

Überblick über die Geologie der Landschaft Davos

Autor(en): **Streckeisen, Albert**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Bulletin der Vereinigung Schweiz. Petroleum-Geologen und -Ingenieure**

Band (Jahr): **52 (1986)**

Heft 123

PDF erstellt am: **29.06.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-210049>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern. Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Überblick über die Geologie der Landschaft Davos

mit 1 geologisch-tektonischen Skizze

von ALBERT STRECKEISEN*

Abstract

The paper outlines the sequence of the tectonic units in the area of Klosters and Davos, from the penninic Prättigau-Flysch up to the upper austro-alpine Silvretta nappe. The petrography of the crystalline core of the Silvretta nappe is summarized, and the genetic implications are discussed.

Zusammenfassung

Diese Arbeit erläutert die Abfolge der tektonischen Einheiten in der Umgebung von Klosters und Davos vom penninischen Prättigau-Flysch bis zur oberostalpinen Silvretta-Decke. Die Petrographie des kristallinen Kerns der Silvretta-Decke wird zusammengefasst und die entstehungsgeschichtlichen Zusammenhänge werden erörtert.

Deckenbau

Das Gebiet von Klosters und Davos präsentiert eines der klarsten Beispiele des alpinen Deckenbaus. Die Fahrt von Landquart nach Klosters führt durch die kretazischen und alttertiären Sandsteine und Schiefer des penninischen Prättigau-Flyschs. Darüber lagern die mesozoischen Schichten der Falknis- und der Sulzfluh-Decke, die die imposanten Zinnen des Rhätikon (Drusenfluh, Sulzfluh, Schijenfluh, Rät-schenfluh) aufbaut. Dann tauchen die mesozoischen Schichten unter das Kristallin der Silvretta, um im Unterengadin wieder zum Vorschein zu kommen. Aus dem Gebiet von Klosters und Davos lassen sie sich über den Albulapass ins Engadin verfolgen und bilden damit eine Art breiter Schale, deren Inneres vom Kristallin der Silvretta — vom Arlbergpass bis zum Piz Kesch — eingenommen wird.

Die mesozoische Unterlage des Silvretta-Kristallins im Gebiet von Klosters und Davos ist auf Anregung von P. ARBENZ zu Beginn der 20er Jahre von J. CADISCH (1921), W. LEUPOLD (1922), H. EUGSTER (1923), R. BRAUCHLI (1921), W. HÄFNER (1924), untersucht und auf den verschiedenen Blättern der

* Prof. Dr. A. STRECKEISEN, Manuelstrasse 78, CH-3006 Bern

Geolog. Karte von Mittelbünden dargestellt worden. Ihnen folgten R. GEES (1955, 1956) für das Gebiet Casanna - Gotschna und T.J. PETERS (1963) für den Totalpserpentin. In jüngster Zeit haben Doktoranden und Diplomanden von Zürich und von Bern eine neue Phase der Erforschung eingeleitet.

Am Fussweg von Klosters nach Davos trifft man in der Schlucht des Mönchalpbachs zunächst auf die Schiefer des Prättigau-Flyschs und darüber auf spärliche Sedimente von Falknis- und Sulzfluh-Decke. Es folgen oberhalb Selfranga die mannigfaltigen Sedimente der Aroser Schuppenzone, und in ihrem obersten Teil ein schmales Band von Serpentin, das sich gegen Westen an der Totalp zu einem mächtigen Körper entwickelt. Dessen Hauptgestein ist ein dunkelgrüner Serpentin, bald massig, bald geschiefert, das im wesentlichen aus Serpentinmineralen (Chrysotil, Lizardit), Relikten von Olivin und Pyroxen und etwas Erz (Magnetit, Picotit) besteht. Entstanden ist der Serpentin aus Peridotit (Lherzolith), einem ultrabasischen Eruptivgestein, das im Zusammenhang mit der Ende Jura bis Anfang Kreide erfolgten ophiolitischen Magmenförderung aus dem Oberen Mantel aufstieg. Man vermutet, dass der schon stark abgekühlte Peridotit in die Sedimente der Aroser Schuppenzone gelangte und durch Wasseraufnahme aus diesen Sedimenten sich unter starker Volumvermehrung zum Serpentin umbildete (PETERS). Doch kann auf die Genese des Totalp-Serpentins nicht weiter eingegangen werden.

Darüber liegt mit etwa 300 m Mächtigkeit das Kristallin der Davoser Dorfberg-Decke⁽¹⁾, ein Komplex von fein- bis mittelkörnigen Gneisen und Glimmerschiefern, die in ihrem unteren Teil von Turmalinpegmatiten und Ganggraniten durchschwärmt sind, während höher oben Einlagerungen von Gabbro-Gesteinen auftreten. Die Decke lässt sich von Tschuggen S Langwies über Wangegg, Schaflägergrat und Davoser Dorfberg bis ins oberste Prättigau verfolgen. Von den Turmalinpegmatiten oberhalb Monbiel ging im Jahre 1770 ein Bergsturz auf das Dorf nieder, bei dem 17 Personen ums Leben kamen (BLUMENTHAL, 1925).

Über dem Dorfberg-Kristallin folgt das schmale Sedimentband des Schaflägerzugs. Am Schafläger NW Davos-Dorf liegt über dem Kristallin ein gelblich anwitternder Dolomit (gelegentlich mit den darüber liegenden Schiefern verschuppt); es folgen rotviolette Tonschiefer und weisse Quarzite (Permo-Werfenien), und darüber ein etwa 8 m mächtiger, hellgrauer Kalk, der von CADISCH ins Rhät gestellt wird ⁽²⁾. Diese Schichtfolge, die nicht einer normalen stratigraphischen Folge entspricht, dürfte tektonisch auf dem Kristallin aufruhren. Gegen Westen lässt sich der Schaflägerzug bis zum Tschirpen SW Arosa verfolgen; er wird daher von LEUPOLD — wohl zu Recht — als östliche Fortsetzung der Tschirpen-Decke betrachtet. Doch ist von der reichhaltigen Schichtfolge des Tschirpen (BRAUCHLI, 1921; CADISCH, 1953, S. 252) im Gebiet von Davos nur wenig übrig geblieben.

Vom Schafläger bis Davos-Dorf ist der Schaflägerzug tektonisch ausgekeilt. Man trifft ihn wieder am Ostufer des Davoser Sees. Vom unteren Mönchalptal ist er —

-
- (1) Das Dorfberg-Kristallin wurde von Leupold zur Tschirpen-Decke gerechnet. Dies wäre berechtigt, wenn die Sedimente des Schaflägerzuges ihm normal stratigraphisch aufruhren würden. Die Schichtfolge spricht gegen diese Annahme. Zudem ist zu bedenken, dass am Tschirpen selbst kein Kristallin auftritt. Da die Zusammengehörigkeit von Schaflägerzug und Dorfberg-Kristallin fraglich ist, verwenden wir für die tektonische Stellung des letzteren den neutralen Namen Davoser Dorfberg-Decke.
- (2) Die Darstellung auf der Mittelbünden-Karte, Blatt Davos, ist unrichtig, und ebenso die ihr entsprechende Legende zu Fig. 5 im Geol.Führer des Schweiz, 1967, S. 733. Hingegen ist der begleitende Text richtig, wobei die Aufzählung von oben nach unten geht (in Fig. 5 also: 4c, 3b, 3a, 3c, 2c, 2b, 2a).

mit Unterbrüchen — bis ins hintere Prättigau (Usser Kinn) zu verfolgen; er bildet hier die direkte Unterlage des Silvretta-Kristallins, das hier längs der Überschiebungsfläche starke Mylonitisierung zeigt (3).

Bei Davos schaltet sich über dem Schaflägerzug ein Band von Silvretta-Kristallin ein, das gegen Westen bis zum Parpaner Rothorn verfolgt werden kann und daher auch als «Rothorn-Kristallin» bezeichnet wird. Es ist unter die darüber folgende Decke der Aroser Dolomiten von oben eingeschuppt worden. Gegen Osten zieht es über Davos-Dorf auf die Ostseite des Davoser Sees und dürfte sich dort unter der quartären Überdeckung mit der Hauptmasse des Silvretta-Kristallins vereinigen.

Die Decke der Aroser Dolomiten endlich taucht gegen Süden unter die Hauptmasse des Silvretta-Kristallins. Gegen Osten zieht sie vom Schiahorn über Davos an den Ausgang des Flüelatal, wo sie ausdünn und im Seehornwald durch Auskeilen verschwindet.

Silvretta-Kristallin

Das Silvretta-Kristallin blieb lange Zeit eine *Terra incognita*, so dass man bereits begann, von einer «verwaisten Silvretta» zu sprechen. Nach einer Arbeit von FRANK ESCHER (1921), dem letzten Schüler von U. GRUBENMANN, begannen Mitte der 20er Jahre unter Leitung von M. REINHARD die Basler Petrographen P. BEARTH (1932a, 1932b, 1933), F. SPAENHAUER (1932, 1933), A. STRECKEISEN (1928, 1948, 1966) und E. WENK (1934a, 1934b, 1948) mit ihren Aufnahmen, so dass binnen 10 Jahren der schweizerische Anteil des Silvretta-Kristallins kartiert war und auf den Blättern Scaletta, Zernez, Ardez dargestellt werden konnte (nur Blatt Davos hatte wegen des Anteils an Sedimenten noch zu warten). In den 60er Jahren setzten die Altersbestimmungen unter Leitung von Frau E. JÄGER (1961, 1962) ein, und 1969 erschien die informative Arbeit von B. GRAUERT, die ein neues, umfassendes Bild von der Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins zu zeichnen versuchte. In jüngster Zeit hat mit Arbeiten von G. FRAPOLLI (1975), J. THIERRIN (1982, 1983), M. MAGGETTI (1984), G. MICHAEL (1985) in Fribourg und M. FLISCH (1981), R. KRÄHENBÜHL (1984), M. GIGER (1985) in Bern eine neue Periode der Erforschung begonnen.

Die Silvretta-Decke ist nicht eine Überfaltungsdecke mit Wurzelstiel, Stirnumbiegung und verkehrtem Mittelschenkel. Das Silvretta-Kristallin stellt einen alten, herzynisch gefalteten Grundgebirgsblock dar, der bei der Alpenfaltung von seiner Unterlage abgeschert, nach Norden verfrachtet und in den alpinen Bau einbezogen worden ist. Es besteht aus hochmetamorphen kristallinen Schiefen, die vorzugsweise in langen, meist steil stehenden Zügen das Gebirge durchziehen. Darüber liegen die fast unmetamorphen permischen und mesozoischen Schichten der Ducanmulde und der Landwassermulde. Auf der Südseite der Ducanmulde (Bergüner Furka) lagern Konglomerate und Sandsteine des Permo-Werfénien in normal stratigraphisch diskordantem Kontakt über einer permischen Verwitterungsoberfläche auf den steil stehenden Paragneisen und Amphiboliten des Altkristallins, während

(3) STRECKEISEN (1928) hatte vermutet, dass an der Basis der Silvretta-Decke eine Vermischung von oberostalpinen und unterostalpinen Elementen bestehe, und hatte die entsprechende Zone als «Basalschuppe» bezeichnet. Nachfolgende Aufnahmen haben diese Vermutung nicht bestätigt. Von Laret bis ins hintere Prättigau trennt der Schaflägerzug — wo immer er festgestellt werden kann — das Silvretta-Kristallin vom unterliegenden Dorfberg-Kristallin.

anderwärts die mesozoischen Schichten abgeschert und in sich verfault dem Kristallin aufrufen.

Das Silvretta-Kristallin hat manche Ähnlichkeiten mit andern Kristallin-Komplexen, vor allem mit demjenigen des Ötztals, auch mit dem Campo-Kristallin, mit der Catena orobica, mit dem Süd-Tessin. Es lässt sich vorstellen, dass all diese Schollen einst Teile eines grösseren Grundgebirgskomplexes waren, der durch spätere tektonische Bewegungen aufgespalten wurde, ohne dass ihr ehemaliger Zusammenhang rekonstruiert werden könnte.

Das Silvretta-Kristallin besteht ungefähr zu gleichen Teilen aus Paragneisen und Amphiboliten einerseits, aus Orthogneisen vorwiegend granitischer Zusammensetzung andererseits. Mischgneise (Migmatite, Anatexite, Injektions- und Imbibitions-gneise - mit und ohne Stoffzufuhr) treten häufig auf, bilden aber nur selten grössere Komplexe. Richtige Granite, wie wir sie aus den Zentralmassiven und aus dem Seengebirge kennen, fehlen, Auf den merkwürdigen, aber nur ganz lokal auftretenden Mönchalgranit soll hier nicht eingegangen werden.

Unter den Paragneisen herrschen die gewöhnlichen Biotit-Plagioklas-Schiefergneise vor; oft sind ihnen quarzreiche Lagen eingeschaltet. Durch Sprossung von Plagioklas (während oder nach der Durchbewegung) sind Feldspatknotengneise entstanden. Zuweilen treten in den Paragneisen Züge von Glimmerschiefern mit Granat, Staurolith, Disthen, Andalusit, Sillimanit auf; wobei der porphyroblastische Andalusit etwas jünger ist als die übrigen Tonerdesilikate. Häufig findet man in den Paragneisen auch Linsen von Quarz und blauvioletter Andalusit; sie sind jünger als die Durchbewegung und dürften durch Ausschwitzung aus dem unmittelbaren Nebengestein entstanden sein. Nur selten treten in den Paragneisen schmale Linsen von Marmoren und Kalksilikatfelsen auf. Die Paragneise sind Derivate von Tonen und Grauwacken und gehören mit den Amphiboliten zu den ältesten Gesteinen des Silvretta-Kristallins; für die Paragneise der Gegend von Zernez hat GRAUERT (1969) kambrisches Alter wahrscheinlich gemacht.

Die Amphibolite machen etwas 20% des anstehenden Gesteins aus und dürften in solcher Verbreitung kaum anderswo anzutreffen sein. Plagioklas-Amphibolite herrschen vor; oft zeigen sie Bänderung mit hellen und dunkeln Lagen; Feldspat-knoten-Amphibolite sind verbreitet (FRAPOLLI, 1975). Oft treten auch Granat, Epidot, Biotit als Hauptgemengteile auf. Stellenweise finden sich Symplektit-Amphibolite mit Granat und Hornblende-Plagioklas-Diablastik (sog. Eklogit-Amphibolite), die als Derivate von Eklogiten angesehen werden. Neuerdings sind an verschiedenen Stellen echte Eklogite aufgefunden worden (THIERRIN, 1983; MAGGETTI, 1984); sie weisen auf eine Hochdruck-Metamorphose hin, die zeitlich noch nicht festgelegt ist.

Als Ursprungsmaterial für Amphibolite kommen basische Magmatite und mergelige Sedimente in Frage. Als sichere Ortho-Amphibolite sind solche Gesteine anzusehen, die einwandfreie gabbroide Reliktstrukturen aufweisen (wie z.B. in Val Tuoi) oder mit Gabbros und Noriten verknüpft sind (wie z.B. in Val Sarsura); man könnte an Ergüsse basaltischer Laven denken, die gelegentlich auch grobkörnige Struktur aufweisen). Andere Amphibolite und Amphibolgneise zeigen Übergänge zu Paragneisen oder sind mit solchen durch innige Wechsellagerung verbunden; solche Vorkommen deuten eher auf sedimentogene Entstehung. Eine umfassende Bearbeitung der Silvretta-Amphibolite ist durch Prof. MAGGETTI in Aussicht genommen.

Unter den Orthogneisen ist der grobflaserige granitische Augengneis (Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneis), wie er z.B. am Flüelapass ansteht, der hervorragende Typus; er ist mit fein- bis mittelkörnigen Muskovit-Alkalifeldspatgneisen verknüpft. Spärlicher treten auch Orthogneise von granodioritischer, tonalitischer, quarzdioritischer Zusammensetzung auf. Bei Frauenkirch trifft man auf einen Muskovit-Granitgneis, der in Davos vielfach als Baustein Verwendung findet; er enthält in feiner Verteilung ein eisenhaltiges Karbonat, das dem Gestein bei der Verwitterung ein braunfleckiges Aussehen verleiht. Die Orthogneise treten meist in breiten konkordanten Einschaltungen in Paragneisen und Amphiboliten auf. Südlich von Davos bilden sie indessen eine ausgedehnte zusammenhängende Masse, die vom Sertigtal durch das Dischmatal zum Flüelatal zieht; sie durchbricht Paragneise und Amphibolite, wobei am Kontakt mancherlei Mischgesteine entstanden sind.

Die Untersuchungen von E. JÄGER (1961, 1962) und besonders von B. GRAUERT (1969) haben für die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins eine wichtige Klärung gebracht: Die granitischen Magmen, die heute in den grobflaserigen Augengneisen vom Typus Flüela vorliegen, sind vor ca 430 Mio. Jahren entstanden. Für Magmen, die zu tonalitischen bis quarzdioritischen Gneisen führten, dürfte das Alter etwas höher sein. Es handelt sich um eine Magmenentwicklung in kaledonischer Zeit, für die eine längere Zeitperiode anzusetzen ist. Ob der Muskovitgranitgneis von Frauenkirch, für den ein Alter von ca 350 Mio. Jahren bestimmt wurde, als Spätling auch noch dazu gehört, mag diskutiert werden, ist aber nicht auszuschließen.

Für die Paragneise und Amphibolite darf ein altpaläozoisches Alter angenommen werden. Die Grosszahl der Amphibolite kann als Produkt eines basischen Magmatismus in die kaledonische Geosynklinale gedeutet werden. In der Zeit von 500-400 Mio. Jahren unterlagen diese Gesteine einer hochgradigen Metamorphose durch die aus dem Untergrund aufdringenden, anatektisch gebildeten granitischen Schmelzlösungen. Ob diese Vorgänge mit einer Orogenese verknüpft waren, ist umstritten. Zwar konnte eine kaledonische Faltung bis jetzt im Umfeld der Silvretta nicht stratigraphisch festgelegt werden. Doch entziehen sich die Vorgänge in der Tiefe unserer Kenntnis, und es erscheint wenig wahrscheinlich, dass eine so gewaltige Magmenförderung sich nicht auch in orogenetischen Vorgängen geäußert haben sollte.

Im Gegensatz dazu ist die herzynische Faltung durch die Auflagerung permischer Gesteine auf einer alten Verwitterungsoberfläche bestens belegt. Sie ist verantwortlich für den Innenbau des Silvretta-Kristallins, auch für den charakteristischen Schlingenbau, der sich auch in benachbarten Kristallinkomplexen vorfindet. Sie ist verbunden mit einer Metamorphose in Almandin-Amphibolit-Fazies, wobei die Umkristallisation von starker Durchbewegung begleitet war. Nach neuen Altersbestimmungen erfolgte die Bildung von Biotit und Muskovit aus Paragneisen und Orthogneisen (d.h. ihre Abkühlung unter die 300°-Isotherme) bei ca 300 Mio. Jahren, was ungefähr dem Ende der herzynischen Faltung entspricht.

Zu den jüngsten Gesteinen des Silvretta-Kristallins gehören die schwarmweise auftretenden Diabasgänge, die das Nebengestein diskordant durchbrechen. Sie sind jünger als die Faltung und als die Metamorphose des Altkristallins. Ihr genaues Alter ist noch nicht bekannt. Sie sind in der Gegend des Sertigpasses sehr verbreitet, konnten aber in den dort aufliegenden triadischen Gesteinen nicht beobachtet werden. Man vermutet deshalb, dass sie mit dem permischen Vulkanismus in Beziehung stehen könnten.

Zu den jüngsten Bildungen gehören ferner eisenschüssige Karbonatgänge, die rostrot limonitisch anwittern. Sie finden sich besonders in der Umgebung des Jakobshorns bei Davos. Am Parpaner Rothorn stehen ähnliche Gänge mit einer Kupferlagerstätte in Verbindung (DE QUERVAIN, 1931). Das Gestein des bei Koord. 784.30 / 182.47 anstehenden Karbonatganges stimmt in seiner Zusammensetzung mit der des Ankerits vom Parpaner Rothorn gut überein.

Die Auswirkung der alpinen Faltung auf Gesteine des Silvretta-Kristallins besteht vor allem in einer Mylonitisierung an alpinen Bewegungshorizonten. Die bedeutendste Mylonitzone liegt an der Basis des Silvretta-Kristallins und kennzeichnet die Überschiebungsfläche der Silvretta-Decke. Sie ist zwischen Klosters und Davos gut aufgeschlossen (z.B. am Eingang ins Mönchalptal), und ebenso im Unterengadin (P. Cotschen, P. da las Clavigliadas). Intensive Mylonitisierung beobachtet man auch an interkristallinen Scherflächen, auch wenn der Verschiebungsbetrag nicht bedeutend war; so z.B. an der Ducan-Scherfläche, die aus dem Sertigtal durch das Dischmatal ins Flüelatal zieht. Mineralogisch ergeben sich Änderungen, wenn die dafür nötige Temperatur erreicht worden ist; so das Auftreten von postdeformativ gesprossstem, alpin gebildetem Stilpnomelan; ferner das Entstehen von Biotit-Mischaltern, wobei der Biotit einen Farbumschlag von rotbraun nach olivgrün aufweist (GRAUERT, 1969).

Literaturangaben

SMPM = Schweiz. Mineralogische und Petrographische Mitteilungen

- BEARTH, P. (1932a): Die Diabasgänge der Silvretta. SMPM 12, 147-178.
 BEARTH, P. (1932b): Geologie und Petrographie der Keschgruppe. SMPM 12, 256-278.
 BEARTH, P. (1933): Über Gangmylonite in der Silvretta. SMPM 13, 347-355.
 BLUMENTHAL, M.M. (1925): Der Bergsturz von Monbiel bei Klosters. Bündner Monatsblatt.
 BRAUCHLI, R. (1921): Geologie der Lenzerhorngruppe. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 49, II.
 CADISCH, J. (1921): Geologie der Weissfluhgruppe. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 94, I.
 CADISCH, J. (1953): Geologie der Schweizer Alpen, Wepf, Basel.
 CADISCH, J. und STRECKEISEN, A. (1950): Geologisches Panorama von der Weissfluh.
 ESCHER, FRANK (1921): Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Davos und Piz Kesch. Jahresber. naturf. Ges. Graubünden.
 EUGSTER, H. (1923): Geologie der Ducangruppe. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 49, III.
 FLISCH, M. (1981): Geologie der Rotbüelgruppe. Lic. Arbeit Univ. Bern.
 FRAPOLLI, G. (1975): Petrografia della regione del passo della Flüela. SMPM 55, 307-364.
 GEES, R.A. (1955): Geologie von Klosters. Diss. Univ. Bern.
 GESS, R.A. (1956): Ein Beitrag zum Ophiolith-Problem behandelt an einigen Beispielen aus dem Gebiet von Klosters-Davos. SMPM 36, 454-488.
 GIGER, T.M. (1985): Petrographisch-geologische Untersuchungen der Davoser Dorfberg-Decke und ihrer benachbarten tektonischen Einheiten im Gebiet Weissfluhjoch-Schafläger-Dorfberg (Davos, Kt. Graubünden). Lic. Arbeit Univ. Bern.
 GRAUERT, B. (1969): Die Entwicklungsgeschichte des Silvrettakristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. Diss. Univ. Bern.
 GRAUERT, B. (1981): Das Alter der Schlingentektonik im Silvretta-Ötztalkristallin aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen. Fortschr. Miner. 59, Beiheft 1, 54-56.
 HÄFNER, W. (1924): Geologie des südöstlichen Rätikon (zwischen Klosters und St. Antönien). Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 54, I.
 JÄGER, E. et al. (1961): Rb-Sr-Alter an Gesteinsglimmern der Schweizer Alpen. SMPM 41, 255-272.

- JÄGER, E. (1962): Rb-Sr Age Determinations on Micas and Total Rocks from the Alps. *J. Geophys. Res.*, 1962, 67.
- KRÄHENBÜHL, R. (1984): Petrographisch-geologische Untersuchungen in der Silvretta-Masse vom Flüela-Weisshorn zu Gorihorn und Rosställispitz (Kt. Graubünden). Lic. Arbeit Univ. Bern.
- LEUPOLD, W. (1922): Der Gebirgsbau des unteren Landwassertales in Mittelbünden. *Jahrb. Phil. Fak. II*, Bern, 2.
- MAGGETTI, M. und GALETTI, G. (1984): Chemie und geotektonische Position von Metabasiten aus dem Südosten der Silvretta. *SMPM* 64, 423-450.
- MICHAEL, G. (1985): Geologie und Petrographie im Macun (Unterengadin). Diplomarbeit Univ. Freiburg i.Ue.
- PETERS, Tj. (1963): Mineralogie und Petrographie des Totalserpentins bei Davos. *SMPM* 43, 529-685.
- PETERS, Tj. (1969): Rocks of the Alpine ophiolitic suite. *Tectonophysics*, 7, 507-509.
- DE QUERVAIN, F. (1931): Die Erzlagerstätten am Parpaner Rothorn. *Beitr. Geol. Schweiz, Geotech. Serie*, 16/2.
- SPAENHAUER, F. (1932): Petrographie und Geologie der Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe. *SMPM* 12, 27-146.
- SPAENHAUER, F. (1933): Die Andalusit-unnd Disthenvorkommen der Silvretta. *SMPM* 13, 323-346.
- STRECKEISEN, A. (1928): Geologie und Petrographie der Flüelagruppe. *SMPM* 8, 87-239.
- STRECKEISEN, A. (1948): Der Gabbrozog Klosters-Davos-Arosa. *SMPM* 28, 195-215.
- STRECKEISEN, A., GRAUERT, B. und PETERS, Tj. (1966): Bericht über die Exkursion der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft ins Silvretta-Kristallin und in den Totalp-Serpentin. *SMPM* 46, 704-722.
- THIERRIN, J. (1982): Géologie et pétrographie du Val Sarsura, Grisons. Diplomarbeit Univ. Freiburg i.Ue.
- THIERRIN, J. (1983): Les éclogites et le complexe gabbroïque du val Sarsura (Silvretta). *SMPM* 63, 479-496.
- WENK, E. (1934a): Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. *SMPM* 14, 196-278.
- WENK, E. (1934b): Der Gneiszug von Prà Putèr - Nauders im Unterengadin und das Verhältnis der Umbrailecke zur Silvretta-Ötztal-Decke, *Eclogae Geol. Helv.*, 27, 135-146.
- WENK, E. (1948): Ostalpinen und penninisches Kristallin. *SMPM* 28, 761-770.
- WENK, E. und STRECKEISEN, A. (1951): Bericht über die geologisch-petrographische Exkursion ins östliche Graubünden. *SMPM* 31, 330-342.

Geologische Karten und Führer

- Geol. Karte von Mittelbünden, Spez. Karte 94 B Davos, (1928); 94 C Lenzerhorn (1924); 94 D Landwasser (1930).
- Geol. Atlas der Schweiz, Bl. 423 Scaletta (1935); Bl. 420 Ardez (1940); Bl. 424 Zernez (1948).
- Geol. Führer der Schweiz, 1934, Fasc. XIII, Exk. 91.
- Geol. Führer der Schweiz, 1967, Fasc. 8, Exk. 37.

