

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 60 (1967)
Heft: 1

Artikel: Zur Geologie des oberen Veltlins
Autor: Koenig, Martin A.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-163487>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 26.11.2024

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

Zur Geologie des oberen Veltlins¹⁾

von MARTIN A. KOENIG²⁾

mit 2 Figuren und 1 Tabelle im Text

ZUSAMMENFASSUNG

Das obere Veltlin gehört tektonisch zum westlichen Gebiet der ostalpinen Decken. Obwohl die einzelnen Decken hier zum Teil stark reduziert sind, sind die grosstektonischen Zusammenhänge nur schwer zu deuten. Es wird eine postum erschienene Arbeit von R. STAUB über die Geologie zwischen Graubünden und dem oberen Veltlin diskutiert.

Auf Grund von neuen Untersuchungen wird festgestellt, dass die tektonische Aufgliederung der ostalpinen Decken im oberen Veltlin nicht so weit möglich ist, wie bisher angenommen wurde. Es wurden die neuen Feldaufnahmen mit der im Laufe der Jahrzehnte fortschreitenden Auffassung von RUDOLF STAUB verglichen. Als Schlussfolgerung ergibt sich, dass am Anfang der Erforschung der ostalpinen Decken ein relativ einfaches Bild des Deckenbaus des betr. Alpenabschnittes herrschte. Im Laufe der Zeit wurde eine intensive Aufgliederung versucht. Diese muss auf Grund der neuesten Untersuchungen zurzeit zugunsten eines einfacheren Bildes vom Deckenbau wieder aufgegeben werden.

Einleitung

Das Veltlin ist jenes grosse Längstal der italienischen Alpen, das sich von der Gegend des Stilsfer Joches (Stelvio) bis zum Como-See erstreckt. Das eigentliche obere Veltlin (Alta Valtellina) ist der Talabschnitt zwischen dem italienisch-schweizerischen Grenzstädtchen Tirano und dem Kurort Bormio. Das Veltlin, d. h. das Tal der Adda, verläuft hier stellenweise parallel zum schweizerischen Valle di Poschiavo. Zwischen diesen beiden grossen Tälern liegt das Val Grosina. Wir befinden uns in einer zusammenhängenden Hochgebirgslandschaft, die das Übergangsglied zwischen der Bernina-Gruppe und dem Ortler-Gebiet darstellt. Dieses Übergangsglied, das mit Spitz (1919) Grosina-Alpen genannt sei, ist rein morphologisch eine Depression zwischen den beiden genannten hohen Komplexen, die Höhen von jeweils etwa 4000 m aufweisen. Die Gipfel überschreiten hier nur vereinzelt die Höhe von 3500 m. Hier im SE Nachbargebiet der Schweiz befinden wir uns in einem, wie R. STAUB es nennt, «eminent kristallinen Land». Es gehört zum Kristallin der ostalpinen Decken mit mannigfachen eruptiven und metamorphen Gesteinen. Nur im obersten Bereich des Tals ziehen gewaltige Sedimentkomplexe von Bormio aus einerseits in Richtung Livigno und unteres Engadin, andererseits Richtung Stelvio und Ortler. Sie krönen das Bild dieser wilden Hochgebirgslandschaft.

1) Referat gehalten an der Generalversammlung der S.G.G. in Solothurn am 2. Oktober 1966.

2) Aprikosenstr. 15, 8051 Zürich.

Bei den vorliegenden Ausführungen sollen hauptsächlich die kristallinen Komplexe des oberen Veltlins betrachtet werden. Sie sollen insbesondere im Hinblick auf ihre Beurteilung durch R. STAUB in der nach seinem Tode erschienenen Arbeit «Neuere geologische Studien zwischen Bünden und dem oberen Veltlin», 1964, untersucht werden.

Gliederung der ostalpinen Decken im Raum Bünden/Ortler – Historischer Überblick

Die Einordnung des oberen Veltlins in den ostalpinen Bauplan könnte gemäss der Auffassung verschiedener Autoren in verschiedener Weise erfolgen. In keinem Bereich der alpinen Decken herrschen bis heute noch so viele, sich selbst in grundsätzlichen Fragen widersprechende Meinungen wie in den Stockwerken des «Mittelostalpins» und Oberostalpins. Es seien daher kurz die wichtigsten Auffassungen aufgeführt und die Konsequenzen gezogen, die sich daraus für das vorliegende Gebiet ergäben.

Seit TERMIER (1903, 1904, 1905) bestehen keine Zweifel mehr an der Deckennatur der Ostalpen. Auf TERMIER geht auch die Erkenntnis zurück, dass die Nordalpen von den Südalpen, den Dinariden, von S her überfahren worden sind.

STAUBS Gliederung der ostalpinen Decken begann zunächst mit einer Unterteilung in eine unterostalpine und eine oberostalpine Decke (1916). In der Folgezeit (1924) trennte er vom Unterostalpin mittelostalpine Elemente ab. Später (1937, 1958) wurde die Unterteilung weiter verfeinert. Die Fortschritte von STAUBS Auffassung über den ostalpinen Deckenbau im Raume Bünden/Ortler sind in Tab. 1 zusammengestellt. Die Wurzelzone für das Oberostalpin lag nach STAUB stets südlich der Tonalelinie in den Südalpen. Orobische Kette, d. h. Edolo-Schiefer und Morbegno-Schiefer entsprächen demnach dem Kristallin der Silvretta-Decke im weiteren Sinne. Auf die Schwierigkeiten, die in bezug auf den petrographischen Gehalt der Edolo-Schiefer hierbei auftreten, wird später noch hingewiesen werden. Als Wurzelzone für die mittelostalpine Campo-Decke zieht STAUB 1958 die Tonalezone im weiteren Sinne, d. h. im Sinne Salomons in Betracht. Im E sind nach STAUB Teile der Campo-Wurzel in der Tonalelinie verschluckt. Für die unterostalpine Bernina-Decke käme die Zone von Brusio als Wurzel in Frage. Im E ist sie unter der Tonalelinie begraben.

KOBER (1955) gelangte, nach zunächst in bezug auf die ostalpinen Decken wechselnden Ansichten, zu folgender Auffassung: Nachdem er einen zweiseitigen Bau der Alpen postuliert hatte, nach welchem Alpiden und Dinariden scharf getrennt sind, liess er die Silvretta-Decke als Oberostalpin N der Tonalelinie wurzeln. Die Campo-Decke sieht er als Basis der Ötz-Decke und betrachtet sie als unterostalpin. Als Mittelostalpin sieht er höhere Teile der Ötztaler Decke sowie Ortler-Zone und Unterengadiner Dolomiten.

Auf den Komplex Silvretta-Ötz-Campo konzentrieren sich noch heute die gegensätzlichen Meinungen der Ostalpen-Forscher. Insbesondere das gegenseitige Verhältnis von Silvretta und Ötz harret noch einer eindeutigen Klärung. In neuester Zeit formulierte TOLLMANN (1963) eine Ostalpensynthese. Dieser Autor verwendet ebenfalls den Terminus Mittelostalpin und fasst darunter Ötz-, Campo- und Silvretta-Kristallin mit dem darauf lagernden Mesozoikum zusammen. Unter Oberostalpin versteht er nur noch die Nördlichen Kalkalpen und ihre Unterlage, die Grauwackenzone-Phyllitgneiszone.

Tabelle 1
Der ostalpine Deckenbau (Abschnitt Bünden-Ortler)
in der Sicht R. STAUBS.

STAUB 1916	STAUB 1937	STAUB 1958
<p>o. o. Decke:</p> <p>Örtzal Silvretta</p>	<p>o. o. Decke: (Silvretta-D.)</p> <p>Ötz Silvretta Scarl-D.</p> <p>Lischanna Terza Sesvenna</p>	<p>o. o. Decke: (Silvretta-D.)</p> <p>Lischanna, Ötz Silvretta Scarl-D.</p>
<p>u. o. Decke:</p> <p>Campo Languard Bernina Err Sella</p>	<p>m. o. Decke: (Campo-Decke)</p> <p>Umbrail:</p> <p>Cornacchia Diavel Quatervals- Schuppe</p> <p>Ortler:</p> <p>Stelvio-Sch. Zebrufalten und Veltliner Kristallin Casannazzone</p> <p>Languard- Decke:</p> <p>Sirettalappen Bernina-Decke Err-Decke</p>	<p>m. o. Decke: (Campo-D.)</p> <p>Grosina, Quatervals, Umbrail Livigno, Sobretta, Ortler-Zone Languard m. Sasselbo Ober- und Mittelbau</p> <p>u. o. Decke: (Bernina-D.)</p> <p>Siretta m. Sasselbo-Basis Bernina m. Alv-Zug Julier Corvatsch Err Castellins Carungas</p>

Die beiden letztgenannten Autoren sahen die tektonischen Verhältnisse von E her. Kenner des W Ostalpenrandes kamen ebenfalls zu gegensätzlichen Auffassungen. Bereits 1912 unternahm D. TRÜMPY einen ähnlichen Schritt wie neuerdings TOLLMANN. Er fasste Silvretta- und Campo-Kristallin zusammen und liess beides die obere ostalpine Decke bilden. SPITZ (1919) spricht bereits von einer Grosina-Zone, die er allerdings nicht näher definiert. Er weist aber auf Analogien zwischen Silvretta-Graniten und -Gneisen und den Grosina-Alpen hin. Da er die nun bekannte tektonische Grenze zwischen dem Grosina-Kristallin und dem dieselbe umgebenden Campo-Kristallin noch nicht kannte, setzte er beides der Ötzmasse gleich. SPITZ wies auch auf die Ähnlichkeiten zwischen Tonale- und Ivrea-Zone hin.

Geologische und petrographische Kriterien führten WENK (1934) zu der Auffassung der tektonischen Zusammengehörigkeit von Silvretta, Ötztal und Umbrail. STAUB sah 1937 die Einheit von Grosina, Quaternals und Umbrail als oberste Elemente seiner mittelostalpinen Campo-Decke (vgl. Tab. 1). HAMMER (1938) widersprach hingegen dieser Abtrennung der Umbrail- von der Scarl-Decke. Er parallelisierte ebenfalls beides mit dem Ötztaler Kristallin.

Die grundsätzliche Frage nach dem Zusammenhang zwischen Südalpen und Oberostalpin wurde schliesslich auch von CORNELIUS (1949) und FALLOT (1954) in der Weise beantwortet, dass im Prinzip zwischen beiden keine Trennung vorhanden ist.

Eigene geologische Beobachtungen

In den Jahren 1960–62 hatte ich das Vergnügen, geologische Detailkartierungen im Zentrum des oberen Veltlins ausführen zu können (KOENIG 1964). Wie die Feldaufnahmen zeigten, lässt sich der Kristallinkomplex des oberen Veltlins in zwei tektonische Einheiten einteilen, die zunächst Campo-Kristallin und Grosina-Kristallin genannt werden sollen. Die Unterscheidungsmerkmale zwischen beiden tektonischen Einheiten sind folgende:

1. Der Metamorphosegrad der kristallinen Schiefer beider Komplexe ist verschieden.
2. Es ist eine deutliche Überschiebungsfläche mit mächtigen Mylonitbildungen vorhanden, die ausserdem stellenweise Karbonatgesteine führt.
3. Die Eruptivgesteine in beiden Einheiten sind verschieden ausgebildet.

Das Grosina-Kristallin liegt oben auf dem Campo-Kristallin (vgl. Fig. 1).

Campo-Kristallin und Grosina-Kristallin als tektonische Einheiten Gemeinsames

Betrachtet man das Campo-Kristallin und das Grosina-Kristallin als tektonische Einheiten, so kann man neben gravierenden Unterschieden im Aufbau einige Gemeinsamkeiten finden.

In beiden Einheiten kommen neben glimmerreichen Paragesteinen Eruptivgesteine bzw. Orthogesteine vor. Den Eruptivgesteinen des Plutons des oberen Veltlins im Campo-Kristallin sind wahrscheinlich analog die Diabase und Diabasporyphyrte des Grosina-Kristallins. Die Paragesteine sind in beiden Komplexen polymetamorph.

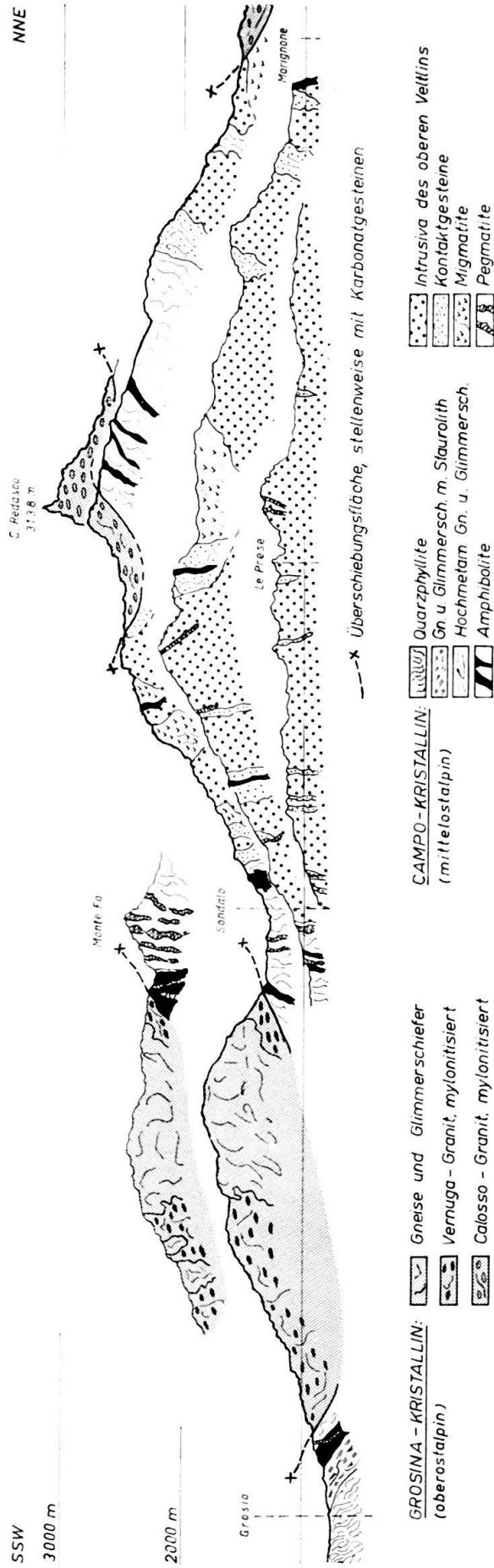


Fig. 1. Geologische Profile durch die Grosina-Alpen zwischen Grosio und Morignone.

Gemeinsam ist ebenfalls beiden Einheiten die kräftige mechanische Überprägung, die zur Bildung von Kataklasiten und Myloniten geführt hat. Diese Tektonisierung erreicht an der Überschiebungsfläche ein Maximum, doch auch unabhängig von dieser sind Kataklasite und Mylonite weit verbreitet.

Das Campo-Kristallin und sein Innenbau

Die Bezeichnung Campo-Kristallin erfolgt in diesem Zusammenhang vorerst noch ohne grosstektonische Zuordnung für die untere der beiden tektonischen Einheiten im untersuchten Abschnitt des oberen Veltlins. Es wird später gezeigt werden, dass dieses Campo-Kristallin demjenigen von Staubs Typus-Lokalitäten entspricht («Campo – Livigno – Sobretta») und dass als seine Wurzelzone die Tonalezone im weiteren Sinne in Frage kommt. Trotz der relativ kleinen Fläche von aufgeschlossenem Campo-Kristallin, präsentiert sich diese Einheit mit einer Vielzahl typischer Erscheinungen.

a) Strukturen

Als Ganzes liegt das Campo-Kristallin des untersuchten Gebietes als Isoklinale vor, die WNW-ESE streicht und nach N einfällt. Meist ist das Einfallen steil. Dieses einheitliche Strukturbild ist durch zahlreiche lokale Störungen oft verwischt. So geht im mittleren Val Grosina das Streichen stellenweise in N-S-Richtung über und schwenkt erst am S-Hang des Sasso di Conca wieder in die vorherrschende Streichrichtung ein. Eine Karte der Fallzeichen ergibt stellenweise ein völlig uneinheitliches Bild. Die sich häufig von Meter zu Meter ändernde Richtung der s-Flächen hat verschiedene Ursachen. Einerseits wurden zusammenhängende Gesteinspakete gegeneinander verstellt und verschuppt, andererseits liegt vielfach eine Überprägung der durch Kristallisations-schieferung gebildeten s-Flächen durch solche mylonitischer Natur vor. Typische Quarzlinen in der Kataschiefer des Campo-Kristallins gestatten die Beobachtung, wie sich zuerst Scherflächen einstellen, die die s-Flächen des Gesteins durchschneiden. Werden diese Scherflächen häufiger, so bildet sich schliesslich eine mylonitische Schieferung aus, die makroskopisch von der Kristallisationsschieferung oft kaum zu unterscheiden ist. Bei Annäherung an die Überschiebungsfläche kann meist eine Verflachung der Neigung der s-Flächen beobachtet werden. Auch hierbei handelt es sich vorwiegend um mylonitische Effekte.

Ein ähnlich dualistisches Bild ergibt die Messung von Faltenachsen im Campo-Kristallin. Neben einzelnen Kleinfalten mit Amplituden bis zu mehreren Metern kommen Fältelungen vor, die nahe der Überschiebungsfläche angereichert sind. Die gemessenen Faltenachsen verlaufen horizontal oder nur schwach geneigt. Sie lassen sich einigermassen zwei verschiedenen Systemen zuordnen. Die Achsen des einen Systems fallen ungefähr in N bis NE Richtung, die des anderen ungefähr in E Richtung. Einzelne Messungen liegen zwischen den genannten beiden Werten. Man hat Schwierigkeiten, sie dem einen oder anderen System zuzuordnen. Die Verhältnisse im untersuchten Gebiet zeigen, dass strukturgeologische Untersuchungen, die sich weitgehend auf Messung der Faltenachsen stützen, in polymetamorphen Gebieten vor grossen Schwierigkeiten stehen. Im vorliegenden Falle kann mit einiger Sicherheit nur ausgesagt werden, dass die etwa in E Richtung verlaufenden Faltenachsen mit der Überschiebung in Zusammenhang stehen.

Das andere System gehört dagegen einer anderen tektonischen Phase an. Dementsprechend kann angenommen werden, dass die Überschiebung des Grosina-Kristallins über das Campo-Kristallin etwa in S-N-Richtung erfolgt ist.

b) Die kristallinen Schiefer

Die kristallinen Schiefer des Campo-Kristallins liegen als eine Abfolge verschieden stark metamorpher Gesteine vor. Die im S des Gebietes anstehenden epimetamorphen Quarzphyllite bzw. Phyllonite gehen über mesometamorphe Schiefer in Katagesteine über. Im Profil bilden die Epigesteine das Liegende, die Katagesteine das Hangende des Komplexes. Diese Zonenumkehr ist auf verschiedene Weise deutbar. Auf den ersten Blick scheint hier ein schönes Beispiel dafür vorzuliegen, dass alte, stark metamorphe Gesteine durch einen Faltungsvorgang auf jüngere, schwach metamorphe zu liegen gekommen sind. Verschiedene andere Kriterien machen diese Erklärung jedoch nur wenig wahrscheinlich. So wurde die Quarzphyllite als Blastomylonite höher metamorpher Gesteine erkannt. Die relativ gering mächtige Übergangszone zwischen Epi- und Katagesteinen schliesst die Möglichkeit aus, dass beide als verschiedene Tiefenstufen ein und derselben Regionalmetamorphose entstanden sind. So verbleibt als wahrscheinlichste genetische Deutung der «Quarzphyllite», dass es sich um Blastomylonite höher metamorpher Gesteine handelt, die an der Stelle einer gewaltigen Schubfläche gebildet wurden. Diese Deutungsweise als Diaphtoresezone vermindert jedoch gleichzeitig den Wert der «Quarzphyllite» bei Vergleichen als Mittel zur Klärung grosstektonischer Verhältnisse.

c) Eruptivgesteine und ihre Abkömmlinge

Ein weiteres Charakteristikum des Campo-Kristallins ist der Reichtum an Eruptivgesteinen bzw. deren Produkten. Als erstes sind hier kleinere Partien ehemaliger Granite zu erwähnen, die heute fast ausschliesslich als Mylonite vorliegen. Diese Gesteine finden sich sowohl in den katametamorphen Gneisen und Glimmerschiefern als auch in den Quarzphylliten. Die einzelnen Partien sind meist nur einige Meter mächtig. Ihr Auftreten in den Nebengesteinen ist stellenweise jedoch so häufig, dass sich Mischgneise bilden.

Als Abkömmlinge dioritischer bis gabbroider Eruptivgesteine kommen die alenthalben weit verbreiteten Amphibolite vor. Im Gegensatz zu ihren meist katametamorphen Nebengesteinen waren sie nur einer Mesometamorphose unterworfen.

Die bedeutsamsten magmatischen Erscheinungen im Campo-Kristallin des untersuchten Gebietes stellen die vorwiegend basischen Eruptivgesteine des Plutons des oberen Veltlins dar. Die Gesteine dieser Eruptivgesellschaft haben ihr Zentrum in dem mehr als 30 km² Fläche bedeckenden Pluton zwischen Sondalo und San Antonio Morignone. Doch sie sind nicht auf diesen beschränkt. Insbesondere die Pegmatite dieser Serie sind ganz allgemein in den Gneisen und Glimmerschiefern verbreitet. Die Feststellung, dass sich der Pluton in normaler Lagerung befindet, gestattet für die Tektonik den Schluss, dass nach der Intrusion keine Umkehr der Schichtfolge mehr stattgefunden hat.

Das Grosina-Kristallin und sein Innenbau

Auf seiner Bernina-Karte trennt STAUB (1946) das Grosina-Kristallin vom Campo-Livigno-Sobretta-Kristallin ab, nachdem er bereits 1937 die Existenz einer Grosina-Viola-Decke vermutet hatte. Die Abgrenzung von STAUBS Grosina-Kristallin von 1946 deckt sich an vielen Stellen mit den vorliegenden Aufnahmen. Daneben konnte der isolierte Komplex des Monte Storile als ebenfalls zum Grosina-Kristallin gehörig erkannt werden. Das Grosina-Kristallin setzt sich auf dem gegenüberliegenden Ufer des Adda im E bzw. S fort.

STAUB machte weiterhin den Versuch, dieses Grosina-Kristallin in verschiedene Schollen aufzugliedern: Viola – als oberes, Teo – als mittleres und Senascholle als unteres Teilelement. 1964 geht STAUB so weit, eine Unterteilung des Grosina-Kristallins in 7 Gleitbretter vorzunehmen.

a) Strukturen

Das Grosina-Kristallin überlagert als flachliegende Scholle das Campo-Kristallin. Im Gegensatz zu letzterem herrschen schwach geneigte s-Flächen vor. In der Gegend der Cima Redasco und am S-Hang des Monte Storile finden sich ausgedehnte Schichtkomplexe in horizontaler Lagerung. Die Mächtigkeit des gesamten Komplexes des Grosina-Kristallins beträgt bis zu ca. 1600 m. Auch hier ist, wie im Campo-Kristallin, das im Grossen klar erkennbare Bild durch zahlreiche lokale Verschuppungen und Verstellungen vielfach verschleiert. Kleinfalten sind häufiger als im Campo-Kristallin. Sie erreichen oft Durchmesser von mehreren Zehnern von Metern. Die Faltenachsen sind schwach geneigt. Die Richtung ihres Einfallens ist ziemlich konstant NNW. Intrakristalline Schubflächen nehmen einen breiten Raum ein. Ihr Verlauf ist horizontal bis subhorizontal. Sie sind durch mächtige Mylonitzonen gekennzeichnet, die Mächtigkeiten bis zu mehreren 100 m erreichen.

b) Bauelemente

Die Hauptbauelemente des Grosina-Kristallins sind meso- bis epimetamorphe Gneise und Glimmerschiefer, in die mächtige Komplexe granitischer Eruptivgesteine eingelagert sind. Stellenweise kommen Injektionsgneise vor. Die Granite machen mehr als 50% des Anstehenden aus. Auf Grund räumlicher und petrographischer Gesichtspunkte lassen sich die granitischen Gesteine zwei grossen Komplexen zuordnen: Vernuga-Granit und Calosso-Granit. Innerhalb der grosse Schubmasse des Grosina-Kristallins liegen die Granitkörper in verschiedenen tektonischen Stockwerken. Der Vernuga-Granit, der eigentlich nur noch in Relikten als eigentlicher Granit anzusprechen und meist stark kataklastisch und mylonitisch ist, bildet die basalen Teile. Der glimmerreiche Calosso-Granit dominiert in den oberen Teilen der Serie. Auch er ist meist stark tektonisch beansprucht. Die erwähnten Schubflächen mit ihren Mylonitzonen sind besonders kräftig ausgebildet in den äusseren Teilen der Granitkomplexe, d.h. in deren unteren und oberen Partien. Diese Tatsache war es wohl hauptsächlich, die STAUB zur Ausscheidung der verschiedenen Teilelemente des Grosina-Kristallins bewegt hatte. Die Lokalisierung intensiv mylonitisierter Zonen am Rande von Orthogesteinskomplexen lässt sich jedoch mechanisch erklären – auch

für den Fall, dass der gesamte Komplex einer gleichmässigen Schubbeanspruchung unterworfen war.

c) Eruptivgesteine

Neben den beiden mächtigen Granitkomplexen, die heute grösstenteils mylonitisiert sind, findet sich eine Reihe von charakteristischen Ganggesteinen: Aplite, Quarzporphyre, Quarzporphyrite sowie Diabase und Diabasporphyrite. Diese Ganggesteine liegen teils in völlig unbeanspruchter Fazies vor, teils sind sie kataklastisch oder mylonitisch. Sie sind alle postgranitischen Alters. Auffallend ist das Fehlen jeglicher Amphibolite.

Zusammenfassung der lokalen tektonischen Verhältnisse

Das untersuchte Gebiet im oberen Veltlin wird durch verschiedenartige, teilweise polymetamorphe kristalline Schiefer und unmetamorphe Eruptivgesteine aufgebaut. Als Folge mechanischer Beanspruchung nehmen kataklastische und mylonitische Erscheinungen einen breiten Raum ein. Eine etwa horizontal verlaufende Mylonitzone mit Mächtigkeiten bis zu mehreren hundert Metern markiert eine Überschiebungsfläche. Die Gesteine des Gebietes lassen sich zwei verschiedenen tektonischen Einheiten zuordnen: dem Campo-Kristallin als Liegendes und dem Grosina-Kristallin als Hangendes.

Die Karbonatgesteine

An zahlreichen Stellen treten an der Grenze zwischen Grosina-Kristallin und Campo-Kristallin eingeklemmte Partien von Karbonatgesteinen, meist Marmoren, auf. Teilweise sind diese in beide tektonische Einheiten eingeschuppt. Einschaltungen von Karbonatgesteinen werden entlang der Tonalelinie als Trias gedeutet. Dort sind Einschaltungen von meist Dolomit oder Rauhacke stets mit den typischen Marmoren der Tonalezone vergesellschaftet, die meist als alt angesehen wurden. Neben dem verschiedenen Metamorphosegrad wird für die unterschiedliche Altersgliederung immer wieder das Vorhandensein von Pegmatitgängen und pegmatitischen Schlieren in den «alten» Marmoren als Argument angeführt.

Der verschiedene Metamorphosegrad ist jedoch bereits durch das unterschiedliche Verhalten von Dolomit und Kalk während der Metamorphose erklärbar. Die spärlichen Bildungen von Kalksilikaten in den Marmoren deuten darauf hin, dass die stattgefunden Metamorphose höchstens unter Mesobedingungen stattgefunden hat, dass sie also jünger als die der Tonaleschiefer sein muss. Als Einwand hiergegen mag auf die Feststellungen von GANSSER und DAL VESCO (1962) hingewiesen werden, die zeigen, dass es gewagt ist, alpine Metamorphosevorgänge schematisch anzuwenden, und die auf die auffallende Selektivität der alpinen Metamorphose in der Wurzelzone hinweisen.

Sehr wenig Beachtung wurde ebenfalls der Tatsache geschenkt, dass innerhalb der Tonaleserie neben «alten» Marmoren und «eingeschuppten» mesozoischen Gesteinen dunkle, z. T. kieselige Kalke auftreten. Solche wurden unmittelbar E des Tonalepasses an der Autostrasse durch Prof. GANSSER aufgefunden. Zweifelsohne analoge Vorkommen im W der Tonalezone führen Pegmatitgänge (WEBER 1957).

Die Tonalemarmore wurden eine Zeitlang als mesozoisch betrachtet (TERMIER, SALOMON, SUESS). In neuerer Zeit sind praktisch alle Alpenforscher von dieser Ansicht abgekommen. Dessenungeachtet ist unter Berücksichtigung der häufigen Paragenese «sicheres Mesozoikum» und «alte Marmore» und der später noch zu behandelnden tektonischen Gegebenheiten nicht einzusehen, warum die als alt betrachteten Marmore und Kalke der Tonalezone einer anderen Sedimentationsphase angehören sollen als die als mesozoisch bestimmten. Ebenso verhält es sich mit den im Kristallin des oberen Veltlins eingeschalteten Partien von Karbonatgesteinen. Sie entsprechen ihrer Lage nach der Ortler-Zone.

Auf die triadischen Sedimente der Ortlerzone wurde bereits hingewiesen. Die an der Basis derselben liegenden Mylonite und als Perm angesehenen Serizitphyllite (POZZI/GIORCELLI 1960) dürften nur schwer vom phyllitischen Campo-Kristallin abzugrenzen sein. Die Marmore am E-Hang des Monte Zandila im untersuchten Gebiet werden ebenfalls von Quarzphylliten unterlagert, die wiederum im Liegenden nicht gegen phyllonitisierte kristalline Schiefer abgrenzbar sind (Fig. 2).

Ein besonderes Problem stellen die verbreiteten, seit langem bekannten Marmorinlagerungen in den ausgedehnten Phyllitkomplexen des Campo-Kristallins dar. Die teils weissen und grobkörnigen, teils blaugrauen oder schmutziggelben Gesteine bilden mehr oder weniger konkordante Einlagerungen in den Phylliten, die sich stellenweise linsenartig erweitern. Die Auffassung der Quarzphyllite als phyllonitisierte kristalline Gesteine erleichtert hier die Deutung. Die jetzigen Phyllite haben bereits als metamorphe Gesteine vorgelegen, als die Karbonatgesteine sedimentierten. Beide wurden dann von tektonischen Vorgängen erfasst, die zur heutigen Lagerung und Faziesausbildung führten.

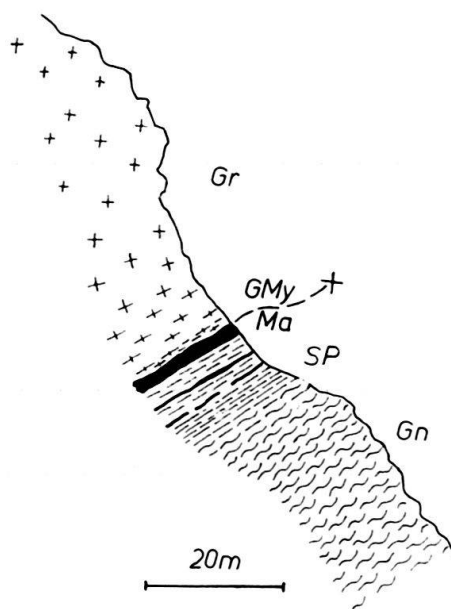


Fig. 2. Profil-Skizze der Marmorzüge am E-Hang des Monte Zandila (Koordinaten PS 0115 3710). Biotit und Muskowit führende Gneise (Gn) des Campo-Kristallins gehen allmählich in Serizitphyllite (SP) über. In diese Serizitphyllite schalten sich Marmorbänder ein (Ma). Im Hangenden Granit des Grosina-Kristallins (Gr), der an der Überschiebungsfläche (x) stark mylonitisiert ist (GMy)

Campo-Decke

Obwohl der Komplex «Campo-Decke» einer der Kernpunkte der auch heute noch in vollem Gang befindlichen Meinungsverschiedenheiten der Ostalpenforscher ist, wurde er insbesondere in seinem W, seinem Typusgebiet, fast noch kaum näher erforscht. Auch die vorliegenden Aufnahmen bringen nur in einen kleinen Ausschnitt des bislang viel diskutierten Abschnittes einige Klarheit. Die Resultate dieser Untersuchungen gestatten jedoch ohne allzu grosses spekulatives Element Schlussfolgerungen auf die grosstektonischen Zusammenhänge.

Ursprünglich war der Name Campo-Decke nur für den W-Rand der Grosina-Alpen gegeben worden (Spitz und Dyrenfurth 1913). Es wurde schon darauf hingewiesen, dass die Auffassung, diese Campo-Decke dem Oberostalpin zuzuschlagen, den tatsächlichen Gegebenheiten teilweise bereits Rechnung getragen hat. STAUB (1937, 1946) erkannte später, dass in dem fraglichen Raume das Grosina-Kristallin von dem darunterliegenden Campo-Kristallin abzutrennen ist.

Betrachten wir nun dieses Campo-Kristallin. Einige Charakteristika, wie die typischen Eruptiva und die Pegmatite, wurden bereits erwähnt. ANDREATTA (1951, 1952) gliederte das Ortler-Gebiet in SW-NE streichende Abschnitte verschiedenen Metamorphosegrades. Von S nach N sind es: eine Zone katazonaler Paraschiefer zwischen Tonale- und Peiolinie, im N davon eine Zone meso- bis epizonaler Paraschiefer, in die stellenweise einerseits ultrametamorphe Gesteine, andererseits Quarzphyllite eingeschaltet sind. Daran schliesst sich die gewaltige Region der Quarzphyllite an, die ANDREATTA als phyllonitisierte, ursprünglich höher metamorphe kristalline Schiefer ansieht.

Gegen E verschmälert sich ANDREATTAS Zone katazonaler Paraschiefer. Sie geht über in HAMMERS und CORNELIUS' Tonaleserie. Diese Serie katametamorpher Glimmerschiefer und Gneise ist reich an Amphiboliten. Ebenfalls stark verbreitet sind Einlagerungen von Marmoren und Pegmatiten. Innerhalb dieser Tonalezone s. str. finden sich verbreitet Mylonitzonen und phyllonitische Partien, die Quarzphylliten gleichen. Im N schliessen sich an die Tonalezone niedriger metamorphe Gesteine an. Es sind dies teils Quarzphyllite, teils Übergangsgesteine zu diesen, wie Cornelius' Granat-Staurolith-Glimmerschiefer – Serie.

Die Ähnlichkeiten zwischen den hochmetamorphen Serien des Campo-Kristallins und der Tonalezone sind derart gross, dass es das Nächstliegende ist, beide tektonisch zu verbinden. Im Bereich S des untersuchten Gebietes liegen beide Komplexe nur wenige Kilometer von einander getrennt – getrennt durch eine Serie von phyllonitischen Quarzphylliten. Wenn demnach die Tonalezone überhaupt als eine Wurzelzone bezeichnet wird, dann nur als Wurzelzone des Campo-Kristallins.

Silvretta – Südalpen

Im untersuchten Gebiet wurde der als Grosina-Kristallin bezeichnete Gesteinskomplex tektonisch eindeutig über dem Campo-Kristallin liegend angetroffen. Unter der Voraussetzung einer S-N-Bewegung muss die Heimat dieses Komplexes S der Tonalezone liegen.

Rein petrographisch ergeben sich in der Tat auch zahlreiche Vergleichsmöglichkeiten des Grosina-Kristallins einerseits mit den Serien der oberostalpinen Silvretta-Decke, andererseits mit insubrischen bzw. orobischem Kristallin. Allerdings fehlen S der Tonalezone die für die beiden erstgenannten so charakteristischen granitischen Gesteine. Die langdauernde Diskussion über die Wurzeln der oberostalpinen Decken wurde durch die Darlegungen von Kennern des W Ostalpenabschnittes in der Weise entschieden, dass das Seengebirge und die orobische Kette die kristalline Wurzel bzw. die Fortsetzung der oberostalpinen Decken darstellen (STAUB 1950, CORNELIUS 1949, FALLOT 1954).

STAUB war zunächst – allerdings ohne genauere Kenntnis der lokalen geologischen Verhältnisse – der Ansicht, dass das Grosina-Kristallin ein Element der Umbrail-Decke darstellte und somit mittelostalpin wäre. Als Wurzel dieses obersten Mittelostalpin sah er 1937 die Tonalezone und ihre Äquivalente zwischen Tonalelinie und der «Bäderlinie» HAMMERS. Die gewichtigen Argumente, insbesondere petrographischer Natur, die dagegen sprechen, waren es wohl, die STAUB 1958 veranlassten, als Wurzel die Tonalelinie mit in Betracht zu ziehen. In der Tat stellen sowohl CORNELIUS' Tonalezone als auch ANDREATTAS «Serie katazonaler Paragneise und Glimmerschiefer» zwischen seiner Peiolinie (ANDREATA 1948) und der Tonale/Judicarienlinie bis in Details das Äquivalent der katametamorphen Glieder des Campo-Kristallins dar.

STAUB war andererseits die tektonische Position des Augengneis von Stavel (TRENER 1906) aufgefallen. Dieses mylonitische Granitgestein begleitet stellenweise den S-Rand der Tonalezone. Leider ist das Material über die Verbreitung dieses bemerkenswerten Orthogesteinskomplexes noch unzureichend, so dass einstweilen nur Vermutungen daran geknüpft werden können. STAUB erkannte im Stavel-Augengneis den Typ des oberostalpinen Orthogneises und zog ihn als Wurzelrest seiner 1958 noch als oberostalpin klassierten Scarl-Decke in Betracht. Dieser Stavel-Augengneis gleicht nun wiederum nach der Beschreibung TRENERS dem Vernuga-Granit-Mylonit des untersuchten Gebietes, jenem basalen Orthogesteinskomplex des Grosina-Kristallins.

Die Annahme des Stavel-Gneises als oberostalpinen Element würde eine geringfügige Diskrepanz zwischen CORNELIUS' Insubrischer Linie und der Deckengrenze zwischen Tonalezone und orobischem Kristallin zur Folge haben. Aber die Tonale-«Linie» ist meist keine Linie, sondern eine mehr oder weniger breite Mylonitzone. Dort, wo keine Sedimentkeile den Verlauf der tektonischen Grenze eindeutig festlegen, dürfte die S-Grenze der Tonalezone oder ihrer Mylonite der tektonischen Grenzfläche am besten entsprechen. Bis zu einer genauen Detailkartierung des Gebietes längs der Tonalelinie kann der Verlauf derselben ohnehin nur als ungefähr bekannt bezeichnet werden.

Bereits 1962, als ich anlässlich eines Kolloquiums über die vorläufigen Resultate meiner Untersuchungen im oberen Veltlin referierte, sah ich das Grosina-Kristallin als oberostalpinen Element an. Wie STAUBS letzte Arbeit zeigt, hatte der Altmeister der Geologie Graubündens bereits selbst einen Schritt in dieser Richtung getan. Das Grosina-Kristallin, das er nunmehr als Grosina-Decke bezeichnet, wird von seiner mittelostalpinen Campo-Decke abgetrennt. Er liess sie nach oben rutschen in «subsilvrettide» Position.

Grosstektonische Folgerungen

Es sei nochmals die Ausgangsposition für die grosstektonischen Schlussfolgerungen umrissen. Der gegenwärtige Metamorphosegrad eines Gesteins lässt keine Schlussfolgerungen auf sein Alter zu. Dementsprechend sind Quarzphyllite nicht unbedingt als ehemalige paläozoische Sedimente anzusehen im Gegensatz zu höher metamorphen Gesteinen. Ebenso kann aus diesem Grunde nicht von alten Marmoren usw. einerseits und jüngeren, mesozoischen Karbonatgesteinen gesprochen werden. Die Karbonatgesteine des untersuchten Gebietes können auf Grund zahlreicher Analogien, insbesondere in bezug auf Auftreten und Lagerung als (Permo-) Mesozoikum angesehen werden.

Der basale Komplex, der als Campo-Kristallin bezeichnet wurde und der aus katametamorphen Glimmerschiefern und Gneisen einerseits, aus Quarzphylliten andererseits besteht, gibt sich als Äquivalent der Tonalezone im weiteren Sinne zu erkennen. Das Campo-Kristallin lässt sich geradezu in die Wurzelregion der Tonalezone verfolgen. Man sucht jedoch vergeblich nach einer gut ausgebildeten Wurzelantiklinalen. Wie bereits CORNELIUS/FURLANI-CORNELIUS erkannten (1930, Tafel I, Profil 1), sind die tektonischen Verhältnisse komplizierter. Das Vorhandensein zahlreicher Mylonitzonen und die sich vielmals wiederholende Einschaltung von Karbonatgesteinen sprechen für Abscherungs-, Schuppen- und Falten tektonik. Quarzphyllite, die meist als phyllonitische Produkte höher kristalliner Gesteine gedeutet werden können (Diaphthoresezonen), kennzeichnen Flächen intensiver Bewegung. Es ist kein Zufall, dass Stellen, die den Eindruck vom Vorhandensein einer regelrechten Wurzelantiklinalen erwecken (Passo di Mortirolo, Monte Sobretta), von horizontal liegenden «Quarzphylliten» gebildet werden. Interessante tektonische Aspekte bietet auch der Pluton des oberen Veltlins, der sich in aufrechter Stellung befindet. Beim Vorhandensein einer Wurzelantiklinalen oder deren Äquivalenten müsste sich der Pluton demnach im ehemals S Schenkel derselben befunden haben.

In den Grosina-Alpen folgt im Hangenden des Campo-Kristallins das Grosina-Kristallin mit seinem charakteristischen Gehalt an mylonitischen Graniten. Beide tektonischen Einheiten sind durch Keile von Karbonatgesteinen und mächtige Mylonitzonen von einander getrennt. Bei Annahme eines S-N-Schubes muss die Heimat dieses Grosina-Kristallins S der Tonalezone liegen. Die Karbonatgesteine der Grosina-Alpen entsprechen denen der Tonalelinie bzw. Tonalezone. Der allerdings trotz aller Gemeinsamkeiten bestehende Unterschied im petrographischen Gehalt zwischen Grosina-Kristallin und Edolo-Schiefern zwingt uns vorerst noch zu tektonischen Hilfskonstruktionen. Eine mögliche Erklärung wäre, dass Teile dieser Wurzeln fehlen, bzw. verdeckt sind.

Auf Grund meiner Detailuntersuchungen konnte das grosstektonische Konzept R. STAUBS für einen bedeutsamen Teil des von ihm umrissenen Gebietes überprüft werden. Auf Grund der besonderen Umstände wurden die Resultate der Untersuchungen etwa gleichzeitig, aber unabhängig voneinander niedergelegt. Eine Übereinstimmung hat in einem solchen Fall daher besonderes Gewicht.

Die wichtigste Übereinstimmung ist hierbei die Abtrennung des Grosina-Kristallins vom Campo-Kristallin, wobei letzteres den Basal-Komplex darstellt. STAUBS Unterteilung des Grosina-Kristallins in insgesamt 7 Gleitbretter konnte vielfach durch vorhandene lokale Mylonitzonen erklärt werden. Diese Zonen entstehen auf Grund des

verschiedenen Verhaltens der Ortho- und Paragesteine unter Mylonitisationsbedingungen. So schreibt STAUB selbst, dass die Gleitbretter alle eine Orthogneis-Basis besitzen. Eine genaue Umgrenzung einzelner Gleitbretter ist ausserdem bei den vorhandenen intrakristallinen Störungszonen fast unmöglich.

Aber auch ohne diese weitgehende Unterteilung stellt das Grosina-Kristallin einen bedeutsamen Komplex dar, dessen Äquivalenz mit Südalpenkristallin einerseits und Silvretta-Decke andererseits nur noch der letzten Bestätigung bedarf.

Durch die intensive geologische Detailkartierung konnte der von STAUB vermutete Zusammenhang zwischen Grosina-Kristallin und Tonale-Zone ausgeschlossen werden. Es ist das Campo-Kristallin, welcher die Tonale-Zone als dazugehörige Wurzelzone entspricht. Ferner kann – obwohl hier nicht im Detail untersucht – bezweifelt werden, ob in der engeren Gegend von Bormio eine Unterteilung des Kristallins in Campo- und Languard-Elemente möglich ist.

Schlussbemerkung

Die in Tabelle 1 gezeigte Entwicklung der Auffassungen über den ostalpinen Deckenbau im Wandel der Zeiten zeigt das Ringen des Forschers um tektonische Deutung des Gebirges in einem Abschnitt, in dem das bewährte tektonische Hilfsmittel, die Stratigraphie kaum angewandt werden kann. Am Anfang der Entwicklung stand ein scheinbar klarer einfacher Bau. Mit fortschreitender Erforschung wird die Zergliederung immer intensiver. Der betreffende Abschnitt der Alpen dürfte in Staubs letzter Arbeit seinen Höhepunkt in bezug auf die Zergliederung erreicht haben. Heute verläuft die Entwicklung wieder entgegengesetzt. Unser zukünftiges Bild der Tektonik des W Ostalpenabschnittes wird wieder einfacher aussehen.

LITERATURVERZEICHNIS

- ANDREATTA, C. (1952): *Polymetamorphose und Tektonik in der Ortlergruppe*. N. Jb. Min.
- CORNELIUS, H.P. (1949): *Gibt es eine «alpin-dinarische Grenze?»* Mitt. Geol. Ges. Wien 36–38.
- CORNELIUS H.P. und FURLANI-CORNELIUS, M. (1930): *Die insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalpass*. Denkschr. Akad. Wiss. Wien m.-n. Kl. 102.
- FALLOT, P. (1954): *Comparaison entre Cordillères Bétiqnes et Alpes Orientales*. Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat 20.
- GANSSER, A. und DAL VESCO, E. (1962): *Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose der alpinen Wurzelzone*. Schweiz. miner. petrogr. Mitt. 42.
- HAMMER, W. (1938): *Bemerkungen zu R. Staubs «Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler»*. Verh. Geol. R. A., Wien.
- KOENIG M.A. (1964): *Geologisch-petrographische Untersuchungen im oberen Veltlin*. Diss. Univ. Zürich.
- KOENIG M.A. (1965): *Synorogen-alpiner Magmatismus im oberen Veltlin*. Schweiz. miner. petrogr. Mitt. 45.
- POZZI, R. und GIORCELLI, A. (1960): *Memoria illustrativa della carta geologica della regione compresa fra Livigno ed il Passo dello Stelvio (Alpe Retiche)*. Ist. di Geol., Paleont. e Geogr. fisica della Università di Milano, Serie G. No. 131.
- SPITZ, A. (1919): *Fragmente zur Tektonik der Westalpen und des Engadins*. Verh. Geol. R. A., Wien.
- STAUB, R. (1916): *Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen*. Beitr. geol. K. Schweiz, NF 46.
- (1937): *Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler*. Denkschr. schweiz. naturf. Ges. 72.
- (1958): *Klippendecke und Zentralalpenbau*. Beitr. geol. K. Schweiz, NF 103.
- (1964): *Neuere geologische Studien zwischen Bünden und dem oberen Veltlin*. Naturf. Ges. Graubündens.