Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 47 (1954)

Heft: 2

Artikel: Bericht über die Exkursion zum Scheidnössli bei Erstfeld, in die Urserenmulde vom Rhonegletscher bis Andermatt und ins westliche Tavetscher Zwischenmassiv

Autor: Brückner, Werner / Niggli, Ernst

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-161839

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: 16.01.2026

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

Bericht über die Exkursion zum Scheidnössli bei Erstfeld, in die Urserenmulde vom Rhonegletscher bis Andermatt und ins westliche Tavetscher Zwischenmassiv

gemeinsam durchgeführt von der

Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft, dem Verband Schweizerischer Geographischer Gesellschaften und der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft

vom 27. bis 29. September 1954

von **Werner Brückner** und **Ernst Niggli**

Mit 4 Textfiguren

Leitung:

W. Brückner, Achimota (Goldküste) (1)*)
E. Niggli, Leiden (1, 2, 3)

Teilnehmer:

M. Akartuna, Istanbul (1, 2, 3)
R. Becker, Luzern (1, 2, 3)
A. Blättler, Erstfeld (1)
S. F. Casasopra, Lugano-Gentilino (1, 2, 3)
Frau M. Cornelius-Furlani, Wien (1, 2, 3)
H. Fröhlicher, Olten (1, 2)
E. Gerber, Schinznach-Dorf (1, 2, 3)
A. Günthert, Basel (1, 2, 3)
Th. Hügi, Bern (1, 2, 3)
H. Jäckli, Zürich (1, 2, 3)
H. Kappert, Berlin (1, 2, 3)
P. Mercier, Lausanne (1, 2, 3)
R. Murat, Genève (1, 2, 3)
W. Oberholzer, Samstagern (2)
E. Paréjas, Genève (1, 2, 3)
Mme Paréjas, Genève (1, 2, 3)
Frl. L. Pfenniger, Luzern (1, 2, 3)
H. Schloemer, Tübingen (1, 2, 3)
A. Spicher, Basel (1, 2, 3)
G. Welti, Lausanne (1, 2, 3)
E. Wenk, Basel (1, 2, 3)

Einleitung

Die nachstehend beschriebene Exkursion hatte einen doppelten Zweck. Ein erstes Ziel war der klassische und vieldiskutierte Aufschluss beim Scheidnössli (Kontakt Gneis–Trias) am Nordrande des Aarmassivs. Der zweite und grössere Teil der Exkursion war dem Studium der Grenzzone zwischen Gotthard- und Aarmassiv gewidmet. Besondere Beachtung erfuhren die Stratigraphie des Mesozoikums und Permokarbons der Urseren–Garvera-Mulde, die alpine Metamorphose der Zone, die Petrologie der altkristallinen Gesteine des Tavetscher Zwischenmassivs und die Quartärgeologie des Andermatter Beckens und des Tavetsch.

*) Die den Namen beigefügten Zahlen geben an, an welchen Tagen die Genannten anwesend waren.

Erster Tag: Montag, 27. September 1954

Altdorf - Scheidnössli (nördlich Erstfeld) – **Erstfeld - Amsteg - Göschenen - Andermatt**

Führung und Berichterstattung:

Altdorf–Erstfeld und Scheidnössli: W. BRÜCKNER

Erstfeld–Andermatt: E. NIGGLI

Altdorf–Erstfeld

Um 14 Uhr besteigen die Teilnehmer vor dem Postamt Altdorf einen Autocar der PTT und fahren zunächst auf der Seedorfer Strasse zur Mitte der Reussebene, da sich dort, wenig östlich der Reussbrücke, die ganze Gegend gut überblicken lässt. Glücklicherweise ist die Sicht klar, obwohl dunkle Wolken im Norden nichts Gutes verheissen. (Vgl. zum Folgenden: W. STAUB, 1911; A. BUXTORF und andere, 1916; P. ARBENZ, 1918; J. J. JENNY, 1934; H. ANDEREGG, 1940, speziell Tafel I; W. BRÜCKNER, 1943, Abschnitt Parallelisierung.)

Talaufwärts erblicken wir im Hintergrund Kristallin-Berge des Aarmassivs. Der Bristenstock im Zentrum besteht aus Aaregranit und Gesteinen seiner nördlichen Schieferhülle, die Ausläufer der Krönten-Kette auf der Westseite aus Erstfelder Gneis.

Als nähere Kulissen sieht man auf der Ostseite die Gipfel von Belmeten und Schwarzgrat, im Westen die Sonnigstöcke als Ausläufer der Schlossberg-Kette. Diese hauptsächlich aus hellanwitterndem oberjurassischem Quintnerkalk aufgebauten Berge gehören zum sogenannten „autochthonen Malmmantel", der die Schichtserie Trias–Dogger–Malm mit Unterkreide-Resten und eozänen Nummulitenschichten umfasst. Von seinen zwei grossen Falten ist hier nur der Nordabfall der Erstfelder Aufwölbung zu sehen. Sie taucht auf der Linie Schattdorf–Attinghausen nordwärts in die Tiefe. Eine Digitation des Malmmantels, die Hoh-Faulen-Schuppe, ist westlich vom Belmeten als helles Kalkband im Sockel des Hohen Faulen und der Burg erkennbar.

Auf halber Höhe vor diesen Gipfeln liegt das sanfte Gelände der Schattdorfer Berge, ein von Moränen des Bühl- und des Gschnitzstadiums eingedeckter, interstadialer oder interglazialer Riesenbergsturz.

Die Gipfelpartien des Hohen Faulen und der Burg, ferner die Osthänge des Riedertals und die ganze Masse der Eggberge östlich des Reusstals sowie die Abhänge der Giebelstöcke mit dem bewaldeten Sockel des Gitschen im Westen gehören zur nächsthöheren tektonischen Einheit, dem sogenannten „autochthonen Flyschmantel". Er umfasst die obereozäne bis unteroligozäne Serie der Sandstein-Dachschiefer-Gruppe, den sogenannten nordhelvetischen Flysch. Dank des plastischen Verhaltens der eozänen Stadschiefer zwischen Malm- und Flyschmantel hat sich der letztere tektonisch weitgehend selbständig bewegen können und ist deshalb genau genommen nicht mehr autochthon. Die nahen Steinbrüche südlich von Seedorf lassen deutlich intensive Kleinfaltung in der Flyschserie erkennen.

Über dem autochthonen Flysch zeichnet sich eine zurückwitternde Zone ab. Sie wird im Osten durch das Gruontal, im Westen durch einen Streifen geringerer

Böschung unter den Gitschenwänden markiert. Es ist dies die Zone des sogenannten „eingewickelten Flyschs", die im einzelnen aus allerlei verschleppten Massen nord- bis ultrahelvetischer Herkunft zusammengesetzt ist (vgl. J. SCHUMACHER, 1949).

Darüber beginnen mit steilen Felswänden die helvetischen Decken. Am Gitschen im Westen findet sich zunächst eine linsenförmige Masse von Malmkalk, die Gitschen-Decke, ein westlicheres Teilstück der nordhelvetischen Griesstock-Decke des Klausenpassgebiets. Der Rest der Steilwände der Urirotstock–Gitschen-Gruppe gehört zur mittelhelvetischen Axen-Decke: Kreide und Eozän der sogenannten Gitschen-Serie bauen die oberen Partien des Gitschen auf; sie werden gegen Süden vom hauptsächlich verkehrtliegenden Jura der Unteren Urirotstock-Falte bedeckt. Die nördlich gegen das Isental zu folgende niedrige Kulisse des Schardi besteht aus der Kreide des Axen-Südlappens. Dieser setzt sich östlich des Urnersees im Axenberg fort, wo man die wirren Faltungen seines Unterkreide-Kerns erkennen kann. Die Axen-Decke streicht dann weiter in die Rophaien–Dieppen-Kette nördlich des Gruontals, wo sich im Liegenden der Unterkreide der Gipfel auch mächtige Malmkalke einstellen. Der Axen-Nordlappen bleibt zu beiden Seiten des Urnersees durch näherliegende Kulissen verdeckt.

Auf der westlichen Talseite ragen noch die zur südhelvetischen Drusberg-Decke gehörigen Schrattenkalk-Gipfel des Ober- und des Niederbauens hervor. Den Abschluss des Panoramas im Norden bildet die Rigihochfluh, ein Gipfel der sogenannten Alpenrand-Kette, der steilstehenden Kreide–Eozän-Stirn der helvetischen Decken.

Der Autocar bringt uns nun am Bahnhof Altdorf vorbei um den Schuttkegel des Schächenbaches herum zur Gotthardstrasse, die wir südwestlich von Schattdorf am nördlichen Ende der Rinachtfluh erreichen. Wir sind hier bereits im autochthonen Malmmantel angelangt und können im Vorbeifahren beobachten, wie die gegen unten deutlicher und dünner werdende nordfallende Bankung des unteren Quintnerkalks (Sequanien–Kimmeridgien) von südfallendem Clivage und von Bruch- und Rutschflächen durchsetzt ist.

Beim Scheidnössli s. str., einem aus der Rinachtfluh abgestürzten hohen Kalkblock, taucht unter dem Quintnerkalk als Kern eines kleinen Teilgewölbes der Erstfelder Falte zuerst ein Aufschluss nordfallender Dogger-Echinodermenbrekzie mit Kieselknollen auf. Dann sieht man über der Schutthalde eine vollständigere Serie der „Zwischenbildungen" zwischen Kristallin und Malmkalk: gelben Rötidolomit der mittleren Trias, schwärzliche Opalinusschiefer, bräunlichgraue Echinodermenbrekzien und Mergelkalke des Doggers, und zuoberst das dünne, dunklere Band der argovischen Schiltschiefer.

Am Waldrand, einige hundert Meter südlich des Scheidnössli, beim sogenannten Haldenegg, steigen wir aus und klimmen, zuerst eine Rippe von Erstfelder Gneis überquerend, dann über den steilen Grashang ansteigend, zur klassischen Stelle des Kristallin–Sediment-Kontaktes empor. Nach Erläuterung der hier sich stellenden Probleme (siehe den folgenden Abschnitt) umgehen wir dann auf schmalem Bande den von ALB. und ARN. HEIM (1917) „Felsegg" getauften nördlichsten Felsvorsprung der Haldenegg-Aufschlüsse, um die Verhältnisse im einzelnen zu studieren.

Darauf steigt die eine Teilnehmergruppe auf gleichem Wege wieder zur Strasse ab, während die andere noch einen Aufschluss der schwarzen, tonigen bis feinsandig-glimmerigen Opalinusschiefer über dem Rötidolomit nördlich des Felsegg besucht. Dort kann man auch die Gliederung der jüngeren Doggerschichten in Untere Echinodermenbrekzie (Oberaalénien), Kieselknauerschicht, Obere Echinodermenbrekzie (Bajocien) und Kalk–Mergel-Wechsellagerung der Parkinsoni-Schichten (Bathonien) aus der Nähe betrachten. Die jüngeren Gesteine der Zwischenbildungen sind hier von Schutt bedeckt.

Auf der westlichen Talseite erkennt man von dieser Stelle aus gut, wie die unteren, aus Erstfelder Gneis bestehenden Hänge mit ihren düsteren Felspartien von den hellen Felsen des nordfallenden autochthonen Quintnerkalks überragt werden, während die Zwischenbildungen im Gelände nicht merklich hervortreten. Ein besonderer Blick gilt dem Bockitobel als einer der wenigen Stellen, wo am Nordrande des Aarmassivs die obertriadischen Quartenschiefer zwischen Rötidolomit und Opalinusschiefern erhalten geblieben sind.

Dann besteigt man das Auto wieder und fährt weiter nach Erstfeld, wo sich der Referent von der Gesellschaft verabschiedet, nachdem ihm der Präsident der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft, Herr Prof. PARÉJAS, herzlich für die geleisteten Dienste gedankt hat.

Der Kristallin–Sediment-Kontakt von Scheidnössli–Haldenegg

Das altbekannte Scheidnössli–Haldenegg-Profil hat vor einigen Jahren eine grössere Rolle in einem Meinungsstreit gespielt, der von R. PERRIN und M. ROUBAULT (1941, 1944, 1945, 1947, 1950) einerseits und von M. LUGEON (1946) und O. T. JONES (1948) andererseits ausgetragen wurde. Die ersteren beiden waren zur Ansicht gelangt, in der autochthonen Trias der Alpen sei vielerorts die Einwirkung junger, alpiner Metamorphose festzustellen, deren Front jedoch innerhalb dieser Schichten mehr oder weniger brüsk haltgemacht habe. Sie folgerten daraus, auch das „vermeintliche Altkristallin" unter der Trias verdanke seine Zusammensetzung und Struktur wesentlich dieser jungen Metamorphose. M. LUGEON, sekundiert von O. T. JONES, hatte dagegen dargelegt, dass die „vermeintlich metamorphe Trias" in Wirklichkeit die nur diagenetisch verfestigte, seit langem bekannte permische Verwitterungsschicht des Altkristallins sei, worin kristalline Gesteinsbrocken mit feinerem sedimentärem Detritus gemischt wurden. Dort, wo die beiden Parteien in ihrer Diskussion das Scheidnössli-Profil besprachen, stützten sie sich weitgehend auf Ausführungen von W. STAUB (1911). Wie ALB. und ARN. HEIM (1917) aber bereits erkannt hatten (siehe unten), war W. STAUBS Beschreibung und Deutung der diskutierten Zone ungenau. Der Disput ums Scheidnössli stand somit gleichsam „auf tönernen Füssen".

Da der Referent das Scheidnössli–Haldenegg-Gebiet kürzlich neu kartiert und dabei besonders den Kristallin–Sediment-Kontakt studiert hat, möchte er die Gelegenheit ergreifen, die wesentlichen Einzelheiten des umstrittenen Profils und ihre Deutung hier nochmals zu besprechen. Es sei im übrigen mit Nachdruck auf die vorzügliche Darstellung von ALB. und ARN. HEIM (1917) hingewiesen; den

Beobachtungen dieser Forscher, die sich in allen Einzelheiten bestätigten, liessen sich nur wenige neue Details beifügen.

Im Scheidnössli–Haldenegg-Profil können folgende Horizonte auseinandergehalten werden (siehe Fig. 1):

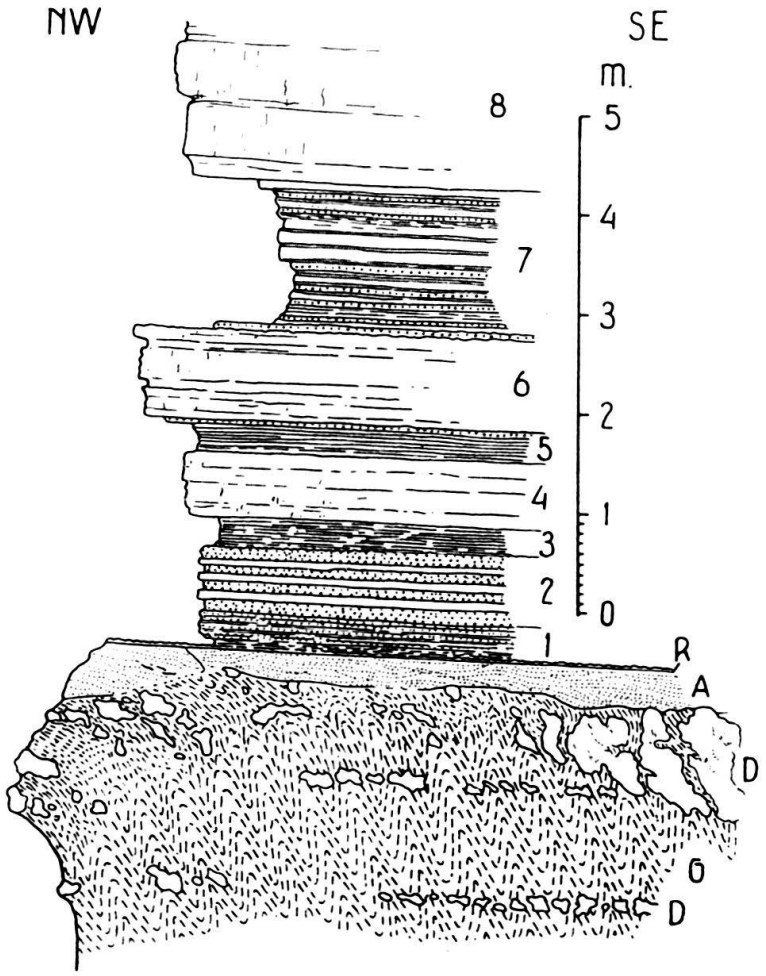

Fig. 1. Der Kontakt von Gneis und Trias am Haldenegg bei Erstfeld, Südseite des Felsegg; etwas schematisiert (nach ALB. und ARN. HEIM, 1917, Fig. 5).
G = Erstfelder Gneis, gefältelt, mehr oder weniger verwittert; D = Dolomiteinschlüsse; A = Arkosesandstein; R = Grenzschicht mit Rippelmarken; 1–8 = mittlere Trias.

G: Erstfelder Gneis, mit granitischem Mineralbestand; im tieferen Teil des Haldenegg-Hanges relativ frisch, in den obersten 3–4 Metern verfärbt oder gebleicht, jedoch mit unveränderter, vielfach enggefältelter Struktur. In den obersten Partien hat man an einigen Stellen den Eindruck, dass entlang einem unklaren Liniennetzwerk ein Zerfall in Grus oder Sand stattgefunden habe[1]).

D: Karbonat-Einschlüsse im Gneis (Dolomit, teils kalkig, lokal auch reiner Kalk). Sie können bis ca. 3,5 m unter die Gneis-Oberfläche reichen, stellenweise aber auch fehlen. Am Felsegg sind die tieferen Einschlüsse bankartig, parallel zur Gneis-Oberfläche, angeordnet; die höhe-

[1]) Dies stimmt mit Beobachtungen am Kristallin–Sediment-Kontakt beim Kanderfirn im Gasterntal, im Lötschberg-Tunnel und aus der Gegend des Mont Joly in Savoyen überein. E. PARÉJAS (1925) beschreibt zum Beispiel von der letztgenannten Kontaktstelle (Seite 437–438) «micaschistes profondément arénifiées, dont les joints ont été remplis par un ciment gréseux ...».

ren, zahlreicheren, sind unregelmässig verteilt. Auch die Begrenzung der Einschlüsse ist überwiegend unregelmässig. Manche Einschlüsse sind in ihrer Form deutlich der Gneis-Struktur angepasst, so dass sie wie mitgefältelt wirken können. Durchmesser von 1–50 cm sind häufig, grössere Einschlüsse sind seltener (die grösste Masse ist bis zu 2 m dick und ca. 8 m lang). Die Karbonatkörper umschliessen in wechselnder Menge Gneis-Mineralien, die oft ihre ursprüngliche Anordnung (Gneis-Struktur) bewahrt haben.

A: Sandsteinbank, bis 1 m dick, stellenweise auskeilend. Im unteren Teil meist sehr grobkörnig, mit einzelnen grösseren Quarzbrocken, im oberen Teil von feinerem Korn. Die Bank ist nach unten scharf vom Gneis mit seinen Karbonat-Einschlüssen abgegrenzt; die Grenzfläche ist uneben. Stellenweise ist Kreuzschichtung erkennbar. Neben dem vorherrschenden Quarzsand tritt im Sandstein auch eine Anzahl zersetzter Feldspäte auf[2]). Vereinzelt finden sich Gerölle vom Aussehen der Karbonat-Einschlüsse des Gneises[3]).

R: Verhärtete, 1–3 cm dicke Oberflächenrinde von A, überzogen mit Rippelmarken.

1–7: Gutgeschichtete Wechsellagerung von Dolomit-, Sandstein- und Tonschieferlagen, ca. 5 m dick. Hie und da sind Kreuzschichtung oder Rippelmarken sichtbar. Die Sandsteinlagen nehmen nach oben rasch an Zahl ab (Alb. Heims Zeichnung ist hierin nicht klar genug).

8: Basis dickbankigen Rötidolomits, der 14–15 m Mächtigkeit erreicht.

Zwei Photographien (Fig. 2 und 3) mögen den Kristallin–Sediment-Kontakt auch im Bilde veranschaulichen. Figur 2 ist eine Stelle am Felsegg. Unten sieht man die oberste Partie des Gneises mit (kleineren) Dolomit-Einschlüssen (G+D). Durch die Mitte des Bildes zieht sich die scharfe Untergrenze der Sandsteinbank (A). Ihre verhärtete Obergrenze (R) ist als überhängende Partie in der Mitte des oberen Bildrandes noch sichtbar. Figur 3 wurde im Bachbett am Südende der horizontalen Haldenegg-Trias aufgenommen. Hier wird einschlussfreier Gneis (G) direkt von der Dolomit–Sandstein–Tonschiefer-Wechsellagerung (1–7) bedeckt. Die Sandsteinbank A ist ausgekeilt.

Die Schichten 1–8 über dem Rippelmarken-Horizont R, deren Zugehörigkeit zur marinen Trias-Serie nie bestritten wurde, bedürfen keiner weiteren Diskussion. Über den Profilabschnitt des obersten Gneises mit seinen Karbonat-Einschlüssen (G+D) und der folgenden Sandsteinbank (A) sind jedoch so verschiedene Ansichten geäussert worden, dass eine ausführlichere Besprechung nötig ist.

Im „Mechanismus der Gebirgsbildung" hatte Alb. Heim (1878) das Profil noch tektonisch erklärt. Der Gneis sei zu tertiärer Zeit mit tektonisch verschleppten dolomitischen Brocken disharmonisch zur hangenden Trias verfaltet worden.

W. Staub (1911) und B. G. Escher (1911) beschrieben die Zone G+D+A als „Aufbereitungsschicht oder Arkose" mit „Rötidolomit"-Einschlüssen. W. Staub sah offenbar nur den strukturellen, aber keinen lithologischen Unterschied zwischen der Gneisportion G einerseits, der Sandsteinbank A und den Sandsteinlagen der Partie 1–7 andererseits, da er allen diesen Gesteinen den Namen Arkose gab. Die Fältelung der Portion G+D war darum für beide Forscher schwer verständlich. W. Staub schloss aus der engen Verknüpfung von „Arkosen" und Dolomit auf Triasalter der „zu Gneis regenerierten" basalen „Arkose". Er erklärte ihre Karbonat-Einschlüsse durch Infiltration von Dolomit-Substanz von oben her; B. G. Escher dachte an Konkretionen.

Arn. Heim (1916) brachte dann den Gedanken auf, die Karbonat-Einschlüsse könnten vom Gneis-Magma umhüllte Reste alter Sedimente sein.

Die minutiöse Studie von Alb. und Arn. Heim (1917) berichtigte frühere Irrtümer und Ungenauigkeiten wie folgt: Staubs und Eschers gefältete basale „Arkose" (G+D) wird als vor-

[2]) Dies mag die von Alb. und Arn. Heim (1917) gewählte Bezeichnung Arkosesandstein rechtfertigen. In der seit W. Staub (1911) aufgekommenen stratigraphischen Bedeutung sollte der Begriff Arkose jedoch nicht mehr gebraucht werden, da Staub damit, wie unten erläutert, irrtümlicherweise sowohl Gneis als Sandsteine bezeichnet hat.

[3]) Häufiger wurden solche Gerölle östlich von Bogli unter den Sonnigstöcken auf der westlichen Reusstalseite beobachtet.

triadisch verwitterter Erstfelder Gneis in situ erkannt. Die Sandsteinbank (A) wird davon abgetrennt, denn sie überlagert diskordant die unregelmässig gestaltete Gneis-Oberfläche, aus der die widerstandsfähigeren Dolomit-Brocken gelegentlich vorragen. Diese Bank, welche die (im ganzen geringen) Unebenheiten der alten Rumpffläche ausebnet, wird als verschwemmtes Verwitterungsprodukt des Gneises gedeutet und zur Unteren Trias gestellt. Mit dem Rippelmarken-Horizont (R) beginnt die sicher marine Mittlere Trias (1–8). Über die Karbonat-Einschlüsse im

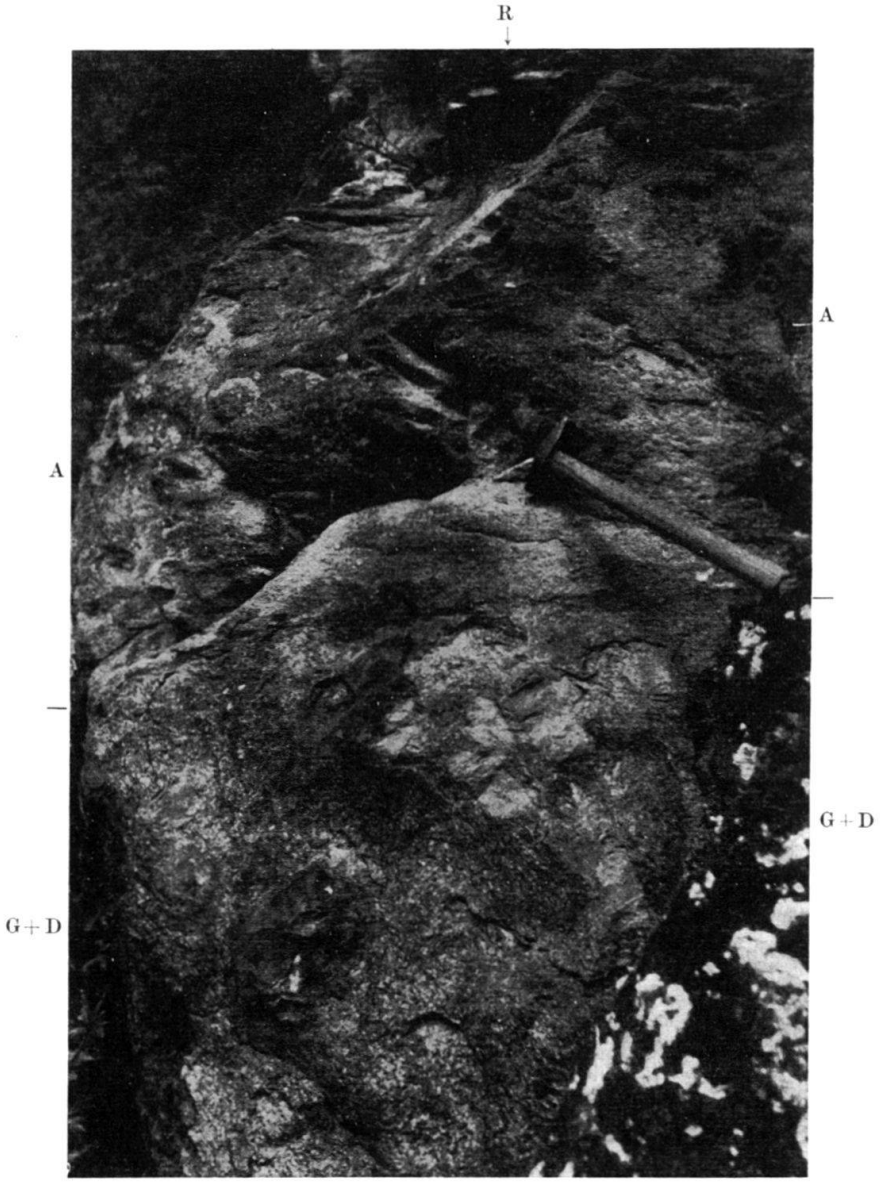

Fig. 2. Kristallin–Sediment-Kontakt am Felsegg. Erläuterung im Text.

Gneis wird klargestellt, dass sie sich vom Rötidolomit der Mittleren Trias im Hangenden unterscheiden und dass sie älter als dieser sein müssen. Ob sie Konkretionen und Infiltrationen in der permischen Verwitterungsschicht oder, obwohl spezifische Kontaktmineralien fehlen, eventuell magmatische Einschlüsse aus paläozoischer Zeit sind, wird offengelassen.

Die zuletzt erwähnte Idee gab, zusammen mit W. Staubs Interpretierung der gefältelten obersten Gneis-Partie als Trias-Arkose, R. Perrin und M. Roubault (1947) Anlass zur Annahme, die alpine Metamorphose habe auch hier die Trias eben erreicht und darin haltgemacht.

M. Lugeon (1946) deutete diese Partie dagegen als Arkose aus der permischen Verwitterungsperiode und verglich die Karbonat-Einschlüsse darin mit jenen der Böden heisser Länder.

Bei seiner Revision ist der Referent zur Überzeugung gelangt, dass ALB. und ARN. HEIM (1917) nicht nur, wie bereits erwähnt, bis ins einzelne genau beobachtet haben, sondern dass auch die meisten ihrer Folgerungen stichhaltig sind[4]).

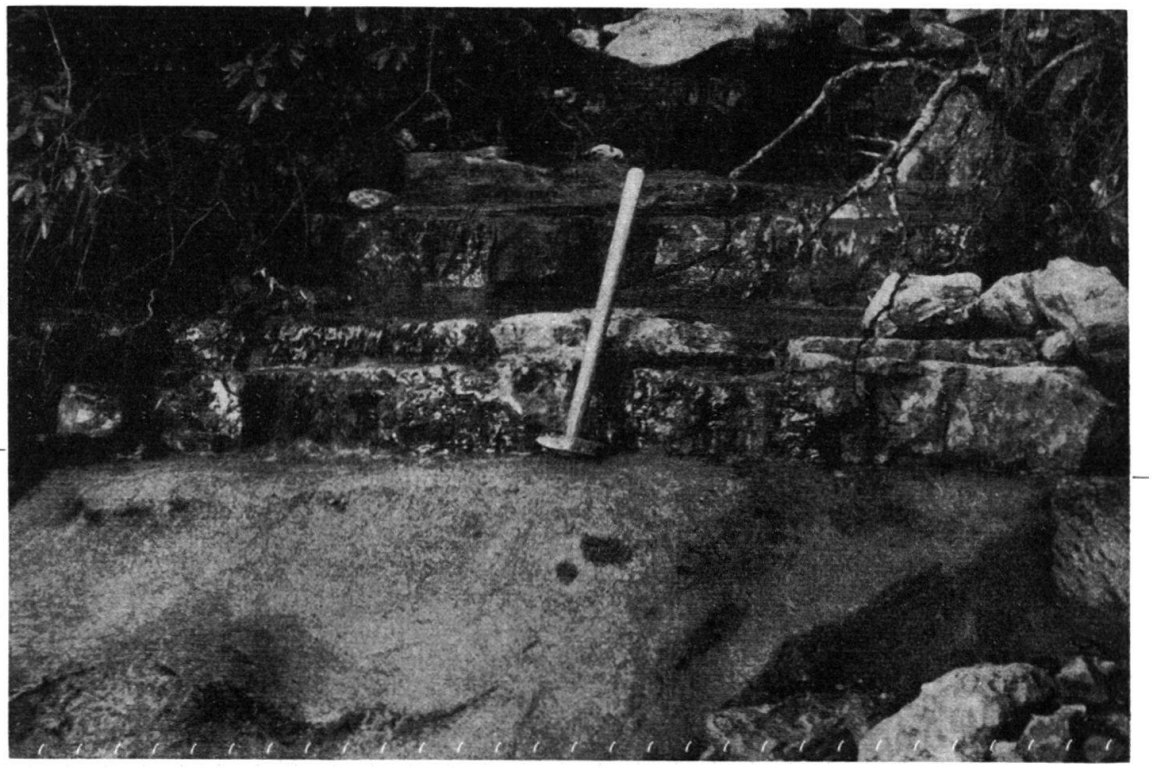

Fig. 3. Kristallin–Sediment-Kontakt im Bachbett am Südende der Haldenegg-Aufschlüsse. Erläuterung im Text.

Zweifellos ist die Gneis-Obergrenze eine alte Denudationsfläche, von der aus Verwitterungserscheinungen mehr oder weniger tief in den Gneis hinabgreifen. Die Sandsteinbank A ist ebenso sicher der erste Horizont der diskordant den Gneis überlagernden Sedimentserie. Diese Schicht besitzt trotz ihrer Dünne in der ganzen Gegend deutlich individuellen Charakter und ist deshalb nicht als gleichwertig mit den Sandsteinlagen in der hangenden Serie 1–7, sondern als selbständige Formation aufzufassen. Die aufgearbeiteten dolomitischen Gerölle in der Sandsteinbank zeigen weiterhin, dass die Karbonat-Einschlüsse im Gneis, von denen die Gerölle herrühren, schon vor der Ablagerung des Sandes vorhanden waren und deshalb nicht mit dem Rötidolomit der hangenden Serie zusammenhängen.

In der Frage der Entstehungsart der Karbonat-Einschlüsse des Gneises darf man aber wohl weitergehen und mit M. LUGEON (1946) ihre Deutung als magmatische Einschlüsse ad acta legen. Irgendwelche spezifische Kontaktmineralien konnten ja nicht entdeckt werden, und es ist allzu unwahrscheinlich, dass die alte Ver-

[4]) Da alle Schichten des Profils fossilleer sind, lassen sich die Altersangaben natürlich nicht paläontologisch bestätigen. Der lithologischen Korrelierung mit anderen Schweizer Profilen und mit deren üblicher Altersgliederung ist dagegen beizupflichten.

witterungsrinde sich auf weiten Strecken gerade dort gebildet haben sollte, wo magmatisch umhüllte Karbonat-Relikte im Gneis auftraten. Dass die Einschlüsse auf die Verwitterungsschicht und ihr unmittelbar Liegendes beschränkt sind und dass manche der Einschlüsse schichtartig und parallel zur alten Oberfläche angeordnet sind, weist im Gegenteil klar genug auf den sedimentären Charakter dieser Bildungen hin. Die Gneis-Mineralien im Innern der Karbonat-Einschlüsse mit ihren Gneis-Reliktstrukturen zeigen sodann, dass das Karbonat sich als Konkretionen oder Infiltrationen innerhalb der Verwitterungsschicht ausgeschieden hat und nicht in Trümmerform an seinen Platz geriet. Dem Referenten fiel die Ähnlichkeit der Einschlüsse sowohl mit Partien der „carapaces calcaires" Algeriens als mit Kalk-Konkretionen auf, die man in Westafrika häufig im Unterboden sowie im verwitterten Fels darunter beobachten kann. M. LUGEONS Vergleich mit den Konkretionen der Böden heisser Länder hat somit viel für sich. Das Nebeneinander von Dolomit- und Kalk-Einschlüssen auf engem Raum scheint bei dieser Deutung zwar merkwürdig. In einigen Dünnschliffen durch kalkhaltige Dolomit-Einschlüsse liessen sich indessen im vorherrschenden, körnigen Dolomitkristall-Gewebe Relikte ziemlich dichten Kalks erkennen, deren Form an konkretionäre Texturen erinnert. Man darf darum vielleicht annehmen, die Karbonat-Einschlüsse seien ursprünglich alle Kalk-Konkretionen gewesen und seien erst später, teils partiell, teils ganz, dolomitisiert worden. Bei solcher Umkristallisation könnte auch die von ALB. und ARN. HEIM (1917, Fig. 8) abgebildete eigenartige Verteilung und Form mancher Biotitblättchen zustande gekommen sein. Ob die Dolomitisierung schon vor der Trias-Transgression beendet war oder erst als Folge der Meeresbedeckung stattfand, lässt sich kaum entscheiden.

Die Exkursionsteilnehmer diskutierten die möglichen Deutungen des Scheidnössli–Haldenegg-Profils am Abend des ersten Exkursionstages noch einmal durch[5]). Alle stimmten darin überein, dass man paläozoisch gefältelten Gneis mit prätriadischer Verwitterungsrinde unter transgressiver mariner Trias gesehen habe, und niemand unterstützte die Hypothese alpiner Metamorphose von R. PERRIN und M. ROUBAULT. Die Karbonat-Einschlüsse im verwitterten Gneis wurden allgemein als prätriadisch (permisch) aufgefasst. Über ihre Entstehungsart gingen die Meinungen auseinander. Prof. PARÉJAS dachte an Verknüpfung mit permischem lagunärem Dolomit, Dr. SPICHER an eine dolomitische Wüstenkruste. Diese Frage bedarf offensichtlich weiterer Klärung.

Wenn nun alpine Metamorphose am Scheidnössli durch eine Gesellschaft erfahrener Beobachter abgelehnt worden ist, so darf dieses Ergebnis natürlich nicht für die ganzen Alpen verallgemeinert werden. Im Erstfelder Gneis kann man sich zwar allenthalben an den zahllosen Rutschflächen in allen Richtungen überzeugen, dass die Anpassung dieses alten Teilmassivs an den alpinen Faltenbau weitgehend unter unregelmässiger Zerbrechung vor sich ging. Wenig südlicher stellt sich jedoch zunehmende alpine Schieferung sowohl im Kristallin als im Sedimentmantel (Ferniger Keil; Urserenmulde) ein, und damit auch zunehmende alpine Metamorphose beider Komponenten. Für die inneren Alpenzonen ist alpine Metamorphose aber auch nie bestritten worden.

---

[5]) Der Referent verdankt diese Information einer brieflichen Mitteilung von Prof. E. NIGGLI.

Erstfeld–Andermatt

Von Erstfeld bis Göschenen wurden keine Aufschlüsse besucht; der Exkursionsleiter erläuterte die geologischen Verhältnisse vom fahrenden Car aus. Von Erstfeld bis kurz vor Amsteg werden die unteren Talhänge von Erstfelder Gneis aufgebaut, dem südlich die Paragneis- und Schieferzone (mit Amphiboliten) des Maderanertals folgt. Sie trennt den Erstfelder Gneis vom zentralen Aare-Granit und baut die unteren Partien der wuchtigen Pyramide des Bristenstockes auf. Der Zone ist der Oberkarbonzug Bristenstäfeli–Tscharren eingelagert, der reich an Quarzporphyren ist.

In Amsteg folgten die Teilnehmer der Einladung von Herrn Ing. R. Becker, einer Brückenbelastungsprobe der SBB. auf dem Areal der Station Amsteg beizuwohnen. Eine alte, ausgediente Stahlbrücke der Gotthardlinie war als Ganzes auf das Stationsareal transportiert worden, wo sie künstlichen Schwingungen bis zum Bruche ausgesetzt wurde. Nach diesem technischen Intermezzo, welches vor allem die anwesenden Tektoniker interessierte, setzten die Teilnehmer die Fahrt mit dem Car fort.

Bei Gurtnellen tritt die Strasse in die Zone des zentralen Aaregranites ein, was sich im Massiger- und Hellerwerden der Felsen kundtut. Zahlreiche Steinbrüche machen auf die technischen Verwendungsmöglichkeiten des Gesteins aufmerksam. Kurz nach Göschenen (siehe von hier an die geologische Karte von W. Fehr, 1926) verliessen wir den Car, um in einem Steinbruch den Aaregranit näher zu studieren. Der Aufschluss befindet sich beim zweiten „e" von „Schöllenen" der Landeskarte Blatt 255. Der Granit ist hier wesentlich basischer als die nördlichere Hauptmasse, zeigt relativ schwache Kataklase und führt Titanit. Aplitgänge und basische Schlieren kommen vor. Prachtvoll konnte in schmalen, zentimeter- bis dezimeterbreiten Streifen und Zonen die beginnende Mylonitisierung studiert werden.

Nach der geologischen Karte von W. Fehr (1926) und der Arbeit von H. Liechti (1933) treten weiter südlich, bei Brüggwald, basische, syenitische bis granodioritische Gesteinsmassen auf. Diese wurden an der Strasse bei der zweiten Rechtskehre des Brüggwald-Anstieges studiert. Es handelt sich um quarzführende Biotit-Hornblende-Monzonite bis Syenogabbros, die von Granit und Aplit durchsetzt sind (W. Fehr nannte die Gesteine Syenite, H. Liechti Gabbrodiorite). Die vom letzteren Autor publizierte Analyse stimmt nur schlecht mit dem Mineralbestand überein: der K_2O-Gehalt dürfte doch wohl grösser sein. Oberhalb der Kehren, bei der Teufelsbrücke, folgt wieder Aaregranit bis direkt nach dem Strassentunnel des Urnerlochs (1707 durchschlagen; ältester Strassentunnel der Alpen). Am Südende des Tunnels ist die saure, aplitische Randfazies des Aaregranites stark verschiefert und grenzt an ebenso stark verschieferte Biotitgneise (sogenannte Urserengneise, mit Amphiboliteinlagerungen) der südlichen Gneis- und Schieferzone des Aarmassivs. Beim Urnerloch öffnet sich ganz unvermittelt der Blick ins glaziale Hochgebirgsbecken von Andermatt. Der Exkursionsleiter benutzte die Gelegenheit, um die Glazialgeologie dieses Beckens näher zu erläutern.

Während des Zweiten Weltkrieges sind vom „Studiensyndikat Urserenkraftwerke" (siehe E. Meyer-Peter und Th. Frey, 1945) sehr sorgfältige geologische, geophysikalische und geotechnische Untersuchungen im Andermatter Becken aus-

geführt worden. Im Hinblick auf den Aufstau des projektierten Stausees war vor allem eine genaue Bestimmung der Mächtigkeit der Schuttauffüllung unerlässlich, da ja in 310 m Tiefe unter Andermatt der Gotthardtunnel durchgeht. Bei dessen Bau war man übrigens unter Andermatt, beim Durchfahren der Trias, auf grössere Schwierigkeiten gestossen: „plastische" Massen von Quarz, Anhydrit und lehmigem Dolomit bilden die Gesteine einer „Druckstrecke" von Kilometer 2,813 bis 2,891.

Zunächst versuchte Prof. Kreis (Chur) die Schuttmächtigkeit mit der seismischen Methode zu ermitteln, wobei die Messungen auf eine besonders einfache Weise durchgeführt werden konnten, indem die Detonationen im Talboden erzeugt wurden und der Seismograph im Gotthardtunnel aufgestellt wurde. Als Resultat erhielt man eine voraussichtliche grösste Mächtigkeit der quartären Lockergesteinsmassen von 270 m. Dieses überraschende Resultat wurde nun durch direkte Bohrungen vom Tunnel aus kontrolliert und auch bestätigt.

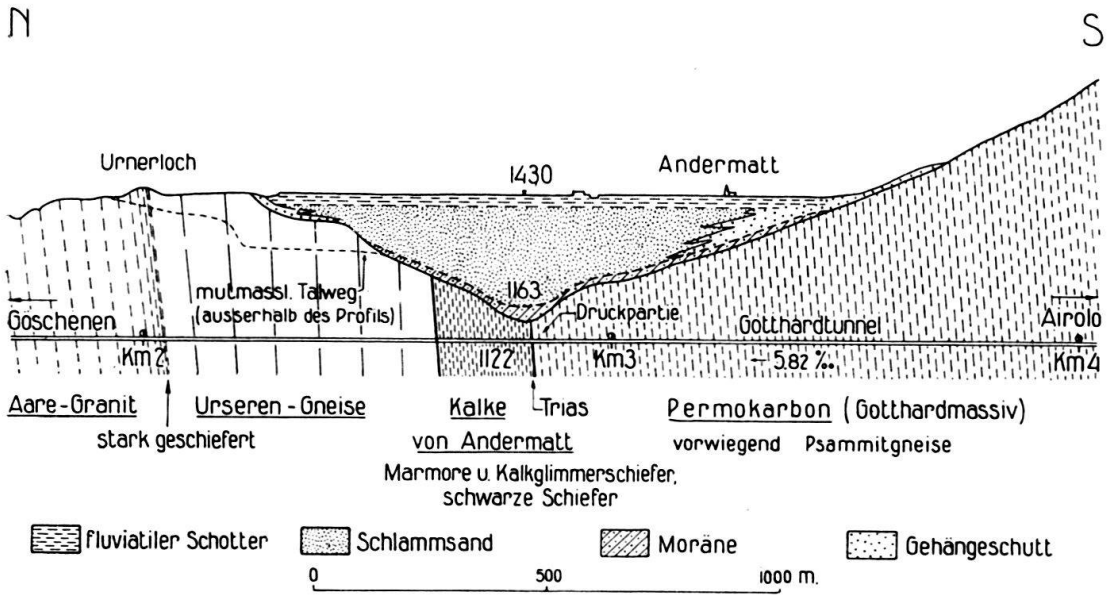

Fig. 4. Geologisches Profil 1:20000 durch das Andermatter Becken, in der Achse des Gotthardtunnels (nach E. Meyer-Peter, Th. Frey, A. Kreis und R. U. Winterhalter, 1945).

Figur 4 (nach E. Meyer-Peter und Th. Frey, 1945) gibt in einem Profil die Ergebnisse der seismischen Messungen und mehrerer Bohrungen wieder. An der tiefsten Stelle liegt demnach die Oberfläche des Felsuntergrundes nur 40 m über der Schwellenhöhe des Tunnels; die Erbauer des Gotthardtunnels haben demnach grosses Glück gehabt. Die quartäre Auffüllung des Beckens besteht in ihren tiefsten Teilen aus grundmoränenartigem Material, dem eine sehr mächtige Serie von dichtem Schlammsand aufliegt, der wohl in einem Seebecken abgelagert wurde. Zuoberst liegt eine 10 m mächtige Schicht von jungen Schotterablagerungen. Sehr genau wurden auch die geologischen Verhältnisse beim Urnerloch untersucht. Es zeigt sich, dass die Felsbasis der Erosionsrinne der Reussschlucht zwischen dem Urnerloch und der Teufelsbrücke nur um wenige Meter tiefer ist als das heutige Bachbett. Ein E–W-Stollen direkt nördlich des Urnerloches, auf Kote 1415 m, traf unter dem Talweg durchgehend anstehenden Fels an. Das bedeutet also, dass wir

für das Andermatter Becken mit einer Übertiefung von mindestens 250 m rechnen müssen. Es muss sich dabei um eine glaziale Übertiefung handeln; Grabenbruchbildung als alternative Erklärung darf wohl ausgeschlossen werden. Immerhin können nach der Meinung von Dr. H. JÄCKLI auch tektonische Vorgänge für die genetische Deutung der Übertiefung in Betracht gezogen werden. Der Kessel von Andermatt ist ein typisches Konfluenzbecken; mächtige Gletscher von Westen (Furka), Süden (Gotthard), Südosten (Unteralptal) und Osten (Oberalpgebiet) flossen hier zusammen. Verstärkt wurde die lokale Ausräumung durch die Gesteinsunterschiede: Aaregranit bildet die Schwelle des Urnerloches, mesozoische und permokarbonische Gesteine bauen einen grossen Teil des Felsuntergrundes des Beckens auf.

Um 19 Uhr brachte uns der Autocar nach kurzer Fahrt vor den Eingang des Hotels Krone in Andermatt, das uns für zwei Nächte als Quartier dienen sollte.

Zweiter Tag: Dienstag, 29. September 1954

Andermatt - Hospental - Realp - Furkapasshöhe - Belvédère (Rhonegletscher) **- Furka - Realp - Hospental - Kemmleten** (südlich Hospental) **- Andermatt**

Führung und Berichterstattung: E. NIGGLI.

Bei bewölktem Himmel und winterlicher Temperatur verliess die Exkursion Andermatt im Autocar um 7 Uhr 30 Richtung Furka. 500 m SW Realp begannen wir mit dem eingehenden Studium der mesozoischen und permokarbonischen Gesteine der Urserenmulde, welche hier als synklinales tektonisches Element von alpinem Alter das Aarmassiv vom Gotthardmassiv trennt (P. NIGGLI und W. STAUB, 1914; Karte von W. FEHR, 1926; A. BUXTORF, 1912). Nach P. NIGGLI ist die „Mulde" einseitig gebaut, sie grenzt mit tektonischem Kontakt an die prätriadischen Gesteine des Aarmassivs und repräsentiert die normalstratigraphische jungsedimentäre Bedeckung des Gotthardmassivs. Die Gesteine sind epi-monometamorph, im Gegensatz zu den polymetamorphen Gneisen des Altkristallins. Gross ist der sedimentär-fazielle Gegensatz zur nördlichen Sedimentbedeckung des Aarmassivs, die am Vortag am Scheidnössli studiert worden ist. Die Urserenmulde führt ja mächtiges Permokarbon, der Lias ist stark entwickelt und die Trias reich an Rauhwacke. Das Studium der permokarbonischen Aufschlüsse an der Strasse wurde erleichtert durch die schöne Kartenskizze in der Arbeit von E. ESCHER und H. JÄCKLI (1946). Zwischen der Lokalität Feld und Punkt 1619 (Landeskarte Blatt 255) stehen Psammitgneise an. Sie führen mikroskopisch grünen, manchmal sogar braunen Biotit; der Gehalt an Biotit ist zwar bedeutend geringer als in den alten Gotthardgneisen, doch muss mit Nachdruck darauf hingewiesen werden, dass diesem Mineral am westlichen Gotthard-Nordrand kein stratigraphischer Leitwert zukommt. Diskutiert wurde über Quarz-Feldspat-Augen, die deformierte Gerölle sein können. Sehr viel deutlicher und überzeugender ist die Konglomeratnatur der Gneise bei Punkt 1619.

Herr Dr. JÄCKLI führte uns zu einem kleinen Aufschluss direkt unterhalb der Strasse, wo der von E. ESCHER und H. JÄCKLI (1946) gefundene Marmor ansteht,

der sich mitten in permokarbonischen Gesteinen befindet. Der Berichterstatter äusserte die Ansicht, dass es sich hier vielleicht doch um eine mesozoische tektonische Schuppe handeln könnte: neuere Untersuchungen haben nämlich gezeigt, dass das Permokarbon der Urseren–Garvera-Mulde westlich Tschamut (Tavetsch) keine einfache, normalstratigraphische Serie darstellt. Nach unpublizierten Ergebnissen von W. Oberholzer (Referat an der Tagung der SNG. in Altdorf 1954) kommen nämlich westlich der Furka Altkristallinschuppen („Zwischenmassive") mitten im Permokarbon, zum Teil auch an dessen Grenze gegen die Trias vor. Ferner darf daran erinnert werden, dass das Profil durch das Permokarbon bei Realp recht verschieden ist von den wohl „normalen" Profilen zum Beispiel am Muraun–Garvera-Grat (Vorderrheintal). Bei Realp folgen von N nach S auf Psammitgneise (in ihrem südlichen Teile konglomeratisch) schwarze, oberkarbonähnliche Schiefer, dann eine Serie mit Chloritschiefern und Quarzporphyren und schliesslich wiederum Psammitgneise, die an das Altkristallin grenzen. Nur schwierig kann diese Aufeinanderfolge stratigraphisch gedeutet werden. Man wird wohl recht bedeutende tektonische Komplikationen annehmen müssen. In den Aufschlüssen bei Feld sind ferner typische Mineral-Zerrklüfte von alpinem Typus zu beobachten; boudinageartige Erscheinungen im Nebengestein begleiten diese.

Nach einer kurzen Fahrt im Car wurde der südlichere Teil des Permokarbons in den Strassenkehren bei Hostetten (vor allem Strassenstück von ca. 1750 bis 1780 m Höhe über Meer) studiert und diskutiert. Verschieferte Quarzporphyre, Chloritschiefer (vielleicht basische Tuffe) wechsellagern mit Psammitgneisen. Nach Norden folgen schwarze Phyllite mit Bänken von hellgrauen, harten Psammitgneisen, eine Serie, die man mit fossilbelegtem Oberkarbon anderswo in den Alpen vergleichen kann. Der Car brachte uns hierauf ohne Halt über die Furkapasshöhe zum Rhonegletscher beim Belvédère. Leider war die Passhöhe bis oberhalb Gletsch in dichten Nebel gehüllt, wobei ein Schneesturm unseren Tatendrang weiter beeinträchtigte. Nach einigen Bemerkungen über den starken Gletscherschwund in den letzten Dezennien widmete sich die Exkursion den in unmittelbarer Nähe des Belvédère anstehenden Gesteinen. Nördlich der Strassenkehre findet man noch wenig mylonitisierten „nördlichen Grimselgranit" (= südliche Fazies des zentralen Aaregranites), dem nach Süden eine stark schiefrige Gesteinszone folgt. Nach W. Fehr handelt es sich um „sedimentogene Biotit-Sericit-Adergneise". Ein grosser Teil, wenn nicht alle Gesteine dieser Zone dürften aber Granitmylonite sein, wobei gar nicht ausgeschlossen erscheint, dass es sich um spätherzynische Mylonite handelt. In schmaler Zone folgt nach Süden der hier gegen E schnell auskeilende südliche Grimselgranit (auch stark verschiefert), der an Schiefer und Gneise der südlichen Gneiszone des Aar-Massivs grenzt. An verschiedenen Stellen wurden in mylonitischen Gesteinen Quarzite konstatiert, die von den meisten Teilnehmern als metamorphe Differentiate im Zusammenhang mit der Mylonitisierung gedeutet wurden.

Im Schneesturm brachte uns der Car zu den Aufschlüssen 500 m westlich der Furkapasshöhe, wo das Mesozoikum der Urserenmulde in tektonischem Kontakt an die Gneise des Aarmassivs stösst (A. Buxtorf, 1912; Karte von W. Fehr). Im kleinen, verlassenen Steinbruch an der Strasse konstatierten wir von Norden nach Süden: schiefrige Gneise des Aarmassivs, schwarze Schiefer, blauschwarze Kalke (Malm), schwarze Schiefer (Oxfordien), Oolith (Callovien) und Echinodermen-

brekzie (Dogger). Auf der Passhöhe, bei der Kantonsgrenze, stehen die kieseligen Kalke und Schiefer des Lias an.

Nach der kurzen Mittagspause im Hotel der Passhöhe fuhren wir zu den Aufschlüssen an der Strasse zwischen Galenstaffel und Büelenstaffel (Landeskarte Blatt 255), in der Zone der südlichen Gneise des Aarmassivs (= Schieferhülle des südlichen Grimselgranites nach W. FEHR). In bunter Folge wechsellagern Biotitgneise, verschieferte Granodiorite (vom Typus Bugnei-Granodiorit), Granite bis Granitgneise (mit grossen Feldspäten), Amphibolite, Monzonite (zum Teil verschiefert, mit grossen Titaniten). Aplite durchsetzen die Zone in grosser Zahl. Einen Teil der Gesteine nannte W. FEHR „Shonkinite" (auf Grund der chemischen Zusammensetzung), womit sich die Exkursionsteilnehmer nicht befreunden konnten.

Zwischen Tiefenbach und Ebneten durchkreuzt die Strasse ein zweites Mal die hier etwa 300 m mächtigen mesozoischen Sedimente der Urserenmulde. Seit den Untersuchungen von W. FEHR sind keine stratigraphischen Studien mehr in den mesozoischen Teilen der Urserenzone westlich der Oberalppasshöhe gemacht worden. Es war daher sehr erfreulich, dass der Exkursion in der Person von Herrn Prof. PARÉJAS ein erfahrener Helvetikums-Stratigraphe zur Verfügung stand.

Herr Professor PARÉJAS gab uns eine vorläufige stratigraphische Interpretation der Schichtfolge, die in grossen Zügen mit der Deutung von A. BUXTORF und W. FEHR übereinstimmt, aber mehr ins Detail geht. Neu ist besonders die Auffassung, dass auch kretazische Gesteine an der Serie teilhaben. Nach Herrn Prof. PARÉJAS folgen in diesen Aufschlüssen von Norden nach Süden: 1. Fleckige schwarze Schiefer (Tertiär?), 2. feinsandige, geschichtete bläuliche Kalke (Kieselkalk), 3. dunkle Kalke mit konzentrisch-schaligen, ellipsoidal deformierten Kieselknauern (Valanginien), 4. blauschwarze, etwas marmorisierte Kalke (Malm), 5. Plättchenkalk mit Ankerit (Schiltkalk = Argovien), 6. schwarze Schiefer (Oxfordien), 7. 1 dm verschieferter Fe-Oolith (Callovien), 8. geschichtete Kalke (Bathonien), 9. Echinodermenbrekzie (Bajocien), 10. schwarze, tonige Schiefer (Aalénien–Toarcien), 11. Sandsteine und sandige Kalke, gelblich verwitternd (Domérien), 12. bändrige, graue Kalke (Pliensbachien), 13. sandige Kalke und Quarzit, gelblich verwitternd (Lotharingien), 14. schwarze Schiefer mit Quarzitbänken (Hettangien–Sinémurien), 15. gelblich verwitternder feinsandiger Kalk (Rhät), 16. „Grenzdolomit", 17. schwarze, ± sandige Schiefer (Keuper), 18. gelbe und grüne Tonschiefer, Rauhwacke, Gips (Trias). Nach Herrn Professor PARÉJAS ist die Ähnlichkeit der Schichtfolge gross mit den Serien des südlichen Helvetikums (zum Beispiel Torrenthorn, Oberferden).

Eine längere Carfahrt brachte uns hierauf über Realp und Hospental in die Nähe der grossen Steinbrüche von Kemmleten, 500 m südlich Hospental, in den Abhängen des „Mittler Egg" der Landeskarte. Der Car wurde 200 m nördlich Gamssteg (an der Gotthardstrasse) verlassen und die Steinbrüche auf dem in der Landeskarte angegebenen Weg zu Fuss erreicht. Es handelt sich um das bekannte Serpentinvorkommen (E. AMBÜHL, 1929), das zur Gewinnung von dekorativen Gesteinsplatten usw. ausgebeutet wird. Es liegt in braunen Biotitgneisen des Altkristallins des Gotthardmassivs. Neben Serpentinit kommen Strahlsteinschiefer, Biotitschiefer und Talk-Serpentin-Gesteine vor. In weiss-grünen Talk-Dolomit-Adern fand man Bleiglanz, Ilmenit, Magnetit, Kupferkies und Pyrrhotin. Herrn

Prof. WENK und Herrn MERCIER gelangen ferner Funde des prachtvollen gelben Fluor-Hydroxyl-Apatites, den wir auch in zwei ausgezeichneten, kürzlich gefundenen Exemplaren beim Steinbruchleiter besichtigen konnten. Nach dem Einkauf von vielen Exemplaren von Serpentin-Aschenbechern durch die Teilnehmer erläuterte der Exkursionsleiter noch ganz kurz einige weitere morphologische Erscheinungen und Theorien im Urserentale. Nach F. M. MACHATSCHEK und W. STAUB (1928) gehörte das Urserental in vordiluvialer Zeit zum Einzugsgebiet des Vorderrheines, wie das ostwärts gerichtete Gefälle der höchsten Terrassensysteme (bei 2000 m und bei 2300–2500 m) im Urserentale anzeigen soll. Der Durchbruch der Reuss durch die Schöllenen sei in frühdiluvialer Zeit angelegt worden; zu einem nordwärts entwässerten Urserentale gehören schon die Terrassen um 1800 m. Herr Dr. GERBER erinnerte die Exkursionsteilnehmer an die Problematik der Terrassendeutung; Verflachungen in Berghängen sind keineswegs immer Reste alter Talböden.

Nach kurzer Fahrt über Hospental und Andermatt gelangten wir zum bekannten Steinbruch von Altchilch (= Altkirch), nördlich der Kasernen von Andermatt. Nach W. FEHR liegt der Steinbruch im Dogger der Urserenmulde. Hauptgesteine sind blaue bis weisse, manchmal bändrige Marmore bis Quarzmarmore. Am Südrande des Bruches zeigte der Exkursionsleiter sehr stark deformierte Brekzien mit dolomitischen Komponenten (nach Herrn Prof. PARÉJAS mittlere Lias oder Bajocien); am Nordrande fand Herr Prof. PARÉJAS eine stark verschieferte Echinodermenbrekzie, begleitet von blauen Kalken (Dogger). Eine einigermassen sichere stratigraphische Interpretation des ganzen Komplexes war uns nicht möglich.

Nach der Rückkehr ins Hotel diskutierten die Teilnehmer vor dem Nachtessen in freundschaftlichem Geiste das an den beiden ersten Tagen Gesehene und Geklopfte.

Dritter Tag: Mittwoch, 30. September 1954

Andermatt - Oberalppasshöhe - Sedrun - Disentis - Curaglia - Disentis - Andermatt - Göschenen - Flüelen

Führung und Berichterstattung: E. NIGGLI

Strömender Regen und tiefliegende Wolken begrüssten die Teilnehmer am Morgen des letzten Exkursionstages. Trotz den schlechten Voraussichten wurde der Tag programmgemäss in Angriff genommen. Ein erster Halt wurde an der Oberalpstrasse bei der Kehre unmittelbar unter Mettlen der Landeskarte Blatt 255 gemacht (E Andermatt). Hier steht ein Hornblende-Biotit-Chlorit-Epidotschiefer im Permokarbon der Urserenmulde an. E. AMBÜHL (1929) hat das dunkelgrüne Gestein als basischen Tuff gedeutet. Trotz sehr schlechten Sichtverhältnissen erläuterte der Berichterstatter östlich Schöne vom Car aus die besonderen geologischen Verhältnisse der Hänge bei Pazola (Landeskarte Blatt 256). Nach P. NIGGLI (1914) schaltet sich hier recht unvermittelt zwischen Aarmassiv und Urserenmulde das Tavetscher Zwischenmassiv (mit altkristallinen Gesteinen) ein, wobei die Urserenmulde plötzlich scharf nach Süden umbiege. Eigene Untersuchungen der letzten

Jahre ergaben, dass das Tavetscher Zwischenmassiv sich wenigstens teilweise mit dem Permokarbon der Urserenmulde verzahnt und vermutlich nach W nicht zur Gänze auskeilt, sondern teilweise unter dem Permokarbon nach W durchzieht. Die früher erwähnten Beobachtungen von W. OBERHOLZER über „Zwischenmassive" im Goms und an der Furka weisen wohl auch in diese Richtung. Das würde aber bedeuten, dass die Urseren–Garvera-Mulde westlich der Oberalppasshöhe nicht mehr eine einfache normalstratigraphische Bedeckung des Gotthardmassivs darstellt, sondern Schuppenbau zeigt, mit mehreren Altkristallinkeilen, die zum Teil wenigstens mit dem Tavetscher Massiv parallelisiert werden können. Auf dem Oberalppass schneite es stark; petrographische Beobachtungen waren kaum mehr möglich. Trotzdem wurden in einem kleinen verlassenen Steinbruch 160 m südlich Punkt 1999 an der Strasse (SE Oberalppasshöhe) die Muskowitgneise (mit ausgeprägter Mikrofältelung, turmalinführend) und schwach migmatitische, gut paralleltexturierte Biotitgneise des Tavetscher Zwischenmassivs unter der Schneedecke studiert (siehe E. NIGGLI, 1944). Ähnliche Gesteine sah man bei Surpalits (mit mineralführenden Zerrklüften); ferner fielen die prachtvollen Rundhöcker mit Gletscherschliffen und überlagernder Moräne auf. Oberhalb Selva erläuterte der Berichterstatter im Fernblick die geologisch-tektonischen Verhältnisse des Nordhanges des Piz Máler. Zwischen A. Nual und A. Mut verbreitert sich das Permokarbon der Urseren–Garvera-Mulde plötzlich bedeutend nach Westen hin; Verkeilungen von Permokarbon und Mesozoikum mit Altkristallin des Zwischenmassivs kommen vor. Es erscheint mir heute nicht als ausgeschlossen, dass auch hier Teile des Altkristallins des Zwischenmassivs unter dem Permokarbon nach Westen durchziehen. Der nördliche Teil des Permokarbons und des Mesozoikums westlich Selva wäre dann eigentlich der Sedimentmantel des südlicheren Tavetscher Zwischenmassivs. Kurz erwähnt wurden die Keratophyre südlich Selva (im Permokarbon) und die weltbekannten Hämatit–Rutil-Verwachsungen in den Mineralklüften der Cavradischlucht. Bei etwas besseren Witterungsverhältnissen wurde sodann ein Profil durch die Gesteine des Zwischenmassivs westlich Plaun Miez (SW Ruèras) an der Strasse geschlagen (siehe auch E. NIGGLI, 1944). Von Süden nach Norden stehen dort an: Granatamphibolit, Amphibolit, Gneise und Schiefer, verschieferter Felsit (Quarzporphyr), Gneise und Schiefer, Grünschiefer (mit Biotit), kompakte Biotit-Muskowitgneise, etwas migmatitisch, mit Turmalin und guter Kristallisationsschieferung. Von den Aufschlüssen aus hatte man eine gute Übersicht über die ausgedehnten Schuttfächer des Sedruner Beckens, die aus Wildbachtrichtern des Nordhanges (und nicht aus den eigentlichen nördlichen Seitentälern) herkommen. In Sedrun verliessen wir den Car und begaben uns zu Fuss ins untere Druntobel südlich Valtgèva. Im Bachbett ist hier eine mehrere hundert Meter mächtige Mylonitzone schön aufgeschlossen. Mylonitische „Phyllonite" von Graniten und Granodioriten (teilweise mit noch erhaltenen grossen Alkalifeldspatkristallen) sind Hauptgesteine. Weit weniger mylonitisiert sind Gänge und Stöcke von Aplit. Die Mylonitisierung (die von Disentis bis Oberalppass überall in der Grenzregion Aarmassiv–Tavetscher Zwischenmassiv aktiv war) ist von jungem Alter: auch die Mineralklüfte sind von ihr betroffen. Im Bache liegen riesige Blöcke des von Aplit durchaderten Gabbrodiorites des eigentlichen Druntobels (südlich Cuolm de Vi), das Muttergestein der bekannten Sphenklüfte.

Nach der wohlverdienten Mittagsrast in Sedrun beschloss der Exkursionsleiter, des schlechten Wetters wegen auf die Fusswanderung ins untere Nalpstal zu verzichten und dafür das Strassenprofil durch die Lukmanierschlucht südlich Disentis zu besichtigen. Während der Fahrt nach Disentis wies der Berichterstatter auf die schönen Erosionsterrassen im Sporn beim Zusammenfluss von Nalpserrhein und Vorderrhein südlich Bugnei hin. Auf der Kartenskizze in E. NIGGLI (1944) sind die Terrassen als in Moräne eingeschnitten angegeben; es handelt sich aber effektiv um ein isoliertes Stück des Schuttfächers aus dem Val Bugnei, welcher den Nalpserrhein nach Nordosten abgebogen hat. In Disentis wurde das geologische Panorama (soweit des schlechten Wetters wegen sichtbar) erläutert; eindrucksvoll waren vor allem die grossen Sackungen und Bergstürze im Nordhange der Garvera (nördlich Piz Muraun), ferner die grossen Schuttfächerbildungen im Disentiser Becken, die vielleicht von interglazialem Alter sind.

Von Disentis an benutzten wir die Lukmanierstrasse, die uns das Studium eines zusammenhängenden Profiles durch das Tavetscher Zwischenmassiv gestattete (C. FRIEDLÄNDER, 1930; sowie GEOLOGISCHER FÜHRER DER SCHWEIZ, 1934). Bei der Rheinbrücke bei Punkt 1066 (Landeskarte Blatt 256) sind die Paraschiefer gut aufgeschlossen; es handelt sich wohl zu einem Teile um mylonitisierte Muskowitgneise des Altkristallins. Pyrit-Turmalin-Äderchen sind weit verbreitet: allgemein ist eine starke, vor allem pyritische Vererzung in diesem Profile zu konstatieren, die zu sulfatischen Verwitterungskrusten Anlass gegeben hat. Etwas vor Ruinas ändert der Gesteinscharakter: wir treten in die viel kompakteren, etwas hornfelsartigen Biotitgneise, die C. FRIEDLÄNDER als Kontaktgesteine des weiter südlich anstehenden Diorites gedeutet hat, die aber nach E. NIGGLI (1944) auch anderswo, weitab von Dioriten, im Zwischenmassiv vorkommen. Der Diorit ist nördlich Punkt 1237 (Landeskarte Blatt 256) an der Strasse aufgeschlossen. Nach Überschreiten der Brücke bei Punkt 1237 galt unsere Aufmerksamkeit den hier anstehenden „Konglomeratgneisen". Längere Zeit wurde über die Frage diskutiert, ob es sich hier wirklich um Konglomeratgneise oder eher um ophthalmitische Migmatite handle. Die Meinungen der Teilnehmer blieben geteilt, neigten aber in der Mehrzahl zur letztgenannten Deutung. Nördlich Curaglia, bei der Brücke über den Solivabach, stiessen wir ein letztes Mal auf die mesozoischen Gesteine der Urseren-Garvera-Mulde, die hier als Besonderheit im Niveau der Quartenschiefer als prachtvolle Chloritoidschiefer (von hellgelber Farbe) ausgebildet sind (P. NIGGLI, 1912). Schwarze Liasschiefer mit Sandkalkbänken, bunte Schiefer, Dolomit, Rauhwacke und (im Bach) graublaue Phyllite des Perm sind weitere Gesteine des farbenreichen Profils. In erratischen Blöcken präsentieren sich Medelser Granit, Cristallina-Granodiorit und prachtvolle Migmatite (Injektionsgneise), alle aus dem Gotthardmassiv.

Nach Dankesworten von Herrn Prof. PARÉJAS, Frau Dr. CORNELIUS-FURLANI und Herrn Dr. HÜGI wurde die Rückfahrt angetreten, nachdem der Exkursionsleiter auch dem Chauffeur der PTT., Herrn SPYCHER, der reges mineralogisches Interesse gezeigt hatte, für die vorzüglichen Dienste im Namen der Teilnehmer gedankt hatte. Die Fahrt führte über den verschneiten Oberalppass nach Andermatt hinunter ins Reusstal nach Flüelen, das um 7 Uhr abends erreicht wurde Schon in Disentis verliessen uns einige Teilnehmer, und der Abbröckelungsprozess hielt bis Flüelen an.

Literaturverzeichnis

AMBÜHL, E. (1929): *Petrographie und Geologie des zentralen Gotthardmassivs südlich Andermatt.* Schweiz. Min. Petr. Mitt., *9.*

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

BRÜCKNER, W. (1943): *Tektonik des oberen Schächentals (Kanton Uri).* Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.], *80.*

BUXTORF, A. (1912): *Über die geologischen Verhältnisse des Furkapasses und des im Bau befindlichen Furkatunnels.* Eclogae geol. Helv., *12.*

CADISCH, J., & NIGGLI, E. (1953): *Geologie der Schweizer Alpen.* 2. Aufl. (Basel).

ESCHER, B. G. (1911): *Über die praetriasische Faltung in den Westalpen mit besonderer Untersuchung des Carbons an der Nordseite des Tödi (Bifertengrätli), mit einem Anhang über das Scheidnössli bei Erstfeld im Reusstal und das Carbon von Manno bei Lugano.* (Diss., ETH., Zürich.)

ESCHER, E., & JÄCKLI, H. (1946): *Zur Kenntnis des gotthardmassivischen Permokarbons der Urserenzone im Gebiet südwestlich Realp.* Schweiz. Min. Petr. Mitt., *26.*

FRIEDLÄNDER, C. (1930): *Erzvorkommnisse des Bündner Oberlandes und ihre Begleitgesteine.* Beitr. geol. Karte Schweiz, Geotechn. S., Lfg. 16.

GEOLOGISCHER FÜHRER DER SCHWEIZ (1934). Hrsg. Schweiz. Geol. Ges., Basel.

HEIM, ALB. (1878): *Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung.* (Basel.)

HEIM, ALB., & HEIM, ARN. (1917): *Der Kontakt von Gneiss und Mesozoikum am Nordrand des Aarmassivs bei Erstfeld (Geologische Nachlese No. 26).* Vjschr. Naturf. Ges. Zürich, *62.*

HEIM, ARN. (1916): *Der Kontakt von Erstfelder Gneis und Trias am Scheidnössli.* Eclogae geol. Helv., *14.*

JENNY, J. J. (1934): *Geologische Beschreibung der Hoh-Faulen-Gruppe im Kanton Uri.* Verh. Naturf. Ges. Basel, *45.*

JONES, O. T. (1948): *On the so-called Metamorphism of the Trias in the Alps.* Geol. Mag., *85.*

LIECHTI, H. (1933): *Recherches pétrographiques et tectoniques dans la vallée de Göschenen.* Schweiz. Min. Petr. Mitt., *13.*

LUGEON, M. (1946): *À propos du prétendu métamorphisme du Trias autochtone alpin.* Bull. Soc. Géol. France, *(5), 16.*

MACHATSCHEK, F., & STAUB, W. (1928): *Talstudien in der Innerschweiz und in Graubünden.* Mitt. geogr.-ethnol. Ges. Zürich, *27.*

MEYER-PETER, E., & FREY, TH. (1945): *Das Projekt der Urserenkraftwerke.* Neue Zürcher Zeitung, Beilage „Technik", Nr. 1895 (49), 12. Dez. 1945.

NIGGLI, E. (1944): *Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs.* Schweiz. Min. Petr. Mitt., *24.*

NIGGLI, P. (1912): *Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am Nordrande des Gotthardmassivs.* Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.], 36. Lfg.

NIGGLI, P., & STAUB, W. (1914): *Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv.* Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.], 45. Lfg. III.

NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F., & WINTERHALTER, R. U. (1930): *Chemismus schweizerischer Gesteine.* Beitr. geol. Karte Schweiz, Geotechn. S., Lfg. 14.

NIGGLI, P., KÖNIGSBERGER, J., & PARKER, R. L. (1940): *Die Mineralien der Schweizer Alpen.* (Basel.)

PARÉJAS, E. (1925): *La tectonique du Mont Joly (Haute Savoie).* Eclogae geol. Helv., *19.*

PERRIN, R., & ROUBAULT, M. (1941): *Observation d'un «front» de métamorphisme régional.* Bull. Soc. Geol. France *(5), 11.*

– (1944): *Nouvelles observations sur la carrière de Feug (Haute Savoie).* C. R. S. Soc. Géol. France.

– (1945): *Observations de métamorphisme du Trias dans les Alpes autochtones au lac de la Girotte (Savoie).* Bull. Soc. Géol. France, *(5), 15.*

– (1947): *À propos de la communication de M. Lugeon: «À propos du prétendu métamorphisme du Trias Alpin».* C. R. S. Soc. Géol. France.

– (1950): *Metamorphism of the Trias in the Alps.* Geol. Mag., *87.*

DE QUERVAIN, F., & FRIEDLÄNDER, C. (1942): *Nachtrag zu Chemismus schweizerischer Gesteine.* Beitr. geol. Karte Schweiz, Geotechn. Serie, Lfg. 20.

SCHUMACHER, J. (1949): *Die Flysch- und Parautochthonzone des oberen Engelbergertales (Zentralschweiz).* Mitt. Naturf. Ges. Bern [N. F.], *7.*

STAUB, R. (1938): *Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden; V: Deutung der Urserenmulde.* Eclogae geol. Helv., *31.*

STAUB, W. (1911): *Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal im Kanton Uri.* Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.], *32*, mit Spezialkarte 62 Schweiz. Geol. Komm.

GEOLOGISCHE KARTEN

ARBENZ, P. (1918): *Geologische Karte der Urirotstockgruppe.* Spezialkarte 84 Schweiz. Geol. Komm.

BUXTORF, A., und andere (1916): *Geologische Vierwaldstättersee-Karte, mit Profiltafel.* Spezialkarten 66a und 66b Schweiz. Geol. Komm.

FEHR, W. (1926): *Geologische Karte der Urserenzone, 3:100000* Spezialkarte Nr. 110 Schweiz. Geol. Komm.

STAUB, W. (1911): *Geologische Karte der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal, 1:50000.* Spezialkarte Nr. 62 Schweiz. Geol. Komm.

Ferner Kartenskizzen in AMBÜHL, E. (1929), NIGGLI, E. (1944).