

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 94 (2001)
Heft: 1

Artikel: Struktur und Hydraulik der Störzonen im südlichen Aar-Massiv bei Sedrun
Autor: Frei, Beat / Löw, Simon
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-168875>

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: 05.01.2026

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

Struktur und Hydraulik der Störzonen im südlichen Aar-Massiv bei Sedrun

BEAT FREI¹ & SIMON LÖW²

Key Words: Fault zone, fractured rock, Aar Massif, groundwater flow, hydrochemistry, tracer test, transmissivity, spring

ZUSAMMENFASSUNG

Störzonen prägen das Landschaftsbild im südlichen Aar-Massiv nördlich von Sedrun (GR). Meist zwischen 1 und 10 m breit, sind sie morphologisch über viele Kilometer verfolgbar und treten bevorzugt in zwei unterschiedlichen Streichrichtungen auf. Dominierend sind die WSW-ENE verlaufenden steilstehenden Störungen, welche diejenige Anisotropierichtung des Gebirges nachzeichnen, welche durch die alpine Gebirgsbildung angelegt wurde. Die meisten Störzonen bestehen aus duktil zerschertem (mylonitischem) und kohäsivem Störzonenmaterial sowie untergeordnet aus kohäsionsarmen kataklastischen Störungsgesteinen und Scherflächen mit Rutschharnischen. Die kohäsionsarmen Zonen bestehen aus mm- bis cm-mächtigen Bändern aus feinkörnigem "Gesteinsmehl". Die Gefügebeziehungen deuten darauf hin, dass ehemals duktil verscherte Bereiche in einer späteren Phase spröde deformiert wurden. Im Übergangsbereich von Störungen zum Nebengestein ist zudem, insbesondere im Granitgneis, eine Zunahme der Kluftdichte zu beobachten. Neue geodätische Messungen, welche in Zusammenhang mit dem Bau des Gotthard-Basistunnels durchgeführt wurden, unterstützen die aufgrund geomorphologischer Indizien postulierten rezenten Bewegungen eines Teils dieser Störzonen. Die maximalen vertikalen Verschiebungskomponenten der Messperiode 1995–1999 liegen aber nur in der Grössenordnung von 0.1 mm/Jahr.

Tracerversuche zeigen, dass die Haupttrennflächengefüge und Störzonen wichtige Anisotropierichtungen für den Grundwassertransport darstellen. Die geklüfteten Randzonen der Störzonen scheinen prädestinierte Bereiche mit erhöhter Wasserwegsamkeit darzustellen. Die effektiven Transmissivitäten der permeablen Störzonen am Südrand des Aar-Massivs liegen zwischen 10^{-4} und 10^{-6} m²/s. Gegen Norden scheint die Gebirgsdurchlässigkeit respektive jene der Störzonen deutlich abzunehmen. Neben dieser tiefgreifenden Grundwasserzirkulation, existiert zusätzlich eine oberflächennahe Zirkulation in einer stark aufgelockerten und teilweise ungesättigten Zone mit erhöhten Fliessgeschwindigkeiten.

ABSTRACT

Steeply inclined fault zones are very pronounced geological structures in the south-eastern Aar Massif north of Sedrun in the Swiss Alps. Their thickness ranges between 1 and 10 metres and their traces can be followed over distances of many kilometres. Two different strike directions can be distinguished: Most fault zones strike WSW-ENE and run nearly parallel to the direction of the alpine schistosity, a secondary set of faults zones strikes WNW-ESE. The fault zones are mainly composed of ductile and cohesive fault rocks (mylonites). Occasionally they additionally include cohesionless fault rocks with brittle deformation structures such as fine grained gauge-like veins, fracture zones and slickensides that overprint the ductile shear structures. Geomorphic features and new geodetic measurements indicate that some of these faults could still be active, with a vertical displacement component reaching values of up to 0.1 mm/year for the period 1995–1999.

Natural gradient multi-tracer experiments performed in the area of these fault zones allow to characterise the flow properties of these structures over length scales of up to 1.5 kilometres. We can demonstrate the importance of fractures and brittle fault structures for regional scale groundwater flow and quantify effective hydraulic properties of brittle fault rocks for length scales of several hundreds of meters. The hydraulic transmissivities of the most permeable (fractured) fault zones typically range between 10^{-4} and 10^{-6} m²/s. By comparing discharge rates of springs and diffuse seepages occurring along the intersections of these fault zones with two deeply incised valleys running perpendicular to these structures, we can "map" the distribution of large scale fault zone transmissivities over several kilometres. A decreasing transmissivity of the fault zones from the southern margin of Aar Massif to the north can be observed. In addition fast tracer breakthroughs support the observation of a highly conductive near surface zone with strong weathering and stress relief and a thickness of about 100 m.

1. Einleitung

Bereits lange bevor das Gebiet des südlichen Aar-Massivs nördlich des Vorderrheintals wegen des Baus des Gotthard-Basistunnels der Neuen Eisenbahn Transversalen (NEAT) auf grösseres Interesse stossen sollte, beschäftigten sich etliche Geologen mit dessen geologischen Besonderheiten. Mitte vorigen Jahrhunderts untersuchten Jäckli (1951) und Eckardt

(1957) auffällige, talparallele Einschnitte und Erhebungen im südlichen Aar-Massiv, welche z.T. junge Moränenablagerungen zu verstellen scheinen und von diesen Autoren als steilstehende jungquartäre Bruchzonen interpretiert wurden. Besondere Bedeutung schenkte Eckardt auch den quartären Erscheinungen wie dem Hakenwurf, welcher vor allem in den talnah gelegenen Gneisen auftritt. Auch Huber (1948) be-

¹ Mühlebachstrasse 59, 8008 Zürich, Switzerland. E-mail: beatfrei@hotmail.com

² Ingenieurgeologie ETH Hönggerberg, 8093 Zürich, Switzerland. E-mail: simon.loew@erdw.ethz.ch

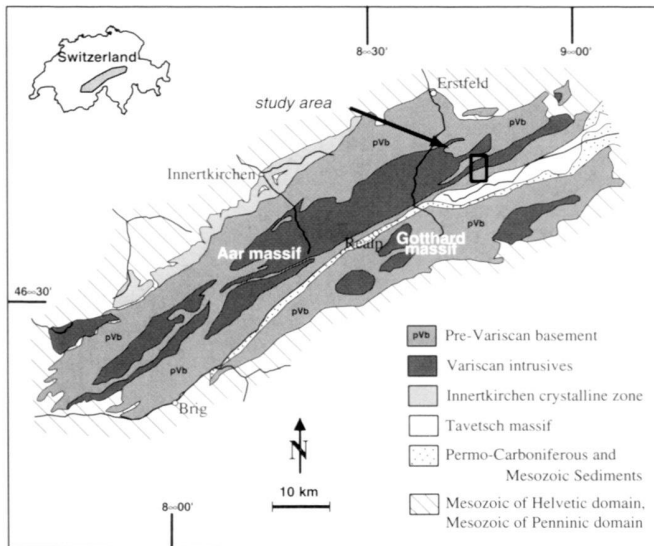


Fig. 1. Kartenskizze des Aar- und Gotthard-Massivs und Lage des Untersuchungsgebiets nördlich des Vorderrheintals bei Sedrun (aus Laws et al. 2001).

schäftigte sich mit diesem Phänomen und wies dabei auch auf die Alp Caschlè, dem Kernstück des in dieser Arbeit beschriebenen Gebietes hin, welche von ihm als versackter Bergflankenkomplex gedeutet wurde.

Für die Verstellungen, wie sie im Gebiet der Alp Caschlè besonders im südlichen Granitgneis anzutreffen sind, wurden von Eckardt et al. (1983) in neuerer Zeit drei Entstehungsmöglichkeiten vorgeschlagen. Neben lokal tiefgründigen Hangbewegungen und postglazial isostatischen Ausgleichsbewegungen, wurden insbesondere auch tektonische Bewegungen als ursächlicher Mechanismus für die postulierten jungquartären Verstellungen in Betracht gezogen. Letzteren Gedanken führte auch Wyder (1997) weiter, der die Störzonen im südlich angrenzenden Tavetscher Zwischenmassiv, welche z.T. in das Aar-Massiv hinein verfolgt werden können (Hüsler 2000), bezüglich ihrer jung- bis spätalpinen Entwicklung untersucht hat.

Die Bewegungen entlang dieser Störzonen scheinen längere Zeit, d.h. sowohl unter duktilen wie spröden Verformungsbedingungen aktiv gewesen zu sein. Darauf weisen Detail-Untersuchungen an Störzongesteinen von Wyder & Mullis (1998) im Tavetscher Zwischenmassiv sowie von Laws et al. (2001) im südöstlichen Aar-Massiv hin. Im grossräumigen Kontext bestehen verschiedene Erklärungsmöglichkeiten für diese Beobachtung. Das Aar-Massiv kann als Stapel von Oberkrusten-Schuppen interpretiert werden, die sich durch frühe Überschiebungen entlang von prä-existenten variszischen Intrusivkontakten entwickelten (Pfiffner et al. 1997). Nach Burkhard (1999) werden diese ursprünglich unter erhöhten Temperaturen gebildeten Überschiebungsflächen im Innern und am Südrand der Massive in einer spätalpinen Gebirgsbildungsphase (im Zeitraum von ca. 20–10 Ma) durch

Deformation im Liegenden passiv rotiert und steilgestellt. Demgegenüber haben andere Strukturgeologen (Steck 1984, Milnes & Pfiffner 1977, Marquer 1990, Pfiffner et al. 1997) duktile alpine Deformationen mit grossräumiger Rückfaltung/Rückaufschiebung, bzw. subvertikaler Streckung für die Steilstellung des Massiv-Südrandes verantwortlich gemacht. Die Massiv-interne subvertikale Streckung und die Rückfaltung/Rücküberschiebung wären demzufolge konjugierte Ausgleichsbewegungen zur N-S Einengung und subhorizontalen Verkürzung.

In jüngster Zeit wurden insbesondere den beim Tunnelbau der NEAT zu durchörternden Störzonen vermehrt Aufmerksamkeit geschenkt. Verschiedene Detailkartierungen (Schneider 1993, Laws et al. 2001) zeigen, dass im Gebiet des südöstlichen Aar-Massivs zwei Streichrichtungen (ENE-WSW und NW-SE) von steil einfallenden Störzonen dominieren. Da diese Störzonen für den Bau des Gotthard-Basistunnels eine grosse praktische Bedeutung aufweisen (mögliche Stabilitätsprobleme und hohe Bergwasserzuflüsse) wurden im Rahmen von 3 Diplomarbeiten am Geologischen Institut der ETH Zürich in den Jahren 1997–1999 die Eigenschaften solcher Störzonen in 3 Gebieten (Göschener Alp, Etlzital, Alp Caschlè) genau untersucht. Die Resultate der Diplomarbeit auf Alp Caschlè nördlich Sedrun (Frei 1999) werden in dieser Publikation vorgestellt.

Nach einem geologisch-petrographischen Überblick über das Untersuchungsgebiet werden die hier auftretenden Störzonen im Detail bezüglich ihrer Geometrie und ihres Aufbaus auf verschiedenen Betrachtungsmassstäben beschrieben. Anschliessend erfolgt eine hydraulische Charakterisierung dieser Störzonen auf einem projektrelevanten Massstab von hundert Metern bis wenigen Kilometern. Eine solche grossräumige quantitative Charakterisierung des natürlichen Grundwasserflusses in Störzonen wurde bisher noch nie im Alpenraum durchgeführt. Sie ist im Gebiet der Alp Caschlè aufgrund einer speziellen geologisch-geometrischen Konstellation möglich und basiert auf Tracerversuchen, Gerinne- und Quellbeobachtungen sowie auf einfachen numerischen Simulationsrechnungen.

2. Geographischer und Geologischer Überblick

Das untersuchte Gebiet liegt nordwestlich von Sedrun (GR) nördlich des Vorderrheintals (Fig. 1 und Fig. 2). Es liegt im südlichen Teil des Aar-Massivs, welches aus einem prävariszischen, polymetamorphen Altkristallin und aus spätvariszischen, vulkanosedimentären Sequenzen und Plutoniten aufgebaut ist (Labhart 1999). Das Altkristallin besteht aus Gneisen, Schiefern, Migmatiten und Amphiboliten, welche Teile der prävariszischen europäischen Kruste darstellen und wiederholte Aufschmelzung und Metamorphose aufweisen. In diese ältesten Gesteine sind am Ende der variszischen Gebirgsbildung u.a. der Aaregranit intrudiert. Dies geschah im Gefolge fortschreitender Kompressionstektonik und der Subduktion der Protothetys unter den aktiven Kontinentalrand. Nördlich des

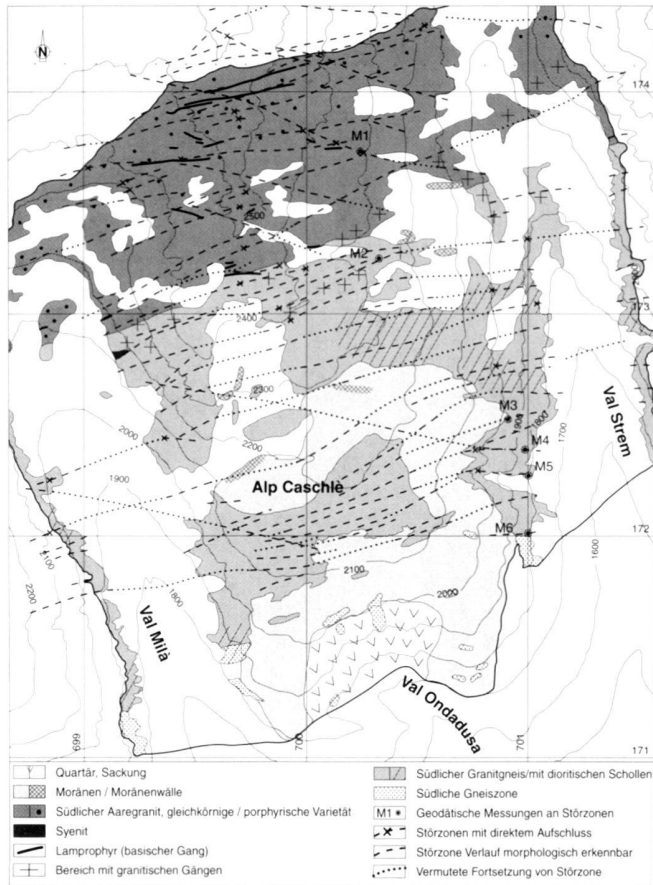


Fig. 2. Geologisch-tektonische Karte des südlichen Aarmassivs im Gebiet der Alp Caschlè mit dem Inventar von beobachteten Störzonen.

untersuchten Gebietes (etwa an der Windgälle) sind auch Zeugen eruptiven Magmatismus zu verzeichnen (Mercolli & Oberhänsli 1988).

2.1 Lithologien

Zwei Gesteinstypen prägen die Petrographie des bearbeiteten Gebietes. Zum einen der südliche Aaregranit, welcher in verschiedenen Varietäten auftritt, zum andern der südlich anschließende südliche Granitgneis des Altkristallins. Beide enthalten eine alpine Schieferung welche spitzwinklig bis parallel zu den Störzonen streicht (Mittelwert 148/86 nach Kobel & Partner AG 1997). Zusätzlich treten am Aar-Massiv-Südrand, an den südlichen Granitgneis anschliessend, Gesteine der südlichen Gneiszone auf, welche ebenfalls zum Altkristallin zählen. Als Ganggesteine kommen vereinzelt helle Aplite, dunkle Lamprophyre und seltener Pegmatite vor.

Südl. Aaregranit

Der südliche Aaregranit stellt eine Varietät des Aaregranits dar und löst sich als solche nördlich des Oberalppasses von der

Hauptmasse des zentralen Aaregranits. Im Arbeitsgebiet beträgt seine N-S-Ausdehnung 1–2 km, wobei die Grenze zum südlichen Granitgneis, vom oberen Val Milà zum Piz Caschlè-Südgrat verlaufend, ca. WSW-ENE streicht (Fig. 2). Die Störzonen verlaufen parallel bis spitzwinklig zu dieser Gesteinsgrenze. Das Intrusionsalter des Aaregranits beträgt 300 bis 290 Ma (Schaltegger & von Quadt 1990). Das Intrusionsalter des südlichen Aaregranits als Randfacies des zentralen ist auch in dieser Grössenordnung zu vermuten. Nach Huber (1948) lassen sich zwei Haupttypen von Graniten mit unterschiedlichem Gefüge unterscheiden:

1. Ein grauer porphyrischer Granit, der meist stark verschiefert ist und augengneisartige Ausbildung zeigt. Häufig ist eine intensive duktile Verscherung in der Nähe von Störzonen zu beobachten. Diese Varietät ist insbesondere nordwestlich des Piz Caschlè im Gebiet von Lai Selvadi und Lai della Stria verbreitet.

2. Ein heller feinkörniger Typ mit gleichkörnigem massigem Gefüge ist wahrscheinlich eine aplitische Randfacies des Aaregranits. Die duktile Verscherung ist weniger kontinuierlich als beim porphyrischen Typ, es können aber vereinzelt diskrete Scherzonen auftreten. Diese häufen sich zum südlichen Granitgneis hin und stehen auch öfters in direktem Zusammenhang mit Störzonen. Am deutlichsten ist diese saure Varietät gerade nordöstlich des Piz Caschlè-Hauptgipfels (Pkt 2546 müM) ausgebildet. Dort fällt sie aufgrund ihres leukokraten Erscheinens auf und kann so deutlich von der porphyrischen Varietät unterschieden werden.

Südl. Granitgneis und ältere Schollen

Der südliche Granitgneis gehört wahrscheinlich zum Altkristallin, ist also viel älter als der südliche Aaregranit (bis 500 Ma alt nach Labhart 1977). Der Granitgneis ist Teil der südlichen Schieferhülle des Aaregranits. Diese enthält einen grossen Anteil an metamorphen Gesteinen granitischen Ursprungs (Abrecht 1994). Es handelt sich wahrscheinlich um Orthogneise, die sich aber aufgrund ihres granitischen Charakters z.T. nur schlecht vom südlichen Aaregranit unterscheiden lassen. Diskordante aplitische Gänge, die den Granitgneis durchschlagen und im Zusammenhang mit der Intrusion des Aaregranits stehen, lassen vermuten, dass der südliche Granitgneis dem Altkristallin zuzuordnen ist und nicht eine alpinkontinental überprägte Varietät des südlichen Aaregranits darstellt (Labhart 1977). Die Schieferung ist hier ausgeprägter. Die Granitgneise können aufgrund der Tektonisierung in drei Typen unterteilt werden (Huber 1948). Zwischen diesen Typen sind fließende Übergänge möglich, weshalb sie auf Figur 2 nicht weiter unterschieden wurden:

1. Eine dem südlichen Aaregranit sehr ähnliche Varietät zeigt meist massige, seltener geschieferte Textur. Im bearbeiteten Gebiet tritt sie vor allem nördlich der Alp Caschlè und auf dem Piz Caschlè-Südgrat auf. Der Kalifeldspat ist oft spröde

zerbrochen, wobei die Risse durch Quarz verheilt sind. Der Quarz selbst weist ein Deformationsgefüge auf, bei dem die Körner parallel zur Schieferung eingeregelt sind. Die Zersetzung von Plagioklas zu Sericit, sowie die Bildung von Chlorit aus Biotit und das Auftreten von Epidot zeigen den grünschieferfaziellen Metamorphosegrad an.

2. Eine intensivere Verschieferung unterscheidet den zweiten Typ von der oben beschriebenen Varietät. Im Mineralbestand unterscheiden sich die beiden Typen kaum, als Zersetzungsprodukte treten aber vermehrt Sericit und zusätzlich Calcit auf. Die stärkere Verschieferung führt dazu, dass die Mineralien noch besser eingeregelt sind. Makroskopisch auffallend sind die grossen Feldspatporphyroklasten, die, mikroskopisch betrachtet, von feinkörnigem Quarz umgeben sind. Die grossen Feldspäte sind auch im Aufschluss das auffallendste Gefügeelement. Diese zweite Varietät tritt vor allem auf dem Bergrücken südlich der Alp Caschlè als hakengeworfene Gesteinspakete auf.

3. Die dritte Varietät zeigt ein extrem geschiefertes Gefüge. Sie tritt in Zonen von wenigen Metern Mächtigkeit auf und beschränkt sich vorwiegend auf Scherzonen. Die starke Verscherung ist gleichbedeutend mit einer Mylonitisierung, bei welcher der Quarz ein polygonales Gefüge zeigt und sehr feinkörnig auftritt (Huber 1948).

Der Granitgneis enthält zusätzlich Schollen von älteren Gesteinen, die granodioritische, syenitische, dioritische und gabbroide Zusammensetzung aufweisen. Im allgemeinen sind diese aber nur schlecht erhalten und kaum aufgeschlossen. Sie treten in erster Linie auf der nordöstlichen Alp Caschlè bis hinunter in die Val Strem auf.

Südliche Gneiszone

Die Gesteine der südlichen Gneiszone treten in Form von dunkleren, vielfältig texturierten Biotitgneisen auf. Es sind Gesteine des Aar-Massiv-Südrandes, die von granitischen Injektionen durchzogen sind. Sie gehören ebenfalls zum Altkristallin, sind aber, im Gegensatz zu den Granitgneisen im Norden, sedimentären Ursprungs (Huber 1948). Die Korngrösse und der Mineralbestand variieren stark. Neben den Hauptgemengteilen Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas und Biotit treten Hellglimmer und Chlorit als Nebengemengteile auf. Die Paragneise zeigen meist ein gebändertes Gefüge. Helle, feldspatreiche Lagen wechseln häufig mit dunklen biotitreichen Lagen. Im untersuchten Gebiet beschränkt sich ihr Auftreten vorwiegend auf das Sackungsgebiet der Val l'Ondadusa. Dort sind die durch Hakenwurf verstellten und stark verwitterten Gneispakete von biotitreicher Zusammensetzung und zeigen eine deutliche Bänderung.

Granitische Gänge

Die im Arbeitsgebiet zahlreichen granitischen Gänge stehen im Zusammenhang mit der Intrusion des Aaregranits. Die Hauptgemengteile der Gänge sind Quarz, Kalifeldspat und

Plagioklas. Am häufigsten sind Aplite, welche in Form von Gangschwärmen auftreten. Sowohl im südlichen Aaregranit als auch in den nördlichen Bereichen des südlichen Granitgneises sind diese Gangschwärme immer wieder anzutreffen. In den Zentralzonen der Aplite sind oftmals grobkörnigere Bereiche zu erkennen. Eigentliche Pegmatite mit vollständig grobkörnigem Gefüge fehlen aber im Untersuchungsgebiet. Die Gänge verlaufen steil, ihre Streichrichtungen können vom Massivstreichen und somit von der Richtung der Hauptschieferung abweichen.

Lamprophyre

Lamprophyre stehen ebenfalls in Zusammenhang mit der Intrusion des Aaregranits (Labhart 1977). Die meisten fallen steil gegen SSE und verlaufen parallel zum Hauptstreichen des Massivs mit Fallazimut zwischen 150 und 170 Grad. Daneben gibt es wenige, ebenfalls steil verlaufende Lamprophyre mit Fallazimut zwischen 180 und 200 Grad. Viele dieser Streichrichtungen stimmen mit der Richtung diskreter Störzonen im südlichen Aaregranit überein (Fig. 2). Zudem verlaufen zahlreiche Störzonen über längere Strecken innerhalb von Lamprophyren, welche hier stets intensive grünschieferfazielle Überprägungen und duktile wie spröde Verformungsgefüge aufweisen.

Die dunklen Gänge zeigen basischen bis ultrabasischen Chemismus und bestehen mineralogisch aus Hornblende und Biotit, der retrograd aus dieser entstanden ist, sowie Kalifeldspat und Plagioklas (Huber 1948). Im Untersuchungsgebiet treten die Lamprophyre insbesondere im südlichen Aaregranit häufig auf. In unregelmässigen Abständen durchschlagen die meist m-breiten melanokraten Gänge das leukokrate granitische Nebengestein.

2.2 Quartäre Ablagerungen und junge Oberflächenerscheinungen

Schuttfächer und Moränen

Auffällige Schuttfächer bedecken die Talflanken der Val Milà und der Val Strem. Die Geröllschüttungen sind vor allem in der östlichen Val Strem noch aktiv, was sich durch die nur geringe Vegetationsbedeckung manifestiert. Der Schutt stammt in erster Linie aus Runsen in den steilen felsigen Talhängen. Diese Runsen sind meist auf den Verlauf von Störzonen zurückzuführen und stellen somit häufig geschwächte, für Steinschlag prädestinierte Gesteinsbereiche dar. Moränenbedeckung von wahrscheinlich geringer Mächtigkeit tritt weitflächig im Gebiet der Alp Caschlè auf. Klar definierbare Moränenwälle sind selten und im allgemeinen von nur geringer Ausdehnung.

Hakenwurf

Auffällig ist auch der Hakenwurf in steilstehenden, stark planarstrukturierten Gesteinen. Die Folge dieser gravitativen Bewegungen ist oft das Öffnen von Klüften längs Schiefe-



Fig. 3. Störzonen auf der südlichen Alp Caschlè, deren Verlauf morphologisch an Rinnen verfolgbar ist. Die talseitige Flanke wurde vermutlich gehoben (verstellte Gneispakete).



Fig. 4. Blick vom Chrüzlistock gegen Süden in Richtung Piz Caschlè. Entlang des Grates und beidseits von diesem sind die Störzonen im südlichen Aaregranit an Vertiefungen erkennbar, deren südliche Begrenzungen meist in Form von Felswänden in Erscheinung treten.

rungsflächen, eine erhöhte Gebirgsdurchlässigkeit und Teilbeweglichkeit der Gesteinspakete.

Ausgedehnte Hakenwurferscheinungen bestimmen insbesondere das Landschaftsbild im südlichen Granitgneis und in der südlichen Gneiszone, nicht aber im südlichen Aaregranit. Im südlichen Granitgneis kann ein Tiefgang des Hakenwurfs von einigen 10 m beobachtet werden. Im Gefolge des Hakenwurfs werden ganze Bergflankenkomplexe, im speziellen das Gebiet der Alp Caschlè, bewegt und gegen das Vorderrheintal hin gekippt. So zeigen ganze Gesteinspakete ein durch den Hakenwurf bedingtes N-fallen (mit 40° bis 80°), nachdem die Gneise im ursprünglichen Zustand steil gegen S fielen. Im Gebiet der Alp Caschlè kann mit einem noch grösseren Tiefgang des Hakenwurfs gerechnet werden, da das höhere Relief zum Vorderrheintal hin den gravitativen Prozess verstärkt. Die Hakenwurferscheinungen der Alp Caschlè werden gegen Val l'Ondadusa hin von Sackungsprozessen abgelöst (Fig. 2).

Die Sackung von Val l'Ondadusa

Die Massenbewegung der Val l'Ondadusa wird schon oberhalb des eigentlichen Sackungsgebietes durch diverse Nackentälchen angedeutet. Im Gegensatz zu Störzonen, welche über weite Strecken annähernd geradlinig und WSW-ESE oder WNW-ESE verlaufen, halten sich die Gräben nicht an eine annähernd gerade Richtung, sondern laufen ungefähr parallel zur Anrisskante der Sackung, sind auslaufend und wieder neu auftretend. Das eigentliche Sackungsgebiet wird klar abgegrenzt durch das sehr hohe Relief und die deutliche Anrisszone. Es kann mit einem Tiefgang der Sackung von einigen Dutzend Metern gerechnet werden. Südlich des Anrissgebietes sind die Biotitgneise des Aar-Massiv-Südrandes nicht mehr steil gelagert, sondern gekippt mit flachem Nordfallen. Bäume mit deutlichem Säbelwuchs und Narbenzonen in den steilen Hängen des Sackungsgebietes deuten auf eine noch andauernde Aktivität der Sackung hin.

3. Morphologie, Geometrie und Aufbau der Störzonen

3.1 Grossräumige Eigenschaften von Störzonen

Das südliche Aar-Massiv fällt geologisch als erstes durch seine vielen, zumeist im Streichen des Massivs verlaufenden Störzonen auf. Sie treten sowohl im südlichen Aaregranit, als auch in den Gneisen des Aar-Massiv-Südrandes in grosser Zahl auf und weisen zumeist ein noch frisches Aussehen auf.

Morphologische Ausprägung im Gelände

Am markantesten sind Störungen als Kerben in Felswänden und steilen Talflanken ausgebildet. Im untersuchten Gebiet sind dies die steilen Flanken der Val Milà und Val Strem. In der östlichen Val Strem sowie in der westlichen Val Milà sind die Kerben teilweise Abflussrinnen für periodische und permanente Bäche oder Schuttrinnen für Schuttmaterial, welches am Hangfuss grosse Schuttfächer bildet. Störzonenmaterial in den Rinnen (Signatur in Figur 2) bestätigt die Vermutung, dass es sich bei den Vertiefungen nicht nur um erosiv entstandene Kerben handelt, sondern eine tektonische Entstehung zugrunde liegt.

In flacheren Geländepartien, so z.B. auf dem Bergrücken der Alp Caschlè, lassen sich die Störungen aufgrund des stufenförmigen Reliefs vermuten (Fig. 3). Häufig verhindert dabei eine Geröllbedeckung oder Vegetation den direkten Einblick in die Störzone, weshalb hier Störzonenmaterial nur selten aufgeschlossen ist.

Nördlich des Piz Caschlè, rund um "Lai della Stria" und "Lai Selvadi" sind gestörte Bereiche in der steinigen, vegetationsarmen Landschaft anhand von mehreren Metern hohen Felswänden und teilweise aufgeschlossenem mylonitischen bis kataklastischen Material zu erkennen. Wiederum erleichtern morphologisch angedeutete Rillen dem entfernten Betrachter das Erkennen der Störzonen (Fig. 4).

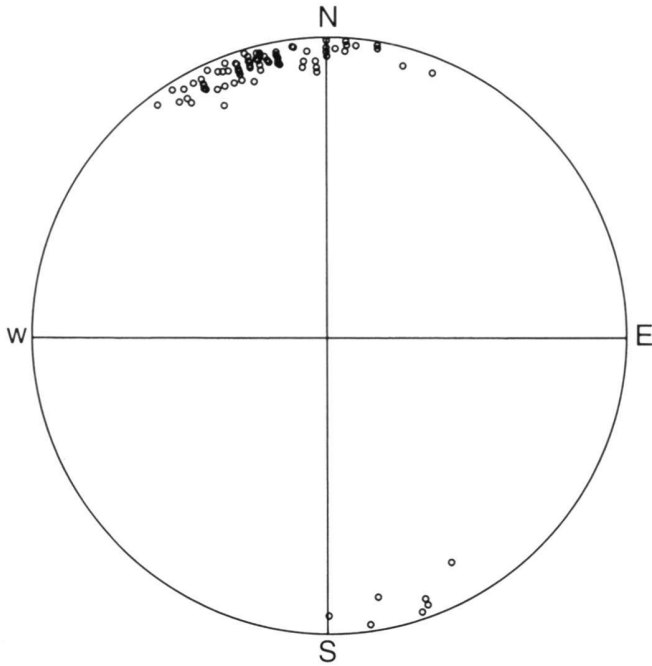


Fig. 5. Stereogramm von 82 Störzonen, dargestellt als Flächenpole (Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel).

Sowohl auf dem Gipfelgrat zwischen Chrüzlistock und Piz Caschlè-Hauptgipfel (2546 müM), als auch auf dem Piz Caschlè-Grat (zwischen den Punkten 2546 müM und 2523 müM) sind die Störzonen aufgrund der beidseitig gegen die Täler Milà und Strem vorhandenen Wirkung der Erosion am deutlichsten aufgeschlossen. Hier lässt sich vermehrt kohäsionsloses Material auffinden und detailliert untersuchen. Vereinzelt weisen auch Gräben auf die Existenz von Störzonen hin.

Orientierung, Geometrie und Frequenz

Tektonisch gestörte Bereiche im granitischen und gneisigen Hauptgestein treten in verschiedenen Massstabsbereichen auf. Von nur cm-breiten zerscherten Bändern bis zu über 10 m breiten, morphologisch stark ausgeprägten Störzonen sind alle Übergänge möglich. In Figur 2 sind vor allem diejenigen Störzonen berücksichtigt, deren Verlauf sich mindestens über einige 100 m verfolgen lässt. Diese sind inklusive Zerrüttungszone meist 1 bis 5 m breit und folgen sich, im Süd-Nord-Profil betrachtet, in Abständen von wenigen 10 m. Betrachtet man nur die breiten, morphologisch meist ausgeprägteren Störungen, sind Abstände von mehreren 100 m die Regel.

Die Störzonen folgen sich nicht in regelmässigen Abständen. Hohe Frequenzen sind auf dem südlichen Alp Caschlè-Berggrücken und auf dem Piz Caschlè-Grat zu beobachten. Grössere Abstände finden sich vor allem nordwestlich der Alp Caschlè und nördlich des Chrüzlistocks bis zum Chrüzlipass. Häufig laufen Störzonen subparalleler Orientierung aufeinander



Fig. 6. Detailansicht der Störzone Nr. 20 (nach Frei 1999, westlich des geodätischen Messpunktes M2). Innerhalb des verschieferten Gesteinsmaterials in der Bildmitte treten feinste Bänder von kohäsionslosem "Gesteinsmehl" auf.

der zu oder scheinen sich zu verzweigen. Dies kann dazu führen, dass der Abstand zweier Störzonen variiert, wie dies z.B. im Querschnitt zwischen Val Milà und Val Strem zu erkennen ist. Sind Störungen nur entlang gewisser Strecken aufgeschlossen und sind sie in ihrem Verlauf unterbrochen, so ist eine Korrelation mit anderen gestörten Bereichen oder die Zuordnung zu ein und derselben Zone oft schwierig. In Figur 2 sind Störzonenbereiche mit aufgeschlossenem Störzonenengestein mit einer Kreuzsignatur, morphologisch angedeutete Störzonen gestrichelt, und vermutete Fortsetzungen von Störungen gepunktet dargestellt.

Die Orientierungen der Störzonen, welche, wenn dies die Aufschlussverhältnisse erlaubten, anhand der Begrenzung der Störzone zum Nebengestein ermittelt wurden, sind als Flächenpole in Figur 5 ersichtlich. Aus den 82 Messungen lässt sich deutlich erkennen, dass die steilstehenden Störzonen mit durchschnittlich 85° gegen Azimut 150 bis 170 (Mittelwert bei



Fig. 7. Detailsicht der Störzone Nr. 20 (nach Frei 1999, westlich des geodätischen Messpunktes M2) In den gebänderten, mylonitisch verschieferten Störungsgesteinen tritt in der rechten Bildhälfte ein 3-5 cm breites Band von "Gesteinsmehl" auf (rechts der Bleistiftspitze). Links des Bandes ist eine starke, z.T. feinstückige Zerklüftung des ursprünglich duktil zerscherten Störzonenmaterials erkennbar.

163) einfallen (Dominanz der WSW-ENE verlaufenden Hauptstreichrichtung der Störzonen). Seltener ist die entgegengesetzte Einfallrichtung von 330 bis 350. Weiter lässt sich erkennen, dass auch einige Zonen mit Fallazimut zwischen 180 und 200 auftreten. Die Beobachtung von zwei Hauptorientierungen der Störungsazimute gilt für grosse Bereiche des östlichen Aar-Massivs (Laws et al. 2001).

Vergleicht man die beiden auftretenden Streichrichtungen mit der alpinen Schieferungsrichtung S1 und S2 im südlichen Aar-Massiv (Kobel & Partner AG 1997), so zeigt sich, dass die dominierenden und im Massivstreichen liegenden Störzonen (mit mittlerem Fallazimut von 163°) meist in einem spitzen Winkel zur alpinen Schieferung S₁ verlaufen, deren Mittelwert des Fallazimuts 148° (südlicher Aaregranit) beträgt. Häufig ist in detailliert aufgeschlossenen Störzonen aber auch zu erkennen, dass Schieferung und Störzonen lokal identische Orientie-

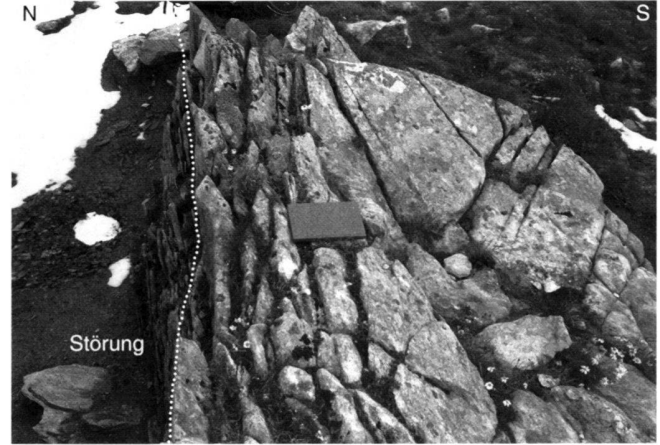


Fig. 8. Aufsicht auf die südliche Zerrüttungszone einer Störzone (Störzone Nr. 17 nach Frei 1999, westlich des geodätischen Messpunktes M2) im südlichen Granitgneis. Erkennbar ist die Zunahme der Klüftung in Richtung der Störung.

rungen zeigen. Die zweite WNW-ESE verlaufende Störungsrichtung verläuft einerseits quer zu S₁, andererseits aber annähernd parallel zur zweiten alpinen Schieferungsrichtung S₂ (mit mittlerem Fallazimut von 187° für den südlichen Aaregranit).

3.2 Struktureller Aufbau und Bewegungsindikatoren von Störzonen

Störzongesteine und interner Aufbau der Störzonen

Die Störzonen im östlichen Aar-Massiv bestehen – wie in Laws et al. (2001) im Detail beschrieben – aus einer Abfolge unterschiedlichster Gesteinstypen. Einerseits treten Gesteine auf, welche auf eine duktile Deformation hindeuten. Es sind dies mylonitisierte Granite und Gneise oder auch duktil verscherte Lamprophyre, welche die kohäsiven Bestandteile vieler Störzonen bilden (Fig. 6,7). Daneben finden sich in denselben Störzonen Bänder aus feinkörnigen, schwach kohäsiven bis kohäsionslosen Störzongesteinen (Fig. 7), Klüftzonen (Fig. 7,8) oder Scherflächen mit Rutschharnischen, welche durch spröde Deformationen entstanden sind.

Die kohäsionsarmen bis -losen Störungsgesteine (Fig. 7) bestehen zum grossen Teil aus einer feinkörnigen (sandig-siltigen) Matrix, welche eine Foliation aufweisen kann. Im kohäsionslosen Material sind nur noch wenige isolierte Gesteinsfragmente (Klasten) anzutreffen, welche selten Rutschstriemungen und -harnische aufweisen können. Grössere Komponenten sind oft linsenförmig. Oft treten diese Störungsgesteine als isolierte, zum Teil diskordante und wenige mm- bis cm-breite "Gesteinsmehl"-Bänder auf (Fig. 7). Diese Bänder treten vor allem in den zentralen Bereichen einzelner Störzonen auf, sie können aber auch vollständig fehlen, respektive aufgrund mangelnder Aufschlussverhältnisse nicht erkennbar sein.



Bereich C

Spröde Verformung einzelner Mineralien. Klaster von Quarzaggregaten (Q) und spröde zerbrochene Feldspäte (F) in einer feinkörnigen Matrix von schlecht eingeregelter Glimmer (G).

Bereich B

Vorwiegend duktile Verformung. Aggregate von rekristallisiertem Quarz (Q) und z.T. spröde zerbrochene Feldspäte. Eine Matrix von eingeregelter Glimmer (G), bestehend vorwiegend aus Chlorit und Biotit, umfließt rekristallisierten Quarz.

Bereich A

Zone mit geringster Verformung. Hauptbestandteile sind durch kristallplastische Deformation rekristallisierte Quarz (Q), schwach zersetzte Feldspäte (F) und deformierte Calcitkörner (C).

Fig. 9. Dünnschliffbild der Mikrogefüge in einer Störzone des Untersuchungsgebietes, aufgeteilt in drei Bereiche unterschiedlicher Verformung. Q = Quarz, F = Feldspat, G = Glimmer, C = Calcit.

Die randlichen Bereiche der Störzonen bestehen in der Regel aus stärker geklüfteten bis verschieferten Gesteinen (Fig. 8). Häufig wird der Übergang zu einer Störzone durch eine Zunahme der Klüftung angedeutet. Dies gilt insbesondere für die südlichen Begrenzungen. In den Graniten sind die Störzonenbegrenzungen häufig schärfer ausgebildet, als in den Gneisen des Aar-Massiv-Südrandes. Bei den mit Lamprophyren assoziierten Störungen kann eine Zunahme der Klüftung vollständig fehlen.

Im Dünnschliff lassen sich die Bereiche unterschiedlicher Verformung auch mikroskopisch erkennen (Fig. 9). Der Bereich A in Fig. 9 entspricht dem nur schwach deformierten Protolith, Bereich B einer Zone hoher duktiler Verformung, und der Bereich C einem kohäsionsarmen kataklastischen Verformungsbereich. Für detaillierte makro- und mikroskopische Gefügeanalysen sowie eine mineralogische und granulometrische Beschreibung dieser Störungsgesteine sei auf Laws et al. 2001 verwiesen.

Breite von Störzonen

Eine genaue Breite von Störzonen lässt sich nur ermitteln, falls Störzongesteine aufgeschlossen sind. Ansonsten liefern morphologische Indizien lediglich Hinweise auf die mögliche Mächtigkeit der Zone. Aufgrund der Feldkartierung ergibt sich, dass die meisten Gesamtmächtigkeiten zwischen 1 und 5 m liegen. Daneben existieren einzelne, als bedeutender eingestufte Störzonen, welche bis 10 oder gar bis 20 m Breite erreichen können. Bei letzteren handelt es sich aber eher um gestörte, stark zersetzte Bereiche als um genau definierte Störungen. Störzonenmächtigkeiten können in Streichrichtung stark variieren. Im untersuchten Gebiet sind gestörte Gesteinspartien oft nur in Form von dm-breiten, stark geschieferten Bereichen zu erkennen. Die vorgenommenen Korrelationen innerhalb einer Störzone sind somit häufig spekulativ.

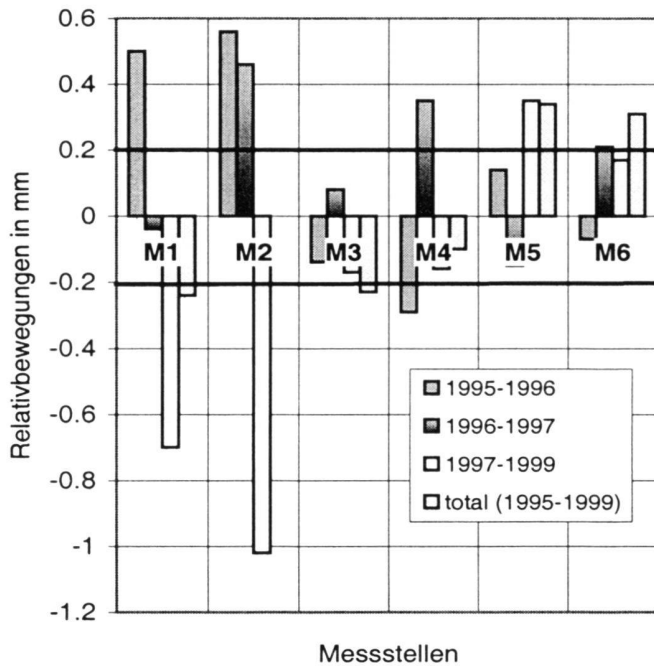


Fig. 10. Geodätisch ermittelte relative Vertikalbewegungen entlang von sechs Störzonen des Untersuchungsgebietes (Messlokalitäten siehe Figur 2). Positive Werte bedeuten entweder eine relative Hebung des Südteils oder eine relative Senkung des Nordteils im jeweils dargestellten Zeitraum. Werte, die ausserhalb des Fehlerbereiches von 2 Standardabweichungen ($=0.2 \text{ mm}$, dick ausgezogene Linien) liegen, sind im statistischen Sinne signifikant.

Versetzungsrichtungen und Schersinnindikatoren von Störzonen

Morphologische Beobachtungen erlauben es, insbesondere für die Störzonen auf dem südlichen Bergrücken der Alp Caschlè (Fig. 3) und denjenigen gerade südlich des Piz Caschlè eine Hebung der Südflanke festzustellen. Weiter nördlich auf dem Piz Caschlè-Grat gibt das Auftreten von "crescent shapes" zwar Hinweise auf Bewegungsrichtungen mit zumeist Hebung der Südflanke, es existieren aber viel zu wenige dieser Bewegungskriterien um sichere Aussagen vornehmen zu können. Erwähnenswert ist, dass in mehreren grösseren Störzonen, bei denen aufgrund morphologischer Indizien eine stark angehobene Südflanke erwartet werden muss, σ - und δ -Klasten der begleitenden duktilen Mylonite innerhalb der kohäsiven Bereiche gleiche Schersinne ergeben (Frei 1999).

Geodätische Bewegungs-Messungen

Im Rahmen der Projektierung des Gotthard-Basistunnels der NEAT wurden in den Jahren 1995, 1996, 1997 und 1999 Präzisions-Nivellementmessungen an Einzelstörungen des Gebiets Alp Caschlè - Val Strem durchgeführt (Grünenfelder & Partner AG 2000). An sechs Messstellen (Fig. 2) wurden Höhenänderungen zwischen im anstehenden Fels neu gesetzten Fixpunkten auf beiden Seiten der jeweiligen Stör-

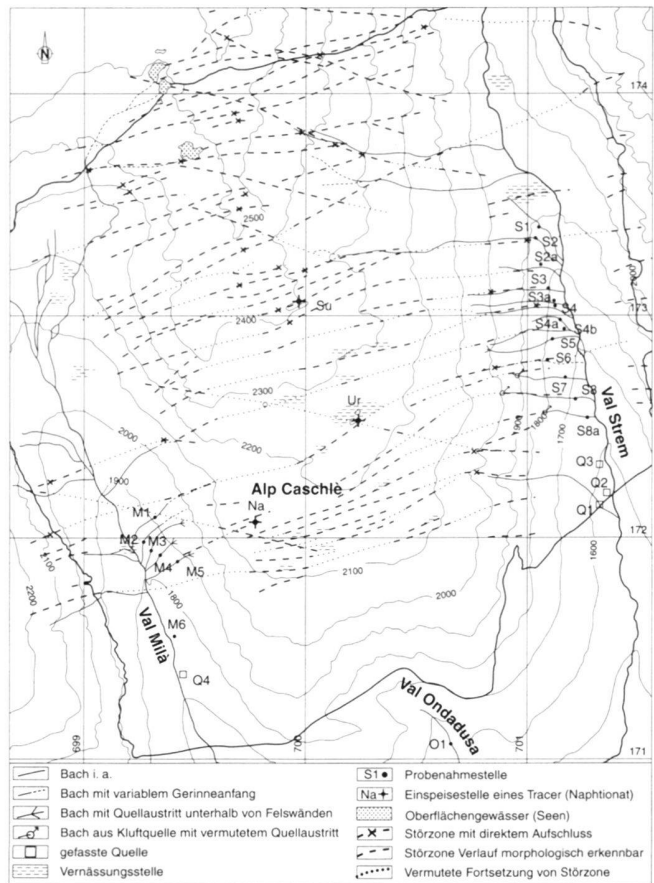


Fig. 11. Hydrogeologische Karte des südlichen Aarmassivs im Gebiet der Alp Caschlè. Eingezeichnet sind die Bäche mit ihren jeweiligen Quellaustritten, unterschieden nach Quellart. Einspeisstellen der Tracer sind mit Ur (Uranin), Na (Naphthionat), und Su (Sulforhodamin) angegeben.

zone gemessen. Aufgrund einer geologischen Beurteilung der Fixpunkte durch den Projektgeologen sind oberflächliche Hangbewegungen als Ursachen der gemessenen Bewegungen unwahrscheinlich. Die Ermittlung der Bewegungsraten zwischen den verschiedenen Epochen erfolgt durch die Beurteilung der gemittelten relativen Höhenunterschiede zwischen Punktgruppen auf beiden Seiten der entsprechenden Störungen. Als positive Werte erscheinen Hebungen der Südflanke relativ zur Nordflanke. Die Genauigkeit der relativen Höhenmessungen liegt für die einzelnen Beobachtungsperioden (1, resp. 2 Jahre) in der Regel unter 0.1 mm ($\sigma_{\Delta H} \text{ a posteriori} = \text{einfache Standardabweichung}$). Für Punktgruppen auf derselben Seite der Störzonen ergeben sich – wie zu erwarten war – stets nicht signifikante Höhendifferenzen.

Die geodätischen Deformationsmessungen wurden von Nord nach Süd an den Störzonen E (M1), 17 (M2), 9 (M3), 8 (M4), 7 (M5), 1 (M6) durchgeführt (Fig. 2). Aus Figur 10 lässt sich folgender Sachverhalt ablesen:

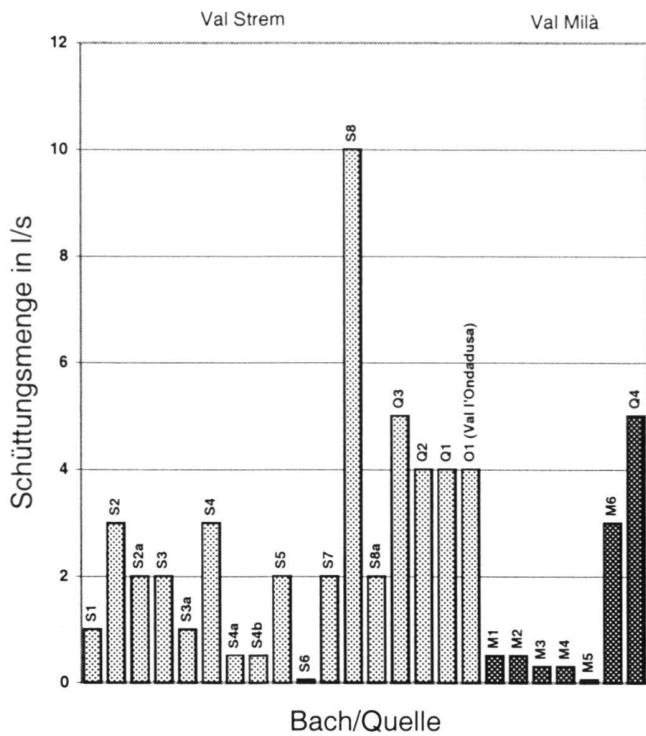


Fig. 12. Durchschnittliche Schüttungsmengen in l/s in den beprobten Bächen und Quellen der Täler Milà, Ondadusa und Strem (siehe Figur 11 für die Lokalisierung der Bäche).

- Die Relativbewegungen liegen mit einer Ausnahme (M2) deutlich unter 1mm/Jahr.
- Bei drei Messstellen (M1, M2, M4) treten innerhalb der Beobachtungsperiode 1995–1999 verschiedene, statistisch signifikante, Versetzungsrichtungen auf.
- Die Störzonen der südlichsten Alp Caschlè (korrelierbar mit Messstellen M5 und M6) weisen über die gesamte Messperiode betrachtet positive Deformationswerte auf. Diese Werte unterstützen eine anhand morphologischer Kriterien vermutete neotektonische Hebung der Südflanke der Störungen (Fig. 3).
- Die maximale durch Messungen nachgewiesene Deformation für die 4-Jahresperiode 1995–1999 beträgt nur 0.3 mm (Messstelle M5).

4. Hydrogeologische Eigenschaften der Störzonen

4.1 Oberflächenhydrologie

Im Arbeitsgebiet wurden diejenigen Gerinne, die den Verlauf von Störzonen nachzeichnen und welche für die Tracerversuche von Bedeutung waren, genauer untersucht (Fig. 11). An diesen Gerinnen wurden systematische Messungen der Schüttungen, Temperaturen und Analysen von elektrischen Leitfähigkeiten durchgeführt. Im weiteren wurden die Änderun-

gen der Gerinneanfänge über einen gewissen Zeitraum hinweg genauer betrachtet, um mögliche oberflächlich beeinflusste Quellen von Kluftquellen zu unterscheiden und Hinweise auf jahreszeitliche Veränderungen des Gebirgswasserspiegels zu erhalten.

In der westlichen Val Strem wurden 13 Bäche (S1 bis S8a), sowie 3 gefasste Quellen (Q1 bis Q3) genauer beobachtet. In der östlichen Val Milà beschränkten sich die Untersuchungen vor allem auf Bäche (M1 bis M5) und auf eine gefasste Quelle (Q4). Die Bäche verlaufen in Rinnen, welche zumeist morphologisch angedeutete Störungen darstellen. Eine Ausnahme ist Bach O1, welcher nicht störzonenparallel abfließt, sondern quer zur Struktur des Gebirges verläuft. Dieser Bach entspringt im unteren flachen Bereich des Sackungsgebietes der Val l'Ondadusa und mündet unterhalb von Ruelas direkt in den Vorderrhein.

Quellentypen und Veränderung von Gerinneanfängen

Die untersuchten Bäche unterscheiden sich nach ihrer Quellart und dem Schüttungsverhalten innerhalb des Gerinnes. Im Gelände können verschiedene Arten von Bächen und Quellen unterschieden werden (Fig. 11):

- Bäche, welche in Runsen oder Tälchen verlaufen und ihren Gerinneanfang im Jahresgang verändern. Dies sind die Bäche M1 und M2 (Val Milà) sowie Bach S6 (Val Strem). An diesen drei Bächen wurden genauere Beobachtungen des Gerinneanfangs während einer Messperiode durchgeführt. Dabei war eine Verschiebung der Gerinneanfänge in Richtung Talboden im Verlaufe des Sommers festzustellen. Die folgenden Messwerte wurden zwischen Ende Juli und Ende August 1997 erhoben: M1 2130m/1920m; M2 2000m/1925m; S6 (2020m)/1945m. Diese Verschiebung kann vermutlich mit einer Veränderung der Höhenlage des Bergwasserspiegels im Verlaufe des Sommers korreliert werden.
- Bäche, welche ihren Anfang unterhalb kleiner Felswände haben. Zu dieser Gruppe zählen M3 bis M5 (Val Milà). Ihre Gerinneanfänge können nicht konkret lokalisiert werden. Vielmehr scheint das Wasser der Bäche aus verschiedenen Stellen unterhalb der Felswand zusammenzulaufen. S5 (Val Strem) ist ebenfalls diesem Typ zuzuordnen. Viele kleine Bächlein, welche sich zu S5 vereinigen, entspringen nachweisbar unterhalb einer Felswand und verändern den Gerinneanfang im Verlaufe des Sommers nicht.
- Kluftquellen. Die Bäche S7, S8 und S8a (Val Strem) entstammen Quellen, welche in den gneisigen, unzugänglichen Felspartien in den steilen Talflanken entspringen. Die Kluftquellen liegen aber wahrscheinlich ebenfalls innerhalb von Störzonen, vermutlich entspringen sie den geklüfteten Randbereichen der Störungen.
- Gefasste Bäche und Quellen am Fusse von Gehängeschuttpartien im Talbodenbereich. Die gefassten und genutzten Quellen Q1 bis Q4 befinden sich am Fusse von

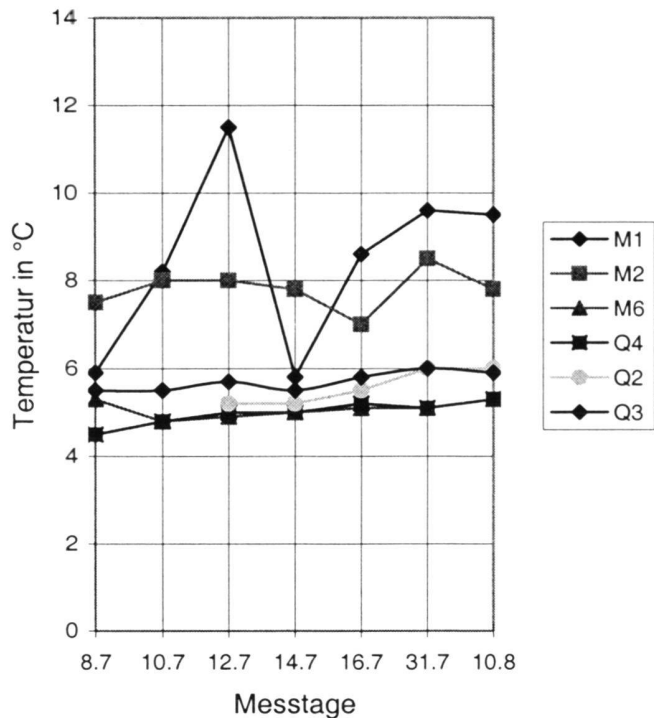


Fig. 13. Wassertemperaturen von sechs zugänglichen Quellen an 7 Messtagen während des Sommers 1998.

quartären Gehängeschuttablagerungen und Schuttfächern. Ebenso der gefasste Bach M6, welcher gerade unterhalb des Wanderweges in der unteren Val Milà entspringt.

Schüttungsmengen

Die Schüttungsmengen sind in Figur 12 dargestellt. Es handelt sich um geschätzte durchschnittliche Mengen der Sommer 1997 und 1998. Nicht in jedem Fall konnten die Quellaustritte direkt bemessen werden. Bei unzugänglichen Quellen wurden die Messstellen etwas unterhalb des vermuteten Quellaustritts eingerichtet.

Sowohl in der Val Strem als auch in der Val Milà ist eine Zunahme der Abflussmenge im unteren Talbereich zu beobachten. In den gefassten Quellen des Talbodens sind fast immer (Ausnahme S8) die grössten Schüttungsmengen zu verzeichnen. Vergleicht man die Gesamtschüttungen aller Bäche der Val Milà (ca. < 10 l/s) und Val Strem (ca. > 40 l/s), so fällt die fast 5x grössere Gesamtschüttung der Val Strem auf. Weiter ist zu beobachten, dass hier auf gleicher Strecke etwa doppelt so viele Gerinne zu beobachten sind verglichen zur Val Milà.

Aus Feldbeobachtungen geht hervor, dass sich nach langen Schönwetterperioden der Abfluss der oberen Val Strem- (S1 bis S5) und Val Milà Bäche (M3 bis M5) um ca. die Hälfte verringert. Für die Bäche mit variablem Gerinneanfang (M1, M2, S6) gehen die Schüttungsmengen z.T. sogar auf fast 10%

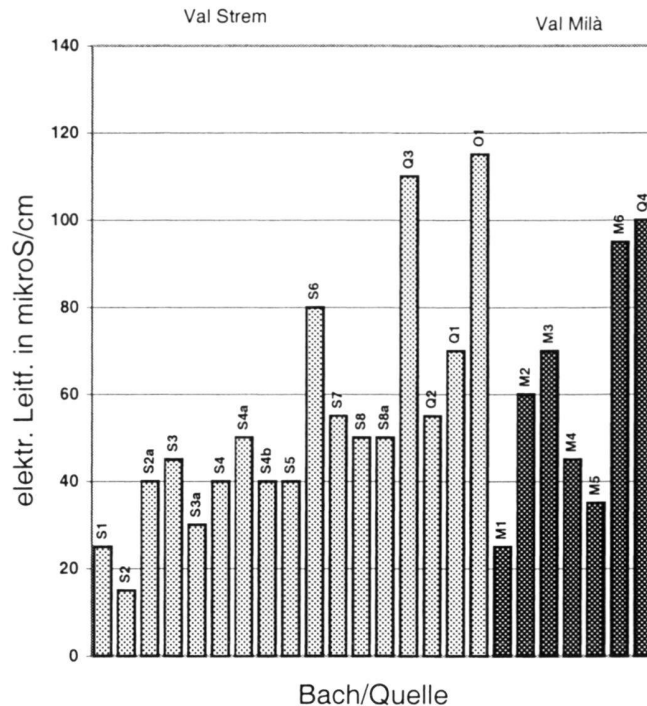


Fig. 14. Durchschnittliche elektrische Leitfähigkeiten in µS/cm in den beprobten Bächen und Quellen der Täler Milà, Ondadusa und Strem.

zurück. Die Kluftquellen S7, S8 und S8a sowie die gefassten Quellen Q1 bis Q4 zeigen kaum Änderungen im Schüttungsverhalten.

Wassertemperaturen

Messungen von Wassertemperaturen sind nur dort repräsentativ, wo direkt die Quellbereiche bemessen werden konnten. Temperaturmessungen über längere Zeiträume wurden während des Sommers 1998 an einzelnen Quellen und Bächen durchgeführt (Fig. 13).

Während die ausgeglichenen Werte der gefassten Quellen und des Austritts bei M6 auf tiefer zirkulierende Wässer hindeuten, weist die grosse Schwankungsbreite bei M1 und M2 (Bäche mit variablem Gerinneanfang) klar auf oberflächliche Zirkulation hin.

Elektrische Leitfähigkeiten

Messungen der elektrischen Leitfähigkeiten geben erste Hinweise auf die Zirkulationsdauer im Untergrund. Im Gegensatz zu kalkigen Gesteinen, wo die Calcium- und Karbonationen relativ leicht gelöst werden können und so Leitfähigkeiten von mehreren hundert µS/cm (wobei µS = mikro Siemens) gemessen werden, sind im Kristallin die Werte infolge der geringen Löslichkeit der Feldspäte deutlich niedriger.

Im Untersuchungsgebiet dienen die erhobenen Werte im wesentlichen dazu, Grundwässer mit möglicherweise längerer

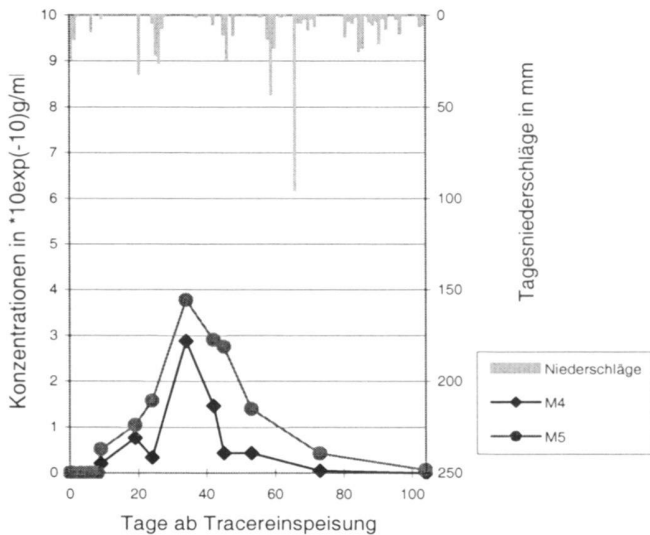


Fig. 15. Naphtionatdurchgangskurven und Tagesniederschläge in den Bächen M4 und M5 in der Val Milà in der Bemessungsperiode vom 7.7.98 bis 19.10.98.

Zirkulationsdauer von solchen mit nur oberflächlicher Zirkulation zu unterscheiden. In Figur 14 sind die durchschnittlichen elektrischen Leitfähigkeiten dargestellt. Klar zu erkennen sind die erhöhten Leitfähigkeiten in den unteren Talbereichen.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass in den Bächen der Val Strem und der Val Milà sowohl bei den Schüttungsmengen, als auch bei den elektrischen Leitfähigkeiten die grössten Werte im unteren Talbereich zu beobachten sind. Bäche und Quellen mit grossen Schüttungsmengen und Leitfähigkeiten zeigen kleinere Temperaturschwankungen als solche mit kleineren Wassermengen und Leitfähigkeiten.

4.2 Tracerversuche

Eine wichtige Frage, die sich im Zusammenhang mit der Untersuchung von Störzonen ergibt, ist diejenige nach deren Durchlässigkeiten auf projektrelevanten Massstäben. Einen Anhaltspunkt über grossräumige Durchlässigkeiten und den damit verbundenen Transportgeschwindigkeiten liefern insbesondere Markierversuche. Aus diesem Grund wurden an verschiedenen Stellen innerhalb von Störzonen im Arbeitsgebiet künstliche Tracer eingespiessen. Bei den eingesetzten Tracern handelte es sich um 10%ige Lösungen der fluoreszierenden, wasserlöslichen Stoffe Naphtionat, Uranin und Sulforhodamin B, welche sich durch ihre niedrige Nachweisgrenze und die hohe Färbkraft auszeichnen.

Einspeisung der Tracer

Die drei Tracer wurden am 7. Juli 1998 an drei geeigneten Aufschlüssen innerhalb von Störzonen eingespeist (Fig. 11). Dabei konnten die fluoreszierenden Stoffe nicht direkt in das

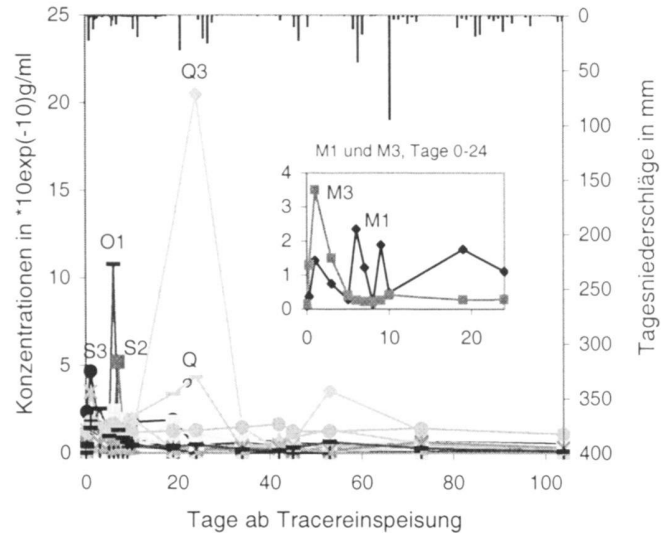


Fig. 16. Uranindurchgangskurven und Tagesniederschläge der beprobten Bäche der Täler Milà, Ondadusa und Strem in der Bemessungsperiode vom 7.7.98 bis 19.10.98.

Grundwasser eingespiessen werden, sondern mussten in "trockene" Störungen innerhalb des ungesättigten Gebirgsbereichs eingegeben werden. Dies hängt mit dem schon erwähnten Umstand zusammen, dass auf dem gesamten Alp Caschlè-Bergstücken, auf dem die Einspeisung erfolgte, kaum Oberflächengewässer bestehen und vermutlich ein tiefliegender Bergwasserspiegel vorhanden ist. Die drei Einspeisstellen befanden sich alle innerhalb von Störzonen im südlichen Granitgneis des Aar-Massivs.

Zwei der drei Tracer (20 Liter Naphtionat und 10 Liter Sulforhodamin B) wurden in die stark geklüfteten Bereiche der Störungen eingegeben. An den Eingabestellen waren aufgrund der Durchtrennung mehrere Meter tiefe Felsspalten anzutreffen, welche einen raschen Transport des Tracers in den Untergrund ermöglichten. Die Nachspülung erfolgte bei Sulforhodamin mit 30 Liter Frischwasser, bei Naphtionat war sie aufgrund des erwähnten Wassermangels auf der Alp Caschlè nicht möglich.

Der dritte Tracer (5 Liter Uranin) wurde in eine künstliche Vertiefung in einem periodisch ausgetrockneten kleinen See, welcher von einer Störzone gequert wird, eingespiessen. Beobachtungen an rasch versickerndem gestauten Niederschlagswasser erlaubten hier die Vermutung, dass der Tracer nach der Einspeisung rasch in den Untergrund versickern würde. Die Möglichkeit eines unerwünschten Oberflächenabflusses konnte damit mit ziemlicher Sicherheit ausgeschlossen werden.

Entnahme von Wasserproben und Analyse im Labor

Wasserproben wurden an sämtlichen Bächen, Gerinnen und Quellen im Untersuchungsgebiet entnommen (Fig. 11). Die Probeentnahme erfolgte in den ersten zwei Wochen fast täglich, danach wöchentlich und ab Ende August alle 2 bis 4 Wo-

chen. Aufgrund der grossen Anzahl von Bächen und Quellen und der relativ langen Bemessungsperiode konnten nicht an allen Messtagen sämtliche für einen Tracerdurchgang in Frage kommenden Messstellen beprobt werden. Die Auswertung der entnommenen Einzelproben erfolgte mittels eines Lumineszenzspektrometers vom Typ Perkin Elmer. Unabhängige Kontrollmessungen erfolgten im Labor Dr. Otz mit vorgängiger HPLC-Auftrennung (Hochdruck-Flüssigkeits-Chromatografie).

Einerseits ergaben sich bei der Analyse Ungenauigkeiten in tiefen Konzentrationsbereichen. Die Umrechnung in Tracerkonzentrationen ergab häufig Werte, welche knapp über der Nachweisgrenze lagen. Es war oftmals nicht klar, ob die kleinen Konzentrationen tatsächlich einen Fluoreszenzinhalt anzeigten, oder ob sie von der Ungenauigkeit des Gerätes herrührten. Andererseits enthielten die Proben natürliche Huminsäuren, welche ähnliche Wellenlängen wie der verwendete Tracer Naphtionat haben. Repräsentative Resultate konnten in diesem Fall nur durch eine vorgängige Auftrennung mit HPLC gewonnen werden.

Tracerkonzentrationen in Bächen und Quellen

Einzig die Bäche M4 und M5 (Val Milà) wiesen Naphtionatkonzentrationen auf, welche oberhalb der Nachweisgrenze lagen (Fig. 15). Die Naphtionat-Durchgangskurven sind relativ breit. Erwähnenswert ist, dass sich die bisherigen Tracer-Rückgewinnungsraten im Bereich von Promillen bewegen.

In Figur 16 ist der Uraninverlauf dargestellt. Die Quellen Q2 und Q3 zeigen einen klaren Durchgang von Uranin nach ca. 20 Tagen an. Den stärksten Peak zeigt die gefasste Quelle Q3. Allerdings ist die Probendichte sehr ungünstig und erlaubt keine Bestimmung des tatsächlichen Konzentrationsverlaufs. Zusätzlich zeigen die Messstellen M1 und M3 in der Val Milà, die Messstelle O1 (Val d'Ondadusa) sowie die Messstellen S2 und S3 in der Val Strem nach kurzer Zeit schon geringe Tracermengen an.

Positive Sulforhodaminkonzentrationen konnten in keinem der beprobten Bäche und Quellen nachgewiesen werden.

4.3 Interpretation und Diskussion der Resultate

Konzeptuelles Modell der Grundwasserströmungen

Aufgrund der einfachen und in WSW-ENE-Richtung nahezu symmetrischen Topographie, sowie der einheitlichen Petrographie, kann die Tiefengrundwasserzirkulation im Untersuchungsgebiet in erster Näherung mit dem klassischen hydrodynamischen Konzept einer WSW-ENE-orientierten 2-dimensionalen Grundwasserströmung, mit Infiltration auf den Bergücken und Exfiltration in den Talflanken und Talböden, beschrieben werden (Fig. 17). Dieses Modell wird durch das räumliche Auftreten der Quellen und Gerinne im Untersuchungsgebiet sowie durch die Resultate der Tracerversuche bestätigt. Die deutlich höheren Gesamtschüttungen der

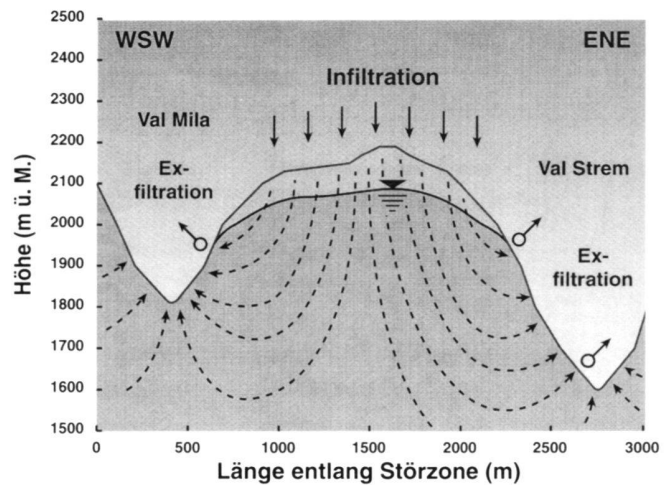


Fig. 17. Konzeptuelles Modell der Tiefengrundwasserzirkulation in Form eines WSW-ENE Profils durch die Alp Caschlè. Die Position des eingezeichneten Bergwasserspiegels richtet sich nach der Lokalität der in der Val Strem und Val Milà beobachteten Quellaustritte.

Gerinne und Quellen der Val Strem gegenüber der Val Milà korrespondieren mit dem tieferen Vorflutniveau der Val Strem. Die Gerinneanfänge widerspiegeln in dieser Modellvorstellung die Intersektion des Bergwasserspiegels mit der Geländeoberfläche und weisen auf einen gegen 100 m mächtigen ungesättigten Bereich auf dem Rücken der Alp Caschlè. Die Variationen der Gerinneanfänge im Jahresgang weisen darauf hin, dass sich der Wasserspiegel von einer relativen Hochlage am Ende der Schmelzperiode kontinuierlich absenkt, und am Ende des Sommers 100–200 m tiefer liegt als zu Beginn.

Die Quellaustritte und Gerinne sowie die Fliesswege der Tracerversuche zeigen eine deutliche räumliche Korrelation mit der Gebirgs-Hauptanisotropie respektive dem Auftreten von Störzonen (Fig. 11). Eine Ausnahme ist die fehlende Korrelation zwischen der Einspeisestelle von Uranin und S6. Dies ist ein Hinweis darauf, dass die Störzonen präferenzielle Fliesswege für das im tieferen Untergrund zirkulierende Grundwasser darstellen. Dieser Befund entspricht auch den Beobachtungen in Untertagebauwerken der externen Zentralmassive (Löw et al. 1999). Dabei kann davon ausgegangen werden, dass die stark geklüfteten Randbereiche das durchlässigste Element innerhalb der Störzonen darstellen. Auf Grund des in Abschnitt 3.2 beschriebenen Störungsaufbaus ergibt sich somit im tieferen Gebirgsuntergrund eine deutliche hydraulische Anisotropie mit erhöhten Durchlässigkeiten in WNW- bis ENE-streichender Richtung. Inwieweit die geklüfteten Gebirgsbereiche ausserhalb der kartierten Störzonen ebenfalls zum tieferen Grundwasserfluss beitragen, kann aus den vorhandenen Daten nicht klar abgeleitet werden.

Die grössten Schüttungen (Q1-Q3, S8) sowie die eindeutigsten Tracerpeaks (M4 und M5, Naphtionat) korrespondieren mit ENE-WSW streichenden Störzonen. Allerdings stel-

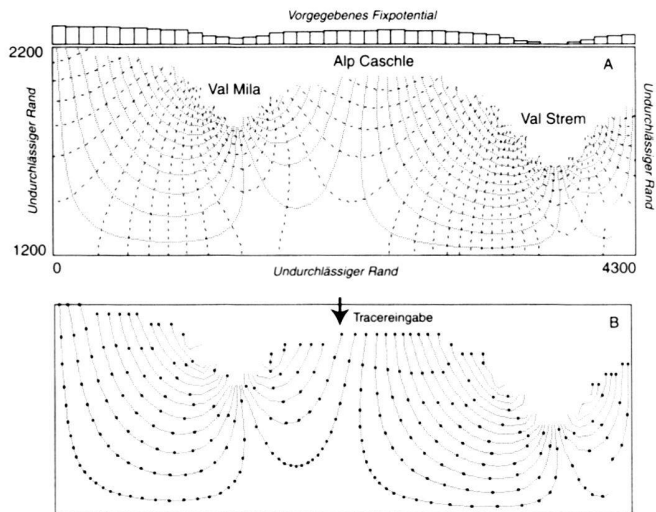


Fig. 18. Resultate der FLOWNET-Modellrechnungen. A: 2D-Fliessnetz entlang des gesättigten Bereichs einer Störzone durch die Eingabestelle von Naphtionat auf Alp Caschlè für konstante und isotrope Durchlässigkeiten. B: Stromlinien und (advective) Zeitmarken im Abstand von 7.2 Tagen (bzw. 0.02 Jahren).

len vermutlich auch WNW-ESE streichende Störungen nicht zu vernachlässigende Fliesswege dar (Q2 und Q3, Uranin). Aufgrund der Temperatur- und Leitfähigkeitsmessungen sowie der Durchbruchzeiten von Uranin kann geschlossen werden, dass die gefassten Quellen Q2 bis Q4 sowie vermutlich auch M6 Exfiltrationsgebieten von tieferen (längeren) Zirkulationssystemen entsprechen. Diese Wasseraustritte liegen jeweils nahe des Talbodens und können somit wieder mit dem konzeptuellen Modell der Figur 17 erklärt werden.

Das Vorhandensein von zusätzlichen Fliesswegen quer zum Störzonenverlauf wird besonders durch die ersten Tracermaxima von Uranin, welche nach kurzer Zeit (ca. 1 Woche) in kleinen bis mittleren Konzentrationen in vielen Bächen der oberen Val Strem und Val Milà wie auch im Bach O1 der Val l'Ondadusa ermittelt wurden, angedeutet. Diese Fliesswegkombination ist erstaunlich und wurde durch unabhängige Nachmessungen der Proben bestätigt. Vermutlich repräsentieren diese schnellen Durchbrüche einen Tracertransport durch die im Gebiet der Alp Caschlè sehr stark ausgeprägte Auflockerungszone (intensiver Hakenwurf, offene Klüfte) mit sehr hohen Gebirgsdurchlässigkeiten.

Hydraulische Parameter der geklüfteten Störzonen

Eine einfache Art, die ermittelten Tracerdurchbrüche, die Basisabflüsse der Gerinne und die Quellschüttungen in quantitative hydraulische Parameter der entsprechenden Störzonen umzusetzen, besteht in der numerischen Berechnung von 2D-Fliessnetzen in der Ebene der jeweiligen Störzone. Dieser Ansatz berücksichtigt nur die Flüsse innerhalb der Modellebene und vernachlässigt eine – zumindest im oberflächennahen Bereich anzunehmende – seitliche Drainage der angrenzenden

Gebirgsbereiche. Als Beispiel wurde ein solches Fliessnetz für die Störzone, welche die Eingabestelle von Naphtionat beinhaltet und in etwa in die Gerinne M5 und S8a hineinstreicht mit dem Finite-Differenz-Program FLOWNET (Van Elburg et al. 1991) modelliert. Figur 18A zeigt das entsprechende Modell, welches bis zu den hypothetischen Wasserscheiden westlich und östlich der Val Milà und Val Strem reicht (um Randeffekte abzumindern), eine Fixpotentialoberfläche enthält (auf Höhe des geschätzten Bergwasserspiegels) und in eine Tiefe von 1200 müM reicht. Das Fliessnetz der Figur 18A wurde für isotrope und homogene Durchlässigkeiten berechnet. Es zeigt sehr schön die Asymmetrie der hydraulischen Potentiale und Fliessröhren, welche durch die unterschiedliche Höhe der Vorflutniveaus bestimmt wird. Der Tiefgang der Fliessröhren wird durch die Modellrandbedingungen kontrolliert und ist in der Realität vermutlich noch deutlich tiefer.

Da die Durchlässigkeitsverteilung innerhalb einer Störzone sehr variabel und im Detail nicht bekannt ist, wird im Nachfolgenden mit der über die Mächtigkeit der Störzone integrierten Durchlässigkeit, der sogenannten Störzonen-Transmissivität gearbeitet. Für eine angenommene Transmissivität der modellierten Störung von $1 \text{ m}^2/\text{Tag}$ ($1.15 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$) ergibt sich nach obigem Fliessnetz-Modell eine Infiltrationsrate im Gebiet der Alp Caschlè von rund 4.1 l/s , die sich wie folgt auf die verschiedenen Exfiltrationsgebiete verteilt: Vorfluter Val Milà 0.5 l/s , östliche Talflanke Val Milà 0.9 l/s , westliche Talflanke Val Strem 1.6 l/s , Vorfluter Val Strem 1.1 l/s . Diese Werte sind aus numerischen Gründen mit Unsicherheiten im Bereich von bis zu 30% behaftet. Dennoch zeigen sie klar auf, dass:

- die Talhänge der Val Milà und Val Strem tatsächlich bedeutende Exfiltrationszonen darstellen
- die beobachteten geringeren Exfiltrationen in der Val Milà hydrodynamisch einfach erklärt werden können
- die Vorfluter auch noch selbst direkte Exfiltrationsgebiete darstellen, die nicht vernachlässigt werden können
- die grossräumige mittlere Transmissivität der Störzonen, welche zu Gerinnen mit Schüttungen von 0.9 l/s (Val Milà) respektive 1.6 l/s (Val Strem) führen rund $10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ beträgt.

Für das Fliessnetz der Figur 18A können unter der Vorgabe einer effektiven Fliessporosität auch advective Fliesszeiten (ohne Dispersion) berechnet werden. Figur 18B zeigt für eine Porosität von 1% die Lokalitäten von Markierpunkten auf den jeweiligen Fliesslinien, welche jeweils 1 Woche auseinander liegen. Für den Eingabepunkt von Naphtionat ergeben sich unter diesen Bedingungen advective Fliesszeiten von rund 42 Tagen, d.h. die effektive Fliessporosität der Störzone zwischen der Eingabestelle und dem Gerinne M5 beträgt leicht weniger als 1% (Durchbruchmaximum von Naphtionat nach 35 Tagen). Im weiteren zeigt Figur 18B klar auf, dass die Fliesszeiten in Richtung der Wasserscheide auf Alp Caschlè markant zunehmen und erklärt, warum alle Tracer bisher nur in sehr geringen Mengen zurückgewonnen wurden: Insbesondere

Sulforhodamin und Uranin sollten zu grossen Teilen direkt in die Vorfluter exfiltriert sein und dies erst nach sehr langer Zeit von bis zu 23 Wochen.

Die Fliessnetze für isotrope und homogene Verhältnisse sind für unterschiedliche Transmissivitäten (oder K-Werte) identisch. Bei veränderten Transmissivitäten ergeben sich dagegen in direkter linearer Korrelation veränderte Modell-durchflüsse. Dasselbe Verhalten gilt für die advektiven Transportzeiten in Funktion der angenommenen effektiven Porosität (bei konstanten Transmissivitätswerten korrelieren die Fliesszeiten linear mit der Porosität). Aus diesen Zusammenhängen ergibt sich, dass für die topographischen Verhältnisse des Untersuchungsgebiets in erster Näherung davon ausgegangen werden kann, dass die Störungen, welche zu Gerinnen und Quellen mit grossen Schüttungen führen entsprechend hoch-transmissiv sind. Demzufolge sind die höchst-durchlässigen Störzonen (mit T-Werten von bis ca. $6 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$) am Südrand des Aar-Massivs zu erwarten (beim Gerinnen S8 und M6, sowie den Quellen Q1-Q3). Dieser Befund deckt sich mit Ergebnissen der Bohrung SB3.2 (Amberg et al. 1998) und Rueras 2 (Klemenz et al. 1999). Gegen Norden nehmen die Basisabflüsse der Gerinne sowie die Häufigkeit von Quellen deutlich ab. Zudem sind hier die Störzonen kaum mehr mit dem Auftreten dieser Grundwasserexfiltrationsbereiche korreliert. Demzufolge kann auf eine geringere Gebirgs- respektive Störzonen-Durchlässigkeit in nördlicher Richtung geschlossen werden.

Die Basisabflüsse der Gerinne sowie die Schüttungen aus allen erfassten Quellen der beiden Talflanken seitlich des Bergrückens von Caschlè betragen zusammen rund 45 l/s. Aus obigen Modellabschätzungen kann gefolgert werden, dass zusätzlich rund 40%, d.h. 18 l/s direkt in die Vorfluter exfiltrieren. Das Einzugsgebiet dieser Gerinne und Quellen (oberhalb der Exfiltrationsgebiete von rund 2000 müM) umfasst ca. 2.9 km². Unter der Annahme, dass die Gesamt-Grundwasserneubildung in diesem Gebiet somit rund 63 l/s beträgt, kann eine Tiefensickerung (Grundwasserneubildungsrate) im Infiltrationsgebiet von 70 cm/a berechnet werden. Dieser Wert ist deutlich höher als der bisher für die entsprechende Region geschätzte Betrag von 15 cm/a (Köllä 1993) und steht vermutlich in einem Zusammenhang mit der sehr starken oberflächlichen Auflockerung im Gebiet der Alp Caschlè.

5. Schlussbemerkungen

Im Gebiet der Alp Caschlè treten zwei Systeme von Störungen auf, welche vermutlich im südlichsten Teil des Untersuchungsgebietes noch heute aktive Bewegungen aufweisen. An zahlreichen Aufschlüssen können die Störungsgesteine direkt beobachtet werden. Diese bestehen aus älteren mylonitischen Gesteinen welche von spröden z.T. kataklastischen Bruchprozessen überprägt werden. Die Störungsmächtigkeiten (inklusive Zerrüttungszone) betragen in der Regel nur wenige Meter.

Aus der Analyse der Schüttungen von Quellen und Gerinnen, welche aus einem Teil dieser Störzonen entwässern sowie aufgrund des durchgeführten Multitracerversuchs können wertvolle Hinweise auf die Ausbildung der Grundwasserströmungen zwischen dem Bergrücken von Caschlè und den seitlich angrenzenden Tälern Strem und Milà gewonnen werden. Die Charakterisierung der entsprechenden Fliesssysteme basiert auf einem neuen Konzept hydrogeologischer Felduntersuchungen, bestehend aus relativ einfachen aber systematischen Beobachtungen und Versuchen an der Geländeoberfläche und ihrer Interpretation mittels klassischer hydrodynamischer Ansätze. Aus dieser integrativen Gesamtschau ergeben sich wertvolle neue Erkenntnisse zur Hydrodynamik von geklüfteten Kristallingesteinen und Störzonen im Kilometer-Bereich.

Die Durchlässigkeit der Störzonen im östlichen Aar-Massiv ist in der Regel vermutlich gering und korreliert mit dem primär duktilen Charakter dieser Strukturen. Eine substantielle Ausnahme von dieser Regel bilden vermutlich die Störzonen am südlichsten Rand des Aar-Massivs bei Sedrun. Hier ergeben sowohl die hydrologischen Feldbeobachtungen, wie die Tracerversuche und Bohrlochbeobachtungen systematische Hinweise auf Störzonen-Transmissivitäten in der Grössenordnung von 10^{-4} bis $10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$. Dieser Transmissivitätsbereich ist sowohl für den Vortrieb der Untertagebauwerke der NEAT (namhafte Erschwernisse) wie für mögliche Oberflächenauswirkungen (Auswirkungen auf Gerinne und Quellen ohne Abdichtungen von Störzonen) nicht vernachlässigbar (Löw et al. 1996).

Verdankungen

Wir möchten uns bei Urs Gerber für die Reproduktion der Photographien und bei Steve Shulist für die graphische Erstellung der Karten bedanken. Im weiteren verdanken wir die Bewilligung zur Verwendung von Projektunterlagen der AlpTransit Gotthard AG sowie die Beiträge des Projektgeologen F. Keller. Wichtige Diskussionsbeiträge zur Thematik der Störzonen im östlichen Aar-Massiv lieferten insbesondere S. Laws, T. Labhart, J.P. Burg und A. Pfiffner. Im weiteren bedanken wir uns bei W. Balderer, F. Leuenberger und H. Otz für die Unterstützung der Tracerversuche und bei T. Both für Figur 9. Schliesslich gilt unser Dank auch den beiden Reviewern Adrian Pfiffner und Hanspeter Funk, welche durch ihre Verbesserungsvorschläge und Kritiken einen wichtigen Beitrag zur Fertigstellung der Publikation leisteten.

LITERATURVERZEICHNIS

- ABRECHT, J. 1994: Geologic units of the Aar massif and their pre-Alpine rock associations: a critical review. SMPM 74, 3–25.
- AMBERG, F., KELLER, F. & SCHNEIDER, T.R. 1998: Tiefenbohrungen im Tavetsch. Schweizer Baublatt Nr. 70, 42–45.
- BURKHARD, M. 1999: Strukturgeologie und Tektonik im Bereich AlpTransit. In: Vorerkundung und Prognose der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg (Ed. by Löw, S. and Wyss, R.), Rotterdam: A.A. Balkema, 45–56.
- ECKARDT, P.M. 1957: Zur Talgeschichte des Tavetsch, seine Bruchsysteme und jungquartären Verwerfungen. Diss. Uni Zürich.
- ECKARDT, P.M., FUNK, H. & LABHART, T. 1983: Postglaziale Krustenbewegungen an der Rhein-Rhone-Linie. Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik, 2/83, 43–56.

- FREI, B. 1999: Geologie, Hydrogeologie und Geotechnik im Gebiet der Alp Caschlè, Sedrun (GR). Unveröffentlichte Diplomarbeit ETH Zürich.
- GRUENENFELDER & PARTNER AG 2000: Neotektonik Alp Caschlè/Sedrun, Geodätische Deformationsmessungen. Bericht Nr. 73160701.4/14042000 z.Hd. Alp Transit Gotthard-Basistunnel, Konsortium Vermessung.
- HUBER, W. 1948: Petrographisch-mineralogische Untersuchungen im südöstlichen Aarmassiv. SMPM 28, 555–642.
- HÜSLER, S. 2000: Ingenieurgeologische Untersuchungen von Massenbewegungen am Nordabhang der Garvera zwischen Disentis und Surrein (Vorderrheintal, GR). Unpublizierte Diplomarbeit ETH Zürich, pp.113.
- JÄCKLI, H. 1951: Verwerfungen jungquartären Alters im südlichen Aarmassiv bei Somvix-Rabius (Graubünden). *Eclogae geol. Helv.* 44, 332–337.
- KLEMENZ, W., EHRMINGER, B., GILBY, D. & LÖW, S. 1999: Hydrogeologische Prognose Gotthard-Basistunnel. In: *Vorerkundung und Prognose der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg* (Ed. by Löw, S. and Wyss, R.), Rotterdam: A. A. Balkema, 241–255.
- KOBEL & PARTNER AG 1997: Gotthard-Basistunnel Teilabschnitt Amsteg – Geologie, Geotechnik, Hydrogeologie. Unpublizierter Bericht Nr. 1000.2100.3b z.Hd. AlpTransit Gotthard AG
- KÖLLA, E. 1993: Gotthard-Basistunnel – Regionale Hydrologie im Projektgebiet unter besonderer Berücksichtigung des Ritom-Gebietes. Unveröffentlichter Bericht AlpTransit Gotthard, 115
- LABHART, T.P. 1977: Aarmassiv und Gotthardmassiv. Sammlung geologischer Führer, 63, Gebr. Bornträger, Berlin-Stuttgart.
- 1999: Aarmassiv, Gotthardmassiv und Tavetscher Zwischenmassiv: Aufbau und Entstehungsgeschichte. In: *Vorerkundung und Prognose der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg* (Ed. by Löw, S. and Wyss, R.), Rotterdam: A. A. Balkema, 31–43.
- LAWS, S., LOEW, S. & BURG J.P. 2001: Structural Properties of Shear Zones in the Eastern Aar Massif, Switzerland. Submitted to *Eclogae geol. Helv.* April 2001
- LÖW, S., EHRMINGER, B., KLEMENZ, W. & GILBY, D. 1996: Abschätzung der Bergwasserzuflüsse und Oberflächenauswirkungen am Beispiel des Gotthard-Basistunnels. In: *Instabile Hänge und andere risikorelevante natürliche Prozesse*. (Ed. by ODDSSON, B.). Proceedings of the Centro Stefano Franscini Ascona. Basel: Birkhäuser Verlag, 353–376.
- LÖW, S., FREI, B., LAWS, S., AND LÜTZENKIRCHEN, V. 1999: Zur Hydrogeologie von Störzonen im östlichen Aar- und Gotthard-Massiv. In: *Vorerkundung und Prognose der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg* (Ed. by Löw, S. and Wyss, R.), Rotterdam: A. A. Balkema, 185–196.
- MARQUER D. 1990: Structures et deformation alpine dans les granites hercyniens du massif du Gothard (Alpes centrales suisses). *Eclogae geol. Helv.* 83(1), 77–97
- MERCOLLI, I. & OBERHANSLI, R. 1988: Variscan tectonics evolution in Central Alps: a working hypothesis. SMPM 68/3.
- MILNES, A.G. & PFIFFNER O.A. 1977: Structural development of the Infrahelvetic complex, eastern Switzerland. *Eclogae geol. Helv.* 70(1), 83–95.
- PFIFFNER, A., SAHLI, S. & STAUBLE, M. 1997: Structure and evolution of the external basement massifs (Aar, Aiguilles-Rouges/Mt. Blanc). In: *Deep Structures of the Alps. Results of NRP 20*. (Ed. by: PFIFFNER, A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A.). Basel: Birkhäuser Verlag, 139–153.
- SCHALTEGGER, U. & VON QUADT, A. 1990: U-Pb zircon dating of the Central Aar Granite (Aar Massif, Switzerland). SMPM 70, 361–371.
- SCHNEIDER, T.R AG 1993: AlpTransit Gotthard-Basistunnel – Geologisch-geotechnische Verhältnisse der Störzonen. Unpublizierter Bericht Nr. 425a/144.1–40 z.H. AlpTransit Gotthard AG.
- STECK, A. 1984: Structures et deformations tertiaires dans les Alpes Centrales (transversale Aar-Simplon-Ossola). *Eclogae geol. Helv.* 77(1), 55–100.
- VAN ELBURG, H., ENGELEN G.B. AND HEMKER C.J. 1991: FLOWNET Users Manual Vers. 5.1. Unpublished Report Institute of Earth Sciences at the Free University of Amsterdam, The Netherlands.
- WYDER, R.F. 1997: Die Kakirite des Tavetscher Zwischenmassivs aus den NEAT Sondierbohrungen. Dissertation, Universität Basel, Schweiz.
- WYDER, R.F & MULLIS, J. 1998: Geologische Resultate der NEAT Sondierbohrung SB3 – Tujetsch (Sedrun / GR). *Bull. Angew. Geol.*, 205–228.

Manuskript eingegangen 11. August 2000

Revidierte Fassung angenommen 23. Februar 2001