

Postglaziale Krustenbewegungen an der Rhein-Rhone-Linie : mit Beiträgen von W. Fischer und E.Gubler

Autor(en): **Eckardt, P. / Funk, H. / Labhart, T.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik : VPK = Mensuration, photogrammétrie, génie rural**

Band (Jahr): **81 (1983)**

Heft 2

PDF erstellt am: **10.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-231621>

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.

Postglaziale Krustenbewegungen an der Rhein-Rhone-Linie*

P. Eckardt, H. Funk, T. Labhart,
mit Beiträgen von W. Fischer und E. Gubler

Im südlichen Aarmassiv zwischen Trun und Brig wurden talparallele Verwerfungen untersucht. Die talseitige Flanke der Verwerfungen erscheint relativ gehoben. Die Verstellung von Moränenwällen zeigt uns, dass die Bewegungen sicher postglazial, vermutlich später als 10 000 Jahre vor heute stattgefunden haben.

An bestimmten Bruchzonen konnten durch Präzisionsnivellements und weitere geodätische Messungen rezente Bewegungen nachgewiesen werden. Diese betragen an einzelnen Flächen bis 0,7 mm/Jahr.

Die Untersuchungen lassen vermuten, dass einerseits nacheiszeitliche, glazial-isostatische Ausgleichsbewegungen für die Entstehung einzelner Verwerfungen verantwortlich sind. Andererseits müssen gewisse Bruchsysteme alpin-tektonischen Bewegungen zugeordnet werden. Einzelne Bewegungsflächen, die in den letzten Jahren aktiv waren, hängen vermutlich mit dem Bau des Gotthard-Strasentunnels zusammen.

Sicher ist, dass alle diese jungen Bewegungen alte Schieferungsflächen als Bewegungsebenen benutzen.

Dans la partie méridionale du massif de l'Aar entre Trun (GR) et Brigue (VS) des failles parallèles aux vallées ont été étudiées. En aval, le flanc des failles apparaît soulevé par rapport au flanc opposé. Le déplacement dans les moraines prouve que ces mouvements jouaient dans les temps post-glaciaires.

Par des nivellements de précision et autres mesures géodésiques dans certaines zones de failles des mouvements récents ont pu être démontrés. Ceux-ci s'élèvent jusqu'à 0,7 mm par année.

Les résultats des recherches laissent supposer que ce sont d'une part des mouvements de compensation glacio-isostatiques qui sont responsables des failles. Certains systèmes de failles dépendent d'autre part des mouvements tectoniques alpines. Certains autres mouvements, actif pendant les dernières années, sont probablement dus à la construction du tunnel routier du St-Gothard.

Il est cependant certain que tous ces mouvements jeunes se sont servis d'anciennes zones de schistosités.

Ausebnung nur noch bei flacher Beleuchtung und aus der Vogelperspektive erkennbar sind. Dasselbe gilt für Verwerfungen mit nur geringem Verstellungsbetrag.

Jäckli hält bis ins Spätglazial anhaltende endogene, d. h. alpin-tektonische Bewegungen für die wahrscheinlichste Entstehungsursache dieser Phänomene. Eckardt beschrieb 1957 ähnliche Verstellungen im Gebiet nördlich oberhalb der Talachse zwischen Disentis und Andermatt. Er weist darauf hin, dass die Bewegungen wohl das ganze Aarmassiv miterfassten.

Als Ursache erwägt er die Möglichkeit einer zusätzlichen Belastung der Gipfelpartien durch späte Eiskappen, welche zur Absenkung der bergseitigen Teile geführt hätten.

Jüngere Untersuchungen zeigen nun, dass sich diese Verwerfungen als geschlossene Zone am Südrand des Aarmassivs vom Vorderrheintal bis ins Oberwallis verfolgen lassen (Abb.10). Es handelt sich um Scharen mehr oder weniger talparalleler Bruchflächen.

Gut zu beobachten sind die Verstellungen auf flachen Trogschultern in Höhenlagen zwischen 1900 und 2500 m ü. M.

1. Einleitung

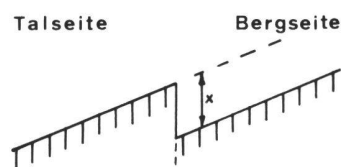
Die Rhein-Rhone-Linie ist eine Narbenzone im Alpenkörper. Sie ist die Wurzelzone der Helvetischen Decken. Geographisch-geomorphologisch handelt es sich um eine Talzone, die das Vorderrheintal, das Urserental und das Rhonetal umfasst.

Jäckli stellte 1951 im Gebiet des Lag Serein oberhalb Somvix im Vorderrheintal erhebliche Verstellungen der Erdoberfläche fest, die aufgrund von mitbewegten Moränenwällen und Schutthalden in der Nacheiszeit, d. h. vor höchstens 12 000 Jahren, entstanden sein mussten.

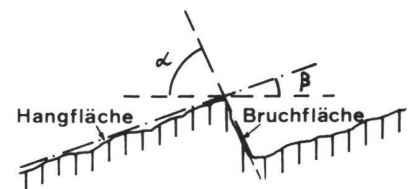
Diese Verwerfungen sind charakterisiert durch eine relative Hebung der talseitigen, südlichen Flanke. Die Beträge x der Verstellung können dabei wenige Dezimeter bis über zehn Meter betragen.

*Forschungsprojekt des Schweizerischen Nationalfonds, Kredit Nr. 2.151-0.74

Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Eidg. Technischen Hochschule und der Universität Zürich, Neue Folge 239. Institut für Geodäsie und Photogrammetrie, ETH-Hönggerberg, CH-8093 Zürich, Separata Nr. 45



1.1 VERSTELLUNGSPRINZIP



1.2 FLANKENSTEILHEIT

Abb.1 Phänomenologie der Verstellungen

1.1 Charakteristisch an den untersuchten Verwerfungen ist die Tatsache, dass jeweils die talseitige Flanke um einen Betrag x relativ gehoben ist.

1.2 Die Bruchfläche fällt immer steiler ein als die Hangfläche.

Die Verlängerung der Oberfläche der talseitigen Flanke liegt somit immer klar über der bergseitigen Hangfläche (Abb.1.1). Ferner ist die Neigung α der Bruchfläche immer grösser als die Neigung β der Hangfläche im entsprechenden Gebiet (Abb.1.2). Der Erhaltungszustand der Verwerfungen ist sehr unterschiedlich; Beispiele sind in Abbildung 2 aufgezeigt. Einzelne Bruchnarben wirken noch sehr frisch, während andere zerfallen sind und durch die

An den Hängen der nördlichen Seitentäler verschwinden sie langsam und sind in den Talböden dieser Täler nirgends zu finden. Fast immer liegen mehrere solcher Verwerfungen \pm parallel nebeneinander, wobei sie konvergieren, divergieren oder einander ablösen können. Die Hebung der Talflanke führt oft zu abflusslosen Mulden, so dass zwischen Trun und Brig nicht weniger als 40 kleinere und grössere Seelein gezählt werden können.

Mit dem «Internationalen Geodynamischen Projekt» wurde das Interesse an jungen Krustenbewegungen weltweit stark gefördert und führte innerhalb des «Schweizerischen Landeskomitees für das Internationale Geodynamische Projekt» (Leitung: Prof. Dr. E. Niggli; später:

Prof. Dr. St. Müller) zur Gründung einer Arbeitsgruppe «Rezente Erdkrustenbewegungen» (Leitung: Dr. N. Pavoni), innerhalb welcher sich die Autoren der vorliegenden Arbeit mit den genannten Verwerfungen entlang der Rhein-Rhone-Linie befassten.

Vorläufige Berichte dieser Arbeiten finden sich in Eckardt 1974, Eckardt et al. 1980, Pavoni 1975 und 1979.

2. Methodik

Das Schwergewicht der Arbeit lag bei Feldbeobachtungen, daneben waren Luftbildinterpretation und Klassifizierungsarbeiten notwendig.

Es war aus zeitlichen Gründen nicht möglich, alle vorgesehenen Arbeiten durchzuführen und vor allem auch die neu anfallenden Probleme eingehend zu verarbeiten. Das Resultat der Untersuchungen ist daher nicht eine Lösung der Gesamtproblematik, sondern viel eher ein Katalog der beobachteten Fakten, verbunden mit verschiedenen Anregungen für eine mehr ins Detail gehende Bearbeitung der Phänomene. Das umfangreiche Dokumentationsmaterial ist im Archiv der Eckardt Natursteine AG, Seefeldstrasse 198, 8008 Zürich, deponiert und steht für weitere Bearbeitung zur Verfügung.

2.1 Feldarbeiten

Helikopterflüge

Die Flüge dienten vor allem dazu, einen Überblick über die gesamte Zone zu gewinnen und gute Übersichtsbilder zu erhalten. Wir erreichten damit auch einen grossen Zeitgewinn beim Bearbeiten der einzelnen Teilgebiete, welche meist nur durch stundenlange Anmarschwege zu Fuss zu erreichen sind. Als wichtigstes Resultat dieser Flüge kann gesagt werden, dass sich die Verwerfungserscheinungen auf flachen Sätteln, in Mulden und breiten Karen bedeutend klarer und sicherer verfolgen lassen als auf den oft stark zerklüfteten, felsigen Kreten und in den tiefen, steilwandigen Tälern. Ferner zeigte sich eindrücklich, dass das Streichen der Verwerfungen den Richtungen der Schieferung im entsprechenden Gebiet ungefähr parallel verläuft.

Feldaufnahmen

Zur Interpretation der Genese der Verwerfungen ist die detaillierte kartographische Erfassung unabdingbare Voraussetzung. Vor allem eine kritische Beurteilung der unterschiedlichen Phänomene führte dazu, dass die Arbeit nicht allein aufgrund der Luftbilder hätte durchgeführt werden können. So wäre z. B. eine Verwechslung von talseitig gehobenen Flanken entlang einer Verwerfung mit einer talparallelen Moräne ohne weiteres möglich.

Im Speziellen wurden folgende Aufnahmearbeiten durchgeführt:

- Kartierung: Einzeichnen des Verlaufes der Bruchzonen an der Geländeoberfläche auf Karten 1:10 000 oder 1:25 000. Markieren des relativ abgesenkten Teils. Verwerfungsbeträge an einzelnen Stellen. Fels anstehend

Erläuterung wichtiger, in dieser Arbeit verwendeter Fachausdrücke

Auskippen:	Talwärtsskippen; siehe Hakenwurf
Bruch (Verwerfung):	Fläche, an der im Gebirgskörper eine Bewegung stattfindet. Dabei wird eine vorhandene Spannung abgebaut. Erkennbar ist ein Bruch an der Verstellung (s. d.) älterer Strukturen und Formen
Dendrochronologie:	Aufgrund der unterschiedlichen Dichte von Wachstumsringen im Holz konnte für die letzten 4000 Jahre eine absolute Altersgliederung erarbeitet werden. Diese Gliederungen haben nur regionale, nicht weltweite Gültigkeit (unterschiedliches Klima)
Fallen:	Das Fallazimut gibt die Richtung der steilsten Neigung einer Fläche an. Es steht senkrecht zur Streichrichtung (siehe Streichen). Der Fallwinkel ist der Winkel zwischen der Horizontale und dem Fallazimut
Genese:	Entstehung
Hakenwurf:	Talwärtsskippen steilstehender, plattiger oder schiefriger, hangparalleler Gesteinszüge infolge oberflächlicher Kriechbewegungen
Isostatische Bewegungen:	Hebungen oder Senkungen der Erdkruste zur Wiederherstellung gestörter Dichte-Gleichgewichts-Verhältnisse: <i>Glazial-isostatische Hebungen</i> als Folge des Abschmelzens von Eismassen (Skandinavien; evtl. kleinräumig-linear in den alpinen Tälern infolge stärkerer Eis-Entlastung als auf den Bergzügen. <i>Grossräumige isostatische Hebungen</i> des ganzen Alpenraumes als Begleiterscheinung der tektonisch verdickten Kruste
Kruste (Erdkruste, kontinental):	Äusserste, 25–50 km dicke Schicht der Erde. Sie besteht aus relativ leichten Gesteinen wie Sedimenten, Gneis und Granit
Kakirit:	(«Ingenieurmylonit») Zonenweise auftretende Trümmergesteine ohne Zusammenhalt, durch Bruchbewegungen bei niedriger Temperatur entstanden
Listrischer Bruch:	Bruch mit löffelförmiger, konkav gewölbter Bruchfläche
Lithologie:	Art und Zusammensetzung der Gesteine (auch Lehre der Gesteine)
Morphologie:	Lehre von den Oberflächenformen; auch für die Oberflächenformen selbst verwendeter Ausdruck. Hier insbesondere Geomorphologie = Formen der Erdoberfläche
Postglazial:	Jüngste Epoche der Erdgeschichte, beginnend mit dem Ende der letzten Eiszeit (Würmeiszeit), vor etwa 12 000 Jahren
Sackung:	Grössere, an einem Talhang langsam abgeglittene Gesteinsmasse
Schieferung:	Lagiges Gefüge von Gesteinen (Gneise, Schiefer) infolge Parallelstellung der Glimmer. Entsteht durch gerichteten Druck bei erhöhter Temperatur während einer Phase der Metamorphose (als Begleiterscheinung einer Gebirgsbildung)
Streichen:	Winkel, den eine auf einer geneigten Fläche (Schicht, Schieferung, Bruchfläche) gezogene horizontale Linie mit der Nordrichtung bildet. Als Verb wird «streichen» oft verwendet wie «verlaufen»; z. B. eine Schicht streicht Südwest–Nordost (= N 45° E) oder: der Granitzug streicht West–Ost
Tektonik:	Lehre vom Bau der Erde und den gebirgsbildenden Vorgängen
Trogschulter:	In bezug auf den Talverlauf symmetrische Verflachungen oberhalb der steilen Böschungen der Alpentäler, oft gedeutet als Talmulden älterer Eiszeiten
Verstellung:	Betrag, um welchen sich ursprünglich zusammenhängende Gesteinspakete entlang eines Bruches (s. d.) voneinander weg bewegt haben
Verwerfung:	Siehe Bruch

oder nicht. Einzelne für die Chronologie wichtige Tatsachen, wie die Verwerfung von Moränen und Schuttströmen (vgl. Abb. 8).

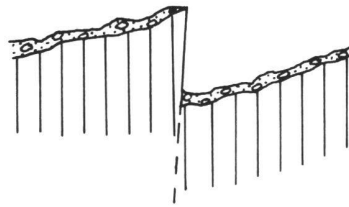
- Skizzen: In einzelnen Skizzen wurden die geomorphologischen Charakteristika des Geländes in der Umgebung der Bruchzonen mit Querprofilen dargestellt.
- Messungen: Bei verschiedenen Verwerfungen war es notwendig, zur genauen Orientierung in der Karte die Streichrichtungen im Felde einzumessen. Die Beträge der Verstellungen sind z.T. gemessen, z.T. geschätzt und beziehen sich jeweils auf den tiefsten Punkt in der Mulde im relativ abgesenkten Teil, unabhängig davon, ob dort Fels ansteht oder ob die Mulde mit Schutt gefüllt ist. Der erstere Fall ist sehr selten, vor allem bei grösseren Verstellungsbeträgen.
- Kartei: Für einzelne Gebiete sind die nicht kartographisch erfassten Daten (Skizzen, Messungen usw.) in einer Kartei zusammengestellt.

2.2 Stollenaufnahmen

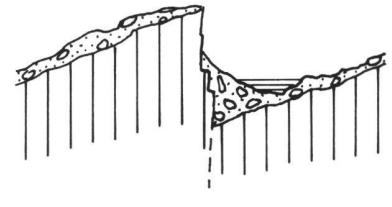
In einigen Gebieten konnten die geologischen Aufnahmen von unterirdischen Bauwerken mit in die Beurteilung einbezogen werden. Vergleiche mit der Oberflächengeologie zeigten, dass einzelne Störungszonen korrelierbar sind (vgl. 3.1.3).

2.3 Messstrecken

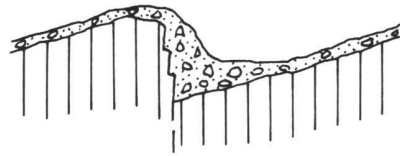
In der besonders typischen und interessanten Zone Andermatt-Oberalp konnten auf Veranlassung der Autoren in



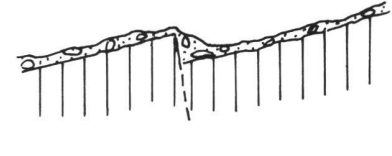
2.1 FRISCH



2.2 ERODIERT



2.3 BEDECKT



2.4 WENIG VERSTELLT

□ □ □ FELS

▒ ▒ ▒ SCHUTT & VEGETATION

Abb. 2 Erhaltungszustände der Verwerfungszonen

Je nach der Lithologie und der Schieferung sowie dem Ausmass der Verstellung zeigen die Bruchzonen verschiedene Erscheinungsformen.

- 2.1 Der frische Zustand ist heute nirgends mehr zu beobachten.
- 2.2 Durch Verwitterung und Erosion zerfällt die steilstehende Bruchfläche, und der bergseitige Graben wird mit Schutt gefüllt. Durch die Stauung kann es zur Bildung von Sümpfen oder gar Seen kommen (Abb. 3 und 4)*.
- 2.3 Die Felsoberfläche ist nicht mehr sichtbar; die gesamte Zone ist mit Schutt und Vegetation bedeckt (Abb. 5).
- 2.4 Die Verstellung war zu gering, um den Fels zu entblößen, vor allem in Gebieten mit starker Schutt- oder Moränenbedeckung (Abb. 6 und 7).

Zusammenarbeit mit dem Bundesamt für Landestopographie und dem Institut für Geodäsie und Photogrammetrie der ETH Zürich mehrere Messanlagen im Bereich der von uns untersuchten

Verwerfungszonen festgelegt werden, um durch exakte Messungen eventuell noch heute vorkommende Bewegungen an diskreten Flächen direkt erfassen zu können.

Das Bundesamt für Landestopographie hat im Talboden von Andermatt und in den Schöllenen ihr Nivellementsnetz für solche Messungen mit einer Schleife und zusätzlichen Messstellen verfeinert (vgl. 4.1).

Vom Institut für Geodäsie und Photogrammetrie wurden im Bereich E und W des Lutersees (NE Andermatt) sechs Messstrecken quer über eine dort deutlich ausgeprägte Zone mit Verwerfungen gelegt (vgl. 4.2).

2.4 Luftbildinterpretation

Um ein besseres Übersichtsbild einzelner Gebiete zu erhalten, konnte auf qualitativ hervorragende Luftbilder des Bundesamtes für Landestopographie zurückgegriffen werden. Ihre Auswertung ist in den Karten mitenthalten.

2.5 Kartendarstellung

Eine einheitlich durchgeführte Kartendarstellung des ganzen Gebietes im Massstab 1:25 000 liegt vor. Daneben wurden viele Gebiete detailliert im Massstab 1:10 000 erfasst (vgl. Abb. 8).

* Zwei markante Beispiele lassen sich auch auf dem Umschlagbild dieses Heftes erkennen.



Abb. 3 Lag Serein N Somvix. Vier Verwerfungszonen sind links (südlich) des Lag Serein erkennbar. Drei davon verstellen auch den Moränenzug vor dem Felsgrat. Die Hebung der talseitigen Flanken entlang von Bruchzonen ermöglichte die Bildung der kleinen Seen. Die maximale scheinbare Sprunghöhe der Verwerfung direkt links des Lag Serein beträgt ca. 15m.

2.6 Fotodokumente

Mehrere hundert Schwarzweiss- und Farbfotos sowie Diapositive, auch aus der Luft, liegen vor.

3. Feldbefunde

3.1 Gesamtbeschreibung der Zone

Die untersuchte Zone weist eine Länge von insgesamt 96 km auf und wurde für die Bearbeitung in einen östlichen Teil von Val Punteglias (Trun) bis Val Strem (Sedrun), einen zentralen von Val Strem bis Furkapass und einen westlichen vom Furkapass bis Brig eingeteilt (vgl. Abb. 10).

Die Verwerfungszone präsentiert sich als fast gerades, 1–2 km breites Band, in dem mehrere Verstellungen nebeneinanderliegen. Meist ist eine dieser Verstellungen besonders ausgeprägt. Sprunghöhen von über 10 m sind keine Seltenheit. Die adiierten Sprunghöhen nebeneinanderliegender Verstellungen ergeben bei gutem Erhaltungszustand einen Betrag von 15–30 m Gesamthebung der talseitigen Flanke.

Oberhalb Disentis ist eine Versetzung der Zone gegen Norden zu beobachten und an der Grimsel ein sich absplattendes Ast ins Oberaargebiet (und evtl. Lötschental? vgl. Abb. 10).

Die besten Erhaltungszustände der Verwerfungen beobachtet man in den weiten Karmulden oberhalb Disentis, auf den flachen Trogschulterresten zwischen den Seitentälern im Tavetsch, auf den langen Trogschultern der Oberalp und des Urserentales und schliesslich auf den markanten Verflachungen westlich der Grimsel bis zum Trützisee.

Dort, wo Felsgrate in den Bereich der Zone vordringen (z.B. Crispalt oder Ritzihorn), sind wohl meist ausgeprägte Couloirs zu finden, eindeutige Verstellungen aber nicht mehr festzustellen.

In den grossen Seitentälern (vor allem des Tavetsch oder des Goms) konnten keine Verstellungen nachgewiesen werden; diese ziehen von den Höhen zwar ein Stück weit die Hänge hinunter, lassen sich dann aber in den steilen Hängen nicht mehr sicher weiterverfolgen.

Wir vermuten, dass überall dort, wo das geologische Geschehen in den letzten paar tausend Jahren wegen des kleinen Gefälles und der damit mangelnden Erosionsenergie ruhig war, die Verstellungen gut erhalten sind, im Bereich höherer «Energie» (steile Grate und Hänge, Seitentäler mit grossem Gefälle) aber ausgeebnet wurden. In Seitentälern und Mulden mit ausgeprägten Karen spielte sicher auch das glaziale Geschehen seit dem Ende der Würmeiszeit vor ca. 12 000 Jahren eine grosse Rolle.

Die Teilgebiete werden im folgenden mit ihren Eigenheiten kursorisch beschrieben.

3.1.1 Östlicher Teil: Val Punteglias (Trun) bis Val Strem (Sedrun)

Aus dem östlichen Abschnitt des Untersuchungsgebietes stammt die erste Beschreibung dieser bedeutenden postglazialen Verwerfungen (Jäckli 1951; Jäckli 1957, p. 27). Während der laufenden Untersuchungen konnten analoge Erscheinungen auch westlich des Gebietes der Erstbeschreibung (Alp Glivers) beobachtet werden. Weiter östlich, in den Sedimenten der helvetischen Decken, sind die Bruchzonen nicht mehr verfolgbar.

Deutliche Häufungen finden sich auf:

- Alp Crap Ner S Piz Schigels
Koord. 712–714/177–179
- Alp Run–Lag Brit SE Piz Cavadiras
Koord. 706–708/175–177
- Alp Magriel–Gendusas S Piz Acletta
Koord. 703–705/173–175
- Cuolm da Vi N Sedrun
Koord. 701–703/172–174

Daneben gibt es einzelne Vorkommen:

- W Platta Cotschna
Koord. 715–716/179–180
- Alp Lumpegna und Grat nach NW
Koord. 708–709/176–177
- N Plaun Tir–Lag Serein
Koord. 704–706/175–176

Eine Auswertung der Lageorientierung der Bruchsysteme in einzelnen Gebieten auf einer Gesamtlänge von 32 km ergab, dass die dominierende Richtung in den meisten Fällen parallel zur benachbarten Talachse verläuft (Abb. 9). Dies darf wohl als Hinweis darauf angesehen werden, dass zwischen dem Verlauf der Brüche und demjenigen der glazial geprägten Talachse ein genetischer Zusammenhang besteht.

Ausgewählte Beispiele

Alp Glivers

Im Gebiet des Lag Serein (Alp Glivers) konnten gegenüber der Arbeit von Jäckli (1951) keine entscheidend neuen Beobachtungen gemacht werden. Ergänzend wurden von uns Streichrichtungen und scheinbare Sprunghöhen an den Brüchen gemessen. Die effektiven Sprunghöhen können wegen der Schutt- und Wasserbedeckung in den Mulden nur geschätzt werden (vgl. Abb. 2.2 und 2.3).

Die Summe der scheinbaren Sprunghöhen in verschiedenen Querschnitten ergibt ziemlich ähnliche Beträge zwischen 20 und 30 m.

Die durch die Verwerfungen versetzten Moränenwälle im W dieses Teilgebietes haben spätwürmezeitliches Alter und geben somit keinen Hinweis auf jüngste Bewegungen (R. Hantke, mündl. Mitt.).

Alp Run

Auf Alp Run verlaufen die Verwerfungen nicht schön parallel wie z. B. auf Alp Caschlè, sondern überschneiden

sich (vgl. Abb. 8). Auch die Fallwinkel und Fallazimute sind nicht konstant.

Ob die Abweichung der dominanten Streichrichtungen von der Richtung des entsprechenden Abschnittes der Talachse auf die Lithologie oder die Schieferung im betreffenden Gebiet zurückzuführen ist, ist noch ungeklärt (vgl. Abb. 9). Immerhin sind die Streichrichtungen der Brüche mit talseitig gehobener Flanke ziemlich einheitlich. Die Summe der scheinbaren Verstellungshöhen übertrifft in mehreren Querschnitten 30 m.

Cuolm da Vi

Auch hier schneiden sich zwei Hauptssysteme von Verwerfungen: das eine verläuft N 70°E, ein zweites N 110°E. Moränenwälle, die vor ca. 10 000 Jahren gebildet wurden (R. Hantke, mündl. Mitt.), sind hier versetzt (Abb. 7). Dies beweist das postglaziale Alter der Verstellungen. Die Summe der scheinbaren Verstellungshöhen beträgt in diesem Gebiet zwischen 8 und 15 m. Zwei grössere Anrisse auf 2300 m ü. M. mit Streichrichtung N 140°E stehen mit den übrigen Verwerfungen nicht in einem engeren Zusammenhang (Eckardt, 1957, Fig. 5). Es handelt sich vielmehr um ein Auskippen der steilen Flanke des Druntobels nach Süden, das zu weit klaffenden Rissen im Boden ohne Höhenverstellungen geführt hat. In den letzten 30 Jahren betrug die Bewegung 1–2 m, und es öffnete sich ein Spalt bis über den Grat zwischen den Punkten 2404.1 und 2436.

3.1.2 Zentraler Teil: Val Strem bis Furkapass

Auf Alp Caschlè, einer ausgedehnten Trogschulter, sind zwischen 2050 m und 2400 m ü. M. nicht weniger als fünf deutlich ausgeprägte, parallele Verwerfungen, meist in anstehendem Fels, mit bis zu 8 m Sprunghöhe zu finden. Dazwischen liegen weitere, weniger markante Verstellungen. Die Addition der einzelnen Verwerfungshöhen ergibt ca. 30 m, d. h. etwa den gleichen Betrag, wie er auch am Lag Serein oder auf der Alp Run bestimmt werden konnte. Die eindrückliche, ca. 8 m hohe Verwerfung auf 2100 m weist ein starkes Nordfallen auf; ein hakenwurfartiges Auskippen dieser Partien gegen den grossen Ondadusa-Wildbachtrichter ist möglich.

Alp Culmatsch, eine weniger markante Schulter, weist nur drei schwach ausgeprägte Verwerfungen auf. Die Erhaltungsbedingungen waren hier schlecht, da vermutlich ein bis in jüngere Zeit bestehender Gletscher das Kar füllte, durch welches die Verstellungen laufen. Cuolm Val, eine mächtige Trogschulter, springt weit nach Süden vor. Im Bereich der Verwerfungszone liegt der Grat des

Crispalt Pign, in dem die Brüche wohl erkennbar, Verstellungsrichtung und -betrag jedoch schwierig zu bestimmen sind.

Das gleiche gilt für den Raum Calmut–Piz Tiarms.

Von *Felli* bis *Gütsch* zieht sich dann eine 5 km lange Verflachung hin, auf der die Verstellungen sowohl in anstehendem Fels wie auch in Schutthalden schön ausgebildet auftreten. Auch hier erreichen die addierten Verstellungsbeträge etwa 30 m. Besonders gut lässt sich hier das gelegentliche Konvergieren und Divergieren von nebeneinanderliegenden Brüchen beobachten sowie das «Übernehmen» eines Verstellungsbetrages durch eine danebenliegende Verwerfung (abnehmende Höhe der einen und parallele Zunahme der Höhe einer andern Verwerfung). Beim *Stöckli* ob *Andermatt* laufen Verwerfungen in die Nordflanke des Grates, ein Indiz, dass tiefgreifende Bewegungen und nicht nur oberflächliche Hangphänomene (Sackung, Hakenwurf) vorliegen.

Westlich der *Schöllenen* beginnt am *Bäzberg* wieder eine Verflachung (Schulter), die sich über 12 km, durch kleine Seitentäler kaum unterbrochen, bis zum *Tiefenbach* an der Furkastrasse zieht. Vom *Bäzberg* bis *Rossmettlen* sind Verstellungen nicht sehr stark, aber eindeutig erkennbar. Von *Rossmettlen* bis zum *Tiefenbach* hingegen sind sie wieder, wie zwischen *Felli* und *Gütsch*, deutlich sichtbar, besonders im Raum *Blackenstafel* (Abb. 11) und *Blauseeli*.

Erstaunlich ist, dass auch auf der *Ochsenalp*, zwischen *Lochberg* und *Tiefenbach*, sehr markante, wenn auch stark gerundete Verstellungen gefunden werden, obwohl hier der Tiefengletscher sicher noch in jüngerer Zeit in die Verwerfungszone vorstieß (er stirnt heute nur 2 km nördlich). Westlich *Tiefenbach* streicht die Zone durch steile Hänge, wo sie schlecht sichtbar ist, um dann aber ob *Bielenstafel* wieder deutlich einzusetzen, wobei sich der *Sidelenbach* einer Verwerfung als Bachbett bedient. Mit Sprunghöhen von bis zu 8 m läuft diese Verwerfung zum Grat zwischen *Kleinem Furkahorn* und *Furkstock* empor, wo sie die Kuppe 2814 bildet.

3.1.3 Westlicher Teil: Furkapass bis Brig

Vom Südwestgrat des *Kleinen Furkahorns* zieht die Störungslinie durch die verschüttete Südflanke dieses Berges in den felsigen Steilabsturz beim *Belvédère* an der Furkastrasse und in die Sanderebene des *Rhonegletschers* bei *Gletsch*. Dann folgt der eindruckliche Steilaufschwung SW von *Gletsch* (zwischen der *Rhone* und der glazial geprägten Hochfläche von *Chrizegge*), in welchem mehrere Verwerfungen als markante *Couloirs* hervortreten.

Im Bereich der *Grimselfpasshöhe* vollzieht sich eine auffällige Gabelung unserer Zone: ein Teil der Bruchlinien zieht rhonetalabwärts (mittleres Azimut N 55°E), der andere verläuft über die *Flanken* und *Gräte* des *Sidelhorns* in den Raum *Triebtenseewli* (= *Trübtensee*) und in die Achse *Oberaarsee–Oberaargletscher–Oberaarjoch* (mittleres Azimut N 70°E). Diese Achse wurde bei unseren Untersuchungen nicht weiter verfolgt.

Der auf der Nordseite des *Rhonetals* gelegene Teil lässt sich vorerst als ein Bündel sich ablösender Bruchzonen in der *Region der Seen* verfolgen (*Jostsee*, *Rundsee*, *Uelisee*, *Mittelsee–Obersts Seewji*, *Trützisee*) und zieht dann durch die *Flanken* der tief eingeschnittenen *Furchen* des oberen *Münstigtals*, *Bächitals* und *Bielingertals* und durch die *Südhänge* des *Risihorns*. Auf dieser ganzen Strecke lehnt sich die Zone eng an den Südrand des südlichen *Aaregranites* an.

Westlich des *Risihorns* bzw. des *Fieschertals* kann kaum mehr von einer geschlossenen Bruchzone gesprochen werden, wenn auch lokal sehr auffällige und eindruckliche Phänomene auftreten. Die geradlinige Fortsetzung unserer Zone verläuft durch die Südflanke des *Eggishorns*, überquert den Grat *Eggishorn–Bettmerhorn* und zieht in den untersten Teil des *Aletschgletschers*, dessen Verlauf sie möglicherweise mitbestimmt.

Deutlich südlicher verlaufen verschiedene Bruchzonen auf der Terrasse von *Fiescheralp–Chieboden–Martisbergalpe*. Trotz Konvergenzen mit Sackungerscheinungen und Moränenwällen handelt es sich um tektonische Phänomene, wie ihre im *Riederhornstollen* angeschnittene Fortsetzung zeigt.

Eine weitere markante Bruchzone durchquert die *Riederfurka* und streicht hinunter an die *Massa* bei *Gibidum*; sie wurde im *Riederhornstollen* wie im *Stollen der Electramassa* angefahren. Deutlich nördlicher als die Fortsetzung der Hauptzone verläuft eine Störungszone mit verstellter *Moräne* bei *Galkina* NE des *Märjelensees*, quer zum Tal des *Fieschergletschers* und ca. parallel zum 5–6 km entfernten *Goms*.

Gesamthaft muss festgestellt werden, dass westlich des *Furkpasses* zwar eine grosse Zahl von Bruchlinien auftritt, dass aber klare Fälle von Verstellungen auf einige wenige Stellen beschränkt bleiben (*Chrizegge*, *Martisbergalpe*, *Galkina*).

3.1.4 Gebiete südlich der Rhein-Rhone-Linie

Verwerfungen mit teilweise sicher talseitig gehobener Flanke wurden auch auf der Südseite des *Urserentals*

beobachtet, zum Beispiel im Gebiet der *Ilsenmannsalp*.

Dass von den *Südhängen* von *Rhein-*, *Urseren-* und *Rhonetal* weit weniger Brüche bekannt sind als auf der Nordseite, kann zusammenhängen mit der *Lithologie* und *Struktur* (welche die Ausbildung der Brüche nicht erlaubten), mit der *Morphologie* (welche bestehende Bruchspuren verwischte), aber auch einfach mit der zu wenig detaillierten *Kartierung*.

3.2 Tektonik/Petrographie/Lithologie

Aus unseren Feldbeobachtungen geht hervor, dass sich die jungen Bewegungen an steilstehenden SW–NE- oder W–E-orientierten Flächen abgespielt haben, die sich räumlich eng an ältere Strukturen anlehnen.

Die jungen Bewegungen haben also ältere, vorgegebene Flächensysteme benutzt. Solche gibt es am *Aarmassiv-Südrand* viele, und sie sind hier seit einigen hundert Millionen Jahren dominant. Als Beispiele seien erwähnt:

- die *Bänderung der Gneise* (welche älter ist als das Eindringen des *Aaregranits*)
- die *Grossorientierung des Aaregranits*, der vor rund 280 Millionen Jahren als gewaltige *Intrusionsmasse* in ein W–E-gerichtetes Bruchsystem eingedrungen ist und dessen Kontakte den Verlauf unserer Bruchzone massgeblich beeinflussen (vgl. Abb. 10)
- die *alpine Schieferung*, welche alle Gesteine entlang der *Rhein-Rhone-Furche* durchsetzt und mit der *alpinen Gebirgsbildung* verknüpft ist
- *junge, von unzusammenhängendem, zerbrochenem Gesteinsmaterial erfüllte Spalten* (*Kakirite* oder «*Ingenieurmylonite*»).

Flächensysteme ähnlicher Orientierung sind hier in auffälliger Art und Weise während langer Zeit immer wieder reaktiviert worden; unsere jüngsten Bewegungen stellen nichts anderes dar als ein vorderhand letztes Wiederaufleben. Als prädestinierte Gleit- und Bewegungsflächen spielen die *alpine Schieferung* und die *Kakirite* eine entscheidende Rolle.

Es mag hier noch erwähnt werden, dass die *Kakirite* in auffälliger Weise die *Vertikallage* bevorzugen; dies gilt für die unsere Verwerfungszone durchquerenden *Stollen* der *Kraftwerke Göscheneralp*, der *Transitgaslinie* der *Grimsel*, des *Riederhorns* und der *Electramassa* (*Labhart*, 1969), aber auch für *Stollen* am *Aarmassiv-Nordrand* (*Labhart*, 1966) und für den *Furkatunnel* im *Gotthardmassiv* (*Kissling et al.*, 1978; *Keller* und *Schneider*, 1982).



Abb. 4 Verwerfung bei Pt. 2277 (Laghets) auf Alp Run (vgl. Abb. 8). Der Fels ragt nur noch um wenig aus dem Schutt hervor. Die scheinbare maximale Verstellungshöhe beträgt 22 m. (Die effektive Sprunghöhe kann geometrisch auf 35–40 m bestimmt werden.)

4. Geodätische Messungen

Im Raum Schöllenen–Andermatt und im Gebiet W und E des Lutersees (NE Andermatt) wurden verschiedene Messstrecken festgelegt und vermessen. Ziel dieser Untersuchungen war, nach Ablauf einiger Jahre durch Neuvermessungen eventuell noch heute andauernde Bewegungen an Verwerfungsflächen festzustellen. Auch über die Art der Bewegungen sollten präzisere Aussagen gemacht werden können (Jeanrichard, 1975; Fischer, 1974, 1978).

Erste Ergebnisse aus beiden Gebieten liegen nun vor.

4.1 Präzisionsnivellements quer zur Rhein-Rhone-Linie bei Andermatt (E. Gubler)

Wenn wir die Frage stellen, ob im Bereich der Rhein-Rhone-Linie heute noch vertikale Verschiebungen stattfinden, liegt es nahe, jene Präzisionsnivellements zu untersuchen, welche die Linie möglichst rechtwinkling schneiden. Hierfür eignet sich *eine* Stelle ganz besonders: das Gebiet zwischen Göschenen und Andermatt, eventuell noch Hospental. In der Zeit zwischen 1869 und heute sind in diesem Gebiet eine ganze Reihe von Präzisionsnivellements durchgeführt worden (Abb. 12). Im Rahmen des «Nivellement de Précision» der Schweizerischen Geodätischen Kommission ist in den Jahren 1869 und 1872 zum ersten Mal durchs Reusstal und über den Gotthardpass nivelliert worden. Zu Beginn unseres Jahrhunderts hat dann die Landestopographie

(L+T) 1918 anlässlich des ersten Landesnivellements diese Linie erneut gemessen. In den Jahren 1969/70 fand im Rahmen des zweiten Landesnivellements noch eine dritte Messung statt, die wieder durch die L+T ausgeführt wurde. In den Jahren 1917 und 1977 hat diese zudem ein Präzisionsnivellement durch den Eisenbahntunnel gelegt. Jeanrichard (1972 und 1973), Gubler (1976), Kobold (1977), Funk und Gubler

(1980), Gubler et al. (1981) haben diese Nivellements in einem grösseren Zusammenhang untersucht und vertikale Bewegungen der Erdkruste im Alpenraum nachgewiesen.

Im Rahmen des Internationalen Geodynamischen Projektes hat Jeanrichard zudem 1973 zusätzliche Fixpunkte im Bereich der Rhein-Rhone-Linie eingerichtet und nivelliert. 1980 hat die L+T die Linie zwischen Göschenen und Hospental ein viertes Mal gemessen und dabei auch alle Fixpunkte dieses Spezialnivellements miteinbezogen.

Ebenfalls 1980 ist von der Ingenieurgesellschaft für die Absteckung des Gotthard-Strassentunnels ein Präzisionsnivellement durch diesen Tunnel gemessen worden. Weil bis heute erst eine Messung vorliegt, sind im Strassentunnel noch keine Höhenänderungen nachweisbar.

Alle Nivellements, die in diesem Jahrhundert ausgeführt worden sind, weisen eine hohe Genauigkeit auf. Es kamen ausschliesslich geeichte Nivellierlatten mit Invarbändern zum Einsatz. Der mittlere Fehler eines Nivellements von einem Kilometer Länge dürfte bei 1 mm oder noch weniger liegen.

In Abb. 13 sind die Höhenänderungen der Fixpunkte graphisch dargestellt. Die Messungen aus dem letzten Jahrhundert sind nicht berücksichtigt, weil ihre Genauigkeit in steilen Abschnitten zweifelhaft ist und weil im interessierenden Abschnitt nicht genügend gemeinsame Fixpunkte zur Verfügung stehen. Als willkürlicher Ausgangspunkt dient in dieser Darstellung der Fixpunkt A in Göschenen, für das Spezialnivellement



Abb. 5 Eine grosse Verwerfung W der Val Acletta (NW Disentis) ist fast vollständig von Schutt bedeckt. Nur an wenigen Stellen ist noch der anstehende Fels sichtbar.



Abb. 6 Auch geringe Verstellungen von wenigen Dezimetern treten im Gelände noch klar erkennbar hervor. (N Val Segnas auf ca. 2200 m ü. M.)

(1973) der Fixpunkt KB 18 in den Schöllenen. Die Untersuchung erfasst nur die im Fels verankerten Fixpunkte und beim Urnerloch einen Fixpunkt an einem direkt auf anstehendem Fels fundierten Gebäude. Die Höhenänderungen sind in ein Profil projiziert, das senkrecht zum Streichen der Alpen verläuft (N 154°E). In allen Messepochen weisen die Fixpunkte in den Schöllenen eine Senkung gegenüber Göschenen auf, jene in der Urserenmulde eine Hebung. Der Ver-

gleich der beiden Messungen im Eisenbahntunnel ergibt Senkungen von 4 mm für die Fixpunkte im Bereich von Kilometer 1 bis 2 des Profils und eine geringere Senkung von 1 mm beim Kilometer 2,5. Dem stehen deutliche Hebungen von 5 bis 6 mm ab Kilometer 3,5 gegenüber. Leider wurden die Fixpunkte bei Kilometer 0,5 und 3,0 zwischen der ersten und der zweiten Messung zerstört, so dass der Verlauf der Hebung in diesen Bereichen nicht



Abb. 7 Südlich Cuolm da Vi, nördlich Sedrun, liegt diese durch junge Brüche verstellte Moräne. Die Moräne ist vor etwa 10 000–11 000 Jahren entstanden (R. Hantke, mündl. Mitt.). Die Bewegungen, die zu den Verwerfungen geführt haben, müssen also sicher jünger sein.

genauer verfolgt werden kann. Immerhin ergibt sich für den Zeitraum von 60 Jahren eine Sprunghöhe von 10 mm im Bereich des Altkristallins und der Urseren-Zone.

Die Nivellements auf der Strasse ergeben für den Zeitraum 1918 bis 1970 ein etwas anderes Bild: In den Schöllenen ist nur eine sehr geringe, nicht signifikante Senkung und in der Urserenmulde eine Hebung von 2 bis 4 mm feststellbar. Die Sprunghöhe beträgt also nur 3 bis 5 mm in 52 Jahren. Auch für diese Periode fällt der Hauptanteil der Bewegung in denselben Bereich.

Überraschend gross sind die Höhenänderungen entlang der Strasse für den Zeitraum 1970 bis 1980. Einer Senkung im Bereich der Schöllenen von 6 mm steht eine Hebung in Andermatt und Hospental von 2 bis 4 mm gegenüber, was eine Sprunghöhe von 9 mm in nur 10 Jahren ergibt.

Die Spezialnivellements bestätigen im lokalen Bereich diese Ergebnisse, liefern aber dank der grösseren Punktdichte mehr Details. Die Fixpunkte links und rechts der Reuss zeigen weitgehend die gleichen Bewegungen. Es wird deutlich, dass die Verschiebung nicht an einer einzigen steilstehenden Bruchfläche erfolgt, sondern sich über den ganzen Bereich vom Urnerloch bis ins Zentrum von Andermatt verteilt. Die Sprunghöhe beträgt für den Zeitraum 1973 bis 1980 und den beschränkten Bereich etwa 4 mm. Bei einer Begehung konnte festgestellt werden, dass die grössten Relativbewegungen zwischen benachbarten Fixpunkten im Bereich steilstehender Scherzonen auftreten, welche derartige Bewegungen erst ermöglichen.

Die kleine relative Senkung, die in allen Profilen des Landesnivellements zwischen Teufelsbrücke und Urnerloch auftritt, ist auch in den Profilen des Spezialnivellements erkennbar.

Es ist vorgesehen, wenigstens das Spezialnivellement gegen Ende der Achtzigerjahre wieder zu messen. Erst dann wird es wohl möglich sein, die offenen Fragen zuverlässiger zu beantworten.

4.2 Verschiebungsmessungen im Gebiet Stöckli–Lutersee (W. Fischer)

Es war von Anfang an vorgesehen, in geeigneten Querschnitten (Profilen) geodätische Verschiebungsmessungen durchzuführen. Die Wahl fiel auf das Gebiet Stöckli–Lutersee, nicht nur weil dort mehrere markante Verwerfungen vorliegen, sondern auch weil diese auf ihrer ganzen Länge mit Fahrzeugen erreicht werden können, vor allem aber, weil diese Stelle unmittelbar östlich oberhalb der Schöllenen liegt, wo 1973 ein Spezialnivellement zur Untersuchung von relativen Höhenänderungen

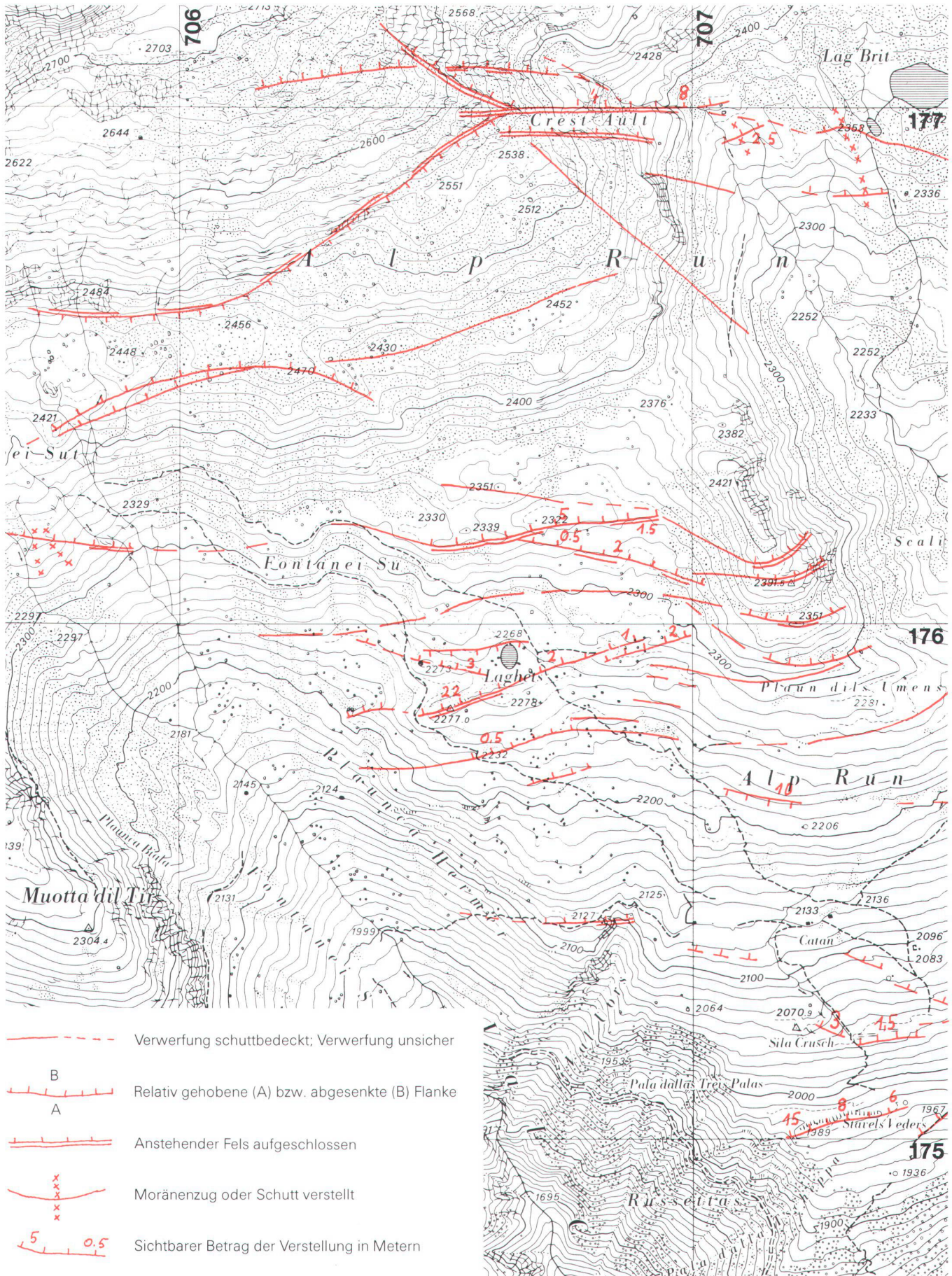


Abb. 8 Kartierungsbeispiel 1: 10 000 im Raum Alp Run nördlich Disentis. Die roten Linien bezeichnen die Spur der Verwerfungsflächen mit der Geländeoberfläche. Während einzelne Brüche praktisch senkrecht stehen (z. B. bei Laghets; vgl. Abb. 4), fallen andere mehr oder weniger stark nach N oder NNE (z. B. N Plaun dilis Umens) oder nach S (Verwerfungen bei Pt. 2470). (Reproduziert mit Bewilligung der Eidg. Vermessungsdirektion [V + D] vom 18.10.82.)

eingerichtet worden war (vgl. 4.1). Das Gebiet liegt auf etwa 2400 m ü. M. NE von Andermatt und NW des Oberalpsees (Abb. 12).

Im Jahr 1975 wurden 20 geeignete Messpunkte erkundet, die in sechs Profilen mehr oder weniger in Richtung quer zur Rhein-Rhone-Linie angeordnet sind. Die Profile 1–6 sind zusammen mit den dort auftretenden Verwerfungslinien in der Abbildung 12 schematisch dargestellt. Das Messprofil 1 ist am Anfang des Bergweges zur Fellilücke angelegt, das Messprofil 6 unmittelbar unter dem Stöckli; sie sind etwa 3 km voneinander entfernt.

Das Messkonzept sah vor, die Höhendifferenzen und Horizontalabstände zwischen benachbarten Punkten in jedem Profil periodisch zu bestimmen. Dazu war die Messung der gegenseitigen Höhenwinkel mit einem Sekundentheodolit Kern DKM 2-A und der Schrägdistanzen mit dem Mekometer Kern ME 3000 vorgesehen. Die nivellitische Bestimmung der Höhendifferenzen war wegen der teilweise recht grossen Höhenunterschiede und in Anbetracht des unwegsamen Geländes nicht angezeigt. Auch Verbindungen zwischen den einzelnen Profilen wurden nicht in Betracht gezogen.

Das Institut für Geodäsie und Photogrammetrie der ETH Zürich versicherte im August 1976 19 der 20 Messpunkte mit Lochbolzen, die in den Fels einzementiert und mit Metallkappen geschützt sind (in der Art, wie sie etwa bei Staumauer-Beobachtungen benützt werden). Die Erstellung von Beobachtungspfeilern kam auf dieser Höhe (ca. 2400 m ü. M.) aus verschiedenen Gründen nicht in Frage. Ein einziger Messpunkt ist identisch mit einem bestehenden Triangulationspunkt 4. Ordnung. Später wurde neben jedem Punkt noch ein Nietenkopf in den Fels eingelassen und dessen Höhenbeziehung zum Punkt bestimmt, um von ihm aus die jeweilige Instrumentenhöhe einfach und sicher bestimmen zu können.

Die Messung der Distanzen und Höhenwinkel wurde bisher alle zwei Jahre durch Mitarbeiter des Instituts für Geodäsie und Photogrammetrie der ETH Zürich durchgeführt, und zwar immer Ende August/Anfang September und bei meist ähnlichen Wetterlagen: 1976, 1978, 1980 (nur die Profile 4–6), 1982 (auf den Profilen 4–6 ohne 4. Distanzmessung). Somit liegen heute für die Profile 1–3 drei vollständige Messreihen vor, für die Profile 4–6 drei Serien Distanzmessungen und vier Serien Höhenwinkelmessungen. Da die Instrumente in den verschiedenen Jahren nie gleich hoch aufgestellt werden konnten, lassen sich die gemessenen Schrägdistanzen und Höhenwinkel nicht direkt miteinander vergleichen.

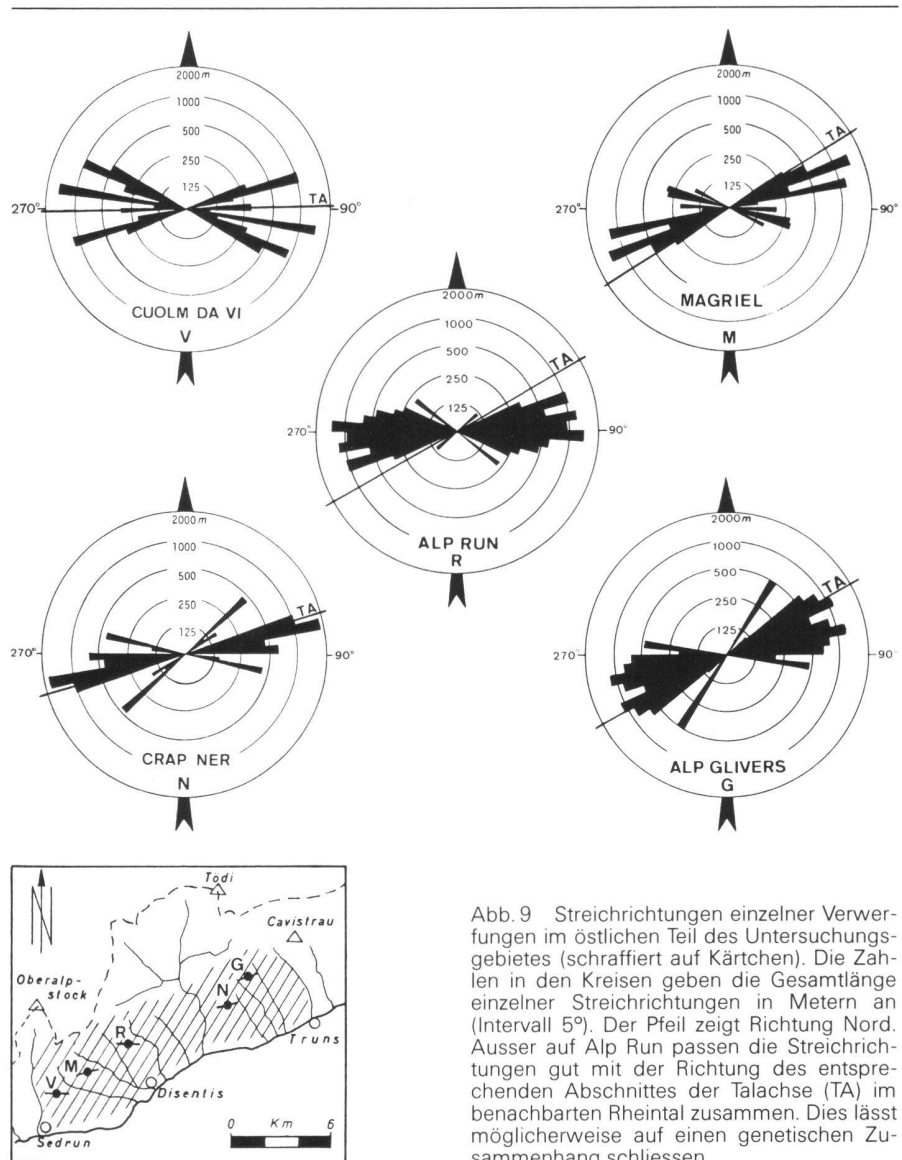


Abb. 9 Streichrichtungen einzelner Verwerfungen im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes (schraffiert auf Kärtchen). Die Zahlen in den Kreisen geben die Gesamtlänge einzelner Streichrichtungen in Metern an (Intervall 5°). Der Pfeil zeigt Richtung Nord. Ausser auf Alp Run passen die Streichrichtungen gut mit der Richtung des entsprechenden Abschnittes der Talachse (TA) im benachbarten Rheintal zusammen. Dies lässt möglicherweise auf einen genetischen Zusammenhang schliessen.

Zur Bestimmung der Horizontalabstände wurden die Schrägdistanzen mit den zugehörigen Höhenwinkeln reduziert. Die Horizontalabstände der drei Serien streuen bei einzelnen Messprofilen beträchtlich, besonders bei den längeren und steileren Strecken (grösste gemessene Distanz ca. 170 m). Im Mittel liegt aber der aus den drei Serien abgeleitete mittlere Fehler einer einzelnen Horizontalabstand unter 1 mm. Die Streuungen lassen zudem keine einseitigen Tendenzen im zu- oder abnehmenden Sinn erkennen. Aus den Messungen der bisherigen vier bzw. sechs Jahre darf somit geschlossen werden, dass in diesem kurzen Zeitraum keine messbaren Distanzänderungen zwischen Profilverpunkten eingetreten sind. Andererseits wurden die Höhendifferenzen aus den Höhenwinkeln unter Benützung der gemessenen Distanzen gerechnet. Auf den Messprofilen 1–5 zeigen die Höhendifferenzen ein ähnliches

Streuungsbild wie die Horizontalabstände. Als mittlerer Fehler einer einzelnen Höhendifferenz kann aus den Werten der drei bzw. vier Serien ein mittlerer Fehler von etwa $\pm 0,7$ mm abgeleitet werden. Auch hier ist keine Tendenz erkennbar, die auf reelle relative Höhenänderungen zwischen Profilverpunkten in diesen sechs Jahren hinweisen würde.

Beim Messprofil 6* sind wir dagegen (fünftig) geworden. Die Höhendifferenzen vom Punkt 6.2 (in der Mitte des Profils, vgl. Abb. 14) zu den beiden nördlich davon gelegenen Punkten 6.3 und 6.4 nehmen mit auffälliger Konstanz um den Betrag von 0,7 mm/Jahr ab, wie die graphische Darstellung der Höhendifferenzen der vier Serien in der Abbildung 15 zeigt. Die Höhendifferenz

* Die von dieser Verwerfung gebildete kleine Felswand ist auf dem Umschlagbild dieses Heftes am Horizont deutlich erkennbar.

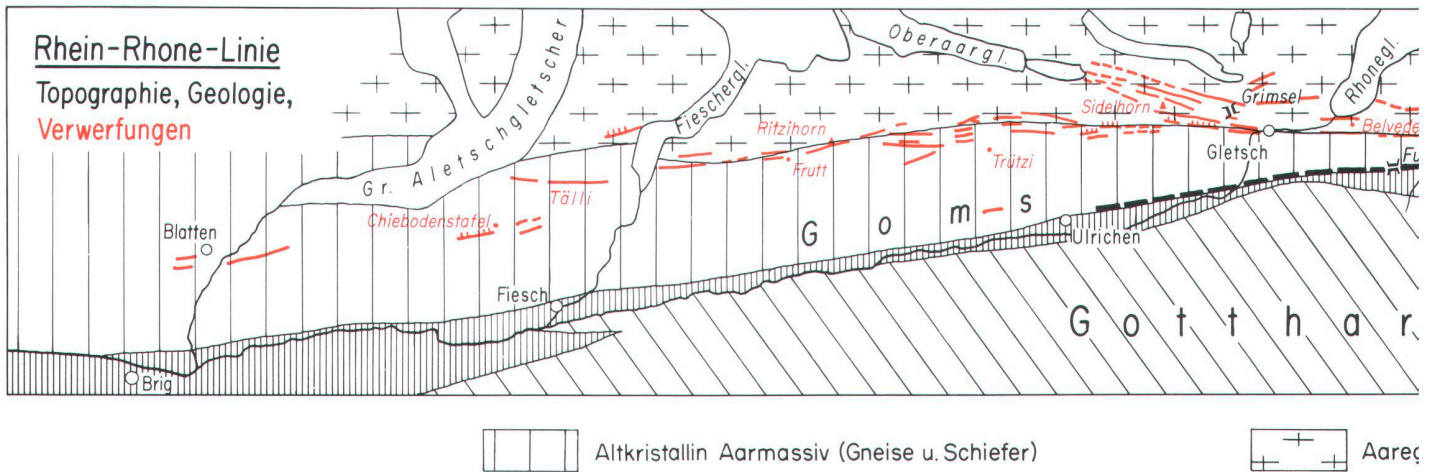


Abb. 10 Geologische Übersichtskarte mit den wichtigsten Verwerfungen (rot). Die Bruchlinien sind vor allem auf das Altkristallin und den

zum Punkt 6.1, der sich bereits jenseits der südlich davon gelegenen Verwerfungslinie befindet (Abb. 14), ist dagegen über alle sechs Jahre unverändert geblieben (Abb. 15). Dies bedeutet, dass hier zwei Punktgruppen vorliegen, von denen sich die nördliche (6.3 und 6.4) gegenüber der südlichen (6.1 und 6.2) senkt oder umgekehrt die südliche gegenüber der nördlichen hebt. Da die Messanordnung nur auf die Bestimmung relativer Höhenänderungen angelegt ist, kann dagegen nicht entschieden werden, welche der beiden Punktgruppen absolut bewegt wird und welche nicht.

5. Diskussion

Talparallele Wälle können einerseits durch tiefgreifende Bewegungen im Fels, andererseits durch Moränenwälle, Sackungen («Nackentälchen»), Anrisse usw., d.h. reine Oberflächenvorgänge gebildet sein. Dass es sich bei den im Vorgehenden beschriebenen Erscheinungen nicht um Moränen handelt,

zeigt sich schon im Querschnitt des Einzelwalls: Moränen weisen einen flachen bergseitigen und einen steileren talseitigen Hang auf (Schneebeli, 1976; Röhliberger, 1976), während unsere Erscheinungen genau gegenteilige Merkmale zeigen. Ferner tritt bei unseren Wällen oft der verstellte Fels zutage. Folgende Ursachen können für die Erklärung solcher Verstellungen herangezogen werden:

1. Lokale tiefgründige Hangbewegungen in Form von
 - Hanggleitungen
 - Hakenwurf
2. Postglaziale, glazial-isostatische Ausgleichsbewegungen
3. Tektonische Bewegungen an diskreten Flächen im Rahmen grossräumiger Krustenbewegungen.

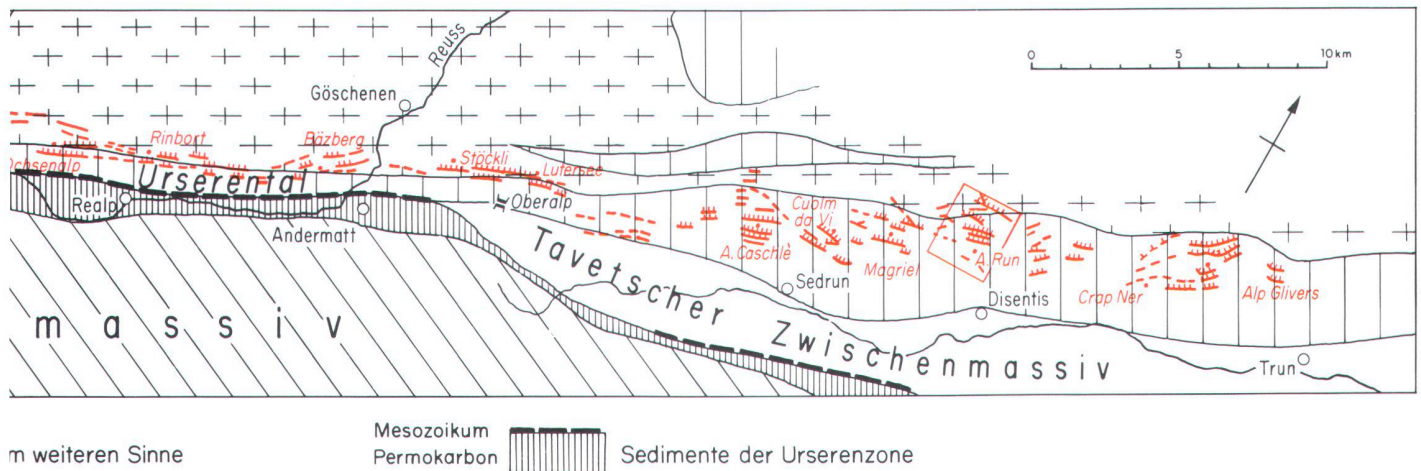
Mahr (1977) hat in der Tatra tiefgründige, gravitative Gleitbewegungen entlang listrischer Bruchflächen als Ursache für ähnliche Verwerfungen angenommen. Die von ihm gezeigte Form der Verwerfungen (Mahr, 1977, Fig. 9)

im Chabenece-Gebiet ist mit den von uns beschriebenen Phänomenen nicht vergleichbar. Bestes Gegenbeispiel sind die Verwerfungen im Gebiet des Urnerlochs bei Andermatt, die beinahe senkrecht unter den Talböden verschwinden, so dass ein Abdrehen in eine listrische Gleitfläche ausgeschlossen werden muss. Dasselbe gilt für die vielen Bruchzonen, die in unterirdischen Bauten (Stollen, Tunnels) wieder angetroffen werden (vgl. 3.2 und Eckardt, 1957).

Hakenwurf kann durch Eis-Entlastung gefördert werden und könnte vor allem für Verwerfungen, die nahe der Talflanke liegen, in Frage kommen. Bovis (1982) hat ein schönes Beispiel dieser Art von «uphill-facing scarps» aus den Coast Mountains in SW British Columbia (CA) beschrieben. Das hakenwurfartige Auskippen der steilstehenden Schichten an den Talrändern geschah in jüngster Zeit, sind doch auch noch Moränen des jüngsten Vorstosses vor 120 Jahren verstellt (Datierung durch



Abb. 11 Eine der schönsten Gruppen von Verwerfungen mit talseitig gehobener Flanke bei Blackenstafel NW Hospental. Die erste Stufe hinter



Südrand des Aaregranites konzentriert. Die Signaturen entsprechen denjenigen auf Abbildung 8.

Dendrochronologie und Flechtenwachstum). Die meisten der von uns untersuchten Verwerfungen liegen aber auf Trogschultern in einiger Distanz zur eigentlichen, steileren Talflanke. Neben den bereits von Jäckli (1951) gegen Hakenwurf vorgebrachten Gründen könnten noch das häufig steile Südfallen der Bruchflächen und das Wiederauffinden gewisser an der Oberfläche beobachteter Bruchzonen in unterirdischen Anlagen vorgebracht werden (vgl. 3.2 und Eckardt, 1957, p. 85). Eckardt (1957) hat an glazial-isostatische Ursache der Bewegungen gedacht. Mollard (1977) fand linear angeordnete Verwerfungen in den Nagle Mountains in Kanada. Die isostatische Hebung des Talbodens nach dem Wegschmelzen der grossen Eislast im Vergleich zur geringen Last auf den Trogschultern ist seiner Meinung nach Ursache für die Bewegungen. 1974 haben sich Schär und Jeanrichard zu glazial-isostatischen Bewegungen geäussert. Sie zeigten, dass die Eis-

Entlastung nicht die heute beobachtete grossräumige relative Hebung verursacht haben konnte (Jeanrichard, 1972, 1973). Für lokale Hebungen parallel der grossen Talachsen dürfte aber dieser Mechanismus ins Auge gefasst werden (Funk und Gubler, 1980). Dafür spricht, dass unsere Verwerfungen entlang glazial stark eingetiefter Täler vorkommen. Die Streichrichtungen der Verwerfungen zeigen oft eine enge räumliche Beziehung zum Verlauf des entsprechenden Talachsen-Abschnittes (Abb. 9). Dies weist auf einen möglichen genetischen Zusammenhang hin. Ferner ist die Tatsache, dass solche Bruchzonen mit talseitig gehobener Flanke nicht nur nördlich, sondern auch südlich der Rhein-Rhone-Linie auftreten, wenn auch selten (vgl. 3.1.4), ein weiterer Hinweis auf glazial-isostatische Ausgleichsbewegungen. Auch im Val Bedretto finden sich in gleicher Lage ähnliche talparallele Verstellungen nördlich und südlich des Tales (vgl. Geol. Atlas der Schweiz, Bl. 68, Val Bedretto; Renner, 1982). Bovis (1982) argumentiert gegen die Möglichkeit glazial-isostatischer Bewegungen (isostatic rebound) damit, dass solche Verwerfungen entlang allen eisüberprägten Tälern von über 500 m Tiefe gefunden werden müssten. Wir sind aber der Meinung, dass Ausbildung und Erhaltung dieser Phänomene sehr stark abhängig sind von der Lithologie und den Strukturen (steilstehende Schieferung) im betreffenden Gebiet. Bordet beschreibt 1963, detaillierter 1970, Verwerfungen ähnlicher Art aus dem Kristallin des Belledonne-Massivs (NE Grenoble). Auch dort sind noch Moränen und Schutthalden mitverstellt, und die Verwerfungen stehen steil. Bordet bringt diese Erscheinungen mit Hebungsbewegungen des Massivs in Zusammenhang und sieht eher tektonische als glazial-isostatische Ursachen.

Obschon die meisten und vor allem die grössten unserer Verwerfungen fast senkrecht oder steil südfallend sind, gibt es auch solche, die gegen N oder NNE einfallen (Abb. 8; Jäckli, 1951, Fig. 1). Aus Platzgründen lässt sich dies schwer mit einer rein glazial-isostatischen Hebung in Einklang bringen. Neue geophysikalische Untersuchungen (Müller et al., 1976) zeigen, dass die Rhein-Rhone-Linie eine tiefgreifende alpine Narbenzone ist, welche vielleicht in jüngster Zeit noch einmal reaktiviert wurde. Die darauf basierenden Modellberechnungen von Neugebauer, Brötz und Rybach (1980) legen nahe, dass im Rahmen der rezenten Heraushebung des ganzen Aarmassiv-Gotthardmassiv-Raumes eine differentielle Hebung entlang der Rhein-Rhone-Linie mit gehobenem Südteil angenommen werden muss. Ob einzelne unserer Brüche auf tektonische Bewegungen zurückzuführen sind, lässt sich momentan nur vermuten. Jedenfalls gibt es im Innern der Massive (Aarmassiv, Gotthardmassiv) weitab von den Achsen der grossen Längstäler steilstehende junge Bruchflächensysteme, die sicher tektonische Ursachen haben; solche mit nachgewiesenen rezenten Bewegungen (Gotthardtunnel: Funk und Gubler, 1980) und solche, deren Ausbildung (Kakirit mit Letten) auf niedriges Alter hinweist. Auch derartige Bewegungen werden sich aber alter, bestehender Schwächezonen bedienen. Aufschluss über Bewegungen mit Horizontalkomponenten werden wir sicher erhalten, wenn im Gotthard-Strassentunnel neben den Vertikalverschiebungen auch die Horizontaldistanzen neu vermessen werden. Zur Datierung der Bewegungen an den Bruchflächen lässt sich wenig Exaktes sagen. Jäckli (1951) stellte fest, dass die Bewegungen auf Alp Glivers zwischen



dem See hat eine Höhe von 8–10 m.

dem zweitletzten und dem letzten Rückzugsstadium der Schlussvereisung zum Abschluss gekommen sei. Die versetzte Moräne auf Cuolm da Vi (Abb. 7) ist dem letzten Vorstoss vor ca. 10 000 Jahren zuzuordnen (R. Hantke, mündl. Mitt.). Dies stimmt auch mit Beobachtungen von Renner (1982) im Bedrettal recht gut überein. Aus Beobachtungen in unterirdischen Bauten geht hervor, dass die steilen Verwerfungen mit Kakirit immer die jüngsten sind (vgl. 3.2). Nun haben aber die Messungen an einzelnen unserer Verwerfungen ergeben, dass auch heute noch Bewegun-

gen festgestellt werden können (Kap. 4). Dabei fällt auf, dass Bewegungen in den gemessenen Zeitabschnitten nur an einzelnen Brüchen auftreten, während andere Bruchzonen ruhig sind. Werden die Nivellements zwischen Göschenen und Andermatt (bzw. Hospental) gemeinsam betrachtet (vgl. 4.1 und Abb. 13), so fällt auf, dass offenbar im Bereich der Urserenmulde in jeder der erfassten Epochen eine Hebung, im Bereich der Schöllenen dagegen eine Senkung gegenüber Göschenen festzustellen ist. Alle Messungen zeigen somit übereinstimmend einen Anstieg der Urseren-

mulde relativ zum nördlich anschließenden Aarmassiv. Dies kann als Hinweis gedeutet werden, dass die Bewegungen, welche die auf den Trogschultern (Stöckli, Gutsch, Bort, vgl. Abb. 12) deutlich sichtbaren Verstellungen verursacht haben, immer noch andauern und dass sie sich auch ins Tal hinunter fortsetzen. Dass sich aber die Bewegungen nicht an einer einzelnen Verwerfungsfläche abspielen, zeigt vor allem der Verlauf der Kurve 80–73 rechts der Reuss (Abb. 13) deutlich. Der Anstieg geht mit Ausnahme von zwei markanten Sprüngen kontinuierlich vor sich. Leider hat die markante Verwer-

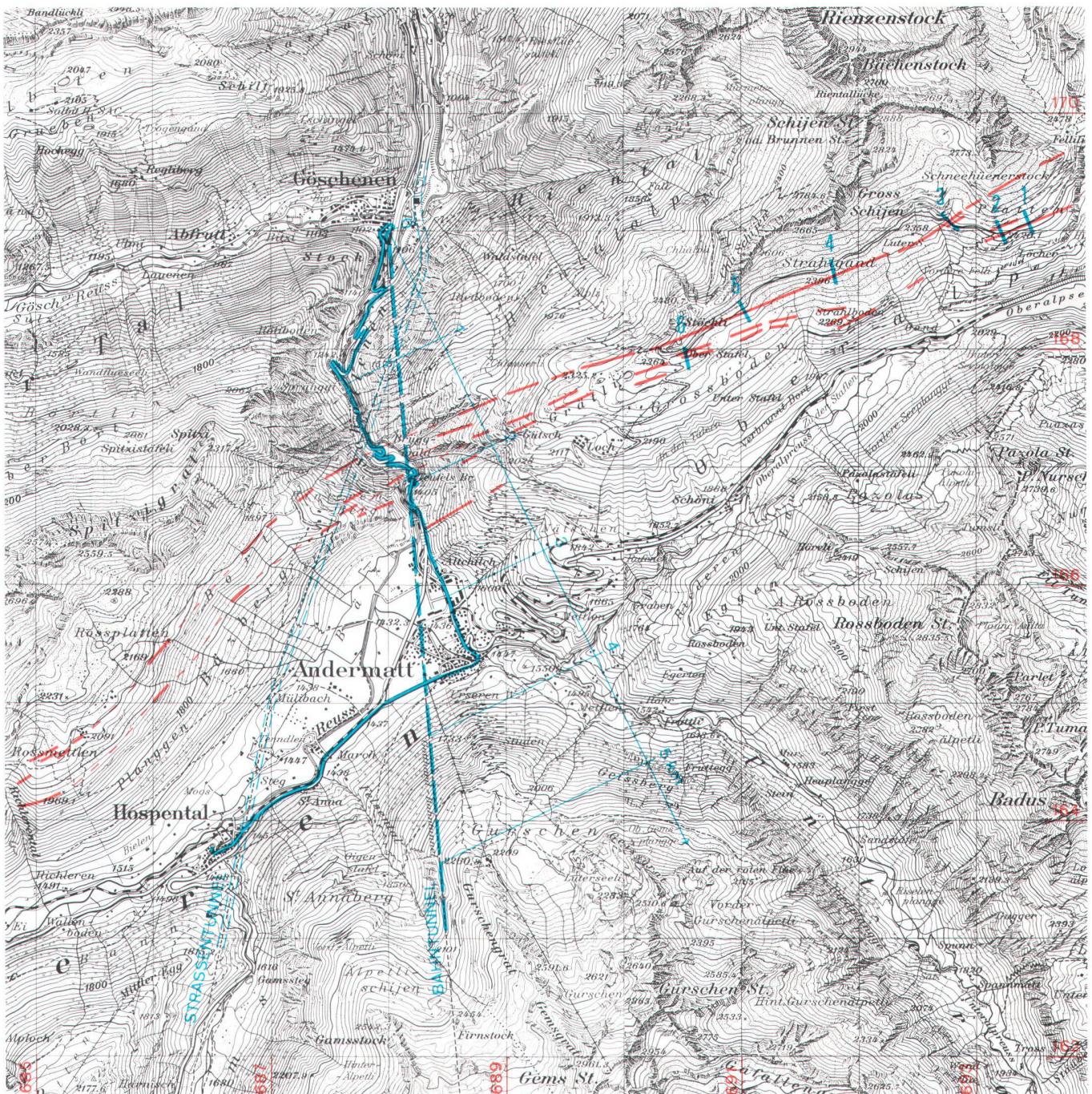


Abb. 12 Verwerfungslinien und Grundrisse der Nivellements im Bereich Göschenen–Andermatt–Hospental sowie der Messprofile im Gebiet Stöckli–Lutensee. Reproduziert mit Bewilligung des Bundesamtes für Landestopographie vom 22.12.82.

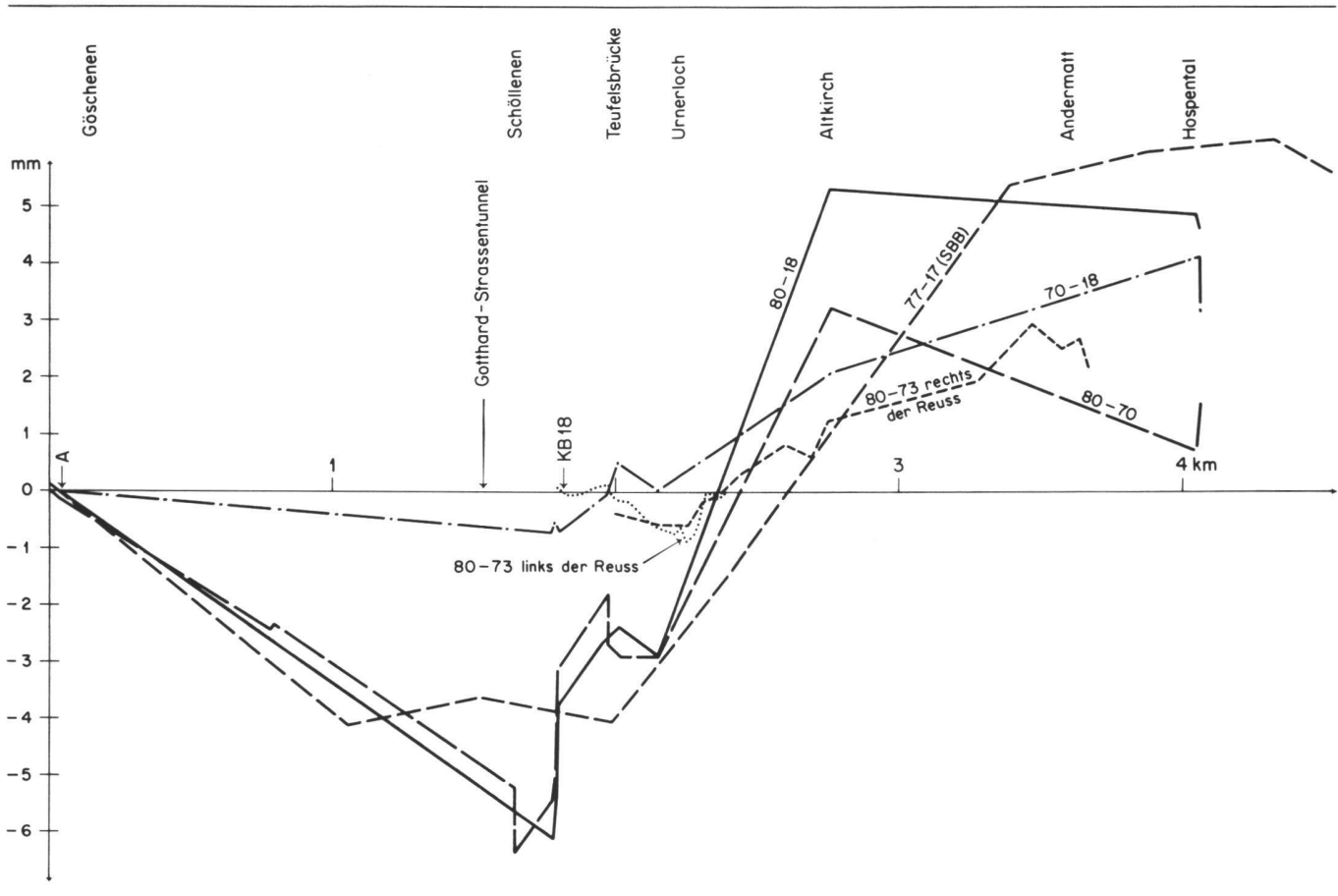


Abb. 13 Höhenänderungen der Nivellementsfixpunkte in den verschiedenen Messepochen, projiziert auf ein Profil senkrecht zum Streichen der Urserenzone (vgl. Abb. 12).

fung beim Urnerloch keine Fortsetzung auf der Trogschulter, so dass dort die hier offensichtliche Bewegungszone nicht verfolgt werden kann (vgl. Abb. 12 und 13).

Eine andere Ursache dürften dagegen die Senkungen im Bereich der Schöllenen haben. Es fällt auf, dass zwischen 1970 und 1980 relativ zu Göschenen eine verhältnismässig grossräumige Senkung stattgefunden hat. Wir vermuten, dass auch die Senkung im Eisenbahntunnel zwischen 1970 und 1977 stattgefunden hat; die Ergebnisse des Nivellements entlang der Strasse deuten jedenfalls darauf hin. In dieser Zeit ist aber nur wenige Meter unterhalb des Eisenbahntunnels der Gotthard-Strassentunnel gebaut worden. Es stellt sich deshalb die Frage, ob zwischen den Senkungen und dem Tunnelbau ein Zusammenhang besteht. Wir erinnern an den Fall der abnormalen Deformation an der Staumauer von Zeuzier im Wallis (Biedermann et al., 1980). Dort zeigten sich Senkungen der Gesteinsformationen von ca. 10 cm, die sehr wahrscheinlich auf die Drainage-Wirkung des Rawil-Sondierstollens zurückzuführen sind. Nach Aussagen von Dr. T. Schneider, dem für den Gotthard-Strassentunnel verantwortlichen Geolo-

gen, sind beim Bau dieses Abschnittes bedeutende Wasseraustritte festgestellt worden, die zur Schliessung von Klüften hätten führen können. Auffallend ist übrigens, dass im Zeitraum zwischen 1970 und 1980 auch im Gebiet von Hospental eine merkwürdige Erscheinung auftritt, indem sich die Hebung von Andermatt gegen Hospental hin wieder abschwächt, während für den Zeitraum 1918 bis 1970 ein weiterer Anstieg festgestellt wird. Hospental liegt aber ebenfalls über dem Gotthard-

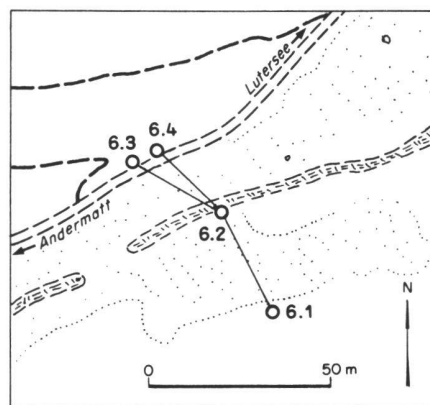


Abb. 14 Situationsplan des Messprofils 6 südlich Stöckli (vgl. Abb. 12).

Strassentunnel, so dass hier die Hebung der Urserenmulde durch die Senkung infolge des Tunnelbaus teilweise reduziert worden sein dürfte.

Die Messungen am Hang des Stöckli bei Messprofil 6 (vgl. 4.2) haben regelmässige Bewegungen über eine Periode von dreimal zwei Jahren ergeben. Der Fall, dass sich die beiden nördlichen Punkte infolge einer Art Hangrutschung senken, ist eher auszuschliessen, da dann auch eine Verkürzung der Strecken zum Punkt 6.2 damit einhergehen dürfte, die Horizontalabstände jedoch bis zum Jahr 1980 keine reellen Änderungen zeigten. Somit darf wohl angenommen werden, dass der Block südlich der Verwerfung mit etwa 0,7 mm/Jahr relativ gehoben wird. Die westliche Fortsetzung dieses Bruches ist nicht sicher festzulegen, sie dürfte aber Richtung Brüggwald in den Schöllenen streichen (Abb. 12). Dies würde auf Abb. 13 dem Sprung in der Kurve 80-70 bei 1,8 km südlich Göschenen entsprechen. Die Sprunghöhe beträgt dort 2,5 mm, was pro Jahr 0,25 mm ausmachen würde. Worauf der Unterschied zur Messstelle 6 auf dem Stöckli zurückzuführen ist, können erst weitere Messungen zeigen. Immerhin stimmt der relative Bewegungssinn überein.

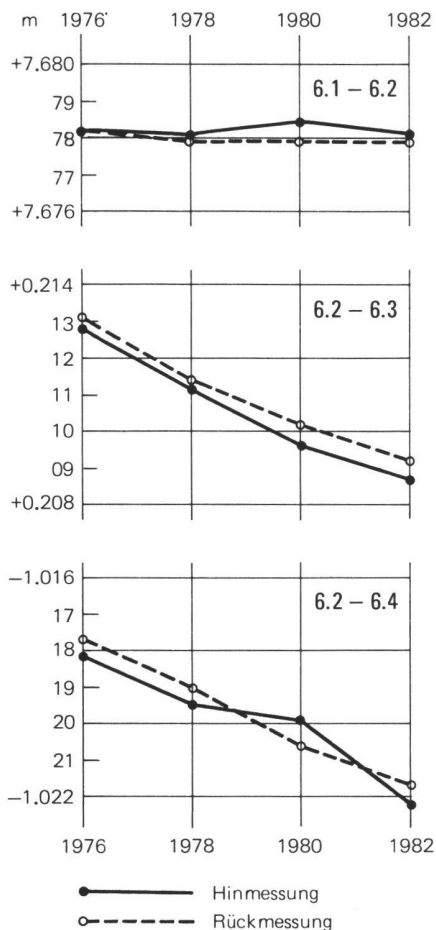


Abb.15 Graphische Darstellung der Höhenänderungen im Messprofil 6. In drei Zweijahres-Perioden zeigen sich regelmässige relative Senkungen der bergseitigen Flanke entlang der nördlichen Verwerfung.

6. Schlussfolgerungen

Aus der Diskussion geht hervor, dass sowohl glazial-isostatische Ausgleichsbewegungen als vermutlich auch alpin-tektonische Bewegungen zur Erscheinung der Verwerfungen mit talseitig gehobener Flanke geführt haben.

Die glazial-isostatischen Bewegungen scheinen relativ bald nach dem Abschmelzen der Talgletscher aktiv gewesen und später wieder abgeklungen zu sein. Sicher sind sie zumindest teilweise jünger als 10 000 Jahre alt.

Die heute beobachteten Bewegungen sind wohl eher alpin-tektonischer Natur, benutzen aber dieselben oder benachbarte Bewegungsflächen.

Dass aber auch menschliche Eingriffe solche Bewegungen auslösen können, scheinen die Bewegungen über dem neuen Gotthard-Strassentunnel zu bestätigen.

Verdankungen

Die Autoren danken dem Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung für die Zusprenchung eines Kredites für die Feldauslagen (Kredit-Nr. 2.151-0.74).

Für ihr stetes Interesse an unserer Arbeit bedanken wir uns bei Dr. N. Pavoni, Prof. Dr. E. Niggli, Prof. Dr. St. Müller, Dir. E. Huber und Dir. F. Jeanrichard. Den Herren Dr. N. Pavoni und PD Dr. St. Schmid danken wir für die kritische Durchsicht des Manuskriptes.

Literatur

Biedermann, R., Gicot, O., Egger, K. & Schneider, T. (1980): Das Verhalten der Staumauer Zeuzier. Wasser, Energie, Luft 72, 7/8, 181-200.

Bordet, P. (1963): Déformations anciennes, récentes et actuelles dans les massifs cristallins externes des Alpes françaises. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, 39, 173-198.

(1970): Les failles vivantes du massif des Grands Moulins (massif cristallin externe de Belledonne). Géologie Alpine, 46, 43-47.

Bovis, M. J. (1982): Uphill-facing (antislope) scarps in the Coast Mountains, southwest British Columbia. Geol. Soc. of America, Bull. 93, 804-812.

Eckardt, P. (1957): Zur Talgeschichte des Tavetsch, seine Bruchsysteme und jungquartären Verwerfungen. Diss. Univ. Zürich.

(1974): Untersuchung von rezenten Krustenbewegungen an der Rhein-Rhone-Linie. Eclogae geol. Helv. 67/1, 233-235.

Eckardt, P., Funk, H., Labhart, T. (1980): Untersuchung rezenter Krustenbewegungen an der Rhein-Rhone-Linie. Schlussbericht an den Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung. Kredit-Nr. 2.151-0.74, 1-22.

Fischer, W. (1974): Rezente Erdkrustenbewegungen in der Schweiz. Mittbl. Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik 72/5, 113-115.

(1978): Untersuchung rezenter Erdkrustenbewegungen in der Schweiz. Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik 76/12, 356-358.

Funk, H. & Gubler, E. (1980): Höhenänderungen der Fixpunkte im Gotthard-Bahntunnel zwischen 1917 und 1977 und ihre Beziehung zur Geologie. Eclogae geol. Helv. 73/2, 583-592.

Gubler, E. (1976): Beitrag des Landesnivellements zur Bestimmung vertikaler Krustenbewegungen in der Gotthard-Region. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56, 675-678.

Gubler, E., Kahle, H.-G., Klingelé, E., Müller, St. & Olivier, R. (1981): Recent crustal movements in Switzerland and their geophysical interpretation. Tectonophysics 71, 125-152.

Jäckli, H. (1951): Verwerfungen jungquartären Alters im südlichen Aarmassiv bei Somvix-Rabius (Graubünden). Eclogae geol. Helv. 44/2, 332-337.

(1957): Gegenwartsgologie des bündnerischen Rheingebietes. Beitr. geol. Schweiz, Geotechn. Ser. 36.

Jeanrichard, F. (1972): Contribution à l'étude du mouvement vertical des Alpes. Boll. di Geodesia e Scienze Affini 31, 17-40.

(1973): Nivellement et surrection actuelle des Alpes. Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik 71/1, 3-12.

(1975): Summary of geodetic studies of recent crustal movements in Switzerland. In: Pavoni, N. & Green, R. (Eds.). Proceed. V. Internat. Symp. Recent Crustal Movements Zurich 1974, Tectonophysics, 29, 289-292.

Keller, F. & Schneider, T. R. (1982): Der Furka-Basistunnel. Geologie und Geotechnik. Schweizer Ingenieur und Architekt 100/24, 512-520.

Kissling, E., Labhart, T. P. & Rybach, L. (1978): Radiometrische Untersuchungen am Rotonogranit. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 58, 357-388.

Kobold, F. (1977): Die Hebung der Alpen aus dem Vergleich des «Nivellement de Précision» der Schweizerischen Geodätischen Kommission mit den Landesnivellements der Eidgenössischen Landestopographie. Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik 75/4, 129-137.

Labhart, T. P. (1966): Mehrphasige alpine Tektonik am Nordrand des Aarmassivs; Beobachtungen im Druckstollen Trift-Speicherberg (Gadmental) der Kraftwerke Oberhasli AG. Eclogae geol. Helv. 59/2, 803-848.

(1969): Die petrologischen, tektonischen und radiometrischen Verhältnisse der Stollen der Elektra-Massa (südwestliches Aarmassiv nördlich Brig, Wallis, Schweiz). Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 49/3, 467-490.

Mahr, T. (1977): Deep-reaching gravitational deformations of high mountain slopes. Int. Assoc. of Engineering Geology Bull. 16, 121-127.

Mollard, J. D. (1977): Regional landslide types in Canada. Reviews in Engineering Geology, vol. 3, Geol. Soc. of America, 29-56.

Müller, St., Egloff, R. & Ansorge, J. (1976): Struktur des tieferen Untergrundes entlang der Schweizer Geotraverse. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56, 685-692.

Neugebauer, H. J., Broetz, R. & Rybach, L. (1980): Recent crustal uplift and the present stress field of the Alps along the Swiss Geotraverse Basel-Chiasso. Eclogae geol. Helv. 73/2, 489-500.

Pavoni, N. (1975): Recent crustal movements in Switzerland. In: Niggli, E. (ed.): International Geodynamics Project. First Report of Switzerland. July 1975. Swiss Comm. Internat. Geodyn. Proj., 3-17.

(1979): Investigation of Recent Crustal Movements in Switzerland. In: Müller, St. & Oberholzer, W. F. (eds.): International Geodynamics Project. Final Report of Switzerland. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 59, 117-126.

Renner, F. (1982): Beiträge zur Gletschergeschichte des Gotthardgebietes und dendro-klimatologische Analysen an fossilen Hölzern. Physische Geographie Vol. 8, Geogr. Inst. Univ. Zürich.

Röthlisberger, F. (1976): Gletscher- und Klimaschwankungen im Raum Zermatt, Ferpècle und Arolla. Die Alpen 52/3 & 4, 59-150.

Schaer, J.-P. & Jeanrichard, F. (1974): Mouvements verticaux anciens et actuels dans les Alpes suisses. Eclogae geol. Helv. 67/1, 101-119.

Schneebeli, W. (1976): Untersuchungen von Gletscherschwankungen im Val de Bagnes. Die Alpen 52/3 & 4, 5-57.

Adressen der Verfasser:

Dr. Peter Eckardt, Seefeldstrasse 198, CH-8008 Zürich

Dr. Hanspeter Funk, Geologisches Institut, ETH Zürich, CH-8092 Zürich

Dr. Toni Labhart, Mineralogisch-petrographisches Institut, Universität Bern, Baltzerstrasse 1, CH-3012 Bern

Werner Fischer, Dipl. Ing., Institut für Geodäsie und Photogrammetrie, ETH-Hönggerberg, CH-8093 Zürich

Erich Gubler, Dipl. Ing., Bundesamt für Landestopographie, CH-3084 Wabern