger im Streichen der tieferen, zum Teil stark verschuppten Falten der Wildhorn-Decke. Die tiefsten angebotenen Elemente sind liasische Sandsteine, die höchsten werden durch die Mergel der untersten Kreide gebildet. Stratigraphische Kontakte sind praktisch nirgends zu finden, was die Prognose zum Teil erheblich erschwerte.

Das Gebirge ist durchwegs stark geklüftet:

Hauptkluftrichtungen sind die SW–NE streichende Talklüftung und ein ungefähr senkrecht dazu stehendes System. In der Schubrichtung des Gebirges sind die generell südostfallenden Schichtflächen meist mit Rutschharnischen belegt.

Geotechnische Eigenschaften des Gebirges

Die angetroffenen Gesteine erwiesen sich in der Hauptsache als gutes Stollengebirge. Der Giessbachtunnel durchfuhr Malmkalke, Mergel der Malm–Dogger-Grenzzone und die meist sandig-schiefrigen Serien des oberen bis mittleren Doggers. Selbst in den mergeligen Serien waren keine besonderen Einbaumassnahmen nötig. Der Chüebalm-tunnel durchfuhr Malmkalke und Valanginienmergel. Mit Ausnahme der quartär versackten östlichen Portalzonen boten sich auch hier keine besonderen Schwierigkeiten. Im kürzlich angeschossenen Senggtunnel bereitete eine mergelige Überschiebungszone einige Schwierigkeiten.

Auf den offenen Strecken mussten Brückenpfeiler und Stützmauern auf zum Teil bis zu 15 m tiefen Schachtfundamenten abgestellt werden.

Instabilitäten des Baugrundes

Schon früh wurde erkannt, dass ein beträchtlicher Teil des Trassees durch tiefreichende Sackungen führt. Das hatte bedeutende Änderungen am generellen Projekt zur Folge. Die Bewegungen dürften zum grössten Teil postglaziales Alter haben und sind, wie die Messungen zeigten, immer noch aktiv. Als Folge dieser Erkenntnisse wurden der Giessbachtunnel von 700 auf 3200 m und der Chüebalm-tunnel von 700 auf knapp 1200 m verlängert, um die Sackungen bergseits zu hinterfahren. Die besonders aktive Zone im östlichen Portalbereich des Chüebalm-tunnels, wo das Gebirge nur noch teilweise im Verband war, musste im Teilausbruch durchörtert werden.

Eindrücklich konnten diese Sackungsprobleme den Exkursionsteilnehmern auf dem Fahrnihubel demonstriert werden. Die rund 70 m hohen Felstürme haben sich teils postglazial von der rückwärtigen Felswand abgelöst und sind in horizontaler Richtung 30–40 m, in vertikaler Richtung 40–50 m bis zu ihrem heutigen Standort gewandert.

Diverse Brückenfundationen kamen in grossräumige Felssackungsgebiete mit Tiefgang bis zu 50 m zu liegen. Man wählte hier nicht die Beckenriedlösung, sondern stellte die Pfeiler auf bis 15 m tiefe, ausbetonierte Schachtfundamente. Da die Pfeiler so allfällige Bewegungen mitmachen, konstruierte man bei den Widerlagern flexible Übergänge.

Kleinere lokale Instabilitäten ergaben sich beim Bau vor allem in Gehängeschutzzonen. Die Moränen dagegen erwiesen sich durchwegs als stabil und konnten mit Neigungen von 10:1 angeschnitten werden.

Wiederverwendung des Ausbruchs aus den Tunneln

Das Ausbruchmaterial aus den Tunneln wurde an zentralen Aufbereitungsstellen behandelt. Das Material aus dem Giessbachtunnel z. B. wurde per Schiff nach Bönigen transportiert. Die Malmkalke wurden als Betonzuschlagstoffe verwendet. Alle Bauten auf der Strecke wurden aus gebrochenem Material hergestellt. Mergeliges Material und die sandigen, zum Teil eisenhaltigen Doggerschiefer und -kalke wurden als Dammschüttmaterial und für die Kofferung verwendet.

5. Hydrogeologische Untersuchungen Bödéli, Interlaken

Führung: Ch. Haefeli

Im Rahmen der siedlungswasserwirtschaftlichen Planung des Kantons Bern liess das Wasser- und Energiewirtschaftsamt seit mehreren Jahren eine umfangreiche Grundwasseruntersuchung im Gebiet Bödéli durchführen, die Anfang 1985 abgeschlossen wird. Das Ziel der Untersuchung ist die qualitative und quantitative Erfassung der nutzbaren Trink- und Brauchwasserreserven sowie die Bereitstellung von Grundlagen für den Schutz und die Bewirtschaftung der Grundwasservorkommen. Zu diesem Zweck wurden u. a. ausgedehnte geophysikalische Messungen ausgeführt, über 30 Kernbohrungen abgeteuft, etwa 20 registrierende Meßstellen und über 200 Beobachtungspunkte betreut.

Der Verlauf der Felsoberfläche unter der vorwiegend aus See- und Deltaablagerungen bestehenden Beckenfüllung zwischen dem Thuner- und dem Brienersee liegt laut seismischen Untersuchungen in mehreren hundert Metern Tiefe. Der Grundwasserleiter besitzt eine Ausdehnung von rund 12 km², ist stellenweise über 80 m tief und teilt sich in mehrere, zum Teil miteinander verbundene, hydraulische Stockwerke auf. Die Anspeisung des Grundwassers erfolgt über ein reichverzweigtes Karstsystem, das z. B. bis zum Brienergrat und zur Schrattenfluh reicht, sowie durch infiltrierende Oberflächengewässer (u. a. Aare und Lütchine) und Niederschlag. Die Grundwasserneubildung und die -abflussverhältnisse sind demnach ziemlich komplex und geben bei Detailuntersuchungen immer wieder Probleme auf.

Dank einer sehr ausgedehnten Wasserhaltung, die für den Bau der Autobahn unter der Lütchine bei Bönigen erforderlich war, konnte die gesamte Feldergiebigkeit für das Gebiet südlich der Aare auf etwa 15 000–20 000 l/min ermittelt werden. Davon wird heute für die Trink- und Brauchwasserversorgung nur ein geringer Teil genutzt, so dass für den Wärmeentzug aus dem Grundwasser zum Betrieb von Wärmepumpenanlagen noch ein grosses Potential zur Verfügung gestellt werden kann. Zurzeit sind im Bödéli über 40 Anlagen mit einer Kapazität von 30 bis 1000 l/min konzessioniert. Eine derart dichte und vielschichtige Nutzung des Grundwassers setzt natürlich gute hydrogeologische Kenntnisse über das gesamte Grundwassergebiet voraus. Diese Grundlagen konnten dank der vorliegenden Studie bereitgestellt werden.

Das Grundwasser ist im allgemeinen wenig mineralisiert und durch die Umwelt schwach belastet. So liegen Nitrat- und Chloridgehalt meist unter 10 mg/l. Dagegen

variiert die Sulfatkonzentration, je nach Herkunft des Wassers, zwischen 5 und 60 mg/l. Im Bereich des extrem ausgebildeten Grundwasserstockwerkbaus zwischen Interlaken-West und Bönigen bereitet eine zu geringe Sauerstoffsättigung, verbunden mit gelösten Eisen- und Mangansalzen, häufig Schwierigkeiten. Ein Umstand, der bei der Bewirtschaftung des Grundwassers gebührend zu berücksichtigen ist.

6. Hondrichtunnel

Führung: P. Kellerhals

Anlässlich des Ausbaus der BLS auf Doppelspur wird südlich Spiez ein neuer Hondrichtunnel erstellt. Im nördlichen 1,1 km langen Baulos werden ausschliesslich steilstehende, dunkle, mittel- bis grobbankige, teils dolomitische und ab und zu mergelige, triadische Kalke der Klippendecke durchörtert, welche ein günstiges Tunnelbaugestein darstellen.

Anlässlich der Exkursion wurde das etwa 500 m lange Südlos besichtigt, in welchem während der ersten rund 180 m im Kalottenbereich des Tunnels die Kontaktfläche zwischen hartgelagerter, zäher Moräne mit zahlreichen Blöcken im Hangenden und ebenfalls hartgelagerten, teils mit siltiger Matrix verkitteten, teils sauberen diluvialen Schottern mit einzelnen Blockhorizonten und Sandlinsen im Liegenden verläuft. Die Schotter weisen durchwegs eine gegen Nordosten fallende, gut ausgeprägte Schrägschichtung auf.

Die folgenden 170 m liegen in diluvialen Deltasedimenten, wobei die Schotter und Sande gegen das Ende dieses Abschnitts allmählich in feingeschichtete Siltsande bis schwach tonige Silte übergehen. Diese grenzen längs eines steilen, scharfen Kontaktes an eine 6 m mächtige Grundmoräne mit zahlreichen groben Kristallin-Komponenten.

Die Grundmoräne ihrerseits lagert längs einer steilen Felsoberfläche dem Gips mit schmitzen- und linsenförmigen Tonschieferereinschaltungen auf. Dieser sehr standfeste, im Tunnelbereich anhydritfreie Gips wird auf einer Strecke von 110 m durchfahren. Danach folgen längs einer steilstehenden, den Tunnel in spitzem Winkel querenden Störungsfläche mit leichter Winkeldiskordanz tektonisch stark beanspruchte, dunkle, dünnbankige, oft sandige Mergel und Kieselkalke sowie Tonschiefer von total 10–15 m Mächtigkeit, welche Richtung Nordosten an einer vertikalen bis überhängenden, glatten Fläche an Lockergestein – tonigem Silt mit zahlreichen Mergelkalkbruchstücken – grenzen.

Dieses Lockergestein ist seinerseits nach einer Horizontaldistanz von 5 bis 20 m den dolomitischen Kalken des Nordloses angelagert, wobei meist die Felsoberfläche nicht direkt durch den Kalk, sondern durch eine bis 1 m mächtige Erzschiefer aus feinkörnigem, sedimentärem Pyrit und Bleiglanz gebildet wird. Diese Erzschiefer war an der Exkursion leider nicht zu sehen, da sie im Bereich des damaligen Vortriebstandes lokal offenbar aberodiert ist.

Das Alter der diluvialen Schotter und Deltasedimente, wie auch der darunter liegenden Moräne, ist zurzeit noch nicht bekannt; Pollenanalysen aus dem feinkörnigen Teil der Deltasedimente sind im Gang.

Ebenso unbekannt ist die tektonische Zugehörigkeit der Gipszone und der Mergelkalke an der Basis der Klippendecke. Eine lithologisch ähnliche Abfolge wurde im Rahmen der Untersuchungen für die Nationalstrasse N8 bei Leissigen im Grenzbereich

Schattwaldschichten–Gipszone erbohrt. Dies würde eher auf eine Zugehörigkeit dieser Zone zum Ultrahelvetikum deuten.

Die zweite Lockergesteinszone wird vorläufig als Füllung einer Schmelzwasserrinne und von Kolken mit Gehängeschutt und fluviatil eingeschwemmtem Sand gedeutet. Diese Rinne wäre direkt längs der Überschiebungsfläche der Klippendecke angelegt worden. Untersuchungen über die Vererzung und auch über das vorläufig als Rinnen- und Kolkfüllung interpretierte Lockergestein sind noch im Gang.

Neben der Besichtigung des besonders im Strossenabbau schön aufgeschlossenen geologischen Profils wurde an der Exkursion auch der Bauvorgang mittels Messervortriebs im Kalottenausbruch und mit nachträglichem Abbau der Strosse erläutert.

7. Felssturz Hostalde

Führung: P. Kellerhals

Im Hostalde, einer Lokalität in der Westflanke des Engstligentals, unterhalb der Terrasse von Ried, stürzte am 9. Januar 1984 eine Felspartie mit einem Volumen von etwa 60 000 m³ ab und verschüttete die 40 m über der Talsohle verlaufende Staatsstrasse Frutigen–Adelboden. Die Ausbruchsnische liegt auf Kote 970–1025, die Sturzbahn reicht bis zur Talsohle auf Kote 875. Diesem Hauptsturz gingen einige kleinere Felsstürze am 28. November 1983 sowie am 3.–5. und 8. Januar 1984 voraus; alle Stürze haben offenbar eine natürliche Ursache.

Als Sofortmassnahme zur Aufrechterhaltung des Verkehrs wurde ein neues Strassenstrasse auf einer bis 40 m hohen Anschüttung längs des Sturzkegels erstellt.

Im Bereich des Felssturzes steht auf der Westseite der Engstligen ultrahelvetischer Flysch – vorwiegend Tonschiefer und Sandsteine – an. Darüber, bis auf die Höhe der Staatsstrasse, liegt stark gipshaltige Rauhwaacke mit Schollen und Linsen von dichten Kalken, Dolomiten und kalkigen Mergeln. Diese triadische «Schmierzone» an der Basis der Niesendecke ist tektonisch äusserst stark beansprucht.

Die ganze höhere Talflanke bis zur Terrasse von Ried wird durch versackten Niesenflysch, welcher generell mit etwa 25° bergwärts einfällt, im Detail aber stark verfaltet und zerschert ist, aufgebaut. In der Terrasse von Ried wurden während der vergangenen 50 Jahre auf die Sackung zurückzuführende, talwärts gerichtete Bewegungen in der Grössenordnung von 1 m festgestellt.

Eine geologische Detailaufnahme des Sturzgebietes und auch die während fünf Monaten nach dem Felssturz durchgeführten Verschiebungsmessungen, mit welchen Felsbewegungen von über 1 cm/Monat festgestellt wurden, zeigten, dass die Ausbruchsnische sich keinesfalls stabil verhielt und mit weiteren Abstürzen zu rechnen war.

Da sich eine Verankerung der Ausbruchsnische aus technischen und geologischen Gründen als unrealistisch erwies und eine definitive Sicherung der Staatsstrasse durch eine Untertunnelung der Gefahrenstrecke aus Kosten- und Zeitgründen wegfiel, blieb einzig eine künstliche Abflachung der Ausbruchsnische auf eine Neigung von 1:1 mittels einer Sanierungssprengung als kostengünstigste, dauerhafteste und am schnellsten realisierbare Lösung.

Die Vorarbeiten für diese Sanierungssprengung von rund 22 000 m³ Gestein konnten an der Exkursion besichtigt werden: Für die notwendige Sprengstoffmenge von etwa 9,5 t

mussten insgesamt annähernd 3200 m – im einzelnen bis 40 m lange – Grosslochbohrungen abgeteuft und, vor allem wegen Felsverschiebungen während der Bohrkampagne, verrohrt werden. Soweit als möglich wurden längs der projektierten Abschlagsfläche Profillöcher gebohrt; weitere Bohrungen erfolgten von zwei Bohrplattformen aus.

Das Ladeschema wurde vom Sprengingenieur, G. Schwarz, erläutert. Um einerseits eine durch die Sprengung möglichst wenig gestörte definitive Geländeoberfläche zu erhalten und andererseits das abzusprengende Felsmaterial mittels eines möglichst grossen Gasvolumens von der verbleibenden, nur 45° geneigten Felsoberfläche zu heben und somit abrollen zu lassen, wurden die Profillöcher mit Schwarzpulver (total 2,5 t) geladen. Bei den übrigen Löchern wurde brisanterer Sicherheitssprengstoff verwendet.

Die zwei Wochen nach der Besichtigung erfolgte Sprengung verlief erfolgreich, ohne Schaden am im Frühjahr erstellten Strassendamm oder an den umgebenden Häusern anzurichten. Es musste allerdings eine beträchtliche Menge zersprengtes, aber nur wenige Meter weit abgestürztes Felsmaterial in sehr steilem Gelände maschinell abgestossen werden. Acht Tage nach der Sprengung konnte die vom Schutt geräumte Strasse wieder geöffnet werden.

8. Lintertunnel

Führung: R. A. Gees

Im Rahmen des Ausbaus der Staatsstrasse Frutigen–Adelboden wird die 3 km südlich des Hostalde gelegene Linterfluh auf einer Strecke von 637 m untertunnelt.

Die Linterfluh wird aus drei Elementen aufgebaut: dem basalen ultrahelvetischen Flysch, der sogenannten Subniesenzone und dem sie überlagernden Niesenflysch. Diese «Sandwichstruktur», Flysch–Subniesenzone–Flysch, verdankt ihre Entstehung alpinen Überschiebungsprozessen, wobei die Subniesenzone tektonisch zwischen die beiden Flyschelemente hineingeraten ist. In der Subniesenzone sind neben triadischen Gesteinen wie Rauhwaacke und Gips auch Gesteine von jurassischem, kretazischem und tertiärem Alter vertreten. Ein weiterer Gesteinstyp dieser Zone ist der sogenannte Kataklasit, ein Gestein, das seine Entstehung mechanischer Zertrümmerung im Zusammenhang mit alpinen gebirgsbildenden Prozessen verdankt.

Dank eingehenden Voruntersuchungen konnte ein Tunneltrasse gefunden werden, das die baueologisch ungünstige Subniesenzone meidet und ausschliesslich im ultrahelvetischen Flysch verläuft. Dieser besteht aus Siltsteinen mit stark wechselndem Kalk- und Tongehalt, häufig blättrig zerfallenden Tonmergeln und Silttonsteinen sowie bankigen bis plattigen Sandsteinen. Die Schichten fallen mit etwa 30° nach Westen ein, sie werden durch mehrere Kluftsysteme zerschnitten.

Entsprechend dem ungünstigen Tunnelbaugestein wurde ein Vortrieb mit Teilausbruch gewählt, indem in einer ersten Phase ein Pilotstollen im Ulmenprofil aufgeföhren wird, welcher nach erfolgtem Durchschlag zum Kalottenausbruch ausgeweitet wird. Erst in einer dritten Phase wird die Strosse abgebaut, wobei aufgrund der während des Kalottenausbruchs auszuföhrenden Konvergenzmessungen und tonmineralogischen Untersuchungen zu entscheiden ist, ob wegen Quellhebungen ein Sohlgewölbe errichtet wird oder ob auf ein solches verzichtet werden kann.

Der Vortrieb erfolgt – vor allem zur Schonung des Gebirgstragringes – mittels einer Teilschnittmaschine, die anlässlich der Exkursion im Einsatz besichtigt werden konnte.

Die Vortriebsleistung dieser Teilschnittmaschine im Flysch ist sehr gut, der Meisselverschleiss allerdings in Zonen mit grossem Quarzanteil und entsprechend hohen Druckfestigkeiten von bis 1800 kg/cm^2 gross.

Beeindruckend ist die geringe Störung des verbleibenden Gebirges, welches allerdings, bedingt durch die intensive Klüftung, kurz nach dem Vortrieb, noch innerhalb des Brustbereiches, gesichert werden muss.

9. Linterfluh–Sackgraben

Führung: Monica A. Zingg

Auf dem Programm stand die Subniesenzone (ZINGG 1983) im Profil des Sackgrabens. Besonders hingewiesen wurde auf den tertiären Kataklasit (ehemals Trias-Rauh- wacke), dessen Typlokalität im etwas westlicher gelegenen Otterngraben liegt, und auf die ebenfalls tertiäre Pb-Zn-Cu-Sulfid-Vererzung (ZINGG 1984).

LITERATURVERZEICHNIS

- SCHINDLER, C. (1980): Geologisch-geotechnische Voruntersuchung der N8 zwischen Sarnen und dem Brünig. – Strasse u. Verkehr 5.
- SCHNEIDER, T. (1982): Der Baugrund der N2 bei Hergiswil. – Schweiz. Ing. u. Arch. 41.
- SIEGENTHALER, U., & SCHOTTERER, U. (1977): Hydrologische Anwendungen von Isotopenmessungen in der Schweiz. – Gas, Wasser, Abwasser 57, 501–506.
- STAEGER, D. (1944): Geologie der Wilerhorngruppe zwischen Brienz und Lungern. – Eclogae geol. Helv. 37/1, 99–188.
- WILDBERGER, A., GRUNER, U., & SIEGENTHALER, U. (1982): Markierversuche und weitere hydrologische Untersuchungen im Karst des Brienergrates und des Brünigpasses. – Akten 7. natl. Kongr. Höhlenforsch., Schwyz, Sept. 1982.
- WULLIMANN, R. (1962): Erfahrungen beim Bau von Strassenstrecken in rutschanfälligen Gebiet. Beispiel der Teilstrecke Hergiswil der Nationalstrasse N2. – Strasse u. Verkehr 8/9.
- ZINGG, M. A. (1983): Geologie und Metamorphose der Subniesenzone in der Gegend von Adelboden–Achseten. – Unpubl. Liz.arb. Univ. Bern.
- (1984): Die tertiäre Pb-Zn-Cu-Sulfidvererzung im Sackgraben, Engstligental (Berner Oberland). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 64, 215–225.