

BEITRÄGE
ZUR
GEOLOGISCHEN KARTE DER SCHWEIZ

HERAUSGEGEBEN VON DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION DER SCHWEIZ. NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT

AUF KOSTEN DER EIDGENOSSENSCHAFT

NEUE FOLGE, XLV. LIEFERUNG

DES GANZEN WERKES 75. LIEFERUNG

**I. Geologische Untersuchungen
zwischen Sempachersee und Oberem Zürichsee.**

Von **Roman Frei.**

**II. Über die Stratigraphie und Tektonik
der sedimentären Zone von Samaden.**

Von **H. P. Cornelius.**

**III. Neue Beobachtungen aus dem
Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv.**

Von **Paul Niggli und Walter Staub.**



Bern.

In Kommission bei A. Francke (vorm. Schmid & Francke).

1914.

Buchdruckerei Stämpfli & Cie.

Vorwort der Geologischen Kommission.

Am 3. Oktober 1913 sandte Herr Dr. ROMAN FREI († 23. März 1914) der Geologischen Kommission aus Balikpapan in Ost-Borneo das Manuskript der *Geologischen Untersuchungen zwischen Sempachersee und Oberem Zürichsee* ein. Es sind das die Resultate von Beobachtungen, die er 1912 bei den Aufnahmearbeiten zur Revision von Blatt VIII gemacht hatte.

Am 14. Februar 1914 ging dann die Arbeit ein von Herrn Dr. H. P. CORNELIUS-Zürich über die *Stratigraphie und Tektonik der sedimentären Zone von Samaden*. Sie enthält eine vorläufige Mitteilung über die bisherigen Resultate einer geologischen Untersuchung über die Piz d'Err-Gruppe, mit der er zur Revision von Teilen der Blätter XV und XX am 18. Mai 1912 von der Geologischen Kommission betraut worden war.

Fast gleichzeitig, am 10. Februar 1914, erhielten wir das Manuskript der gemeinsamen Untersuchung der Herren Dr. PAUL NIGGLI und Dr. WALTER STAUB: *Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard und Aarmassiv*. Die hier dargestellten Beobachtungen sind aus einem Auftrag hervorgegangen, der von der Geologischen Kommission den beiden Mitarbeitern zur Revision der vergriffenen Blätter XIII und XIV am 6. Februar 1911 erteilt worden war.

In der Sitzung vom 14. Februar 1914 beschloss die Kommission den Druck aller drei Arbeiten als Lieferung XLV der Neuen Folge.

Für den Inhalt von Karte, Text und Profilen sind die Verfasser allein verantwortlich.

Zürich, den 15. Juni 1914.

Für die Geologische Kommission,

Der Präsident:

Dr. **Alb. Heim**, Professor.

Der Sekretär:

Dr. **Aug. Aeppli**.

III.

Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv

von

Paul Niggli und Walter Staub.

(Der Geologischen Kommission eingereicht am 10. Februar 1914.)

Einführung.

Die schweizerische geologische Kommission erteilte dem einen von uns (*P. Niggli*) den Auftrag, die geologischen Aufnahmen im gotthardmassivischen Anteil von Blatt XIV des eidgenössischen Dufouratlases zu revidieren. Ungefähr gleichzeitig erhielt *W. Staub* einen Auftrag zur Revision der „Urserenmulde“. In den Sommern 1912 und 1913 wurden mehrere gemeinsame Exkursionen ausgeführt.

Da die kartographischen Aufnahmen jeweilen nur langsam fortschreiten, während man gewisse Resultate bald gewinnt, entschlossen wir uns, vorgängig der Karte, zu dieser kleinen Publikation. Für die topographischen und stratigraphischen Angaben über die sogenannte „Urserenmulde“ (*St. Ulrichen—Andermatt*), sowie die Gesteine der östlichen Fortsetzung (*Calmot—Bugnei—Disentis*) ist *W. Staub*, für alle Angaben die das Gotthardmassiv, dessen östliche Fortsetzung, die „Tavetschermulde“, sowie die stratigraphische Vergleichung und die petrographischen Einzelheiten betreffen, ist *P. Niggli* verantwortlich.

Wir möchten aber darauf hinweisen, dass unsere Ergebnisse, wenn sie auch möglichst sorgfältig geprüft wurden, in gewissem Sinne nur als vorläufige zu betrachten sind, und wir im weiteren Verlauf unserer Untersuchungen selbst redlich bemüht sein werden, die Einsicht über das untersuchte Gebiet zu vertiefen.

Nachdem man im Jura und in den Alpen im kleinen eine Menge prachtvoll ausgebildeter einfacher Falten gefunden hatte, war es begreiflich, dass man auch im grossen die Verbandsverhältnisse der Gesteine auf mehr oder weniger einfache Mulden und Gewölbe zurückführen suchte. Einen der wichtigsten Fortschritte, den die Deckentheorie, die ja naturgemäss als Arbeitshypothese aufzufassen ist, gebracht hat, ist, wie *J. Königsberger* bemerkt, das Prinzip der Diskontinuität. Man hat sich jetzt von den Anschauungen freigemacht, dass gleichalterige, nahe beieinander vorkommende Gesteine stets durch möglichst einfache, geschlossene Faltenlinien verbunden werden müssen. Sedimentäre Gesteine, die in kristalline Schiefer eingelagert sind, hat man früher als ziemlich vollständige Muldenkeile zu deuten gesucht. Heute erscheint uns dies nicht mehr notwendig. Die Entwicklung, die die Ansichten über tektonische Phänomene in dieser Beziehung durchgemacht haben, ist mit der in jeder anderen Wissenschaft zu vergleichen. Man stützt sich zuerst auf die sogenannten idealen Verhältnisse, um bei weiterem Studium immer mehr einzusehen, dass diese nur als Grundlage dienen können. So ist beispielsweise auch nach unseren Untersuchungen die sedimentäre Urseren-Garverazone im allgemeinen tektonischen Sinne als Muldenzone aufzufassen, obschon muldenförmiger Bau nirgends, oder nur in der östlichen Fortsetzung, nachweisbar ist.

Das Verdienst, erstmals die neu gewonnenen Gesichtspunkte auf die Urseren- und Piora- mulde angewandt zu haben, gebührt *J. Königsberger*. Unsere Untersuchungen ergänzen und erweitern seine vielfach nur fragmentarischen Beobachtungen, die aber zum grössten Teil schon von dem Standpunkte aus unternommen wurden, zu dem eine vollständige Revision zurzeit führen muss.

Die Probleme, die momentan im Vordergrund stehen und deren versuchsweise Beantwortung wir anstreben wollen, sind die folgenden: Eine wichtige Frage ist die nach der faciellen Ausbildung der mesozoischen Sedimente im Gotthardgebiet. Bis jetzt sind sehr oft autochthone und fremdartige Gesteine nicht genügend voneinander getrennt worden. Dieses Problem ist deshalb von allgemeiner Bedeutung, weil es uns über die stratigraphische Stellung der Gesteine der helvetischen Glarnerdecken Auskunft geben kann. Einer der Gründe, die der Deckentheorie so viele Freunde zugeführt haben, ist ja die Vereinfachung, die sie in facieller Hinsicht bringt; vermutet man doch die Wurzelregion einer schwimmenden Gesteinsmasse dort, wo die betreffenden Sedimente in facieller Hinsicht sich leicht einordnen lassen. An Stelle des Prinzips der möglichsten tektonischen Kontinuität ist das Prinzip der faciellen Kontinuität getreten. So ist die Art der Ausbildung der gotthardmassivischen Sedimente wichtig für die Beurteilung des Wurzellandes der sogenannten Glarnerdecken. Wenn dieses Wurzelland ursprünglich nördlich der heute noch erhaltenen Sedimente des Gotthardmassivs liegt, so muss es, weil sicher südlich vom Aarmassiv, auch tektonisch im Untersuchungsgebiet zum Ausdruck kommen. Von Interesse sind ferner der Zusammenhang zwischen der sedimentären Urseren- und der Garverazone (*Tavetsch-Nadils*), sowie die tektonischen Beziehungen am Ostende des Gotthardmassives. In petrographischer Beziehung mögen ein Vergleich ähnlich zusammengesetzter, aber verschiedenartig metamorpher, ursprünglich sedimentärer Gesteine (*Garvera-Scopi-Tremola*), sowie einige Angaben aus dem Gneisgebiet des Zentralmassivs erwähnenswert sein.

Wohl nirgends erkennt man, so wie in den beschreibenden Wissenschaften, die Grenzen des menschlichen Geistes. Die Beobachtungsgabe und Kombinationsgabe unserer Ahnen flösst uns Bewunderung ein. Man fragt sich unwillkürlich, ob man zu den ca. 80 Jahre alten, ersten Arbeiten von *Lardy* und *Lusser* über die Geognosie des Gotthardmassivs etwas prinzipiell Neues hinzufügen könne. Was sich seit jener Zeit im wesentlichen verändert und entwickelt hat, sind das Gesamtweltbild, die technischen Hilfsmittel und die Breite der Erfahrung im speziellen Untersuchungsrayon. Wohl haben die Zwischenzeit und auch unsere Untersuchungen eine Menge neuer Einzelheiten ergeben, die die Probleme von einer neuen Seite beleuchten; aber jeder wird, wenn er vorerst in Unkenntnis der älteren Arbeiten an sie herantritt, späterhin erkennen, dass die Synthese des menschlichen Geistes naturgemäss nur eine graduell verschiedene sein kann. Dennoch muss man von Zeit zu Zeit diese Synthese in möglichster Unabhängigkeit zu erleben suchen, was dann einer Neuanpassung der betreffenden Verhältnisse an das Weltbild gleichkommt. Diese Neudurchforschung, die wir versucht haben, möge es entschuldigen, wenn wir Profile, die kürzlich von uns aufgenommen wurden, die aber zum Teil in ähnlicher Weise schon früher beschrieben wurden, hier neuerdings beschreiben. Es ist dies in keiner Weise eine Missachtung der älteren Arbeiten, die wir hochschätzen. Im übrigen hoffen wir doch, durch einige neuere oder präzisere Anschauungen und Beobachtungen einen notwendigen Beitrag zur Geologie unseres Heimatlandes liefern zu können.

In Abwesenheit des einen von uns (*Staub*) fielen die redaktionellen Geschäfte seinem Mitautor allein zu. Wenn wir, obschon es gerade in solchen Abhandlungen wünschenswert wäre, auf die stilistische Behandlung nur geringes Gewicht legen konnten, so möchten wir dies, wie einst *Hegetschweiler*, wenn auch nicht entschuldigen so doch verständlich machen, mit dem Ausspruch von *Martial* :

Non nobis licet esse tam disertis,
Qui musas colimus severiores.

Allgemeine Lagebeziehungen.

Eine im grossen und ganzen WSW—ENE streichende Linie aus dem *Val Ferret*, dem *Rhonetal* entlang bis *Brig*, über den *Nufenenpass* ins *Val Bedretto* und von da über das *Val Piora* und südlich des *Greinapasses* ins *Val Lugnetz* trennt die mehr oder weniger flach liegenden, eigentlichen kristallinen Alpen von ihrem nördlichen Vorland. Direkt vorgelagert sind, sowohl im Zentrum als auch westlich im Gebiet der Südabbiegung, ausgesprochen steilstehende Staukomplexe, die einen mächtigen kristallinen Kern besitzen und gemeiniglich als *Zentralmassive* bezeichnet werden. Besonders ausgesprochen ist die länglich elliptische (zirka 100 km lange und im Maximum nur 30 km breite) Masse, die die höchsten Berner-, Urner- und Glarneralpen umfasst. Es ist wohl kein Zufall, dass die bedeutendsten Flüsse des mittleren Alpenbogens aus dieser Zentralmasse entspringen und nicht in dem stark tangential bewegten Deckenland. Dieser mittelalpine, kristalline Staukomplex ist schon frühzeitig gegliedert worden. Massgebend waren hierbei petrographische Verschiedenheiten einerseits und sedimentäre Zwischenzonen anderseits.

Man unterscheidet heute in diesem Staukomplex *Gastern-Erstfelder*massiv, *Aarmassiv* und *Gotthard*massiv. Im grossen und ganzen entsprechen diese drei Teilmassive drei Intrusionszentren, wobei wir vorläufig dahingestellt lassen wollen, ob das nur scheinbar tektonisch bedingte, intrusive Zentren oder primäre sind. Die Trennung zwischen Aar- und Gasternmassiv ist besonders im Gebiet des *Maderanertales* durch eine teils sedimentäre, teils Quarzporphyr führende Zone markiert. Eine ausgesprochen sedimentäre Zone trennt längs des oberen *Rhonetales* und *Urserentales* das Aarmassiv vom Gotthardmassiv. In der östlichen Fortsetzung ist die Trennung schwieriger. Während, sozusagen parallel nach Süden verschoben, eine zweite sedimentäre Zone deutlich erkennbar ist, wurde bis jetzt die Urserenzone hypothetisch in der Richtung des Rheintales nach *Disentis* verlängert gedacht und das Aarmassiv in dieser Zone vom Gotthardmassiv getrennt. Wir haben es uns zur Hauptaufgabe gemacht, diese sedimentäre Zone, sowie die angrenzenden Partien der Massive, auf ihrer ganzen Länge zu verfolgen, um auf diese Weise eine Klarstellung der stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse des Grenzgebietes zu erlangen. Um eine Basis für die weiteren Besprechungen zu erlangen, wollen wir vorerst eine Reihe von stratigraphischen Profilen besprechen.

Als topographische Unterlage dienen die Siegfriedblätter 490, 491, 503, 398, 411, 408, 409, 412, sowie die Überdruckkarte des Gotthards in 1 : 100 000.

Wir beginnen aus verschiedenen Gründen nicht am östlichen oder westlichen Ende der Zone, sondern ungefähr in der Mitte, nämlich bei *Andermatt*, wo die Zone sehr vollständig vorhanden ist und zudem infolge des Tunnelbaues der Gotthardbahn und der Anbrüche der neuen Oberalpbahn (*Brig—Disentis*), weitgehend aufgeschlossen ist.

Querprofile durch die sedimentären Zonen des Urseren- und Rhonetales.

Am bekanntesten und am eingehendsten untersucht ist das Profil von *Andermatt* (Fig. 1). Im *Unteralptal* folgen nördlich einer deutlich kontaktmetamorphen und zum Teil sogar intrusiven Zone des Gotthardmassivs biotitreiche Paraschiefer und Paragneise. Von Süden nach Norden tritt im allgemeinen der ursprünglich sedimentäre Charakter dieser Schichten immer stärker hervor; an Stelle des Biotites tritt Chlorit. Dann folgen grünliche Psammitgneise (1a des Profiles) mit Quarz, Zoisit, Granat, Chlorit, Sericit, etwas Biotit und viel Feldspatrelikten. Über diesen liegen mit teilweise ziemlich scharfer Grenze, wie an der Mündung des *Unteralptales* bei *Andermatt*, dunkelgrüne und hellgrüne Chloritbiotitschiefer, Chloritsericitschiefer und Sericitphyllite, dann wieder Psammitgneise mit schieferigen Einlagerungen, (2 des Profiles). Diese Zone ist etwas mehr als 300 m breit; die grünen glänzenden, oft gefältelten Chloritsericitgesteine zeigen Einlagerungen von grossen knolligen Quarzlinsen, sind schieferig bis blätterig und besonders am rechten Ufer des *Riedererbaches* gut aufgeschlossen. Die oft grünlich und weiss gestreiften

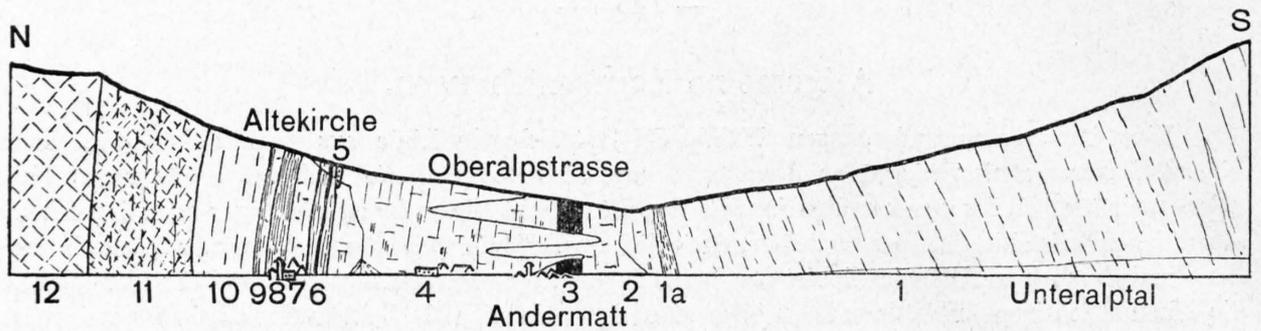


Fig. 1. Schematisches Profil durch die Urserenzone bei Andermatt (W. Staub), zirka 1 : 25,000.

12, 11 und 10 aarmassivische Gesteine, 9—5 mesozoische Schichten, 4 vorwiegend Verrucano, 3 "Karbon", 2 und 1 gotthardmassivische Sericitgesteine.

Psammit- bis Konglomeratgneise sind von mittlerem Korn. Sie stehen zu beiden Seiten der *Unteralpreuss* bei *Andermatt* in kompakten, steil nach Süd einfallenden Platten an und werden in kleinen Steinbrüchen ausgebeutet. Im Hangenden dieser Gesteine folgt im allgemeinen konkordant und scharf abgegrenzt eine gegen 100 m mächtige Zone (3) von schwarzen, etwas graphitischen, glänzenden spröden Schiefnern, welche mit einzelnen arkoseartigen und quarzitischen Bänken wechsellagern. Dieser charakteristische Gesteinsverband ist an der ersten, und vor allem frisch an der dritten Strassenkehre der Oberalpstrasse (Punkt 1572 der Siegfriedkarte) aufgeschlossen. Er besteht aus gefältelten, tonigen und kohligten, fein bis mittelkörnigen Sandsteinen und kohligten, äusserst feinkörnigen Tonschiefnern. Es sei schon hier hervorgehoben, dass diese Gesteinszone in mannigfaltiger Ausbildung an der Furkastrasse bei *Realp* sich weiter fortsetzt und dort einer eingehenderen Schilderung unterzogen werden soll. Wiederum konkordant, aber scharf getrennt, folgt im Hangenden eine Gesteinszone (4), welche mit der im Liegenden grosse Ähnlichkeit besitzt. Es sind Sericitschiefer von bläulich-grüner Farbe und Psammitgneise von grün-weissgestreiftem Aussehen, welche von *J. Königsberger* mit den Namen *Oberalpgneis* belegt worden sind. Sie stehen in kompakten, 10—100 cm dicken Platten an der *Oberalpstrasse* an und besitzen Chloritschieferzwischenlagen. Im Liegenden sowohl wie im Hangenden gehen sie in schieferige Gesteine von bläulich-grüner Farbe über. Die Zone ist insgesamt mindestens 700 m mächtig.

Im *Dürstelenbachbett* bei *Andermatt* verzeichnet die *von Fritsche*-Karte einen Aufschluss in Rauchwacke (5), der heute offenbar völlig verschüttet ist, so dass die Grenze gegen das Hangende nicht sichtbar ist. Nach unten keilt die Rauchwacke aus. Es folgen bei *Alteikirche*

6. zirka 20 m (zum Teil von Schutt und Moräne verdeckt) schwarze, kohlige Phyllite mit fraglichen Sprödglimmerporphyroblasten. Darauf liegt der zirka 100 m breite

7. untere Zug des sogenannten *Andermattmarmors*. Im untersten Teil finden sich gelblich bis bräunlich auswitternde harte, sandig-kalkige bis quarzitisches Bänke¹⁾. Der bankige Kalkstein besitzt ein mehr graues Aussehen. Kalkphyllite wechsellagern damit. Charakteristisch sind besonders im mittleren und oberen Teil die gelben, stark linsig ausgezogenen Einsprengungen, die zum Teil ursprünglichen Geröllen entsprechen. Sie bedingen, infolge verschiedenen Grades der Sammelkristallisation, im Dünnschliff das typische Bild eines Schlierenmarmors. In den ziemlich reinen, sericit- und quarzföhrnden Bänken sind die Steinbrüche angelegt, die zur Strassenbeschotterung dienen. Fragliche Pentacriniten und Belemniten wurden auch von uns in den oberen Bänken bemerkt.

8. Es folgt über dem nach oben wieder mehr quarzitisches werdenden Marmor ein schwarzer Schiefer- resp. Phyllitzug von etwa 30 m Mächtigkeit. Darüber lagert

9. der zirka 15—20 m mächtige obere Marmorzug. Er ist im allgemeinen reiner als der untere Kalkzug, besonders in seinem mittleren Teil. Der Kontakt mit den südlichen Gneisen des Aarmassivs ist an dieser Stelle auf etwa 2—3 m verschüttet. Erst weiter östlich ist er etwas besser entblösst. Schwarze Schiefer bilden den Abschluss. Die südlichen Gneise des Aarmassivs

¹⁾ In Fig. 1 gleiches Schichtzeichen wie Nr. 6.

sind hier durch den über 300 m mächtigen Komplex der Urserengneise (10), einer zum grössten Teil sedimentären Schichtfolge, vertreten. An diese schliesst sich die etwa 200 m breite Zone der eigentlichen Randfacies des zentralen Aarmassivgranites (11), in vorwiegend aplitischer Ausbildung, an. Einschlüsse von Schieferknollen in Aplit, sowie aplitischer Gänge im Gneis sind nicht selten. Endlich folgen nördlich von dieser Randzone die senkrechten Platten des geschieferten, muscovitreichen Granites und dann beim Urnerloch der massige zentrale Aaregranit (12).

Dieses Profil zeigt bereits den typischen Aufbau der Andermatter- oder Urserenzone, die ausgezeichnet ist durch eine konkordante Schichtfolge sehr mächtiger, psammitischer bis konglomeratischer und phyllitischer Glieder, mit eingelagerten graphitischen Schiefen, und durch einen konkordant nördlich vorgelagerten jungen Gesteinszug. Der letztere besteht aus zwei vorherrschend sandigen und tonhaltigen Kalkkomplexen, die mit Tonschieferzügen wechsellagern. Wir brauchen nur auf das westliche Ufer der Reuss hinüberzugehen, um nun dort vorerst den oberen Kalkzug in viel weniger marmorisiertem Zustand in Form von blauschwarzen Kalken aus dem Alluvium heraustreten zu sehen.

Einerseits der Vollständigkeit halber, andererseits aber auch der nicht leichten Zugänglichkeit der Originalpublikationen wegen, möchten wir hier auch das von *F. M. Stapff* aufgenommene, durch den Tunnelbau entblösste Profil durch die sedimentäre Zone reproduzieren (Fig. 2).

Wir lassen eine Reihe von Einzelheiten weg. (Siehe Original¹.)

1. Typische Paragesteine des Gotthardmassivs mit Serpentinlagerungen.

2. Zirka 500 m Sericitgesteine mit grünen und schwarzen Schiefen, oft Turmalin führend.

3. Zirka 140 m schwarze, stark gefaltete Schiefer mit Psammitgneisen, Kalkschiefern etc. (ungefähr entsprechend 3 der Fig. 1).

4. Schieferige Sericitgneise mit Chlorit und Biotit. Kalkglimmerschiefer. Gipsadern. Quarzite. Schwärzliche Schiefer und grüne Schiefer, zirka 450 m.

5. Dünnschieferige Sericitgneise, hie und da ziemlich grobkörnig; wechsellagernd mit Chloritschiefern, phyllitischen Gliedern, Kalkglimmerschiefern. Zahlreiche Verwerfungen, zirka 420 m, (4 und 5 entsprechend 4 der Fig. 1).

6. 18 m schwarze Tonschiefer und Phyllite, gegen 5 hin ein stark zersetztes Gestein als Rutschharnisch mit Alabasterknollen.

7. Zirka 100 m untere Marmorzone, mit vielen Klüften, die zum Teil Gips enthalten. Oben und unten sehr quarzreich, mit Übergängen zu Kalksandsteinen, Quarzmarmoren und Quarziten. Zum Teil durch kohlige Substanz (in Form fraglicher Versteinerungen) schwarz gefärbt. Konglomeratische Bildungen werden als Reibungsbreccien angesehen. Schwefelkies ist häufiger Nebengemengteil.

8. 21 m schwarze Tonschiefer und Phyllite.

9. Oberer Marmor mit Sericit, Feldspat und Quarz, zirka 30 m.

10. 11 m schwarze Tonschiefer.

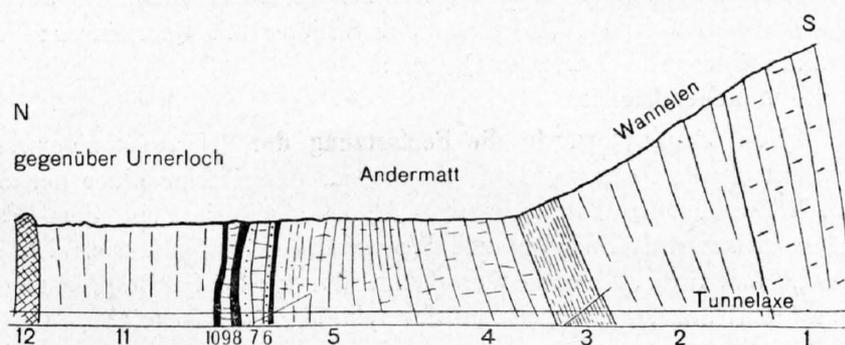


Fig. 2. Tunnelprofil durch die Urserenzone
in 1:25,000 (nach F. M. Stapff).

12 und 11 aarmassivische Gesteine, 10—6 mesozoische Schichten,
5 und 4 Verrucano (und Oberalpgneiss), 3 karbonische Gesteine,
2 und 1 gotthardmassivische Paragesteine.

¹) F. M. Stapff: Gedrucktes Manuskript. (Siehe auch Schweiz. nat. Ges. 1878 Bern.) — Die Profile 1 und 2 stimmen in den Massverhältnissen nicht genau überein, was einerseits auf verschiedener Profilrichtung und verschiedener Zuordnung der Komplexe, andererseits auf Veränderungen in der Zone selbst, beruht.

11. Südliche Randzone des Aarmassivs, durch die der Tunnel auf eine Länge von zirka 450 m führt. (Tunnelrichtung schief zur Fallrichtung im ganzen Profil.)

12. Granitgneise des Aarmassivs.

Die beiden marmorisierten Kalkkomplexe und die beiden schwärzlichen Schieferzonen lassen sich auch noch oberhalb der Weiler *Nufenen* und *Schönen*, gegen den *Oberalppass* hin, verfolgen, wobei die Basis dieser Schichtfolge durch den zirka 6—8 m mächtigen und hier nun stets aufgeschlossenen Zellendolomit gebildet wird. Moränenbedeckung verhüllt das Liegende der Rauchwacke oft bis zur Strasse und Oberalpreuss. Dort stehen zum Teil karbonatführende, bläulich-grüne Schiefer und grünlich-weiße Psammitgneise an. Den Kontakt mit den Aarmassivgneisen bilden etwa 3 m mächtige, dünn-schichtige bis blätterige, etwas sandige, seidenglänzende Sericitphyllite, unter welchen, durch unscharfen Übergang verbunden, stets die gelbbraunen angewitterten Schichtköpfe des oberen Marmorzuges in einer Mächtigkeit von 10—20 m heraustreten. Der östlichste Aufschluss der Urserenzone liegt in einem Steinbruch, in welchem das verrutschte, leicht zerbröckelnde und stark zertrümmerte, gelblich bis reinweiße Gestein des unteren Marmorkomplexes zur Beschotterung der Strasse ausgebeutet wird.

Man sieht:

6 m Sericitmarmor;

2 m stark verwittertes, zu Grus zerfallendes, sandig-dolomitisches Gestein von gelbbrauner Farbe;

zirka 5 m weiche, blätterige, grüne Schiefer mit Quarzlinzen;

zirka 1 m gelblich-weißer Quarzit;

1.5 m Zellendolomit.

Von hier aus wurde die Fortsetzung der „Urserenmulde“ stets dem Oberalppass entlang gesucht. Es ist uns gelungen zu zeigen, dass infolge einer der Schichtenumbiegungen, wie sie am Nordrande des Gotthardmassivs häufig sind, die Zone dem *Pazzolabach* entlang durch die Lücke zwischen *Pazzolastock* und *Plauncaulta* nach *Tgetlems* streicht, und so als direkte Fortsetzung der „Tavetschermulde“ erscheint. Wir werden bei Besprechung der sedimentären „Tavetscherzone“ und bei der Besprechung der tektonischen Erscheinungen darauf zurückkommen.

Vorläufig wenden wir uns nach Westen.

Jenseits der Reuss treten westlich Andermatt, im *Mühlebach* bei *Büz*, die blauschwarzen Kalke aus den Alluvionen des Bergbaches heraus. Ihnen folgen gleich darauf, gegen *Tennlen* und *Spiessen*, die übrigen Schichtglieder der Urserenzone. Hier liegt vermutlich die Stelle, welche schon *Lusser* und *Lardy* als kalkführend bekannt war. Im oberen Kalkzug (entsprechend dem oberen Marmorzug von Andermatt) herrschen stark blätterige bis schieferige, zum Teil etwas gefaltete tiefschwarze Kalke vor, die viel kohlige Substanz neben Pyrit und Magnetit enthalten. Etwas hellere, grauschwarze, dicht bis feinkristallinkörnige Kalke mit Calcitnestern befinden sich besonders im mittleren Teil. Beginnende, schlierenförmig verteilte Marmorisierung ist nicht selten. Im ganzen aber ist der Unterschied im Grad der Marmorisierung, besonders aber auch im Gehalt an kohligen Substanzen, zwischen *Altekirch* und *Büz* ein grosser.

Dass das Profil (Fig. 1) von *Andermatt* für den ganzen Bau der Urserenzone typisch ist, sollen die beiden folgenden Profile von *Realp* und der *Furkapasshöhe* belegen.

Auch im *Wyttengewässertal* (Fig. 3) folgen nordwärts der feldspatreichen Gneise glimmerreiche Gesteine, denen sich am Ausgang des Tales grünliche Konglomerat-Psammitgneise mit Chloritschiefer-einlagerungen anschliessen (Nr. 1 des Profils 3). Diese Konglomeratgneis-Chloritschiefergruppe, vom Habitus derjenigen des *Unteralptales*, besitzt eine Mächtigkeit von zirka 200—400 m. Auf diese Gesteine folgen nordwärts

2. zirka 15 m aufgeblätterte, meist stark verwitterte sericitische, weisse seidenglänzende Schiefer, in denen härtere Bänke von 2 m und mehr Mächtigkeit eines stark gepressten sericitischen Quarzporphyrs auftreten. Daran schliessen sich an

3. 20 m helle Biotitsericitgneise mit glasigen stecknadelkopfgrossen Quarzen und stark zersetzten Feldspäten.

4. 50—60 m schwarze, kompakte bis dünnbankte Schiefer in Wechsellagerung mit sandig-quarzitischen Bänken. Diese Glimmer- und Kohle-führenden Gesteine sind das charakteristische Glied der Gruppe. Die sandig-quarzitischen Bänke können eine Mächtigkeit von 80 cm

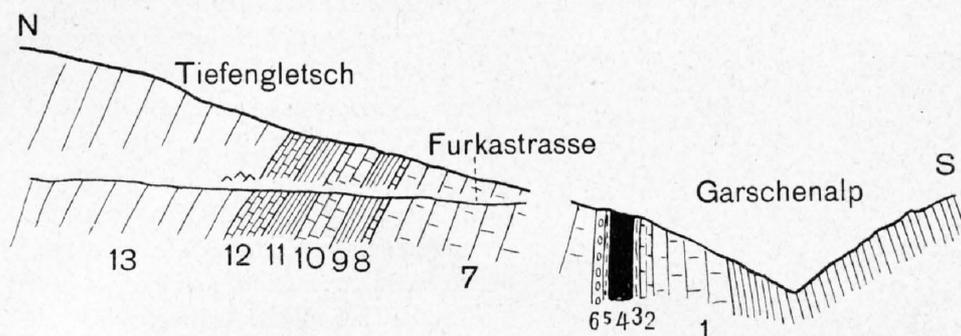


Fig. 3. Schematisches Profil westlich Realp durch die Urserenzone (W. Staub), zirka 1 : 25,000.

(Die Schichten sind, besonders nordwärts, sehr schief geschnitten.)

13 aarmassivische Gesteine, 12—8 mesozoische Schichten, 7 „Verrucano“,

6—2 „karbonische“ Einlagerung mit Quarzporphyr, 1 Sericitgesteine des Gotthardmassivs.

bis 1 m erreichen. Eine Quarzitbank schliesst diese Schiefergruppe an der *Furkastrasse* gegen

5. 3 m grünliche bis graue, seidengänzende, sericitische und etwas gefältelte Schiefer ab. Die Chlorit, Magnetit und Turmalin enthaltenden Schiefer zeigen eine ausgesprochene Gleittextur.

6. Es folgen, auf zirka 12 m aufgeschlossen, *Konglomeratepigneise* mit deutlichen Geröllen bis zu 6 cm Durchmesser. Der Kontakt dieser Gesteine gegen das Hangende ist leider durch Moräne verhüllt.

7. Zwischen diesen Gneisen und dem untersten Glied der Trias, dem *Rötidolomit* oder der *Rauchwacke*, folgen zirka 300—400 m grüne bis bläuliche *Verrucanogesteine*. Besonders in der Nähe der Konglomeratepigneise finden sich grünliche, hornfelsartige, dichte Gesteine, die Sericit, Chlorit, Biotit, Zoisit, Granat, Magnetit neben in Zersetzung befindlichen Feldspäten und neben Quarz enthalten. Karbonat und Magnetit führende Epidot-Chlorit- bis Epidot-Biotitgesteine sind nicht selten. Auch ein zweifelloser Quarzporphyr ist mit den Konglomeratgneisen verknüpft. Gegen den Rötidolomit hin herrschen Sericitschiefer, Sericitgneise, Zoisit-Biotitgesteine und Chloritschiefer vor. Von Interesse ist ein Sericitschiefer mit grossen Biotitporphyroblasten. Die hier beschriebenen Gesteinsarten sind besonders gut zugänglich etwa 100 m südlich der Strassenkehre (mit Quote 1793 der Siegfriedkarte) an der *Furkastrasse* oberhalb *Realp*. Es lässt sich aber diese Gesteinszone am ganzen Südhang der *Garschenalp* bis gegen die *Furka* und den *Blauberg* hin verfolgen.

Die mesozoische Sedimentzone ist bei *Tiefengletsch* an der *Furkastrasse* gut aufgeschlossen. Es folgen im Liegenden der Gneise des Aarmassivs von Norden nach Süden:

12. 30—40 m blauschwarzer dünnbankiger Kalkstein. Der etwas grobbankigere, mittlere Teil gleicht Malmkalk und zeigt konzentrisch gebaute, ziemlich grosse Kieselknauern, die häufig linsenförmig ausgezogen sind. Gegen den Kontakt mit den Aarmassivgesteinen sind die Gesteine homogener und sandiger und führen phyllitische Zwischenlagen.

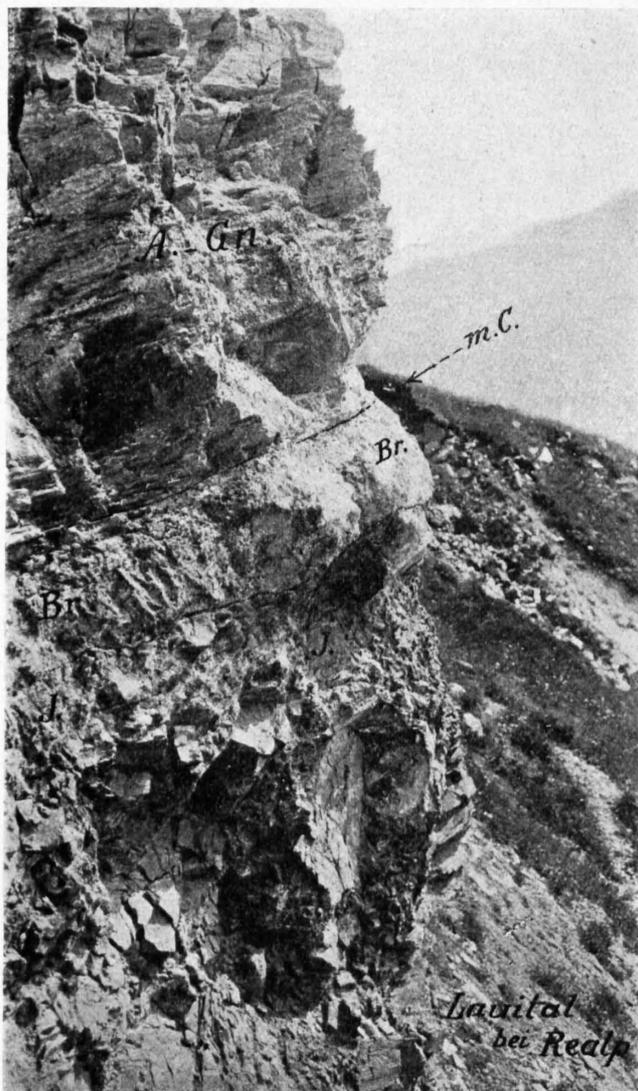
11. 2—3 m mächtige Einlagerungen von Sprödglimmerphylliten, 10 m sandige Kalke mit Tonschieferbändern, 20 m Phyllite mit ganz dünnen, sandigen Kalkbändern.

10. In wechselnder Mächtigkeit, sandige und quarzitische, gut gebankte Kalke mit phyllitischen Zwischenlagen. Rostig angewittert. Einzelne kalkreiche Bänke sind auch marmorisiert und erscheinen dann im frischen Bruch grau bis weisslich. Auch hier finden sich dolomitische Einsprengungen und gelbliche Knollen wie bei *Andermatt*. Die einzelnen Bänke haben eine Mächtigkeit von 5—20 m.

9. 40—60 m Phyllite, gleichförmig dünnblättrig, schwarz gefärbt, mit einzelnen, rostig angewitterten quarzitischen Bänken. Nach unten Quarzitbänke häufiger.

Einige Meter schlecht aufgeschlossene weiche Schiefer.

8. Zirka 10 m Rauchwacke. Im *Lochbachtal* steht sehr schön marmorisierter Röti an. Der Kontakt des oberen Kalkzuges mit den südlichen Gneisen des Aarmassives ist besonders bei *Realp* im *Lauetal* als scharf mechanischer Kontakt gut aufgeschlossen. Man findet da einen marmorisierten Stinkkalk, dessen parallel gestreckte Calcitkörner unverkittet sind. Die dichteren



Phot. W. Staub.

Fig. 4. Überlagerung der Urserenkalkzone durch Aarmassiv-Gneiss im Lauetal bei Realp.

- A.—Gn. = Gneiss des Aarmassivs.
- m. C. = mechanischer Kontakt.
- Br. = Reibungsbreccie aus oberem Jurakalk.
- J. = Jurakalk (Malm), oberer Teil.

7. 10—15 m Zellendolomit. Er tritt meistens als kleine Felskante in der Topographie hervor und lässt sich auch gut am *Längisgrat*, westlich von der *Furka*, verfolgen.

6. Grüne bis bläuliche Sericit-Chloritschiefer, Magnetitporphyroblastenschiefer, Sericitkonglomerat-Psammitgneise mit Quarzporphyr und schwarzen blätterigen, etwas Biotit führenden Schiefen bis fast zum Punkt 2760 des *Blauberges*. Dann folgen Biotit führende Paragesteine mit Amphibolitischen Einlagerungen.

Kalke zeigen makroskopisch ausgesprochene Schieferigkeit bis Blätterigkeit. Die südlichen Gneise des Aarmassivs sind sehr stark sericitisiert und mylonitisiert. Am Kontakt ist lokal eine ausgesprochene Reibungsbreccie des Kalksteines vorhanden. Zahlreiche Mineralausblühungen sind längs der Anschlagungsfläche sichtbar. Die Photofigur 4 zeigt die diesbezüglichen Verhältnisse.

Ein Profil durch die Furkapasshöhe zeigt nachstehende Schichtfolge¹⁾. Auf die Gneise des Aarmassivs folgen nach Süden:

12. Zirka 20 m mächtig, etwas hell anwitternde blaugraue Kalke. Nur in den obersten Teilen enthalten sie sandig-tonige Einlagerungen. In diesen Kalken treten, schlierenförmig verteilt, ganz grobkristalline Varietäten auf mit sehr grossen schwarzen Calcitkristallen (z. T. malmähnlich).

11. 20—35 m schwarze Phyllite, mit Kalkbänken und Kalklinsen.

10. Zirka 150—200 m mächtig, sandige und quarzitisches Kalkschiefer mit phyllitischen Zwischenlagen. Der oberste Teil dieses Komplexes besteht aus eisenschüssigen Glimmersandsteinen bis Sericitquarziten und Phylliten.

9. 60—120 m dunkelgraue gefaltete Kalkschiefer und Phyllite.

8. Weiche sericitische, grüne Schiefer mit Gipsadern und Linsen. Diese Gesteine sind vor allem durch den im Bau begriffenen Furkatunnel aufgeschlossen worden. Sie finden sich aber auch im Bachanriss östlich des Tunnelwestportals und beim Tunnelportal selbst. Die Mächtigkeit dieser Schichten beträgt beim Tunnelwestportal zirka 40 m. Die Schiefer sind identisch mit den grünen weichen Schiefen im Schottersteinbruch bei *Schöne* auf dem Oberalppass.

¹⁾ Neuerdings auch von A. Buxtorf. *Eclogae geol. helv.* XII 176, 1912 beschrieben.

Prachtvoll ausgebildet ist die sedimentäre Zone am *Längisgrat*. Die nördlichsten Kalke streichen bis gegen den Punkt 2334, sind aber dann gegen *St. Niklaus* und den *Längisbach* stark ausgequetscht. Die mannigfaltigsten Marmorisierungsstadien finden sich in der Nähe der *Serzenalp*. Häufig sind die Kalke sehr sandig. Südlich der *Rauchwacke* folgen *Sericit-Chloritgesteine* mit *Quarzporphyr*. Nach *von Fritsch* findet man gegen die *Dählialp* auch schwarze *Tonschieferlinsen*. Am Ausgang des *Längisbachtals* gegen das *Rhone-*

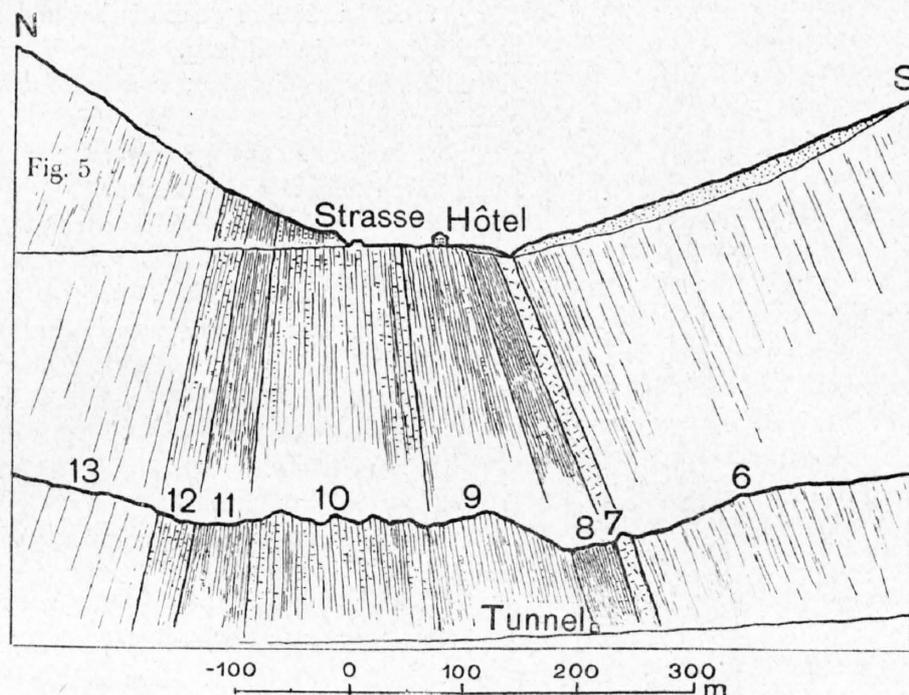


Fig. 5. Profil durch die Furkapasshöhe (W. Staub).
13 aarmassivische Gesteine, 12—7 mesozoische Gesteine, gotthardmassivische Sericitgesteine (Verrucano usw.).

tal stehen rechter Hand massige Gesteine eines schlierigen dioritischen Intrusivlagers an. Sie hatten wohl *von Fritsch* dazu geführt, eine ausgesprochene Diskordanz anzunehmen. Mit der Einmündung ins Rhonetal hat jedoch die Urserenzone ihr Ende noch nicht erreicht. Auf der Nordseite des Rhonetals taucht der mesozoische Gesteinskomplex noch einmal zwischen *Obergestelen* und *Ulrichen* auf, um dann westwärts ganz unter den Schuttkegeln und Rhonealluvionen zu verschwinden.

Wenn wir von der Mündung des *Oberbaches* bei *Ulrichen* das linke Bord hinabklettern, so finden wir folgendes Profil.

- 5a. 2 m dünnbankiger, glimmerreicher Marmor.
- 5. 1 m Rauchwacke, stark mit dem Liegenden verknetet.
- 4. 20 m Quarzite und quarzreiche, weisse bis gelbliche (z. T. sicher dolomitische) Marmore mit phyllitischen Zwischenlagen.
- 3. 6—8 m Rauchwacke.
- 2. 4 m grüne, magnetitreiche Verrucanoschiefer.
- 1. Gegen Osten, bis zirka 8 m aufgeschlossen, quarzreiche Epigneise.

Diese Schichtfolge verschwindet nach Westen unter dem Schuttkegel des *Oberbaches*, nach Osten unter Moränenbedeckung. Auf grössere Strecken hin entblösst ist die sedimentäre Zone längs des rechten Ufers des *Oberbaches* selbst.

Wir wollen dieses Profil von Norden nach Süden besprechen:

Im Hangenden der südlichen Gneise des Aarmassivs folgen dem Bach entlang:

Gneis.

1 m Schutt.

19a. 30 cm, von Gestrüpp und Schutt verdeckt, weisser Marmor (? dolomitisch).

19b. 60 cm grünliche Schiefer.

18a. 1 m Marmor (? dolomitisch) mit Sericit und Biotit.

18b. 8—10 m Klintonitphyllite.

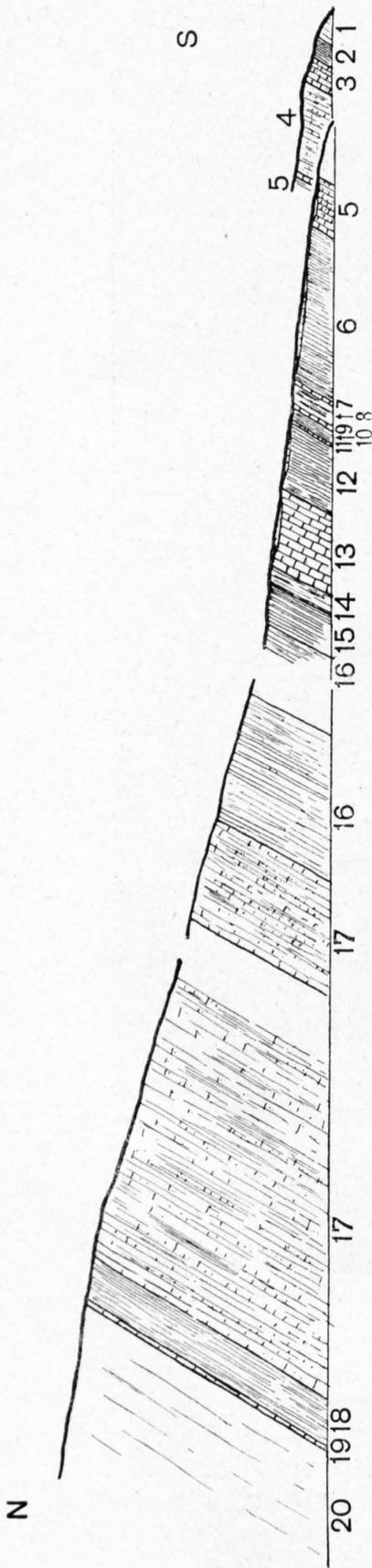


Fig. 6. Profil vom rechten Ufer des Oberbaches bei St. Ulrichen (Oberwallis) (W. Staub) in 1:15,000.
20 aarmassivische Gesteine, 19—15 vorwiegend jurassische Schichten, 15—3 vorwiegend triasische Schichten, 2 und 1 Verrucano.

17. Zirka 150 m quarzitische und sandige Kalkschiefer mit phyllitischen Zwischenlagen. Dieser Komplex ist von drei Runsen, die mit Schutt erfüllt sind, zerschnitten und daher vielleicht nicht ganz homogen.

16. Zirka 120 m Phyllite und Tonschiefer, wovon die letzten 20 m durch Schutt bedeckt sind.

15. 8—10 m grüne weiche Schiefer.

14. 3.6 m grüne Schiefer, eng durchzogen und verknetet mit breiten dolomitischen Bänken.

13. 17 m z. T. von Moräne bedeckten Dolomites.

12. 4+5+8 m blaue, glatte, glänzende Sericitschiefer mit Biotit und Chlorit. (Die mittleren 5 m verdeckt.)

11. 80 cm Rauchwacke.

10. 2 m blaue Sericitschiefer, oft mit Biotit und Sericit.

9. 40 cm Dolomit.

8. 4 m grüne, von Dolomitbändern durchzogene, verknetete Schiefer.

7. 80 cm Dolomit.

6. Feinkörnige schwarze Phyllite mit Rostflecken, zum Teil als Pockenschiefer entwickelt, 14 m anstehend, 25 m (?) verdeckt.

5. 10 m, unten Rauchwacke, oben Dolomit.

Dieses Profil zeigt wohl die kompliziertesten Lagerungsverhältnisse des triasischen und jurassischen Schichtenkomplexes.

Ob 5—15 nur abnorm entwickelte Trias in einfacher Schichtfolge oder ein tektonisch repetierter Gesteinskomplex ist, lässt sich kaum sicher entscheiden. 1—5 kann nicht genau parallelisiert werden. Auch 19 lässt sich nicht ohne weiteres zur Trias rechnen, wenn auch das die wahrscheinlichste Deutung ist. Jedenfalls hat man es eher mit Schuppenbildungen als mit einer ausgesprochenen Mulde zu tun.

Weiter nach Westen lässt sich nach der Karte von C. Schmidt und H. Preiswerk der mesozoische Schichtenverband nicht mehr erkennen. Zwischen den eigentlichen Gneisen des Gotthard und Aarmassivs sollen nur Sericitschiefer und Sericitgneise liegen, die auf grosse Strecken hin von den Alluvionen des Rhonetales bedeckt sind.

Die sedimentäre Zone von Tavetsch-Nadels.

Östlich des Oberalppasses findet man am Nordrande des Gotthardmassivs eine sedimentäre Zone, die in vielen Beziehungen grosse Übereinstimmung mit der Urserenzone aufweist. Sie ist von dem einen von uns ziemlich eingehend beschrieben worden¹⁾. Es sei daher auf diese Arbeit und die dort publizierten Profile hingewiesen.

Nur ein Profil von der Garvera zum Piz Muraun möge hier beifügt werden (Profil Fig. 7).

Im Gegensatz zu der Urserenzone, die im grossen und ganzen den Erosionseinschnitten der Reuss und Rhone folgt (ausgenommen

¹⁾ P. Niggli, Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. N. F. XXXVI. 1912.

Längisgrat), öffnet sich die Tavetscherzone an den südlichen Hängen des Rheintales meist über 2000 m über Meer. In den Quertälern des *Cornera-*, *Nalps-*, *Medelser-* und *Somvixerheines* wird sie in 2 bis über 5 km Entfernung vom *Vorderrheintal* angeschnitten. Wiederum folgen nördlich von den biotitreichen Paragesteinen des Gotthardmassivs metamorphe, psammitische bis feinkonglomeratische Gesteine, die Sericit und Muskovit führen. Sie lassen sich sehr oft von den biotitreicheren Paraschiefern nicht trennen, mit denen sie durch mannigfache Übergänge verbunden sind. Häufig sind sie von Quarz-Muskovit oder Quarz-Feldspat-Glimmeradern durchbrochen, die aber kaum ausgesprochen pegmatitischen Ursprungs sind. Ihnen sind gefaltete bis blätterige, seidenglänzende, bläulich-schwarze Phyllite vorgelagert, die westwärts wieder mit Sericitkonglomeratgesteinen wechsellagern. Das Hangende bildet ein junger Gesteinszug, der da, wo er vollständig ist, aus Dolomit, Quartenschiefern, sandigen Kalksteinen und Sandsteinen mit Tonschiefern besteht. Die gesamte Zone, die oft nur partiell ausgebildet ist, liegt auf ähnlichen, häufig Quarzporphyr führenden Sericitgesteinen und hellen Glanzschiefern, wie sie dem südlichen Komplex eigen sind. Der anormale Kontakt ist da, wo die mesozoischen Glieder fehlen, viel weniger gut ersichtlich als im Gebiet der Urserenzone.

Dass aber auch in Einzelheiten die beiden Sedimentärkomplexe grosse Ähnlichkeit aufweisen, soll das Profil *Garvera—Muraun* zeigen (Fig. 7):

Auf die biotitreichen Paragesteine des Piz Muraun (1) folgt nordwärts, vielleicht in Form einer sekundären einseitigen Mulde, nachstehender Gesteinskomplex:

2. dickbankige, konglomeratische bis arkoseartige, mittelkörnige Quarzitsandsteine und Sericit-psammit-Sericitkonglomeratgesteine;

3. zirka 1 m schwarze, stark abfärbende, kohlenreiche Schiefer;

4. feinkonglomeratische Gesteine, zirka 3 m;

5. schwarze, zum Teil gefaltete Schiefer und Arkosen, mehr als 5 m;

6. Sericitschiefer, psammitisch bis feinkonglomeratisch, zirka 25 m;

7. tiefschwarze, kohlenreiche Schiefer, zirka 3 m;

8. feinkonglomeratische Schiefer;

9. mächtiger Quarzporphyr in mannigfaltiger, dynamometamorpher Ausbildung.

Diesem Gesteinskomplex sind nördlich konkordant fein bis mittelkonglomeratische und psammitische Sericit-Chloritgesteine vorgelagert, die sich von der Randfacies des Quarzporphyrs nur schwer trennen lassen (10). Die Maximalmächtigkeit der Glieder 3—10 ist zirka 500—600 m. Dann folgt nordwärts die hier äusserst mächtige Zone (bis 1200 m) der blauschwarzen Phyllite (11) und, daran anschliessend:

12. ein Komplex von Quarziten, dolomitischen Gesteinen in Wechsellagerung mit Schiefern von zirka 30—35 m Mächtigkeit;

13. verschiedenfarbige Chloritoidschiefer (Quartenschiefer) und bunte bis schwarze Phyllite, zirka 30 m;

14. Wechsel von schwarzen Schiefern mit Kalksteinen und Kalksandsteinen, zirka 20 m;

15. graue bis schwarze Tonschiefer, zirka 4 m;

16. schwarze Schiefer, Kalke, Kalksandsteine, zirka 30 m;

17. helle phyllitische Gesteine, zirka 4 m;

18. Sericitschiefer, Sericitkonglomeratgesteine mit Quarzporphyren und basischen Eruptiva.

Die selten schön marmorisierten, schwarzen Kalke sind besonders im *Val Gierm* und auf *Alp de Nadels* aufgeschlossen. Ein mehr als 100 m mächtiger Wechsel von sand- und eisenschüssigen bis ziemlich grobspatigen Kalksteinen, Kalksandsteinen und Sandsteinen ist auch in einer Runse nördlich von *Perdatsch*, im Val Nalps, sichtbar. Es sind also auch hier stellenweise zwei besonders hervortretende Kalksteinhorizonte vorhanden, und auch hier sind die kalkigen Glieder oft sehr quarzreich. Der stratigraphische Habitus der beiden Sedimentärzonen, Urserenzone und Tavetscherzone, ist somit in den Einzelheiten ein solcher, dass die eine Zone wohl die Verlängerung der anderen sein könnte. Die sedimentäre Zone von Tavetsch—Nadels ist von mir bis zur Publikation der ersten Arbeit westwärts bis über *Tgetlems* und zum Grat *Pazzolastock*—

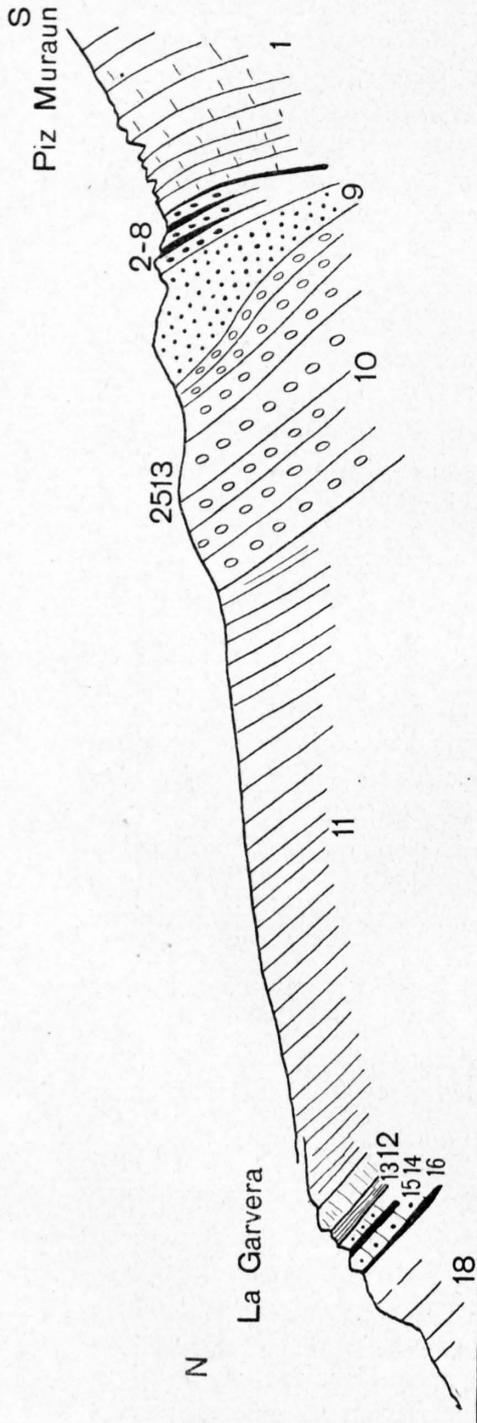


Fig. 7. Schematisches Profil Garvera-Muraun (P. Niggli), zirka 1:15,000.
 18 Sommixerzweischenschiefer, 17-12 mesozoische Schichten, 11 und 10 „Verrucano“, 9 Quarzporphyr,
 2-8 „Karbon“-Einlagerung (etwas vergrößert gezeichnet), 1 Paragneise des Gotthardmassivs.

Plancaulta verfolgt worden. Die sedimentäre Urserenzone war ostwärts bis unterhalb der Alp *Unter Stafel-Grossboden* nördlich der *Oberalpstrasse* bekannt. Die Überschiebungsflächen beider Endpunkte lagen somit in einer zum Streichen senkrechten Verschiebung von zirka 1.6 km 1.5 km voneinander entfernt. So lag es nahe, einen direkten Zusammenhang oder eine gegenseitige Transversalverschiebung anzunehmen. Der direkte Zusammenhang wurde im Sommer 1912 von uns aufgefunden.

Bei *Andermatt*, und der *Oberalpstrasse* entlang bis gegen *Schöne*, streichen die Schichten der sedimentären Zone ungefähr von Westen nach Osten, genauer W 10 bis 20° S. Ein ähnliches Streichen besitzen die nördlichen Gesteinszonen des Gotthardmassivs östlich von der *Piz Baduskette* gegen die *Garvera*; zum Teil wurde dort bis W 40° S gemessen. Im Bachbett der Oberalpreuss sieht man aber oberhalb und unterhalb der Einmündung des *Pazzolabaches* die Schichten fast NS streichen. Man misst am *Pazzolabach* selbst ein Schichtstreichen von N 36° West. Durch diese Umbiegung käme die Fortsetzung des nördlich *Schöne* noch durch einen Steinbruch aufgeschlossenen Kalkzuges in Richtung des Pazzolabaches zu liegen. Tatsächlich findet man mit scharfer Grenze die blauschwarzen Phyllite, die das Liegende des Dolomit-Kalkzuges sind, etwas oberhalb der Einmündung des Pazzolabaches quer durch die Oberalpreuss streichen. Dann durchqueren sie den Pazzolabach, und etwas südlich bildet das Bachbett selbst die Grenze, bis bei zirka 2100 m über Meer diese blauen Phyllite mit deutlich anormalem Kontakt von neuem (Streichen zirka W 30° N) auf das rechte Ufer des Baches übertreten. Der Dolomit-Kalkzug ist ganz ausgequetscht oder stark verkümmert. Das Profil bei zirka 2100 m über Meer ist folgendes:

Die Schichten fallen mit zirka 70° nach SW;

d) 1 m sehr grobkristallines, stark geknetetes Schwerspatlager;

c) 6 m Sericit-Schwerspatbänke mit gelbbraunen, stark verwitterten, schieferigen Einlagerungen und zahlreichen Ausblühungen. Pyritreich!

Wie in d ist der Schwerspat häufig bläulich oder rosa gefärbt. Dolomit-Sideritbrocken sind nicht selten.

b) 2 m grünlich-graue Sericitquarzite und zersetzte Schiefer;

a) zirka 20 m blauschwarze Schiefer: Verrucano.

Die Schwerspatadern und -lager finden sich oft parallel der Schichtfläche und stellen dann eine direkte metasomatische Ersetzung des Dolomit-Kalkzuges dar, was

auch aus mehreren reliktschen Dolomitfetzen hervorgeht. Zum Teil entspricht diese merkwürdige Gesteinsfolge den Gipsknauergesteinen zwischen Kalk und Oberalpnais im Gotthardtunnel. Kleinere Barytadern durchziehen bachabwärts die nördlichen Sericitschiefer in beliebigen Richtungen und

zeigen dadurch ihre sekundäre Entstehung an. Die verwitterten Schiefer von *c* und *b* sind stellenweise ebenfalls noch dolomitisch und dann als Quartenschiefer erkennbar.

Schon bei 2300—2400 m streichen die Schichten des Sedimentzuges im Tal des Pazzolabaches wieder ziemlich WE. Im oberen Teil, bei *Alpetli*, treten gewöhnlicher Dolomit und Reste von Klintonitphylliten auf. Dann streicht die Überschiebungszone der blauschwarzen Phyllite auf grünlich sericitische Gesteine bei der Scharte südlich des *Pazzolastockes* durch nach *Tgetlems*. In den Sericitkonglomerat- und Sericitpsammitgneisen der südlichen Folge bis *Plancaulta* finden sich dann und wann weitere Züge von bläulichen Sericitphylliten. Nach Osten bilden sie die Hauptmasse des Liegenden der Dolomite und Kalke. Somit streicht die sedimentäre Urserenzone durch das Tal des *Pazzolabaches* hinter dem *Pazzolastock* durch. Sie ist die direkte Fortsetzung der sedimentären Zone von Tavetsch-Garvera. Die Gesteine des *Calmot* und alle Gesteine, in die sich vom *Oberalppass* bis nach *Truns* der *Vorderrhein* neu eingeschnitten hat, somit auch der Marmor von *Disentis*, sind der Urserenzone, respektive ihrer direkten Fortsetzung nördlich vorgelagert. Für unsere erste Arbeit wurde die sedimentäre Zone von Tavetsch-Nadels nur bis ins *Zafragiatobel* verfolgt, da uns bekannt war, dass Herr Dr. *Fr. Weber* schon im Gebiet östlich davon gearbeitet habe. Die Untersuchung der tektonischen Verhältnisse im *Piz Mundaun*-Gebiet zwang aber den einen von uns, da eine Publikation der Ergebnisse des in Ostindien weilenden Herr Dr. *Fr. Weber* nicht erfolgt war, zu eigenen Untersuchungen im gleichen Gebiet. Wenn die von uns gemachten Beobachtungen mit denen von *Fr. Weber* übereinstimmen, so kommt naturgemäss Herrn Dr. *Fr. Weber* die Priorität zu. Es wird im tektonischen Teil auf diese Untersuchungen näher eingegangen werden. Vorläufig sei nur folgendes bemerkt.

Östlich von der *Alp Nadels* lässt sich der Dolomit bis nach der *Alp Culm Vault* verfolgen. Südlich schliessen die typischen blauen Verrucanophyllite an. Nördlich folgen anormal grünlich-weiße feinkonglomeratistische Sericitgesteine, die sich deutlich als Verrucano, wie er bei *Ilanz* auftritt, zu erkennen geben. Der Kontakt (Röti-Kalkstein) — grünlich-weißer Verrucano, ist tektonischer Art. Östlich vom *Val Zafragia*, wo Dolomit und Kalk ausgekeilt sind, ist somit Verrucano auf Verrucano überschoben. Dass dem so ist, zeigt ein dazwischenliegender Dolomitrest bei *Wassmen*, oberhalb *St. Martin*. Deutlich erkennbar ist diese Überschiebung im *Tscharrbach* bei *Gross Tobel*, wo der Röti mit Quartenschiefern auftritt. Diese Überschiebung verflacht sich weiter ostwärts sehr rasch. Schon oberhalb *Maierhof (Obersaxen)* ist nur noch ein ganz flaches Gewölbe sichtbar.

Es lässt sich als tektonisches Element die sedimentäre Urseren-Tavetscherzone von Obersaxen im Bündner Oberland bis nach Ulrichen im Oberwallis, vielleicht sogar als Überschiebung in Sericitgesteinen, noch weiter nach Westen, verfolgen. Dem entspricht eine Länge von über 65 resp. 80 km.

Stratigraphie und Tektonik der Sedimentärzone.

Durch eine Reihe von Querprofilen, von *Nadels* bis *Ulrichen*, sind wir über den Bau der sedimentären Zone orientiert. Bevor wir die speziellen, stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse erörtern, müssen wir in Kürze auf einige der wichtigsten früheren Untersuchungen

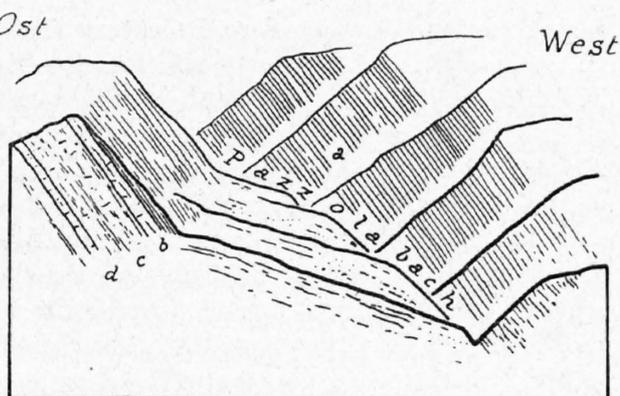


Fig. 8. Profil der Urserenzone am Pazzolabach bei Oberalp (P. Niggli), zirka 1 : 10,000.

d, c, b = Schiefer, Dolomitreste und Schwerspatlager, *a* = Verrucanophyllit.

zurückkommen. Von besonderer Bedeutung sind die Auffassungen von *F. von Fritsch*¹⁾, *F. M. Stapff*²⁾, *A. Rothpletz*³⁾, *A. Baltzer*⁴⁾, *A. Heim*⁵⁾, *L. Wehrli*⁶⁾, *C. Schmidt*⁷⁾, und *J. Königsberger*⁸⁾. *F. von Fritsch* war der einzige, der wenigstens Teile der Tavetscher- und der Urserenzone gleichzeitig eingehend untersuchte. Die etwas geringere Entwicklung des Kalkzuges, sowie die an Bündnerschiefer erinnernde Ausbildung der südlich der Rauchwacke gelegenen Sericitphyllite schien ihm, da das direkte Verbindungsstück nicht aufgefunden war, vorläufig gegen eine Parallelisierung zu sprechen. Für beide Zonen konnte er keine Anhaltspunkte einer muldenförmigen Lagerung finden. Eine einfache Schichtfolge schien ihm wahrscheinlicher. Höchstens die Auffassung der Casanna-schiefer (Sericitgestein) als zusammengepresste Mulde will er gelten lassen. Der anormale Kontakt: Kalke—Gneise des Aarmassivs wird schon als Verschiebung oder Verwerfung gedeutet. Ein einfacher Zusammenhang des Aar- und Gotthardmassivs durch einen Sattel oder eine Mulde existiert nicht, oder wenn er anzunehmen wäre, müsste die Metamorphose ursprünglich gleiche Gesteine ungleich beeinflusst haben.

F. M. Stapff, als Tunnelgeologe der Gotthardbahn, hat ein Profil durch die beiden Massive längs der Bahnlinie Erstfeld—Airolo studiert. Er glaubt bei Andermatt sechs zum Teil zusammengeklappte Mulden ausfindig machen zu können. Jedes Neuaufreten von Kalkschiefern scheint ihm auf tektonischer Wiederholung zu beruhen. Wie *von Fritsch*, zweifelt er nicht, dass der Dolomit, Trias, die nördlich anliegenden Kalke, Mesozoikum seien. Das Gotthardmassiv sei später (respektive nochmals) emporgehoben worden als das Aarmassiv. *A. Rothpletz* anerkennt die von *Stapff* vertretene Muldenatur nicht. Das Wesentliche an einem Profil durch die sogenannte Urserenmulde von S nach W sei das folgende: Gotthardgneise—Glimmerschiefer zum Teil mit Tonschiefer-einlagerungen—Rauchwacke—Jurakalk, Verwerfungsspalte—Aarmassiv. Aar- und Gotthardmassiv sind durch eine grosse Verwerfungsspalte, die Rhein—Rhoneverwerfungsspalte, voneinander getrennt. Im Urserental und Oberwallis wird sie durch die schmal streifenförmige Juraversenkung gebildet, östlich davon geht sie ungefähr dem Vorderrheinlaufe entlang bis nach Chur. Die Tavetschermulde wird nicht in Betracht gezogen.

A. Baltzer gibt mehrere Profile durch die sedimentäre Urserenzone. Die Urserenmulde ist wohl in keinem Querschnitt eine einfache Mulde. Trias und Jura werden wie bisher aufgefasst. Die schwarze Tonschiefer-einlagerung in den Sericitgesteinen bei Realp und Andermatt soll Carbon sein. Die Urserenmulde hat kein selbständiges Streichen und Fallen, sondern wird bald vom Aarmassiv, bald vom Gotthardmassiv beeinflusst. Eine abschliessende Theorie über die Beziehungen zwischen Aarmassiv und Gotthardmassiv und Urserenmulde soll nicht gegeben werden. Eine exakte Lösung sei gar noch nicht möglich. Der Habitus der Gotthard- und Aarmassivgesteine sei besonders bezüglich der Gneise verschieden. Dennoch sollen sie gleichalterig sein, weil die Mulden als gleichalterig angesprochen werden müssen. Die Verschiedenartigkeit der beiden Massive beruhe auf Faciesunterschieden, Auskeilung von Schichtgliedern und Schuppenstruktur.

Nach *Alb. Heim* wird östlich vom Piz Badus der Muldenzug des Urserentales doppelt. Der nördliche Teil (Marmor von Disentis) entspricht der Fortsetzung der Urserenmulde und soll wie jene eine Mulde mit verkümmertem Nordschenkel sein. Besser ausgebildet ist der südliche Zug (Nadèls—Garvera—Tavetsch). Ein Versuch einer stratigraphischen Gliederung findet sich vor. (Siehe unsere erste Arbeit: *P. Niggli*, Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am Nordostrand)

¹⁾ F. v. Fritsch: Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, XV, 1873.

²⁾ F. M. Stapff: Verhandlungen der Schweiz. Naturf. Gesellschaft (Bern), 1878.

Geologisches Profil etc. Bern (K. J. Wyss), 1880.

Geologische Übersichtskarte der Gotthardbahnstrecke, Berlin, 1885.

³⁾ A. Rothpletz: Z. deutsch. geol. Gesellschaft, XXXV, 173, 1883.

⁴⁾ A. Baltzer: Beiträge geol. Karte der Schweiz, XXIV, 1888.

N. J. f. Min., B. B. XVI, 292, 1903.

⁵⁾ A. Heim: Beiträge geol. Karte der Schweiz, Lief. XXV, 1891.

⁶⁾ L. Wehrli: Beiträge geol. Karte der Schweiz, N. F. VI, 1896.

⁷⁾ C. Schmidt und A. Baltzer: Livret-Guide géologique, Congrès géol. int. VI, Zürich-Lausanne 1894.

⁸⁾ J. Königsberger: Eelogae geol. helv., X, 852, 1909.

des Gotthardmassivs.) *L. Wehrli* will den Rötidolomit von Schlans mit dem Marmor von Disentis und den Kalken des Urserentales zu einem Muldenzug vereinigt wissen.

Anlässlich des VI. internationalen Geologenkongresses in Zürich 1894 wurde von den Schweizer Geologen ein Führer zu den Exkursionen herausgegeben. *C. Schmidt* und *A. Baltzer* beschrieben Gotthard- und Aarmassiv. *C. Schmidt* gibt von der Schichtfolge der Urserenzone nachstehendes Profil: 1. Rauchwacke (Trias); 2. grüne Glimmerphyllite mit Disthen, Epidot, Zoisit; 3. blauschwarze, kieselige Mergelschiefer und schwarze Clintonitphyllite (Lias?); 4. schwarze, glimmerige Kalkphyllite (Dogger?); 5. Cipollin (Malm?). Bei Ulrichen im Oberwallis soll die Zone eine Doppelmulde sein. Die schwarzen Schiefer in den Sericitgesteinen werden als vermutliches Karbon angesehen. *A. Baltzer* gibt ein Profil von der Furka und über die Gotthardpassroute.

Neuerdings hat *J. Königsberger* geologische Studien über das Gotthard- und Aarmassiv veröffentlicht. Er stellt die Diskontinuität, im Gegensatz zu den Theorien der mehr oder weniger vollständigen Mulden, in den Vordergrund. Die schwarzen Schiefer in den Sericitgesteinen sollen nicht Carbon sein. Ein getreues Profil durch die Zone von Andermatt wird in stratigraphischer Übereinstimmung mit dem *Stapffs*chen Profil mitgeteilt. Die sedimentäre Urserenmulde ist noch ein „sehr unklares Gebilde“.

*A. Buxtorf*¹⁾ teilte anlässlich einer Tunnelexpertise mit, dass die sedimentäre Zone an der Furka eine einfache Schichtfolge darstelle.

Unsere Profile zeigen nun, dass, wenn wir von lokalen tektonischen Auskeilungen verschiedener Schichtglieder absehen, auf der ganzen Länge der Zone von Norden nach Süden im wesentlichen nachstehende Schichtfolge auftritt:

1. Kalke mit Tonschiefern. Die Kalke sind im allgemeinen ziemlich sandig. Gegen unten sind oft Kalksandsteine und Sandsteine eingeschaltet. Die Metamorphose hat stellenweise zur Ausbildung von Marmoren, Quarzmarmoren und Quarziten geführt.

2. In verschiedener Mächtigkeit (stellenweise vielleicht primär fehlend), helle Ton- und Mergelschiefer, zum Teil dolomitisch. Verschiedenfarbige Chloritschiefer, Chloritoidschiefer, Biotit-Sericitschiefer etc. entstanden daraus durch Metamorphose.

3. Rauchwacke und dichter Dolomit respektive Dolomitmarmor. Oft im Hangenden und Liegenden Quarzitbänke.

4. Phyllite bis arkoseartige und konglomeratische Gesteine. Darin oft schwarze Tonschiefer und Arkoseeinlagerungen mit Quarzporphyren (5).

6. Höher kristalline, gotthardmassivische Paraschiefer.

An verschiedenen Orten sind im Schichtgliede (1) mehr oder weniger gut bestimmbare Fossilien gefunden worden; so von *Escher* und *Buxtorf* an der Furka, von *Stapff* und *Staub* bei Andermatt, von *Weber* auf Nadèls. Ein mesozoisches Alter dieses Komplexes (Pentacrimiten, Belemniten? Ammoniten, Korallen?) ist fraglos. Die Versteinerungen, sowie die facielle Ausbildung würden besonders für Lias und Dogger sprechen. Irgendwelche sichere Anhaltspunkte dafür, dass ein Teil des Kalkes dem Malm zuzurechnen sei, liegen nicht vor.

Das Schichtglied zwei hat da, wo es vorhanden ist, ganz den Habitus von Quartenschiefern, wie sie z. B. von *Planezzas* bei *Tamins*, *Vättis* oder *Obersaxen* bekannt sind.

Nr. 3 ist ebenfalls Trias.

Nr. 4, die Serie der Casannaschiefer, geht nach Osten, im oberen Teil, in typischen *Verrucano* über. Als unter dem Röti normalliegender Schichtenkomplex käme *Verrucano* tatsächlich in erster Linie in Betracht. Innerhalb der Sericitgesteine finden sich da und dort (im grossen und ganzen in einen einheitlichen Zug gelagert) Gesteine ziemlich starker Kohleführung. Sie sind oft mit Quarzporphyr vergesellschaftet. Man hat naturgemäss über die Abgrenzung von *Verrucano* gegenüber Carbon im Gotthardmassiv nicht die geringsten Anhaltspunkte. Infolgedessen kann man diese schwarzen Schiefer nur mit grösstem Vorbehalt als Carbon bezeichnen. Die Verknüpfung

¹⁾ *Eclogae geol. helv.*, XII, 176, 1912.

mit Quarzporphyren, sowie der petrographische Habitus der Gesteine sprechen allerdings für eine normale, aber stellenweise intensiv sekundär gefaltete oder als sekundäre Mulde ausgebildete Einlagerung. Sie müsste also sicher älter als oberer Verrucano sein. Wenn wir daher diesen Schichtkomplex kurzweg als Carbon bezeichnen, so scheint uns dies den Beobachtungen nirgends zu widersprechen; doch legen wir darauf Gewicht, hervorzuheben, dass man sich über die genaue stratigraphische Äquivalenz im Unklaren befindet.

In der Hauptsache liegt somit eine normale Schichtfolge des Gotthardmassivs von metamorphen, vorkarbonischen, sedimentären Gesteinen bis zu mesozoischen Kalkgesteinen vor. Diese Schichtfolge: Glimmerschiefer und Glimmergneise, Casannaschiefer—Trias—Kalk, die als sedimentäre Urseren-Tavetscherzone zu bezeichnen ist, liegt nordwärts mit anormalem Kontakt auf Gesteinen des Aarmassivs resp. ostwärts auf den abgetrennten gotthardmassivischen Gesteinen des Somvixerzwischenstückes. Bevor wir die tektonischen Elemente weiterverfolgen, mögen einige stratigraphische Eigentümlichkeiten der verschiedenen Schichtglieder längs der Zone besprochen werden.

Wir müssen bei diesen stratigraphischen Vergleichen naturgemäss sehr vorsichtig zu Werke gehen, da Schuppenbildung oder tektonisches Auskeilen primäre Differenzen vortäuschen können. Beispielsweise zeigt die *Oberbachschlucht*, bei *Ulrichen* im *Oberwallis*, ein schönes Profil durch die triasischen Schichten; doch weiss man nicht, ob die abnorme Ausbildung und Mächtigkeit des Dolomites primär oder sekundär ist. Beginnen wir mit den obersten Gliedern:

Der Kalkkomplex ist, wenn man von den verschiedenen Marmorisierungsstadien absieht, im grossen und ganzen gleichförmig entwickelt. Sehr häufig (*Garvera*, *Andermatt*, *Furka*) lässt sich eine Zwei- respektive Dreiteilung erkennen. Zwischen, über und unter den Kalkzügen liegen Ton- und Kalkschiefer, die zum Teil sehr quarzreich sind. Die Kalke selbst sind im allgemeinen sehr sandig. Sandsteinartige, oft einschüssige Glieder sind im unteren Kalkzug häufiger als im oberen Zug. Die schwärzlichen Phyllite und Tonschiefer besitzen da, wo sie wenig metamorph sind, oft den Charakter und Habitus von Opalinustonschiefern. Es liegt somit im allgemeinen eine Schichtfolge sehr quarzreicher Kalke und Tone vor, ähnlich derjenigen, die man im Lias der Bündnerschiefer zu finden gewohnt ist. Die Malmähnlichkeit einiger Lagen im oberen Kalk-Marmorzug ist nicht sehr gross, besonders wenn man nicht nur Handstücke, sondern den ganzen Schichtverband studiert. Facielle Unterschiede in der W-E-Richtung, wenn auch vielleicht vorhanden, sind kaum sicher nachweisbar. Beispielsweise wechselt die Mächtigkeit sehr stark; zwischen *Schöne*, am Oberalppass, und *Alp Noal* fehlen grösstenteils die mesozoischen Sedimente, doch beruht dies sicherlich auf tektonischer Ausquetschung. Allerdings scheinen, soweit der jurassische Schichtenkomplex in Frage kommt, die Tonschiefer und zum Teil auch die reinkalkigen Glieder primär nach Westen etwas mächtiger zu werden. Am *Längisgrat* und der *Furka* ist der Tonschiefer als blauschwarzer Phyllit besonders gut entwickelt.

Die Trias ist in der Hauptsache als dichter bis körniger Dolomit und als Rauchwacke ausgebildet. Quarzitisches Schichten sowohl im Hangenden wie im Liegenden sind fast stets vorhanden. Über dem Dolomit sind mancherorts hellfarbige, meist grünliche, phyllitische Schiefer, die oft Dolomitbrocken oder dolomitische Zwischenlagen enthalten. Zum Teil finden wir sie auch zwischen mächtigen Dolomitbänken, eine Erscheinung, die aber an einzelnen Orten tektonisch bedingt sein kann.

Besonders im Osten besitzen diese hellen Schiefer (wie z. B. bei *Curaglia* und an der *Garvera*) wenig mächtige schwarze, kohlenreiche Zwischenschiefer, die früher mit Unrecht als Karbon angesehen wurden.

Die Gesamtmächtigkeit der Quartenschiefer ist sehr wechselnd. Im Osten, vom *Medelsertal bis Nadels*, sind sie die Hauptträger der Chloritoidschieferserie. Gips wurde vereinzelt im Gotthardtunnel und im Tunnel der Brig-Disentis-Bahn durch die Furkapasshöhe gefunden. Auch die Barytlagerstätte vom *Pazzolabach*, die starke Pyritisierung von Gesteinen am *Solivabach* bei *Curaglia*, sowie die schwefelhaltige Quelle vom *Tenigerbad* deuten auf sulfatische Minerallager hin.

Nach der Analyse von *G. Nussberger* enthält die Schwefelquelle vom *Waldhaus Somvix (Tenigerbad)*:

In 10,000 gr H ₂ O (in Form von Salzen ausgedrückt):			
Na ₂ SO ₄	0.1801	Ca SO ₄	18.0704
Na Cl	0.0072	Ca CO ₃	1.3385
K ₂ SO ₄	0.0878	Fe CO ₃	0.0803
(NH ₄) ₂ SO ₄	0.4652	Si O ₂	0.0758
Sr SO ₄	0.2629		
Mg SO ₄	3.5142		24.0315

Die Analyse des Barytgesteins vom *Pazzolabach* durch *L. Hezner* ergab:

Si O ₂	2.38	H ₂ O mit 110°	0.02	
Al ₂ O ₃	Sp.	CO ₂	Sp.	Spez. Gewicht 4.27
Fe ₂ O ₃	0.15	SO ₃	52.81	
Ca O	Sp.	Ba O	42.79	
Glühverlust	1.66			
			99.81	

Mit dem Vorbehalt, dass unter Umständen auch nur Ursachen tektonischer Art vorliegen, könnte man sagen, dass die Quartenschiefer im zentralen Teil weniger entwickelt sind als an den Enden des Massivs.

Die Gesamtfolge der Casannaschiefer besitzt durchwegs eine grosse Mächtigkeit. Im Osten lässt sich deutlich eine an der *Garvera* bis 1200 m mächtige phyllitische obere Zone von einer psammitisch bis konglomeratischen unteren Zone unterscheiden. Beide Zonen, besonders die erstere, führen auch etwa Kalkschiefer und Quarzitlager. Bis gegen *Tgetlems* (gegen das *Maigelstal*) ist die phyllitische Zone deutlich als ein mehr oder weniger einheitlicher Komplex entwickelt; weiter nach Westen sind Phyllite und Chloritschiefer oft durch dazwischenliegende feinkörnige Sericitkonglomeratgesteine, Quarzite etc. getrennt. An der *Oberalp* und bei *Andermatt* spielen quantitativ immerhin die Schiefer noch eine grosse Rolle, obschon die sericitgneisartigen Varietäten zuzunehmen beginnen.

Am *Blauberg* der *Furka* ist die Sericitgesteinszone wieder sehr mächtig und abwechselnd in gneisartiger oder schieferiger Varietät ausgebildet. Es nimmt aber im allgemeinen nach Osten die phyllitische Ausbildung des oberen *Verrucano* zu. Tatsächlich kommt an der *Furka* und dem Längisgrat in topographischer Hinsicht den mesozoischen Phylliten die gleiche Rolle zu wie im Osten den *Verrucanophylliten*. Die eingelagerten schwarzen, an kohligter Substanz reichen, Gesteine sind da, wo sie beobachtet werden konnten, auffallend gleich ausgebildet. Wie in den begleitenden weisslich-grünen oder violett-schwarzen Gesteinen, wechsellagern Schiefer und feinkörnige Konglomerate und Arkosen. Die Quarzporphyre, die sehr oft an die Nähe dieser schwarzen Gesteine gebunden sind, scheinen für die Altersbestimmung wichtig zu sein. Immer folgen die schwarzen Schiefer erst unter einer schon ziemlich mächtigen verrucanartigen Ablagerung; z. B. sind an der *Garvera* mehr als 1500 m Sericitgesteine zwischen dem Quarzporphyre-Karbon(?)-Komplex und der Rauchwacke eingeschaltet, bei *Andermatt* zirka 700—900 m. Die schwarzen Schiefer sind oft intensiv gefältelt.

Im allgemeinen hat man somit den Eindruck einer sehr gleichförmigen sedimentären Ablagerung längs des ganzen Nordrandes des jetzigen Gotthardmassivs. Man findet stark entwickelte vor-triassische Sedimente, ziemlich gut entwickelte Trias und typischen Jura von liasischem Habitus, Spuren von Kontaktmetamorphose sind keine vorhanden. Einzig sichere eruptive Glieder sind die Quarzporphyre. Allerdings findet man, besonders im Osten, häufig Quarz-Feldspat und Quarz-Feldspat-Muscowitgänge, in den dem sicheren *Verrucanophyllit* südwärts gelagerten Gesteinen. Doch ist man sowohl über die einwandfreie eruptive Natur dieser Adern als auch über das Alter jener Gesteine (die vermutlich zum Teil schon präkarbonisch sind) im Unklaren. Stark kontaktmetamorphe Gebiete sind hingegen in den Biotitgesteinen und Amphiboliten der inneren Partien des Massivs häufig zu sehen.

In tektonischer Beziehung haben wir hervorgehoben, dass die sedimentäre Zone Urseren-Tavetsch eine einfache Schichtfolge von Karbon bis Mesozoikum sei, die normal auf dem Gotthardmassiv aufrucht und stellenweise fast vollständig erhalten ist. Doch wollen wir nicht den Eindruck erwecken, dass jede Stelle der Zone durch diese einfache tektonische Formel vollständig beschrieben werde. Schon in der ersten Arbeit wurde von uns auf die schön ausgebildete Falte östlich des *Tenigerbades*, auf die Komplikationen bei *Nadèls*, auf das vielleicht sekundär muldenförmige Auftreten des Karbon am *Piz Muraun* usw. hingewiesen. Auch an anderen Stellen (z. B. *Fil Alpetta*, *Ulrichen*) mögen genaue Untersuchungen Abweichungen von diesem einfachen Schema ergeben. Soviel uns bekannt ist, beruhen aber alle diese geringfügigen Divergenzen auf sekundären Komplikationen, wie sie in einer ausgedehnten Zone notwendigerweise auftreten müssen. Im grossen und ganzen hat man unbedingt den Eindruck einer einfachen, aber partiell ausgequetschten, sedimentären Schichtfolge.

Die sedimentäre Zone von *Urseren—Tavetsch* streicht im allgemeinen W 15—30° S. Gegen das *Nalpstal* wird auch genau west-östliches Streichen gemessen. Ostlich vom *Tenigerbad* auf *Nadèls* tritt SW—NE-Streichen auf. Trotz dieser Einförmigkeit sind lokale Umbiegungen in der Streichrichtung, sogenannte Kniee, recht häufig. *Stapff* hat für die Umgebung von *Andermatt* die mutmasslichen Schichtgrenzen für das Niveau des Tunnels konstruiert; dabei ergaben sich folgende Streichrichtungen (siehe Fig. 9):

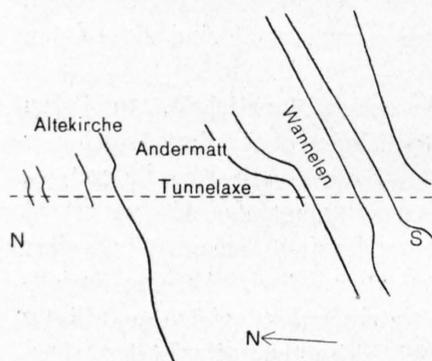


Fig. 9. Mutmasslicher Schichtenverlauf bei Andermatt, auf das Niveau des Gotthardtunnels projiziert, 1 : 50,000.

Die einzelnen Knie, die nicht alle gleich gerichtet sind, umfassen oft mehrere Schichtglieder, werden aber bald wieder undeutlich. Das Knie, durch welches die Urserenmulde mit der Tavetscherzone in Verbindung ist (siehe Fig. 10), reiht sich gut in den allgemeinen Verlauf dieser tektonischen Elemente ein. Von Interesse ist hier die windschiefe Lage der Überschiebungsfäche. Eine schematische Darstellung ist durch die Figur 11 gegeben. Westlich besitzt die Sedimentzone vorwiegend steilen Nordfall, östlich des Knies Südfall. Das Knie selbst zeigt eine intensive Ausquetschung von Schichtgliedern. Westlich sind die mesozoischen Kalke des Gotthardmassivs direkt auf südliche Gneise des Aarmassivs, in geringer Entfernung vom zentralen Aaregranit, aufgeschoben. Ostwärts folgen nördlich der Anschiebungsfäche sericitische Gesteine, die wenigstens zum Teil sicher ähnlich denen des Gotthardmassivs sind. Den harten massigen oder bankigen Gesteinen des Aarmassivs gegenüber sind mesozoische kalkige Glieder des Gotthardmassivs stets vorhanden; im Kontakt mit den weichen, schieferigen Sericitgesteinen des Somvixerzwischenstückes sind sie häufig ausgequetscht. Westlich des *Pazzolabaches* besitzen die jüngsten Schichten der sedimentären Gotthardzone in der Hauptsache die Fächerstellung des Aarmassivs (d. h. Nordfall), ostwärts gehören sie auch tektonisch ganz dem Nordrande des Gotthardmassivfächers an. Alle diese Eigentümlichkeiten scheinen kausal miteinander verknüpft zu sein.

Vorerst werden wir uns fragen müssen, welche Umstände uns gestatten oder zwingen, von einem Aarmassiv und einem Gotthardmassiv zu sprechen. Offenbar können, wenn wir von geographischen Einteilungsprinzipien absehen, mindestens vier verschiedene Erscheinungskomplexe die Art der Abtrennung beeinflussen.

1. Jedes Massiv ist eine distinguierte petrographische Provinz. Die zu verschiedenen Massiven gehörenden Eruptivgesteine gehören verschiedenen petrographischen Provinzen an.
2. Die faciiellen Verhältnisse der mesozoischen Ablagerungen waren infolge der, durch ältere Dislokationen hervorgerufenen, Bodenverhältnisse in den zwei Gebieten verschiedene.
3. Die während der letzten Metamorphose wirksamen Faktoren waren derart verschieden, dass sie verschiedene Veränderungen ähnlicher Gesteine zur Folge hatten. (Die Massive wären also verschiedene geotektonisch-metamorphe Provinzen.)

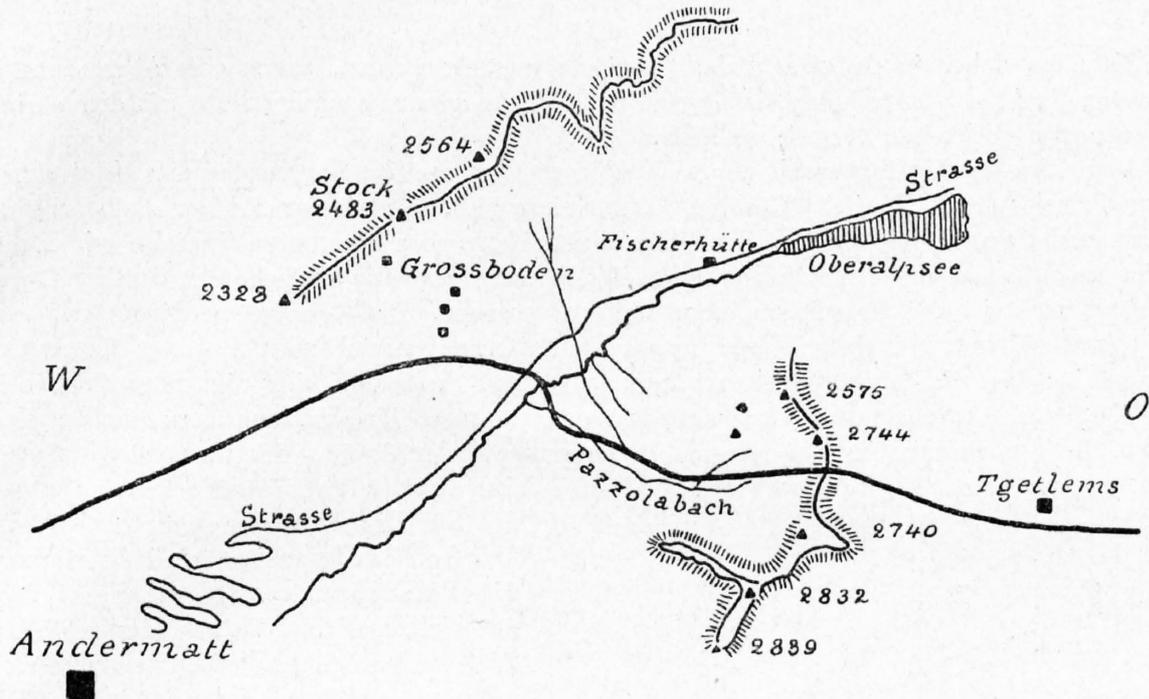


Fig. 10. Nordgrenze der Urserenzone zwischen Andermatt und Tgetlems (Oberalppass)

1 : 50,000.

4. Die Massive werden nur als verschiedene Kettengebirge betrachtet, die durch Mulden im allgemein tektonischen Sinn getrennt sind. Massgebend für die Abtrennung sind dann die sedimentären Zonen, die Anschiebungsflächen oder eventuell die Fallrichtungen.

Wir möchten nun, im Gegensatz zu den bisherigen Diskussionen, nachdrücklich betonen, dass nicht zwei der vier derart möglichen Abgrenzungen miteinander übereinzustimmen brauchen. Wohl werden im allgemeinen Beziehungen vorhanden sein, die eine teilweise gegenseitige Bedingtheit zur Folge haben. Wenn wir aber beispielsweise die Abgrenzung nach vier vornehmen, so dürfen wir in zweifelhaften Fällen zur Entscheidung nicht 3, 2 oder 1 ohne weiteres zu Hülfe nehmen. Was den ersten Punkt betrifft, so ist daran zu erinnern, dass der Begriff der petrographischen Provinz ein sehr vager ist. Er wird sowohl für deutlich diskutierbare gegenseitige Beziehungen als auch für Verwandtschaftsverhältnisse sehr obskurer Art gebraucht. Fraglos ist, dass Aarmassiv-eruptiva und Gotthardmassiv-eruptiva einer grossen gemeinsamen granitodioritischen Provinz angehören, und dass sich innerhalb dieser Provinz noch zu den einzelnen Intrusionszentren spezielle Gefolgschaften vorfinden. Inwiefern diese Gefolgschaften einzeln charakteristisch sind, müssen erst weitere Untersuchungen zeigen. Von einem darauf beruhenden Einteilungsprinzip kann zum mindesten zurzeit nur sehr spärlich Gebrauch gemacht werden. Was den zweiten Punkt betrifft, so ist allgemein bekannt, dass die Facies der mesozoischen Sedimente nördlich einer Linie, die ungefähr entlang dem Vorderrhein geht, eine ausgesprochen andere ist als südlich dieser Linie. Nördlich hat man die bis in die Kreide hinauf differenzierten Sedimente helvetischer Facies, südlich die mächtige, mehr oder weniger einheitliche Masse der Bündnerschiefer. Dieser „Faciesprung“ hat von jeher das Interesse der Geologen in Anspruch genommen. Inwiefern die Unterschiede einer Grenze zwischen Gotthard- und Aarmassiv parallel laufen, konnte bis jetzt keineswegs mit Sicherheit festgestellt werden: Zweck unserer Untersuchung war es ja gerade, die mit dieser Frage im Zusammenhang stehenden Probleme einer Lösung näherzubringen. Der dritte Punkt ist schon mehrfach von *Stapff* und *Baltzer* diskutiert worden. Zweifellos sind in der Metamorphose und in den Erscheinungen der tektonischen Beeinflussung Unterschiede in den beiden Massiven wahrzunehmen, die aber naturgemäss gerade gegen die Grenzregion hin sich verwischen. Wir werden sehen, worauf sich diese Unterschiede mit grösster Wahrscheinlichkeit zurückführen lassen.

Es muss daher in Anbetracht der Umstände versucht werden, zuerst eine Abgrenzung im Sinne von Punkt 4 vorzunehmen, damit man dann die so gewonnenen Resultate mit den übrigen Abgrenzungsmöglichkeiten vergleichen kann.

Von *Ulrichen* bis *Andermatt* war man über die gegenseitige Begrenzung der Massivs nach diesem Prinzip nie im Zweifel. Höchstens konnte man sich, je nach der Art der Auffassung der Urserenmulde, fragen, ob ein Teil der Kalke direkt Hangendes der Aarmassivgneise sei. Heute, wo im wesentlichen die Schichtfolge der Sedimentärzone als eine einfache des Gotthardfächers aufgefasst wird, ist die Abgrenzung ohne weiteres gegeben. Die Gesteine nordwärts der sedimentären Zone sind so innig mit den in geringer Entfernung anstehenden zentralen Aargraniten verknüpft, so dass die Zugehörigkeit zum Aarmassiv ausser Frage ist. Die sedimentäre Zone endigt nach Norden fast ausnahmslos (*Ulrichen*?) mit den jüngsten Gliedern, den mesozoischen Kalksteinen, die zum Beispiel im *Lauetal* deutlich anormal auf den Gneisen des Aarmassivs aufliegen. Eine scharf ausgesprochene tektonische Diskontinuitätsfläche trennt somit

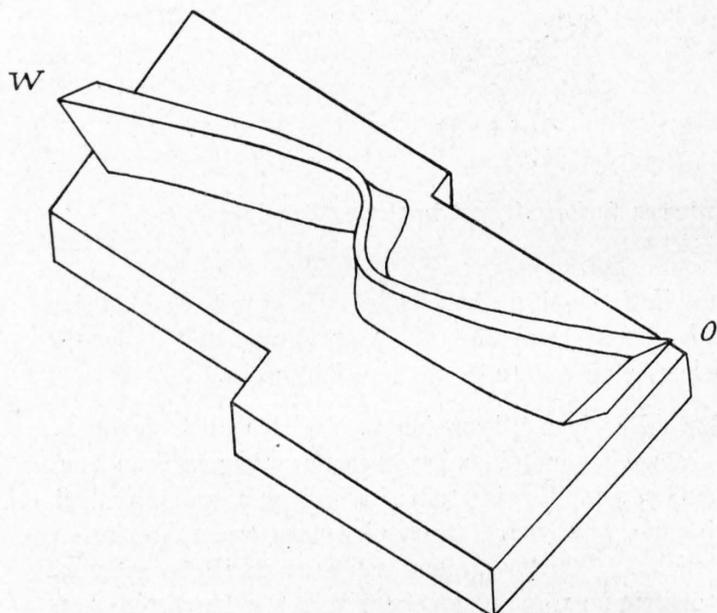


Fig. 11. Schematische Darstellung der Schichtumbiegung am Pazzolabach bei Oberalp.

die nördlichen sedimentären Gesteine des Gotthardmassivs, und somit auch dieses selbst, vom Aarmassiv. Diese Anschiebungs- resp. Verwerfungsfläche lässt sich, was wenigstens die Lage gegenüber der sedimentären Zone betrifft, über den *Pazzolabach* nach Osten bis ins *Val Zafragia* verfolgen. Allein ostwärts von *Schöne* (Oberalpstrasse) folgen, nordwärts des deutlich anormalen Kontaktes, nicht typische Gesteine des Aarmassivs, sondern Sericit und Sericitbiotitgesteine, wie sie in den ältesten Gliedern der sedimentären Zone selbst vorkommen. Mit der Umbiegung der Schichten an der Oberalpstrasse schiebt sich diese nördliche Sericitzone ein, während die typischen Aarmassivgesteine ungefähr in gleicher Richtung weiterstreichen. Es wird sich nun fragen, ob diese Zwischengesteine eine einfache Schichtfolge des Aarmassivs sind, die aus irgendwelchen Gründen im Westen nicht

entwickelt ist, oder ob sie wiederum durch eine tektonische Fläche vom nördlichen Massiv getrennt werden. Um diese Probleme einer Lösung näherzubringen, müssen wir die tektonischen Verhältnisse am Ostende des Gotthardmassivs mit denen im zentralen Teil des Massivs vergleichen. Wir müssen hierbei nicht mehr nur die sedimentäre Zone in Betracht ziehen, sondern das ganze Gotthardmassiv.

Das erweiterte Profil vom *Furkahorn* über die *Furkapasshöhe*, den *Blauberggrat* und die *Muttenhörner* (Fig. 12) bis zu den *Saashörnern* zeigt deutlich den entgegenstehenden Bau der beiden Fächermassive. Die sedimentäre Zone weist gerade den Übergang vom Nord- zum Südfall auf. In den Schiefen nördlich von Punkt 2760 des Blaugrates treten undeutliche Quarzporphyre und undeutliche, schon stark metamorphe, karbonische Schiefer auf.

Von Punkt 2760 bis Punkt 2955 stehen Biotitsericitgesteine an, die stellenweise in Zweiglimmergneise oder Muskowitgneise übergehen. Amphibolitlinsen und Strahlsteinschieferlinsen sind zwischen Punkt 2943 und 2955 mehrfach vorhanden. (Die Höhenzahlen beziehen sich auf die Karte.)

Granitgneise und wenig metamorphe Granite bilden die *Saashörner*. Ob zwischen dieser Intrusionszone und den Paraschiefern vom *Blauberg* eine zweite schmale Intrusionszone oder Injektionszone erkannt werden kann, konnten wir leider vorläufig infolge schlechter Witterungsverhältnisse nicht feststellen. Deshalb ist im Profil ein Teil unbestimmt gelassen worden.

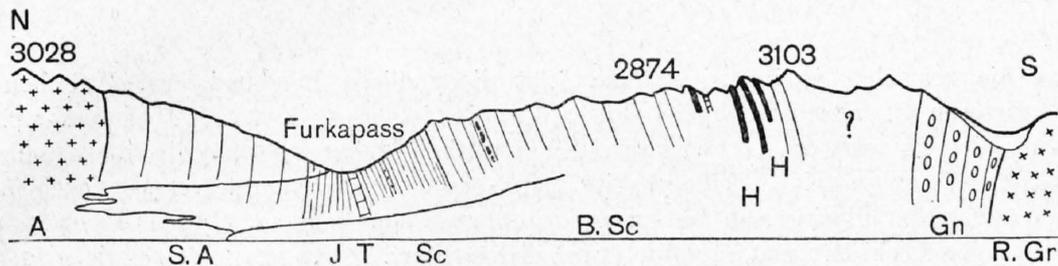


Fig. 12. Schematisches Profil vom Furkahorn zu den Saashörnern (P. Niggli, W. Staub) in 1:50,000.

A = Aarmassivgneise (Orthogneise.	T = Trias.	H = Amphibolit- und Strahlsteinschiefer-einlagerungen.
S. A = Südliche Aarmassiv-gneise.	Sc = Sericitschiefer des Gotthardmassivs mit Einlagerungen.	Gn = Feldspatreiche Gneise.
J = Jurassische Schichten.	B. Sc = Biotitsericitgesteine.	R. Gr = Rotundogranit.

Der Fächerbau des Massivs kommt im Profil vom *Mutterlishorn* über den *Piz Orsino*, die *Gotthardpasshöhe* nach *Airolo* besonders schön zum Ausdruck (Tafel II, Fig. 1). Deutlich erkennt man hier im Gotthardmassiv zwei Intrusionszonen, die durch eine Amphibolit führende Zone glimmerreicher Gesteine (Guspisgneis bei der *Rotondobrücke*) getrennt sind. Diese Zone, die starke Kontakteinwirkungen aufweist, ist nicht etwa nur als lokale Scholle ausgebildet. Sie lässt sich weithin als ziemlich konstant ausgebildeten Gesteinshorizont erkennen. In bezug auf die beiden Intrusionszonen ist sie tektonisch als Muldenzug aufzufassen, ohne dass natürlich Muldenbau im Einzelnen wahrnehmbar wäre.

Sowohl gegen Norden, wie nach Süden, treten wieder deutliche Paragesteine auf. Im Norden folgt ja dann die sedimentäre Urserenzone, im Süden stossen die Gesteine der penninischen Decken in Form einer Mulde an die Gesteine des Gotthardmassivs an. Die Gesteine des zentralen Gotthardmassivs sind steil gestellt. Falten lassen sich keine nachweisen. Gerade die Durchbohrung des Gotthardtunnels zeigte, dass Verwerfungsspalten und Rutschharnische sehr häufig sind, während gefaltete Schichten fast nur in den noch deutlich sedimentären Phylliten auftreten. Auf die kristallinen Gesteine der Zentralmassive lässt sich das gewöhnliche Faltenschema kaum anwenden; die Schichten wurden steilgestellt und zusammengepresst.

Komplizierter, wenn auch in den prinzipiellen Eigenschaften ähnlich, ist ein Profil durch die *Baduskette* bis zum *Piz Blas* (Tafel II, Fig. 2). Die granitische Intrusion des sogenannten Gamsbodengneises hat sich in eine Reihe von Teilintrusionen aufgelöst. Auch der südlichen Intrusionszone sind typische Paragesteine zwischengelagert, nur der eine dieser Züge erhält aber als Fortsetzung der Scopimulde grössere Bedeutung. Zwischen den Teilintrusionen vom *Piz Badus* und *Piz Ner* sind sehr deutlich kontaktmetamorphe Gesteine, wie Granatamphibolite, Granatdiopsidfelse, Granathornblendeplagioklasgneise und Granatlinsen, eingeschlossen. Pneumatolytische Bildungen: wie Turmalinschlieren etc., sind häufig. Die intrusiven Teilzonen sind zum mindesten im Kern rein magmatisch. Weiter ostwärts wird die nördliche Intrusionszone immer undeutlicher, resp. nur noch als Injektionszone sichtbar. Die Unterbrechung durch glimmerreiche Paragesteine und kontaktmetamorphe Kalke und Dolomite fällt daher mit dem Zerteilen des magmatischen Intrusionsherdes zusammen. Man sieht somit, dass Paragesteine zwischen Orthogesteinen oder Injektionsgesteinen verschiedenen Ursprungs sein können; beispielsweise sind sie, wie südlich des *Piz Blas*, als tektonische Fortsetzung von Mulden aufzufassen oder wie, am *Piz Badus*, ist ihre Zwischenlagerung schon primär wenigstens angedeutet gewesen.

Wiederum liegt der mesozoische Kalkstein auf Gneisen des Aarmassivs, die sehr bald nach Norden in die granitische Kontaktzone übergehen.

Andere Verhältnisse treten östlich des *Oberalppasses* auf. Das Profil Tafel II, Fig. 3, durchschneidet das ganze Aar- und Gotthardmassiv vom *Schächental* über den *Oberalpstock*, den *Pazzola-stock* und *Piz Scopi*. Am Nordrande ist die Windgällenfalte, die Hohen Faulendecke und die Belmetenüberschiebung im Autochthonen sichtbar¹⁾. Zwischen Erstfelder- und Aarmassiv ist die Karbonzone vom *Tscharren* im *Maderanertal* sichtbar.

¹⁾ W. Staub, Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, n. F. XXXII, 1911.

Auf die zentralen Aarintrusivgesteine folgt die südliche Randgneiszone. Zwischen dieser und der Urseren—Tavetscherzone des Gotthardmassivs ist aber ein ganzer Gesteinskomplex eingeschoben. Vorerst folgt die „Druntobelserie“, die Porphyre, Porphyrite, diabatische Hornblendeschiefer, Sericitgesteine, Epidotphyllite und Gneise beherbergt. Sie schmiegt sich an einen intrusiven Stock von dioritischem bis quarzdioritischem Chemismus an. Diese Orthogesteine sind sehr stark metamorphisiert und randlich etwas mylonitisiert. Südwärts folgen Sericitschiefer und Sericitgneise, die in der Nähe von *Disentis* und *Tschamutt* Giltsteine führen. Es sind das dieselben, hie und da Muskowit und Biotit enthaltenden Gesteine, in denen in der Medelserschlucht Diorit auftritt. Epidotreiche Partien stellen sich besonders gegen den *Pazzolastock* hin ein. Die Intrusivmasse des *Vaul Bugnei* keilt ost- und westwärts aus; sie besitzt typische Linsenform. Im Osten und Westen folgt auf den südlichen Aargneis daher direkt die Zone der vorherrschenden Sericitschiefer, die wir kurz als Somvixerzwischenzone bezeichnen wollen. Auf dieser ruht mit anormalem Kontakt die sedimentäre Tavetscherzone. ^{Süd}Nordwärts folgen gotthardmassivische Paraschiefer, dann injektionsmetamorphe Gesteine und schliesslich der Medelserprotogin und Kristallinagranit. Am Südrande ist die sedimentäre Mulde des *Scopi*, deren Hauptgestein der Bündnerschiefer ist, durchschnitten. Bei *Disentis* (in der Nähe des Klosters) findet sich südlich der Aarmassivgneise ein mesozoischer Muldenrest. Wenn wir von der nur lokal ausgebildeten Intrusivmasse des *Vaul Bugnei* absehen, so ist der Hauptunterschied dieses Profils gegenüber dem früher beschriebenen durch das Auftreten der Somvixerzwischenzone charakterisiert. — Weiter nach Osten sinkt die Axe des Gotthardmassivs sehr rasch in die Tiefe. Gleichzeitig werden die südlichen Partien des Massivs nach Norden vorgetrieben.

Ein vorläufiges schematisches Profil durch die Ostseite des Val Somvix, das unter Zugrundlage des *Heimschen* Profils und weniger eigenen Beobachtungen gezeichnet wurde, und das gewiss noch sehr verbesserungsfähig ist, zeigt diese Verhältnisse (Tafel II, Fig. 4). Die auf *Alp Nadèls* voll ausgebildete Tavetscherzone liegt mit anormalem Kontakt auf Somvixerzweischiefen. Nach Süden hin richten sich die Schichten nicht mehr zum vollen Fächer auf. Sie fallen gegen *Piz Miezdì* und *Piz Nadèls* südost ein, gegen den *Piz Grein* oft fast ganz ostwärts. Die stark dynamometamorphen, feldspatreichen Sericit-Biotitgesteine des Gipfelgrates enthalten mehrere Bänder von Amphiboliten, Granatamphiboliten, Hornblendeschiefern und Quarzporphyren. Weichere Schichten sind oft intensiv eingeknetet. Auf *Alp de Gargialetsch* sind die Gesteine tektonisch intensiv gestört. Widersinniges Einfallen an ganz benachbarten Punkten ist nicht selten. Dem im Hintergrund des Tales anstehenden Medelserprotogin schmiegen sich hornfelsartige Gesteine an. Hinter dem Granitgneis scheinen die Amphibolit und Quarzporphyr führenden Gesteine, sowie der feldspatreiche, streifige Gneis zu wurzeln. Auf dem Streifengneis liegen die Sedimente des Südmantels des Gotthardmassivs. Das Profil scheint so gedeutet werden zu müssen, dass da, wo das Massiv untertaucht, resp. seine Axe nach Osten einsinkt, die südlichen kristallinen Gesteine (und auf ihrem Rücken die Sedimentgesteine) in Form eines überliegenden Gewölbes etwas nach Norden vorgeschoben wurden.

Noch weiter ostwärts sinkt das Kristalline rasch in die Tiefe. In der Fortsetzung des Massivs liegt die Bündnerschiefergruppe des *Mundaun*. Ein Profil von *Schlans* über *St. Martin* durch das *Val Gronda* zum *Piz Sez ner*, das insofern ganz schematisch gezeichnet ist, als Verhältnisse, wie sie links und rechts der Profilebene erkenntlich sind, in diese hineinprojiziert wurden, liegt in Tafel II, Fig. 5 vor. Die Fortsetzung der Tavetscherzone ist in der Überschiebung oberhalb *St. Martin* und im *Gross Tobel* zu suchen. Schon ostwärts vom *Val blauu* auf *Nadèls* sind Röti, Quartenschiefer und jurassische Schichtglieder ausgekeilt. Im *Gross Tobel* treten nun unter der Überschiebungsfäche selbst Röti und Verrucano auf. Dieser Verrucano ist derselbe wie der von *Ilanz*; er lässt sich längs des ganzen Steilabsturzes von *Obersaxen* bis *Ilanz* verfolgen. Dieser weisslichgrüne, in der Hauptsache konglomeratische, Verrucano ist seinerseits im *Val Zafragia* und auf der Nordseite des Rheintales, unterhalb *Capeder* und *Dardin*, deutlich diskordant (mit Schleppungen an der Kontaktfläche) auf den Verrucanophyllit überschoben, auf dem bei *Schlans* der mächtige Röti liegt. Eingefaltete dolomitische Marmorreste zwischen den zwei Verrucano machen die Diskontinuitätsfläche zur Gewissheit. Die Dislokationsfläche zwischen Ilanzer- und Schlanserverrucano

wurde von uns bis gegen *Alp Nadèls* verfolgt. Dort liegen, durch zwei Überschiebungen getrennt, drei Verrucano aufeinander. Es ist also im Osten ein Teil der Somvixerzwischenzone als reduzierter Nordschenkel der zur Überschiebung gewordenen „Tavetschermulde“ anzusprechen. Die bis jetzt einheitlich kartierte Verrucanomasse des Vorderrheintales ist, wie schon von verschiedener Seite vermutet wurde, tatsächlich durch eine gewaltige Überschiebungslinie getrennt, die aus dem *Val Zafragia* nach *Schlans*, *Dardin* und *Brigels* streicht. Wahrscheinlich ist auch der Verrucano und Röti von *Schlans* seinerseits, wenigstens in den oberen Partien, überschoben, so dass der Verrucano des Aarmassivs erst nordwärts einer Linie: *Las pradas—Pleun la lenna—Brigels* ansteht. Im Vorderrheintal liegt der Verrucanophyllit, der bei *Lumneins* durch das Tal streicht, auf sericitischen Gesteinen, die schon bei *Rinkenbergr—Darvela* Intrusivlager führen. Typisch aarmassivische Gesteine finden sich nördlich der Muldenreste von *Disentis—Truns*. Wie sich die Somvixerzwischenzone westwärts gliedert, ist nicht bekannt. Der Verrucano von *Ilanz* ist noch nördlich der *Alp Nadèls* unter der Tavetscherzone als solcher erkenntlich. Der Verrucanophyllit von *Schlans* keilt rasch nach Westen aus, und ob die Ilanzer Überschiebung sich in der ganzen Zone westwärts fortsetzt, ist fraglich. Naturgemäss ist es da, wo besondere Kennzeichen fehlen, sehr schwer, in metamorphen gleichartigen Gesteinen eine tektonische Linie zu finden. Vielleicht vereinigt sich die Ilanzer Überschiebungsfäche westwärts mit der der Tavetscherzone; doch hat man auch gegen Westen oft den Eindruck, als ob die unter den Tavetscherkalken liegenden Gesteine, die Quarzporphyre führen, mit den südlichen Gesteinen der sedimentären Zone selbst verwandt seien. Wenn auch die Hauptüberschiebung des Ilanzerrucano, die sich durch die merkwürdige diskordante Form der Anschiebungsfläche auszeichnet, eine Spezialerscheinung des Ostendes des Gotthardmassivs ist, so mag doch mehrfache Schuppung und Überschiebung auch im westlichen Teil der Somvixerzwischenzone nicht ausgeschlossen sein. Als Ganzes genommen, ist die Zwischenzone als (geschuppter?) Gewölbekern aufzufassen, dessen mesozoische Schichtglieder ausgequetscht sind, da ja die einzigen mesozoischen Gesteine von *Truns—Disentis* schon dem Fächermassiv des Finsteraarhorns als normal Hangendes angehören. Im Osten taucht der gesamte mittlere Teil unter der vorgeschobenen oberen Schuppe des Ilanzerrucano mit dem Gotthardmassiv unter. Berücksichtigt man alle diese Umstände, so mag es gerechtfertigt erscheinen, die ganze Zone vorläufig tektonisch noch zum Gotthardmassiv zu rechnen, so lange man wenigstens im westlichen Gebiet eine Hauptüberschiebung darin nicht gefunden hat. Als Zwischenzone kommt ja schliesslich der Zuordnung nur eine untergeordnete Bedeutung zu.

Kehren wir zur Besprechung des Profils Tafel II, Fig. 5 zurück. Südwärts des überschobenen Verrucanos der Tavetscherzone folgen Sericitschiefer und Diorite. Der Diorit bildet den Kern des überschobenen Gewölbes, dem sich auf *Alp de Titschal* ein Muldenkeil von Verrucano—Röti—wenig Bündnerschiefer—Röti—Verrucano anschliesst. Dieser Muldenkeil ist wohl die direkte Fortsetzung der Überschiebungsfäche der Gesteine des *Piz Nadèls*, *Piz Miezzi* bis *Piz Cavel*. Der südliche Muldenschenkel ist zugleich der nördliche Schenkel dieses flachliegenden Gewölbes, das hier auf seinem Rücken Verrucano—Röti und Bündnerschiefer trägt. Die mesozoische Schichtfolge der Bündnerschiefer des *Piz Sez ner* weist sehr häufig beginnende Schuppenbildung auf, derart, dass bei generellem Südostfall der nördliche Teil einer kleinen Falte tiefer liegt (siehe Tafel II, Fig. 5).

Auch der Röti des Grates östlich von *Val Gronda* ist derart nach Norden abgesackt.

Die Tavetscherüberschiebung und der Muldenkeil von *Alp Titschal* flachen sich nach Osten erstaunlich rasch aus. Östlich vom *Maierhof* erscheint die Gesamtmasse des *Obersaxen-Mundaungebietes* vom Vorderrheintal bis zu dem Mundaungrat als eine tektonische Einheit. Die Tavetscherüberschiebung ist im Tal des *Peterbaches* oberhalb *Maierhof* noch als sehr flaches Gewölbe sichtbar. Zum mindesten im anstehenden Bündnerschiefer ist vom Muldenkeil der *Alp de Titschal* gar nichts mehr zu sehen. Die Gesteine fallen flach Süd-Südwest bis Süd-Südost ein. Wenn im *Zafragiatobel* und bei *Schlans* der Ilanzer Verrucano nicht deutlich aufgeschoben wäre, und diese Überschiebungsfäche sich nicht gegen *Brigels* und *Waltensburg* fortzusetzen schiene, würde man an eine fast vollständig ungestörte Lagerung denken müssen. So aber erscheint uns die Masse als „en bloc“ etwas südwärts vorgeschoben, wobei wir auch die Möglichkeit von Differentialbewegungen nicht

leugnen wollen. Das Profil Fig. 6, Tafel II durchschneidet das *Mundaungebirge*. Der Gipfel 2174 des Mundaungrates, sowie ein Teil des östlich davon liegenden Kammes ist ein Klippenrest einer höheren Bündnerschieferdecke. Schon topographisch treten diese Felsköpfe als etwas Fremdartiges hervor. In intensiv verfaltetem, basalen schwarzen Bündnerschiefer findet sich eingeknetet und, im Gegensatz zur Unterlage eher etwas nordfallend, eine zum Teil gedoppelte Schichtfolge von Röti, Quartenschiefer, schwarzen Kalken, schwarzen Schiefen, gelb bis schokoladebraunen quarzitischen Gesteinen und Kieselkalken vor. Das klotzige Aussehen ist durch die im Mittel 30–40 m mächtigen, quarzitischen und kieselkalkigen Glieder bedingt. Die genaue Zuordnung dieses Klippenrestes wird auf Grund der so charakteristischen Gesteine bei näherem Vergleich mit den Bündnerschieferdecken wohl möglich sein.

Nachdem wir hier über die Untersuchungen am Ostende des Gotthardmassivs das Notwendige mitgeteilt und gesehen haben, wie das Fächermassiv nach Osten rasch unter eine wenig eingefaltete, aber nordwärts auf das Aarmassiv aufgeschobene Sedimentbrücke taucht, können wir die pag. 62 gestellten Fragen zu beantworten suchen. Die Somvixerzwischenzone ist nicht das direkt Hangende der Aarmassivgneise, da sie auf eine ziemlich weite Strecke durch aarmassivische mesozoische Muldenreste davon getrennt ist. Tektonisch gehört sie zum mindesten teilweise dem Gotthardmassiv an. Im Osten ist sie durch eine Überschiebungsfäche geteilt, auf der die Sedimentbrücke über den übrigen Teil der Zwischenzone auf das Aarmassiv überschoben ist. In petrographischer Beziehung scheint sie eine Zwischenstellung zwischen Gotthard- und Aarmassiv einzunehmen, was die Intrusivgesteine betrifft, eine mehr gotthardmassivische Stellung aber in bezug auf die Paragesteine. Diese Stellung der Somvixerzwischenzone macht es verständlich, warum die südwärts davon liegende Tavetscherzone überall gotthardmassivische Fächerstellung aufweist. Es hat sich ostwärts des Oberalppasses der nördliche Teil des Gotthardfächers geschuppt. Der eigentliche normale Sedimentmantel setzt sich in der Tavetscherzone fort; die vorgelagerte Somvixerzwischenzone ist ein neues Gebilde. Wie nahe diese Befunde mit den Ansichten von *Alb. Heim* (1891) übereinstimmen, und in welchen wichtigeren Punkten sie sich davon unterscheiden, überlassen wir der Beurteilung des Lesers.

Stratigraphische Vergleichung der sedimentären Gesteine im Untersuchungsgebiet.

Es ist schon zu Beginn unserer Mitteilungen darauf hingewiesen worden, wie wichtig für die Auffassung der Tektonik der Schweizeralpen die gegenseitigen stratigraphischen Beziehungen der sedimentären Gesteine im Aar- und Gotthardmassiv sind. Wir haben erkannt, dass in der Urseren-Tavetscherzone im wesentlichen eine stellenweise wohl vollständig erhalten gebliebene normale Schichtfolge von Karbon bis Mesozoikum vorliegt. Im allgemeinen waren längs der ganzen Zone die Sedimentationsverhältnisse dieselben; auf charakteristische Merkmale und Unterschiede ist an früherer Stelle eingegangen worden. Wie verhält sich nun die Facies der Gesteine des Nordrandes des Gotthardmassivs gegenüber derjenigen der zunächst nördlich, östlich und südlich gelegenen Sedimentgesteinen?

Bei *Disentis*, *Somvix*, *Rabius*, *Truns* und oberhalb *Darvela* finden sich jurassische und zum Teil triasische (?), nach Norden fallende Schichtkomplexe. Von *A. Heim*¹⁾, besonders aber von *L. Wehrli*²⁾ wurden diese Gesteine als Fortsetzung der Urserenmulde beschrieben, in der Meinung, dass der Disentiser marmor das Äquivalent des Andermattermarmors sei. Es geht aus unseren Untersuchungen unzweifelhaft hervor, dass sowohl in tektonischer als auch in stratigraphischer Beziehung dies nicht der Fall ist. Die Profile des *Disentiser—Trunserzuges* werden von uns nicht eingehend behandelt, da eine solche Beschreibung von *Fr. Weber* in Aussicht steht. Wir wollen nur das zum Verständnis Notwendige hier zusammenfassen. Über den Disentiser Marmor finden

¹⁾ A. Heim, Beiträge geol. Karte der Schweiz, XXV, 1891.

²⁾ L. Wehrli, Beiträge geol. Karte der Schweiz, XXXVI, (n. F. VI), 1896.

sich bei *Alb. Heim* einige Angaben: „Der Kalk ist teilweise innerlich halb zermalmt, oft grau und weiss geflammt oder in einen weissen Marmor mit Streifen und gestrecktem Glimmer umgewandelt. Dazwischen sind einzelne Bänke noch dunkelgrau geblieben. Sie erinnern an Hochgebirgskalk, sind aber etwas kristallinischer geworden und enthalten auch dolomitische Substanz.“ — Heute sind die Aufschlüsse im Stiftsgarten des Klosters stark verschüttet und überwachsen, doch lassen sich immerhin in normaler Übereinanderlagerung Echinodermenbreccie des Doggers, Eisenoolithe, Schiltkalk und Malm erkennen. Auch bei Truns ist kein Lias vorhanden¹⁾. Was *L. Wehrli* so bezeichnete, ist Eisensandstein führender Schiefer des Doggers. Die Gesteine sind, wie schon *P. Arbenz*¹⁾ und *W. Staub* bemerkten überraschend ähnlich denen aus der Region von *Bonaduz* und *Rhazüns*. Die Facies entspricht somit auch hier der des Autochthonen im Aarmassiv oder eventuell der Wurzelregion der Glarnerdecken. Grundsätzlich verschieden ist die Facies von der der Sedimente am Nordrande des Gotthardmassivs (*Andermatt—Garvera*). Zwischen Disentiser Marmor und der Garverazone liegt somit der grösste Teil des „Faciessprunges“, zwischen helvetisch Autochthonem und Bündnerschieferregion. In welchem Verhältnis die Trias und der Verrucano von *Schlans* zu den aarmassivischen Muldenresten von *Disentis—Truns* stehen, haben wir in Anbetracht der Untersuchungen von *Fr. Weber* nicht weiter verfolgt. Faciell zeigt der Verrucano Beziehungen sowohl zu dem Verrucano der Glarnerdecken als auch zu dem Verrucano der Tavetscherzone, (*Garvera—Nadèls*). Ob ein heraufgeschürfter Teil des überdeckten Wurzelandes oder der Rest einer der helvetischen Decken vorliegt, wollen wir nicht entscheiden. Ein direkter Zusammenhang mit den Kalken von *Disentis—Truns* ist aber sehr unwahrscheinlich.

Auch in bezug auf die Faciesausbildung am Ostende des Gotthardmassivs geben wir, trotz der detaillierten kartographischen Aufnahmen des einen von uns, hier nur die wesentlichen Merkmale an.

Der Verrucano wird, was schon zwischen *Val Zafragia* und *Val Gronda* ersichtlich ist, im allgemeinen konglomeratischer. Im Gebiet von *Obersaxen* herrscht die als Ilanzer Verrucano bekannte Varietät von bunten Sernifitgesteinen vor. Doch fehlen, wie z. B. bei *Maierhof*, phyllitische obere Schichten von der Art des Schlanser Verrucanos nicht.

Ein Profil durch die Verrucanomasse von *Obersaxen* bis ins *Vorderrheintal* gab *L. Milch*²⁾. Er schreibt:

„Dem Rötidolomit zunächst liegen Tonschiefer, metamorphisierte Lehme und feinkörnige Sandsteine, darunter folgen, z. B. im Grossen Tobel bei Meyerhof, grobkörnige Sandsteine; weiter nach dem Rhein hinab folgen Konglomerate und schliesslich, zwischen Protogin- und Porphykonglomeraten im Rheintal selbst, die Porphyre und Porphyrite . . . Für weite Strecken des Verrucanogebietes lässt sich demnach eine Abnahme der Korngrösse von den älteren zu den jüngeren Varietäten nachweisen und hieraus eine Vertiefung und Ausbreitung des Wasserbeckens folgern.“

In den oberen Partien sind auch sehr quarzitische, arkoseartige Sandsteine zu finden. *Königsberger* hat einen Teil davon schon zur Trias gerechnet, was zum mindesten für die etwas Dolomit führenden Quarzite der *Alp Nova* berechtigt erscheint, kaum aber für die mehr arkoseartigen Sandsteine. Solche quarzreiche Gesteine wechseln auch in tieferen Lagen etwa hie und da mit grünlichen Sericitschiefern ab. Merkwürdig ungleichförmig ist die Trias ausgebildet. Schon Rauchwacke und Dolomit zeigen zwischen *Largera* und *Flond* abnorme Mächtigkeit. Dem Quartenschiefer analoge Gesteinskomplexe fehlen oberhalb *Maierhof* vollständig. Im östlichen *Petersbach* des *Kleintobels* sieht man über der Rauchwacke direkt schwarze Bündnerschiefer (Kalkeisensandsteinschiefer und Tonschiefer) aufrufen. Oberhalb *Neukirch* sind im Hangenden des Dolomites mächtige Quarzitbänke, dolomitische Schiefer und bunte Phyllite anzutreffen, auf die erst die schwarzen Bündnerschiefer folgen. Die scheinbare Gesamtmächtigkeit der Trias beträgt hier weit mehr als 200 m, die der Quartenschiefer—Quarzite ungefähr 200 m, und das in einer Entfernung von zirka 4 km vom *Maierhof*. Sogar unterhalb *Platenga* ist die Zone der hellen und bunten Schiefer noch sehr wenig entwickelt.

¹⁾ P. Arbenz, W. Staub, Vierteljahr. Zürcher nat. Ges., 55, 1910.

²⁾ L. Milch, Beiträge zur Kenntnis des Verrucano II, Leipzig 1896, pag. 169.

Ostwärts lassen sich die Quartenschiefer bis über *Lewis* verfolgen, doch nimmt die Mächtigkeit der Trias wieder ab. Ein schönes Profil lässt sich vom *Grosswald* über Punkt 1030 gegen *Tschappina* aufnehmen. Über der Rauchwacke und dem Dolomit liegen zirka 30 m Sericitquarzite und darüber helle, grünliche und violette Schiefer mit Sandsteinbänken (mindestens 50 m). Da bei *Tschappina* nochmals Dolomit auftritt, scheint ein Teil der Trias gegen *Neukirch* hin die abnorme Mächtigkeit tektonischen Einflüssen zu verdanken haben. (Schuppung?) Ziemlich einheitlich ausgebildet ist der mesozoische Bündnerschieferkomplex des *Piz Mundaungebietes*. Im unteren Teil herrschen schwarze Phyllite und Kalksandsteine vor. Grössere Kalksteinbänke stellen sich nach oben ein. Faciell stehen diese Bündnerschiefer den mesozoischen Garveragesteinen sehr nahe, doch ist die Mächtigkeit, besonders der Tonschiefergesteine, eine viel grössere. Auch mit dem Lias der Axendecke lassen sich Vergleiche ziehen. Die Gesteine der sedimentären Zone Urseren — Tavetsch — Garvera sind in facieller Beziehung nahe mit denen verwandt, die das normal Hangende des östlich untertauchenden Gotthardmassivs darstellen. Im Osten der Zone wird somit der grosse Unterschied gegenüber den helvetisch autochthonen Gesteinen und die grosse Ähnlichkeit mit den Gesteinen der Bündnerschieferregion deutlich erkennbar.

Verfolgen wir nun die jüngeren sedimentären Gesteine gegen Süden hin. Zwischen *Alp Nova* und *Lumbreiner Alp* liegen dunkle graphitreiche Bündnerschiefer direkt auf Rauchwacke und Röti. Quartenschiefer, zum mindesten in der hellen Varietät, fehlen. Der Verrucano, als typisches, buntes, ziemlich feinkörniges Sernifitkonglomerat, ist an den Hängen der Gipfel¹⁾ 2362, 2469, 2444, 2358 gegen das *Alp Novatal* sehr gut entwickelt. Doch schon die Gipfelgesteine von 2469 (lenticulare sericitische Augengneise) sind nicht mehr als typischer Verrucano bestimmbar.

Prachtvoller quarzitischer Arkosesandstein und Sernifitkonglomerat, in einer Mächtigkeit von zirka 80 m, liegt unter dem Dolomit von 2444. Etwas schieferiger werden dieselben Gesteine gegen Punkt 2358. Es scheint, dass der Verrucano in seiner typischen Ausbildung gegen Südwesten an Mächtigkeit abnimmt. Ein Detailprofil hat *Königsberger* gegeben. Die gleiche Zone streicht über *Lumbrein*, das *Val Cavel* nach Südwesten zum *Pass Diesrut*. Dort liegen die schwarzen glänzenden gefalteten Bündnerschiefer mit Quarzlinsen und Quarzadern auf einer wenig mächtigen Pyrit führenden Quarzitbank. Im Liegenden folgen: konglomeratischer, rauchwackeähnlicher Röti, dichtkristalliner weisser Dolomit, Rauchwacke, grauer Sericitquarzit, Sericitphyllit, quarzreicher grünlicher Sericitschiefer und massige Bänke eines grünlichen Sericitquarzites. In diesem Profil zwischen *Camona* und *Pass Diesrut* sind somit die quarzitären Glieder im Liegenden des Dolomites, die Trias und oberster Verrucano sein können, noch recht gut, wenn auch nicht sehr mächtig entwickelt. Etwas nördlicher, gegen Punkt 2255, findet man im Liegenden des Dolomites, der nach unten Sericit und Talk führt, grünliche Sericitschiefer mit quarzitären Lagen, einen chloritischen Gneis, beide in geringer Mächtigkeit, aufruhend auf einem schlierigen Augengneis. Schon hier zeigt sich die Diskontinuität und, zum mindesten im Vergleich zur Garverazone, die geringe Mächtigkeit des typischen Verrucano.

Über den *Greina Pass* und den *Lago Retico* stehen die sedimentären Gesteine des *Pass Diesrutes* in Verbindung mit der *Scopimulde*. Hier sind sie neuerdings von *W. van Holst Pellekaan*²⁾ untersucht worden.

Die *Scopimulde* erweist sich als autochthone Mulde. Dafür spricht unter anderem das Auftreten von Medelserprotogin und Kristallingranit im Kern eines zweiten Gewölbes. Die Gesteine des *Scopi* repräsentieren somit die facielle Ausbildung gotthardmassivischer Sedimente nahe dem Südrande. Nach *van Holsts* Untersuchungen liegt eine in sich selbst gefaltete vollständige Mulde und eine zum Teil vollständige südliche Antiklinale vor. An den Südschenkel der Antiklinale sind die penninischen Decken herangepresst. Im Norden stösst die sedimentäre Mulde bald mit „Triasandstein“, bald mit Dolomit, bald mit Bündnerschiefer an die Streifengneise, den Medelserpro-

¹⁾ Siegfriedblatt 409.

²⁾ W. van Holst Pellekaan, Dissertation der Univ. Zürich, Amsterdam 1913.

togin oder den Kristallinagranit. Es liegt somit eine deutliche Diskordanz vor, die aber, worauf die Diskontinuität der sedimentären Gesteine hinweist, wohl zum Teil rein tektonischer Art ist. Verrucanoähnliche Glieder sind entweder gar nicht oder nur in geringer Mächtigkeit vorhanden. Im Südschenkel der ersten Mulde lässt sich ein gutes Profil vom Trias in den Jura aufnehmen. Der Dolomit, als Dolomitmarmor und Rauchwacke, ist im Mittel sehr mächtig. Schuppungserscheinungen und tektonisches Auskeilen gestatten aber wohl kaum, eine mittlere primäre Mächtigkeit anzugeben. Im Hangenden des Dolomites finden sich stark gefaltete, zum Teil dolomitische und quarzitishe, meist grünliche Schiefer, die den Quartenschiefern, respektive den Chloritoid-schiefern der Garvera entsprechen.

Sie sind weitgehend metamorphisiert. In einem Profil unterscheidet *van Holst* darin von oben nach unten:

- 40 m Epidot-Zoisitschiefer mit Einlagerungen von Quarzit;
- 3 m etwas konglomeratischer Epidot-Zoisitschiefer;
- 1 m Dolomit;
- ± 70 m Epidot-Zoisitschiefer ± Disthen mit Einlagerung von weisslich-grünen bis braunen Quarzitbänken;
- 2 m weisser Quarzit;
- 0.3 m Epidot-Zoisitschiefer;
- 4 m weisser und grauer Quarzit;
- 1.5 m Epidot-Zoisitschiefer mit Dolomiteinlagerungen;
- 20 m Epidot-Zoisit-Disthenschiefer mit Dolomiteinlagerungen;
- 9 m Epidot-Zoisitschiefer mit Quarzknuern-Chloritschiefern und Dolomiteinlagerungen;
- 2 m Chloritoid-Stauroolithschiefer;
- 2 m Quarzite;
- 5 m Konglomeratschiefer mit Dolomitgeröllen.

Darüber folgen Dolomitbrocken führende grauschwarze Kalkphyllite, die mit rostbraunen Sandsteinquarziten wechsellagern. Sie sind reich an Echinodermenresten. Ihr Hangendes wird durch die schwarzen Bündnerschiefer, die die Hauptmasse des Scopi aufbauen, gebildet. Liasische Versteinerungen wurden darin mehrfach gefunden. Es liegt somit hier, wenn wir vom verschiedenen Zustand der Metamorphose und von geringfügigen Differenzen im Chemismus absehen, von der Trias an eine ganz ähnliche Gesteinsfolge vor wie an der *Garvera*. Erinnerung sei daran, dass hier wie dort die direkt über dem Quartenschiefer liegenden liasischen Gesteine oft sehr quarzreich sind.

Gegen Westen steigt die Axe der nördlichen oder eigentlichen Scopimulde sehr rasch an. Immerhin lässt sich die Mulde bis ins *Unteralptal* als Amphibolit führende Paragesteinszone erkennen. Über den Verlauf der südlichen Mulde werden die Untersuchungen von *L. Krige* Auskunft geben. Westlich *Airolo* stossen die Kalkphyllite der penninischen Decken direkt an den Röti, der auf gotthardmassivischen Gesteinen aufruht. Es mag bemerkt werden, dass sich im grossen und ganzen die Bündnerschiefer der penninischen Decken von der *Greina* bis zum *Nufenen* gut von den gotthardmassivischen Bündnerschiefern unterscheiden. Schon *Fr. von Fritsch* unterschied zwischen: Lias, Granat führenden schwarzen Schiefen und Kalkglimmerschiefern, wobei er allerdings noch einige speziellere Varietäten hinzufügte. Am *Nufenenpass* treten in der Facies der Scopigesteine wieder gotthardmassivische Sedimente auf.

Nachstehendes Profil (Fig. 13) wurde von uns längs des *Eginentales* aufgenommen.

Von Norden nach Süden folgen auf eine breite glimmerreiche Zone eine Zone feldspatreicher Gneise und bei *Gadmen* typischer Protogin mit 6 cm langen Feldspatkristallen. Glimmerschiefer sind zwischengelagert. Nach Süden tritt mehr streifiger Gneis auf. Beim Felsriegel *Ladstadt* wechsellagern damit biotitreiche Gesteine mit Amphibolithen. Die sedimentäre Zone beginnt mit einer zirka 1.5 m mächtigen Quarzitbank; dann folgt 25—40 m mächtiger Dolomit, darauf Dolomitbrocken führender Quartenschiefer mit Biotitporphyroblasten (auch in Dolomit!) (stellenweise

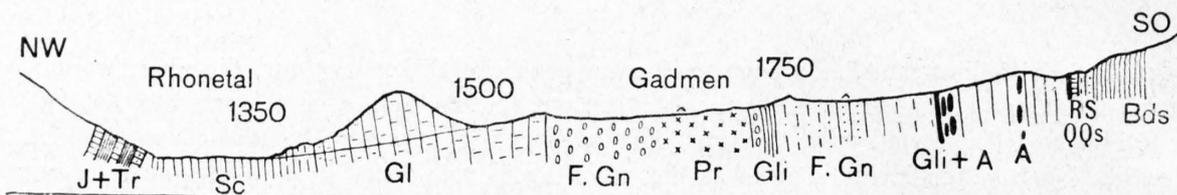


Fig. 13. Schematisches Profil durch das Eggenental (P. Niggli) in 1:50,000:

<i>J + Tr</i> = jurassische und triasische Gesteine.	<i>F. Gn</i> = feldspatreiche Gneise.	<i>Q</i> = Quarzit.
<i>Sc</i> = Sericitgesteine des Gotthardmassivs.	<i>Pr</i> = Protogin.	<i>R</i> = Röti.
<i>Gl</i> = Glimmerschiefer und Glimmergneise.	<i>Gli</i> = Glimmerschiefer.	<i>Qs</i> = Quartenschiefer.
	<i>Gli + A</i> = glimmerreiche Gesteine mit Amphiboliten.	<i>S</i> = Sandsteinbänke.
	<i>A</i> = Amphibolitlinsen.	<i>Bds</i> = Bündnerschiefer.

15–20 m mächtig). Im Hangenden sind rostig anwitternde Sandsteinbänke und weiterhin die bekannten schwarzen Schiefer des Nufenen, in denen ja neuerdings *W. Salomon*¹⁾ auch eine *Arietites* gefunden hat.

Weiter nach Süden folgen stellenweise nochmals Dolomit und Quartenschiefer und dann die typischen penninischen Bündnerschiefer. Der tektonische Aufbau des *Faulhorns*, wo gotthardmassivische und penninische Sedimente zusammentreten, ist durch viele Abbildungen (z. B. im *Livret-guide*) bekannt. Eine Diskordanz zwischen prätriasischen und triasischen Gotthardgesteinen ist nach Westen, wo immer neue Gneise an die Trias herantreten, deutlich sichtbar. Die Nufenen-„mulde“ wird nach Westen quasi abgeschert, und schon bei *Cruina* keilt sie aus oder reduziert sich wenigstens auf Dolomit. Auch am *Nufenenpass* sind somit die gotthardmassivischen jüngeren Gesteine durch Quarzitbank, Dolomit, Quartenschiefer, Sandsteine und schwarze Bündnerschiefer repräsentiert. Verrucano in der Ausbildung, wie sie für den Nordrand des Massivs oder die Ostabdachung typisch ist, fehlt.

Es würde sich nun noch die Frage nach dem Alter der sogenannten Tremolaschiefer aufwerfen lassen.

Wir möchten hier keine definitive Ansicht äussern. Das aber erscheint uns sicher, dass diese Schiefer nicht die Fortsetzung der Bündnerschiefer sind, sondern dass sie sicher älter als Trias sein müssen. Dafür sprechen die tektonischen Verhältnisse im oberen *Bedrettetal*, am *Passo del Uomo*, sowie die abnormen chemischen Verhältnisse, die auf Natronzufuhr hindeuten. Ob sie aber bis in den Verrucano hinaufreichen, müssen wir noch unentschieden lassen. Sei dem wie es wolle, die Tatsache bleibt wohl bestehen, dass der *Verrucano der Ilanzer—Garvera—Andermatt* Ausbildung am Südrande des Massivs nicht vorhanden ist. Unser stratigraphischer Vergleich führt uns daher zu folgendem Resultat:

Die Sedimente am Nordrande des Gotthardmassivs sind deutlich verschieden von den helvetisch autochthonen Sedimenten des südlichen Aarmassivs, deutlich verschieden auch von der Faciesausbildung der unteren Glarnerdecke. Von der Trias an ist, soweit autochthone Reste vorhanden sind, die Faciesausbildung im gesamten nördlichen, südlichen und östlichen Gotthardmassiv eine ziemlich einheitliche, wobei allerdings berücksichtigt werden muss, dass im Süden und besonders im Osten die vorhandene Mächtigkeit der jurassischen Sedimente eine viel grössere ist als im Norden. Jüngere Glieder als Lias konnten nirgends einwandfrei nachgewiesen werden.

Verrucano, wie er am Nord- und Ostrand des Massivs in grosser Mächtigkeit vorhanden ist, findet sich im Süden nicht oder dann in anderer Ausbildung. Vorläufig erscheint uns am wahrscheinlichsten, dass im Süden während der jüngsten „Verrucanozeit“ teilweise Denudation stattgefunden hat. Dadurch würden sich eine Reihe von triasischen Diskordanzen, sowie die „Abscherung“ der Tremolaserie und des Streifengneises erklären. Wir möchten aber die Folgerungen noch nicht als einwandfrei hinstellen. Auch gegenüber den penninischen Gesteinen lassen sich die

¹⁾ *W. Salomon*, Verhandlung des nat.-med. Vereins Heidelberg, n. F. 11, 1911, 220.

gotthardmassivischen Sedimentgesteine im grossen und ganzen (oft nicht im Handstück) unterscheiden. Die schwarzen liasischen Gotthardgesteine stehen dem Lias der Axendecke eher näher als dem Lias der Kalkglimmerschiefer penninischer Deckmassive.

Allgemeine facielle und tektonische Übersicht über das Gotthardmassiv.

Im westlichen und zentralen bis zentralöstlichen Teil ist das Gotthardmassiv ein typisches Fächermassiv. Das Gebiet vertikaler Zonenstellung, respektive Schichtstellung, geht ungefähr von der *Fuorela di Lavaz* über *Perdatsch* im *Medelsertal*, *Piz Aul*, *mittleres Val Nalps* und *Cornera*, *Six Madun*, *Spannmatt* im *Unteralptal*, *Gotthardpasshöhe*, *Piz del' Uomo*, *Wittenwasseralp*—*Oberkäsern*, *Muttenalp*, *Muttenhörner* ins mittlere *Eginental*. Nordwärts davon fallen die Schichten im allgemeinen konstant nach Süden ein, südwärts davon nach Norden. Nach oben liegen die Schichten gewöhnlich etwas flacher als in den tieferen Partien. Allein Hakenwerfen an den Gipfelgräten täuscht eine grössere Diskrepanz vor, als in Wirklichkeit vorhanden ist. Deutlich ist aber das Mächtigerwerden von Schieferzonen (z. B. *Garveraverrucano*) nach oben, respektive das tektonische Auskeilen nach unten sichtbar. Im Profil durch den Gotthardtunnel, der die tiefstgelegenen Aufschlüsse durch die zentralen Partien geliefert hat (Kulminationshöhe des Tunnels 1154.6 m) stehen die Schichten auf der Nordseite sehr steil und weisen nur auf der Südseite Fallwinkel von zirka 50° auf. Die *Altekircher* Marmore bei *Andermatt* und deren Begleitgesteine fallen im Tunnel 80—88° nach Süden, die Gesteine südwärts des *Verrucano* fallen zum Teil etwas flacher (bis 64°); senkrecht stehen die Schichten unter dem *Guspistal* und *Glockentürmli*.

In petrographischer Beziehung weist das Gotthardmassiv eine grosse Zahl verschiedener Gesteinstypen auf. Es ist nicht der Zweck dieser Arbeit, die einzelnen Typen zu beschreiben, wir wollen im Gegenteil hier das Gemeinsame der Gesteine betonen. Da zeigt sich, dass man auf weite Strecken hin, ungefähr Ost—West verlaufende, Zonen unterscheiden kann. Bis jetzt lassen sich die Untersuchungen des einen von uns am besten folgendermassen darstellen. Am Nordrande lässt sich vom Oberwallis über die Furka durch das Urserental und Oberalpreusstal, südlich des Pazzolastockes ins Tavetsch zur Garvera und Alp Nadels, eine deutlich sedimentäre, im grossen und ganzen wenig metamorphe Zone unterscheiden, nämlich die in dieser Arbeit beschriebene „sedimentäre Urseren—Tavetscherzone“. Von der Oberalp an ostwärts, ist ihr südwärts der typischen Aarmassivgesteine eine Zone vorgelagert, die wir als *Somvixer-zwischenzone* bezeichnet haben. Sie besteht in der Hauptsache aus Sericitschiefern, Sericitgneisen, Sericit-Muskowit- und Sericit-Biotitgesteinen mit Einlagerungen von Giltsteinen, dioritischen bis amphibolitischen Linsen, Quarzporphyren etc. Sie ist sehr ähnlich einzelnen südlichen Teilen der sedimentären Zone selbst oder den ihr südwärts folgenden Gesteinen. Anderseits sind die darin vorkommenden dioritischen Einlagerungen mit den aarmassivischen der Ruseinbrücke verwandt.

Direkt südlich der sedimentären Zone folgt längs der ganzen Erstreckung eine im allgemeinen glimmerreiche Gesteinszone. In der Hauptsache sind es Paraschiefer und Paragneise von deutlich höherem Metamorphisierungsgrad als in der Urserenzone.

Innerhalb dieser Zone finden sich wieder Amphibolite, Giltsteine, Serpentine usw. Südwärts folgt die erste Zone feldspatreicher Gesteine. Im *Eginental* ist der Kern dieser Zone sicherlich granitisch, ebenso auf der *Alp Cacciola* im *Wyttengewassertal*. Östlich davon gegen die Gotthardstrasse wird die Zone in der ganzen Breite von Granitgneis (sogenanntem Gamsbodengneis) eingenommen. Doch schon wenig östlich der Strasse treten nach den Karten und Profilen von *Stapff* glimmerreiche Zwischenlagen auf, die ostwärts mächtiger werden und die Orthogneise mehrfach zerlegen. In der *Six Madun*-Kette kann man noch drei durch Paraschiefer getrennte Teilzonen mit intrusivem Kern erkennen. Die dazwischenliegenden Gesteine sind stark kontaktmetamorph umgewandelt und führen Turmalinfelse, Granatfelse, granatführende Kalksilikatfelse, Granatamphibolite usw. Die nachfolgende Dynamometamorphose hat stellenweise die Kontakt-

struktur etwas verwischt. Hier tritt in Form einer Linse das neuerdings von *U. Grubenmann*¹⁾ beschriebene Granatepidotvorkommnis vom *Lohlenpass—Piz Portgera* auf. Die unter dem Namen „Hyazinthe von Disentis“ oder „Granate von Maigels“ überall bekannten hellroten Granate bilden allein oder mit Diopsid prachtvolle Gesteine. Die Analyse des Granates ergab nach *L. Hezner*:

Si O ₂	39.39	Ca O	33.36
Al ₂ O ₃	21.78	Ti O ₂	0.43
Fe ₂ O ₃ (?)	2.96	Mn O	0.33
Fe O	2.14		
Mg O	0.35		100.73

Wohl zur Zeit der alpinen Faltung trat eine hydrothermale Umwandlung im Epidot ein. Nebenbei bildeten sich Calcit und Quarz. Die Analyse des grauen Epidotes ergab folgendes Resultat (siehe *U. Grubenmann*: Festschrift loc. cit.):

Si O ₂	8.50	Ti O ₂	0.24
Al ₂ O ₃	29.41	Mn O	0.02
Fe ₂ O ₃	5.79	H ₂ O (+)	2.17
Fe O	0.16		
Mg O	0.21		100.36
Ca O	23.86		

Dass die merkwürdigen Pseudomorphosen von Epidot nach Granat durch spätere, mit der Dislokation in Beziehung zu setzende Vorgänge verursacht wurden, scheint deshalb wahrscheinlich, weil die Linse deutlich als Kluft wirksam war, und weil an anderen Stellen, westlich der Baduskette, unveränderte Granatfelse vorkommen. Den gleichen Granat führen auch Gesteine vom *Glockenspitz* und der *Spannmatt*.

Zwei Analysen²⁾ von Granathornblendeplagioklasgneisen seien hier mitgeteilt.

Spannmatt (Unteralptal)		Glockenspitz (gegen den Lolenpass)	
Si O ₂	54.53		53.86
Al ₂ O ₃	18.28		19.87
Fe ₂ O ₃	2.41		1.22
Fe O	6.43		5.32
Mg O	5.19		5.15
Ca O	6.84		7.82
Na ₂ O	2.25		2.79
K ₂ O	1.13		0.70
H ₂ O	1.14		1.93
CO ₂	0.24		Sp.
Ti O ₂	1.03		0.73
P ₂ O ₅	0.10		0.26
S	0.43		—
Mn O	0.15		0.14
	<hr/>		<hr/>
s = 2.88	100.15	99.79	s = 2.87

Weiter ostwärts wird die südliche Zone feldspatreicher Gesteine immer ärmer an typischen Orthogesteinen. Im *Val Cornera* und *Val Medels* scheint sie zum grössten Teil aus Injektionsgesteinen zu bestehen. Hornfelsartige Gesteine finden sich im *Val Somvix*. (Das pag. 4 der Arbeit in „Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz“, Lfg. 36, 1912, mitgeteilte Profil muss daraufhin korrigiert werden.)

¹⁾ *U. Grubenmann*: Der Granat aus dem Maigelstal. Festgabe der Phil. Fakultät II, Zürich 1914, pag. 49.

²⁾ Die Analysen verdanke ich *Frl. Dr. L. Hezner*.

Auf weite Strecken hin ist die erste Zone feldspatreicher Gesteine von der zweiten südlicheren Zone durch Glimmerschiefer und Amphibolite getrennt. Auf der Gotthardpasshöhe zeigt diese Zwischenzone deutliche Einschmelzerscheinungen. Durchsetzung mit Pegmatitgängen ist auch ostwärts häufig. Gegen den *Pizzo Centrale* und das *Kastelhorn* wird sie breiter; sie gabelt sich nach Osten in mehrere Teilzonen. Die nördliche streicht über den *Maigelpass*, das *Corneratal*, den *Piz Serengia*, das *Nalpstal* gegen das *Val Vitgira*. Sie ist reich an Amphiboliten. Ihr Verhalten dem Medelserprotogin gegenüber ist noch nicht festgestellt. Eine südliche Hauptteilzone scheint die Fortsetzung der nördlichen Scopimulde zu sein. Zwischen den beiden Teilzonen liegt schon die zweite Zone feldspatreicher Gneise und Granite. Sie ist die Hauptintrusionszone des Gotthardmassivs und umfasst den Rotondogranit, den Fibbia- und Tremolagranit, den Nalpser Streifengneis, sowie den Medelserprotogin und Kristallinagranit. Auch südlich der vermutlichen Scopimulde findet sich noch Streifengneis, so z. B. im *Val Cadlimo*; ihm entspricht in der Fortsetzung am *Scal* ein erneutes Auftreten von Medelserprotogin. Am Südrande des Gotthardmassivs findet man wieder mehr sedimentäre, respektive zum Teil kontaktmetamorphe Gesteinsglieder, wie *Soresciagneis* und „Tremolaserie“. Diese Zone erscheint aber nach Osten und Westen wie abgeschert. Am mächtigsten ist sie gerade dort, wo die südlichste Zone der mesozoischen Schichten fehlt oder auf Röti reduziert ist.

Mit Absicht haben wir in diesem kurzen Überblick eine ganze Reihe von noch nicht näher in Betracht gezogenen Problemen unberührt gelassen. Besonderer Untersuchungen bedarf z. B. noch das Gebiet der Medelsergebirge, der Tremolagesteinszone und der Gebirge westlich der Gotthardstrasse und des Nufenenpasses. Auch über die Altersbeziehungen der verschiedenen Gesteine innerhalb der Intrusivzonen müssen wir noch weitere Beobachtungen sammeln. Die ganze Darstellung ist nur eine provisorische. Es ist uns aber während der vielen Wanderungen im Gotthardgebiet zum Bewusstsein gekommen, dass bestimmte Leitlinien existieren, und dass die Kenntnis dieser für die Gesamtauffassung ausschlaggebend sein wird.

Erst wenn einmal in den Hauptzügen der Bau eines bestimmten Teiles festgelegt ist, können petrographische Einzelbeschreibungen mit Erfolg zur Vertiefung der Kenntnisse herangezogen werden. Ein zonenförmiger Bau des Gotthardmassivs ist übrigens schon lange erkannt worden. Die erste, einigermaßen naturgetreue Karte von *Lardy* (1833) zeigt ihn, wenn auch in schematischer Weise, ganz deutlich. Die Zonen entsprechen primären einschneidenden Gesteinswechsellinien, sind aber nun infolge der Schichtaufrichtung grösstenteils zugleich tektonische Leitlinien geworden.

Bei der Aufstauung des Gotthardmassivs haben sich die in der Hauptsache schon kristallinen Gesteine im allgemeinen nur wenig plastisch verhalten. Fältelungen, auch im Dünnschliff, sind hingegen in den phyllitischen Zonen (mesozoische Phyllite und Quartenschiefer der Urseren—Garverazone, Verrucanophyllit am Nordrande, Bündnerschiefer am Südrande) häufig. Dass Verwerfungen, Rutschharnische und Klüfte im Gotthardmassiv eine grosse Rolle spielen, hat besonders die geologische Untersuchung im Tunnel zwischen *Airolo* und *Göschenen* durch *F. M. Stapff* ergeben.

Stapff hebt besonders hervor, dass im Aarmassiv alle verwerfenden Klüfte und Gänge völlig verwachsen und vernarbt sind, währenddem auf der ganzen übrigen Tunnelstrecke lettige Klüfte und Spalten (die in vielen Fällen wiederaufgerissene, schon vernarbte Gänge sein sollen) häufig sind. So sind die Schichten der Urserenzone von vielen Quarzadern durchsetzt. Ausserdem aber sind sie von zahlreichen, offenbar jüngeren, lettigen Klüften und Spalten durchzogen, die im allgemeinen der Schieferung folgen. Sie sind von Reibungsbreccien erfüllt, weisen Harnischriefen auf, und verwerfen stellenweise die Schichten um geringe Beträge. In der Regel schien der südliche Teil aufgeschoben zu sein.

Im zentralen Teil des Massivs konvergieren die Verwerfungsspalten nach dem Innern, sie sind aber gegen Norden viel häufiger als gegen Süden. Sekundäre Schieferung wurde ebenfalls beobachtet. Stellenweise fällt sie steil nach Westen (selten Osten) ein und bildet mit den Schichtflächen Winkel von 70—90°. Ganze Gebirgspartien sind vollkommen zerrüttet. Auch auf der Südseite, in der Tremolaschieferserie, waren im Tunnel mit Letten und zerriebenem Nebengestein

gefüllte Spalten strichweise sehr häufig. Schon frühzeitig ist von den Geologen eine Verschiedenheit in der Ausbildung der gotthardmassivischen Gesteine gegenüber denen des Aarmassivs festgestellt worden. Sie hat zu den mannigfachsten Theorien Anlass gegeben. Wir erkennen heute¹⁾, dass diese Verschiedenheit auf einer weit stärkeren Beeinflussung der Gesteine des Gotthardmassivs durch die Dislokationsvorgänge der alpinen Faltung beruht. Petrographisch kommt dies in dem fortgeschrittenen Sericitisierungsprozess zum Ausdruck. Alle Anzeichen sprechen dafür, dass zum mindesten im zentralen und nördlichen Teil diese Metamorphose unter relativ geringer Temperaturerhöhung stattgefunden hat. Für eine geringe Bedeckung des Massivs durch andere Gesteine während dieser letzten Vorgänge spricht ebenfalls die Menge unvernarbter Klüfte.

Bevor wir weitere Schlüsse ziehen, wollen wir uns nochmals die tektonischen Verhältnisse im östlichen Gotthardmassiv vergegenwärtigen. Ostwärts vom Somvixertal sinkt das Massiv rasch in die Tiefe. Dabei verliert es seinen fächerförmigen Aufbau vollständig und weist stark einseitigen Schub von Süden auf. So ist die Sedimentbrücke über den nördlichen Teil der Somvixerzwischenzone und über Teile des Aarmassivs aufgeschoben. Die Anschiebungsfläche ist nicht eingefaltet, sondern, im Gegensatz zu den übrigen Diskontinuitätsflächen im Gotthardmassiv, sozusagen verwerfend, ähnlich der Überschiebungsfläche von penninischen Bündnerschiefern auf aarmassivische Sedimente bei *Bonaduz*. Es liegt nahe, die letzte Phase dieser Bewegung, dem Anprall der penninischen Decken zuzuschreiben, umsomehr, da auch diese am Ostende des Gotthardmassivs nach Norden vorbeugen. Die nachträgliche Zerrüttung des Gotthardmassivs, das Wiederaufreißen der Klüfte, die letzte Phase der Sericitisierung und Kataklyse der Gesteine, müsste mit diesem Anprall in Beziehung gesetzt werden. Dass das Aarmassiv davon weniger betroffen wurde, beruht dann auf dem Umstande, dass das Gotthardmassiv als Puffer diente. Gleichzeitig wurde auch wohl im Westen die sedimentäre Urserenzone so in das Aarmassiv geschoben, dass sie zum Teil dessen Fächerstellung annahm. Man darf aber unseres Erachtens dieser letzten Bewegung des Gotthardmassivs in horizontalem Sinne keine zu grosse Bedeutung zuschreiben und das Massiv etwa als schwimmend betrachten. Es ist gewissermassen durch eine kleine Drehung im Osten in eine parallele Stellung zum Aarmassiv gekommen, währenddem ursprünglich die Massivkerne nach Osten etwas divergierten. Die ausgedehntere Überschiebung im Osten fand deshalb statt, weil dort das relativ offene Wurzelland helvetischer Decken schon vorlag. Wir hatten ja im stratigraphischen Vergleich betont, dass die Facies eines Teiles der oberen helvetischen Decken am besten zwischen die der Tavetscherzone und der autochthonen Sedimentreste von Truns—Disentis einzuordnen ist.

Tektonisch stellten wir fest, dass der bis jetzt als einheitlich kartierte Verrucanokomplex des Vorderrheintalgebietes getrennt werden muss. Es ist somit die Möglichkeit durchaus vorhanden, dass dazwischen, teilweise vom Ilanzer Verrucano überschoben, helvetisches Wurzelland liegt. Vielleicht ist der Hauptteil des Somvixerzwischenstreifens als Wurzelkern solcher Decken aufzufassen. Übrigens muss betont werden, dass wir über die Facies postliasischer Gesteine im Gotthardmassiv nichts wissen, so dass auch dieses für höhere Zweigdecken eventuell in Betracht käme.

Dass die höheren helvetischen Decken erst durch den Anprall der penninischen Decken herausgequetscht wurden, muss deshalb sehr in Frage gestellt werden, weil sowohl bei *Bonaduz* wie in unserem Untersuchungsgebiet beim letzten Vorprall offenes Wurzelland vorzuliegen schien. Sonst müsste sich die Sedimentdecke der Mundaungruppe wohl ganz anders gestaut haben. Für die Richtung der Faltenbogen sind die Massive selbst in hohem Masse verantwortlich. Neuerdings hat *P. Arbenz*²⁾ auf eine Reihe von Erscheinungen im helvetischen Deckenland aufmerksam gemacht, die dafür sprechen, dass auch noch durch das Aarmassiv die letzten penninischen Schübe nach Norden übertragen wurden. (Steilstellung der Axendecke, Einwicklung der Griesstockdecke und Faulendecke, Steilstellung und teilweise Einwicklung der Unterfläche der helvetischen Decken am Nordrande des Aarmassivs.) Ja, die Gesamtursache der beginnenden Bildung der

¹⁾ Siehe auch J. Königsberger: Geologische Karte des Aarmassivs und Erläuterungen. (Freiburg 1910.)

²⁾ P. Arbenz, Vierteljahrsschrift naturf. Ges., Zürich 1913.

penninischen Decken kann schliesslich dieselbe sein, wie die der Vorschubung der oberen helvetischen Decken.

Eine Fülle von Problemen bleibt noch ungelöst, für viele konnte hier nur die momentan wahrscheinlichste Lösung angegeben werden. Es genügt uns, wenn wir mit unserer Arbeit den Zweck erreichen, das Interesse für die tektonischen Verhältnisse der Zentralmassive neu zu wecken. In ganz natürlicher Weise haben sich die Arbeiten der Schweizergeologen in den letzten Jahren auf das ausgesprochene Deckenland beschränkt. Für das Verständnis des Mechanismus der helvetischen Deckenbildung, von dem wir ja noch weit entfernt sind, wird aber das Studium der Zentralmassive die Angelpunkte bilden müssen. Denn der Vorgang der Bildung der Zentralmassive steht im engen Zusammenhang mit der Bildung der abgescherten Sedimentdecken. Es liegen hier ganz andere tektonische Probleme vor als im Gebiet der ostalpinen und penninischen Deckmassive. Es sind gewissermassen nur die letzten modifizierten Ausläufer jener grossartigen Tangentialbewegungen, die die kristallinen Kerne miterfassten. In ihrer Gesamtheit studiert, werden sie aber zur überaus notwendigen Fortentwicklung der tektonischen Theorien wesentlich beitragen können.

Petrographische Notizen.

But perhaps the most surprising of the earth movements are the minute ones. By our modern method of microscopical study of rocks in thin section, we look through even the black rock as though they were transparent, and we see that no rocks are stable. We see one mineral changing into another. We see minerals grow. We see one mineral replaced by another. In short, we see one kind of rock transformed into another kind.

van Hise, Earth movements.

Wenn wir auch hier nicht beabsichtigen, die ausgeführten petrographischen Untersuchungen mitzuteilen, so müssten wir es doch als einen Fehler betrachten, nicht wenigstens auf diese Untersuchungen hingewiesen zu haben. Die Gesteine sind die Produkte aller auf ihnen wirksamen geologischen Kräfte. Je nach der Art der Beeinflussung lassen sie in ihrem Strukturbild die ursprünglichen oder die für eine Umbildung nachträglich verantwortlichen Umstände, oder beide zusammen, erkennen. Die vertiefte Erforschung der geologischen Verhältnisse einer bestimmten Gegend wird daher die genaue physiographische Beschreibung der Gesteine unbedingt benötigen müssen. Andererseits kann die Erscheinungsweise eines Gesteines nur richtig verstanden werden, wenn wir die geologischen Verbandsverhältnisse kennen. So dürfen Geologie und Petrologie eines bestimmten Gebietes nicht voneinander getrennt werden; erst in ihrer Gesamtheit geben sie ein einigermaßen vollständiges Bild.

Im Gotthardmassiv ist es oft sehr schwer, ein Gesteinsbild richtig zu diagnostizieren. Im zentralen Teil des Massivs sieht man in den Gesteinsdünnschliffen häufig die Spuren dreier Entstehungsarten: der primären, der Umbildung durch Kontaktmetamorphose und der Umbildung zur Zeit der alpinen Faltung. Die typische sedimentäre Urseren—Tavetscherzone zeigt keine Beeinflussung durch eigentliche Kontaktmetamorphose, wie sie als Begleiterscheinung grosser Intrusionen auftritt. Die Umwandlung der sedimentären Gesteine, die noch nicht soweit fortgeschritten ist, dass deren primäre Natur unerkennlich wäre, ist eine durchaus einheitliche und zeigt deutlich ihre Gleichzeitigkeit mit den tektonischen Vorgängen. Von besonderem Interesse ist nun die Abhängigkeit der Metamorphose innerhalb der gleichen geologischen Provinz vom Chemismus, sowie bei ähnlichen Ursprungsgesteinen von der zugehörigen geotektonischen Lagerung. Wir hoffen, in einer besonderen Arbeit auf die Ergebnisse dieser Untersuchungen zurückkommen zu können und möchten hier nur wenige Punkte erwähnen. Der geotektonische Bezirk der Urseren—Tavetscherzone ist dadurch ausgezeichnet, dass neben verhältnismässig wenig metamorphen Kalken, Dolomiten und Tonschiefern noch Marmore, Phyllite, Glimmerschiefer und Epigneise vorkommen. Schon

diese Paragenese zeigt den relativ niedrigen Grad der Umbildung an. Charakteristisch ist die Abhängigkeit des speziellen metamorphen Stadiums von lokalen Einflüssen. Das tritt besonders im Marmorisierungsprozess zutage. Massgebend für den Grad der Sammelkristallisation ist neben den äusseren, durch die Lagebeziehungen gegebenen Bedingungen die innere Beschaffenheit der ursprünglichen Gesteine. Man findet daher sogar im Dünnschliff Ungleichmässigkeiten im Umwandlungsprozess vor, die das typische Strukturbild eines Schlierenmarmors ergeben.

Neben Karbonat, Quarz und eventuell Graphitschüppchen findet man in den Kalk- und Dolomitmarmoren nur wenig neugebildete Mineralien. Hier und da treten etwas Sericit, Chlorit oder Magnetit, zur Seltenheit Mg-Biotit, ins Gesteinsbild. Etwas mehr Biotit führen verschiedene Marmore der Scopimulde; dieses Mineral wird aber zum prachtvoll ausgebildeten Porphyroblasten in gewissen Dolomitmarmoren des Nufenenpasses.

Der Entdolomitisierungsprozess und der Entbreuneritisierungsprozess sind in den reinen Karbonatgesteinen der Urseren—Tavetscherzone wenig fortgeschritten. Sie haben aber wenigstens zum Teil die Karbonatbrocken und -körner in den Mergelgesteinen ergriffen. So zeigen innerhalb der postverrucanischen Gesteine diejenigen den höchsten Metamorphisierungsgrad, welche als Ton- bis Mergelschiefer dem Dolomit direkt aufgelagert sind. Diese Gesteine sind besonders im Osten entwickelt und als Chloritoidschieferserie früher beschrieben worden. Besonders hervorzuheben sind die Karbonat führenden Chloritphyllite (Phyllit = Sericit + Quarz), die gewöhnlichen Chloritoidphyllite und die hämatitreichen Chloritoid-Chloritschiefer, die alle kalkarm sind.

Bei Ulrichen—Obertal sind prachtvolle magnetitreiche Biotitepidotphyllite entwickelt. Biotit als Porphyroblast tritt in den nördlichen, besonders aber in den südlichen sedimentären Gotthardzonen überhaupt sehr häufig auf.

Die jurassischen Tonschiefer sind sprödglimmerführend, infolge ihres starken Kohlegehaltes geben sie aber kein charakteristisches Strukturbild. Im Verrucano ist die Serie der Turmalin führenden Magnetitchloritschiefer-Magnetitphyllite und Magnetitepigneise erwähnenswert. Die eigentümlichen Turmalinsäulchen, die als kleine Porphyroblasten im Grundgewebe verteilt sind und während der letzten Metamorphose neu gebildet wurden, sind besonders bemerkenswert. Grosse, Magnetit führende Chloritzweiglimmerschiefer bilden den Abschluss dieser Gesteinsserie, die sich durch Mangel an Tonerdeüberschuss bei Reichtum an Eisen auszeichnet. Kalkreicher sind die Biotit-Zoisitgneise, die karbonathaltigen Epidot-Biotit-Chloritschiefer und die Zoisit-Granat-Biotitgneise.

Vollständig ist die Reihe von Tonschiefern zu Dolomit- oder Kalkmergeln und Kalksteinen am Scopi entwickelt. *Van Holst* hat dort neuerdings die Erscheinungen der Metamorphose studiert. Wiederum ergaben die Quartenschiefer die schönsten Umwandlungsgesteine. Die Metamorphose ist infolge der intensiven Beanspruchung der Gesteine während der alpinen Faltung etwas stärker als in der Urseren—Tavetscherzone. Die charakteristischen Mineralien sind hier, statt Chloritoid-Chlorit-Magnetit: Biotit und Granat, beide als Porphyroblasten. Der farblose Glimmer ist zum Teil eher zum Muskowit als zum Sericit zu rechnen. Direkte Äquivalente der Chloritoid-Chloritschiefer sind die Chloritoid-Stauroolith-Biotitschiefer und die Stauroolith oder Disthen führenden Granat-Biotitschiefer.

Durch grösseren Kalkreichtum charakterisiert sind die Epidotphyllite, die Biotit-Epidotschiefer, die Disthen führenden Biotit-Epidotphyllite, die Zoisit-Granat-Biotitschiefer, die Karbonat führenden Granat-Biotitschiefer und die Kalkphyllite.

Einen etwas anderen Metamorphisierungsgrad zeigen die durch Na-Reichtum ausgezeichneten Gesteine der Tremolaserie, die von *L. Hezner*¹⁾ beschrieben wurden. Im Grundgewebe sind sie wenig verschieden; als neuer Porphyroblast tritt aber zu Biotit und Granat die Hornblende. Dadurch nähert sich die Ausbildungsweise dieser Gesteine derjenigen der typisch kontaktmetamorphen (+ „dynamo“ metamorphen) Amphibolite und der Granat führenden Hornblendeplagioklasgneise des mittleren Gotthardmassivs.

¹⁾ L. Hezner, N. J. f. Min. B.-B., XXVII, 157, 1909.

Man sieht somit innerhalb des gleichen Massivs ursprünglich ähnliche Gesteine in verschiedenem Grade umgewandelt, so dass metamorphe Serien entstehen, die entweder charakterisiert sind durch die Mineralien

Chloritoid-Chlorit-Magnetit-Epidot-Zoisit

oder

Chloritoid-Stauroolith-Biotit-Epidot-Zoisit

oder

Stauroolith-Eisenkalkgranat-Disthen-Biotit-Epidot-Zoisit

oder

Hornblende-Granat-Biotit-Muskowit

oder endlich

Hornblende-Granat-Biotit-Plagioklas.

Als ausgesprochene Porphyroblasten treten auf: Chloritoid, Biotit, Granat, Disthen, Stauroolith, Hornblende. Porphyroblastisch struiert sind ferner häufig: Epidot, Zoisit, Turmalin und zur Seltenheit Muskowit.

Im einzelnen die Werdeprozesse dieser Umbildungen zu verfolgen, sei einer besonderen Arbeit vorbehalten.

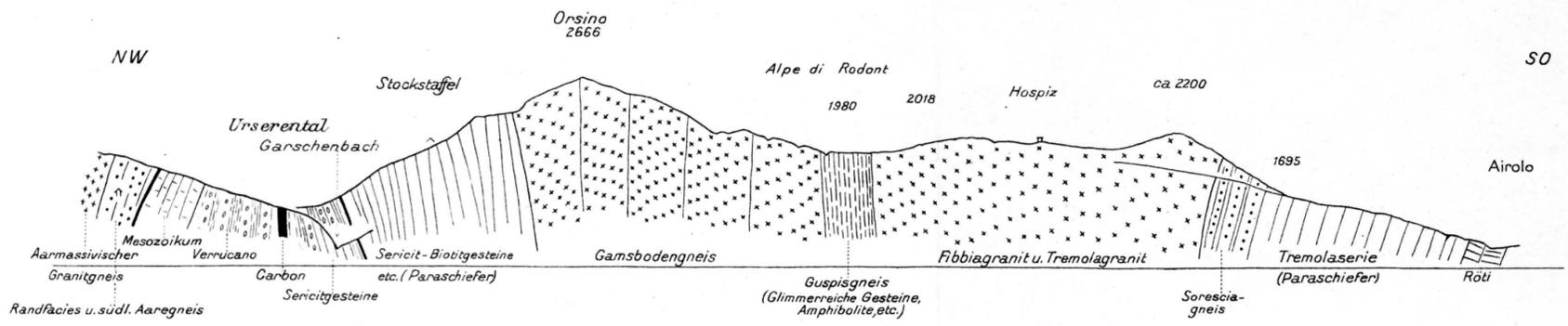


Fig. 1. Schematisches Profil vom Urserental über den Piz Orsino, die Gotthardpasshöhe nach Airolo (P. Niggli)
1:50,000

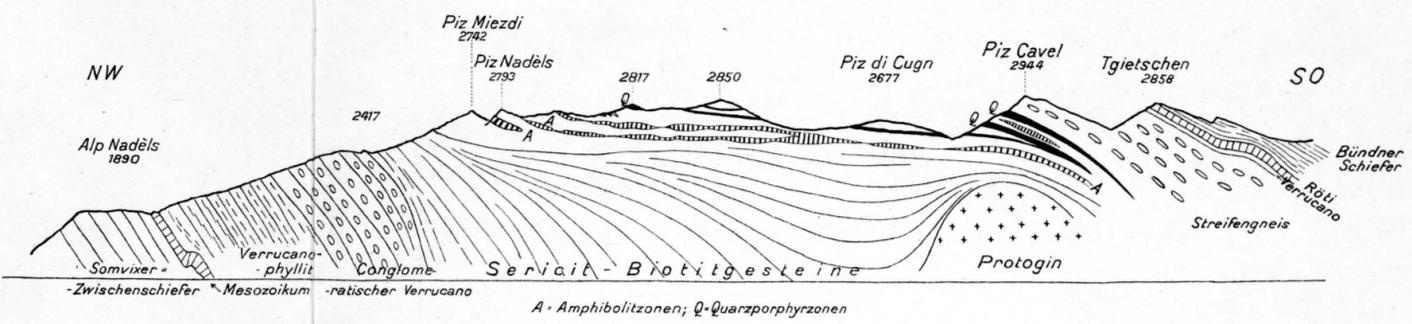


Fig. 4. Schematisches Profil von der Alp Nadëls über den Piz Nadëls zum Pass Diesrut (nach Alb. Heim und eigenen Beobachtungen von P. Niggli)
1:50,000

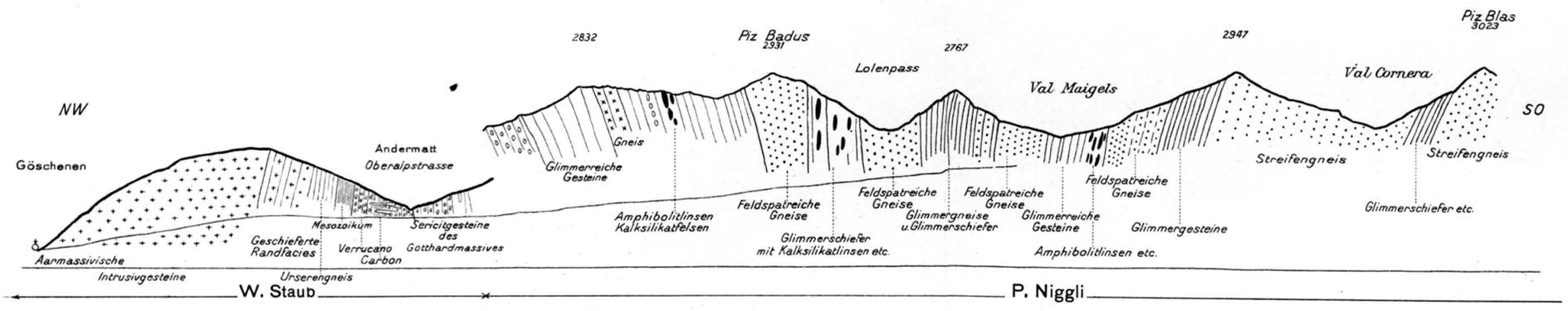


Fig. 2. Schematisches Profil von Göschenen über die Piz-Baduskette zum Piz-Blas
1:50,000

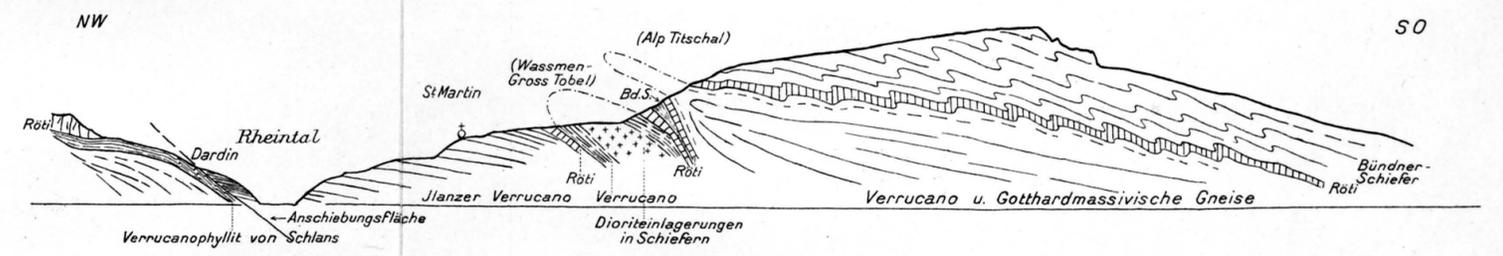


Fig. 5. Schematisches Profil von Dardin zum Piz Sez-Ner (P. Niggli)
1:50,000

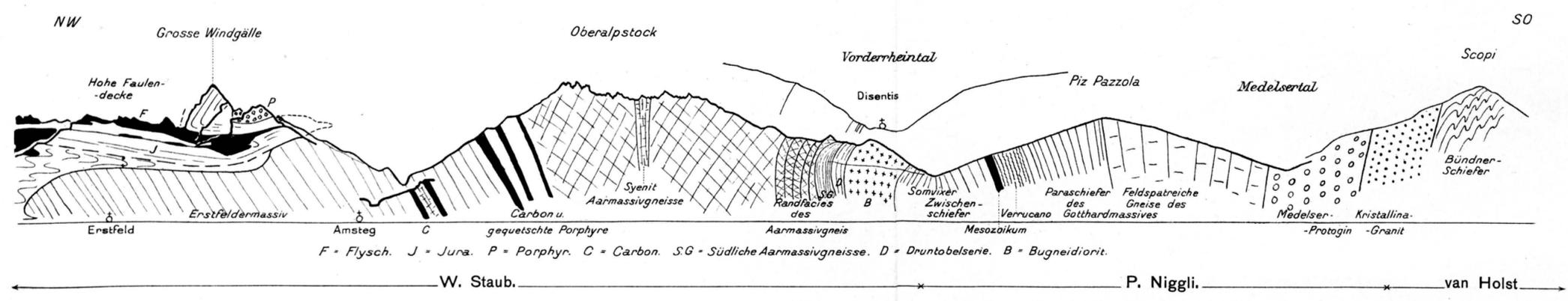


Fig. 3. Schematisches Profil durch das Aar- und Gotthardmassiv von der Windgälle bis zum Scopi
1:100,000

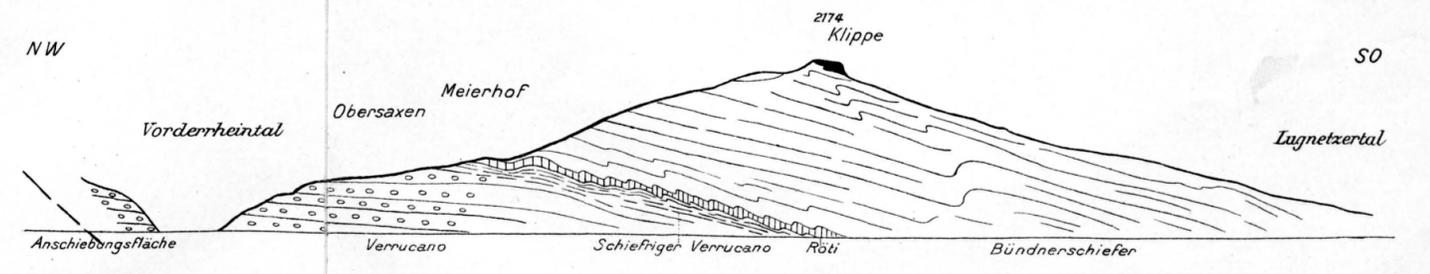


Fig. 6. Schematisches Profil durch das Mundaungebirge (P. Niggli)
1:50,000