

Morphologische Untersuchungen des Gemeindeareals von Klosters

Autor(en): **Bornhauser, Gottlieb**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft von Bern**

Band (Jahr): **40 (1949-1950)**

PDF erstellt am: **10.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-323238>

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.

MORPHOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN DES GEMEINDEAREALS VON KLOSTERS

Von Gottlieb Bornhauser, Weinfelden (TG)

EINLEITUNG

a) Aufgabe

Die mir gestellte Aufgabe geht dahin, den Raum der Gemeinde Klosters morphologisch zu kartieren und den Formenschatz zu beschreiben. Die Hauptarbeit wurde auf die morphologische Kartierung verlegt. Um die Übersicht der morphologischen Erscheinungen zu wahren, wurden 2 verschiedene Karten hergestellt. In der morphologischen Karte I wurden Schuttkegel, Bergstürze, die fluviatilen und geologisch bedingten Formen eingetragen, in Karte II die glacialbedingten Formen. Beide Karten in einer zu vereinigen war aus finanziellen Gründen nicht möglich, da eine solche Karte der Übersicht halber im Farbendruck erstellt werden müßte.

Die geologische Übersichtskarte der Gemeinde Klosters und über 50 Längs- und Querprofile dienten der Arbeit als Grundlage, Längs- und Querprofile wurden im Maßstab 1 : 25 000 gezeichnet und sind 2,5 fach überhöht.

b) Das Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet, *die Gemeinde Klosters*, umfaßt den Einzugsbereich der Landquart bis zum Conterluzzitobel, der Westgrenze der Gemeinde, wo die Landquart das Gemeindeareal verläßt.

Nach der Eidg. Arealstatistik von 1912 beträgt die Fläche 193,03 km².

111,96 km² oder 58% entfallen auf produktiven Boden,
81,07 km² oder 42% entfallen auf unproduktiven Boden.

Vom produktiven Boden gehören:

83,01 km² oder 74% dem alp- und landwirtschaftlichen,
28,95 km² oder 26% dem forstwirtschaftlichen Areal an.

Der tiefste Punkt liegt im Conterluzzitobel, 925 m, der höchste auf dem Verstanklahorn 3301 m hoch.

Nachfolgende Übersichtskarte orientiert über das Untersuchungsgebiet und den Grenzverlauf.

c) Karten

Für die morphologische Kartierung wurden folgende Blätter (vergr. T. A.) im Maßstab 1 : 25 000 verwendet:

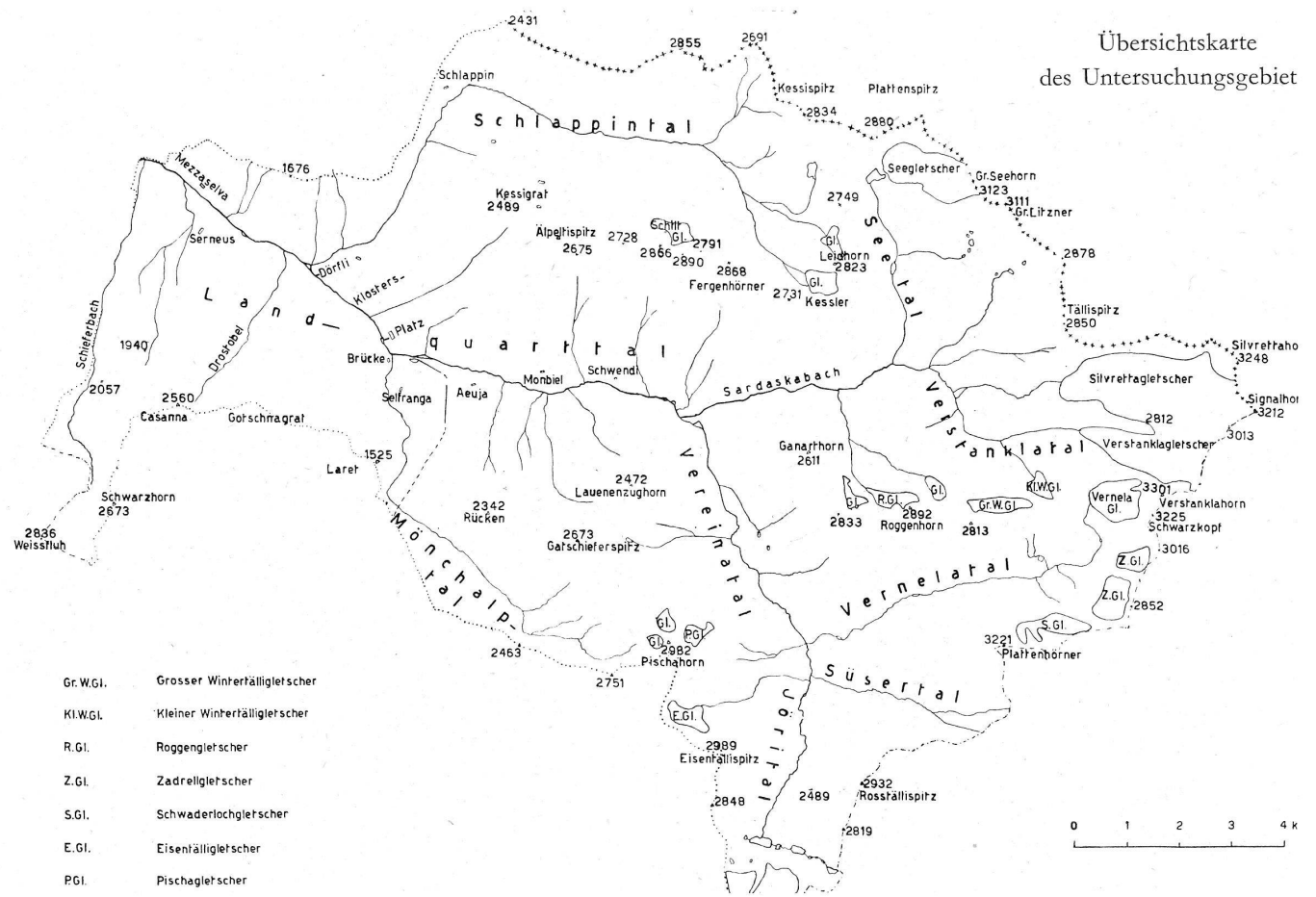
Blatt Nr. 416: Serneus

Blatt Nr. 419: Davos

Blatt Nr. 416bis: Gr. Litzner

Blatt Nr. 420: Ardez

Übersichtskarte des Untersuchungsgebiet



Von den über 100 photographischen Aufnahmen, die bei der Ausarbeitung des Stoffes wertvolle Dienste leisteten, wurden 8 typische Bilder der Arbeit beigelegt, die als Ergänzung zum Kartenbild gedacht sind. Die geologische Übersichtskarte wurde zusammengestellt nach den Geologischen Karten von Mittelbünden und von Ardez; ferner den Karten von Dr. Streckeisen, Blumenthal, Häfner, Nänni.

d) Überblick über die ältere Literatur

Die ersten Aufzeichnungen über das Untersuchungsgebiet setzten ziemlich spät ein. Wenn wir aber die Wildheit und Abgeschlossenheit nebst der starken Vergletscherung uns vor Augen führen, so erkennen wir, welches Wagnis es früher bedeutete, in diese verlassenen Gegenden vorzudringen.

Nach G. Studer (1899), war Pfarrer Catani von St. Antönien der erste, der eine Reise vom Prätigau nach Vermunt unternahm (1780).

1835 bestieg Oswald Heer den Piz Linard, wobei er physikalische und botanische Beobachtungen anstellte.

1860 erschien die erste Auflage von Theobalds Werk aus den rhätischen Alpen. Daß er ein hervorragender Naturbeobachter war, beweisen die 3 weiteren Auflagen seines Werkes 1862, 1893 und 1920. Auflage 3 und 4 wurden von Chr. Tarnuzzer umgearbeitet.

Nach 1835 bis 1892 wurde ein Gipfel nach dem andern «erobert», und in den Jahrbüchern des SAC wurden die Routen nebst wissenschaftlichen Aufzeichnungen veröffentlicht. Das Hauptverdienst der Erschließung des Untersuchungsgebietes gebührt somit den Mitgliedern des SAC. Für weitere Einzelheiten möchten wir auf das Literaturverzeichnis verweisen.

GEOLOGIE

Geologisch ist das Untersuchungsgebiet gut erforscht. In unserer Arbeit begnügen wir uns deshalb mit einem kurzen Abriß der geologischen Verhältnisse. Auch in der geologischen Übersichtskarte wurden nur die wesentlichsten Züge herausgehoben. Für Spezialprobleme verweise ich auf die Literatur von Blumenthal, Cadisch, Häfner, Nänni, Streckeisen und Trümpy.

a) Geologischer Bau

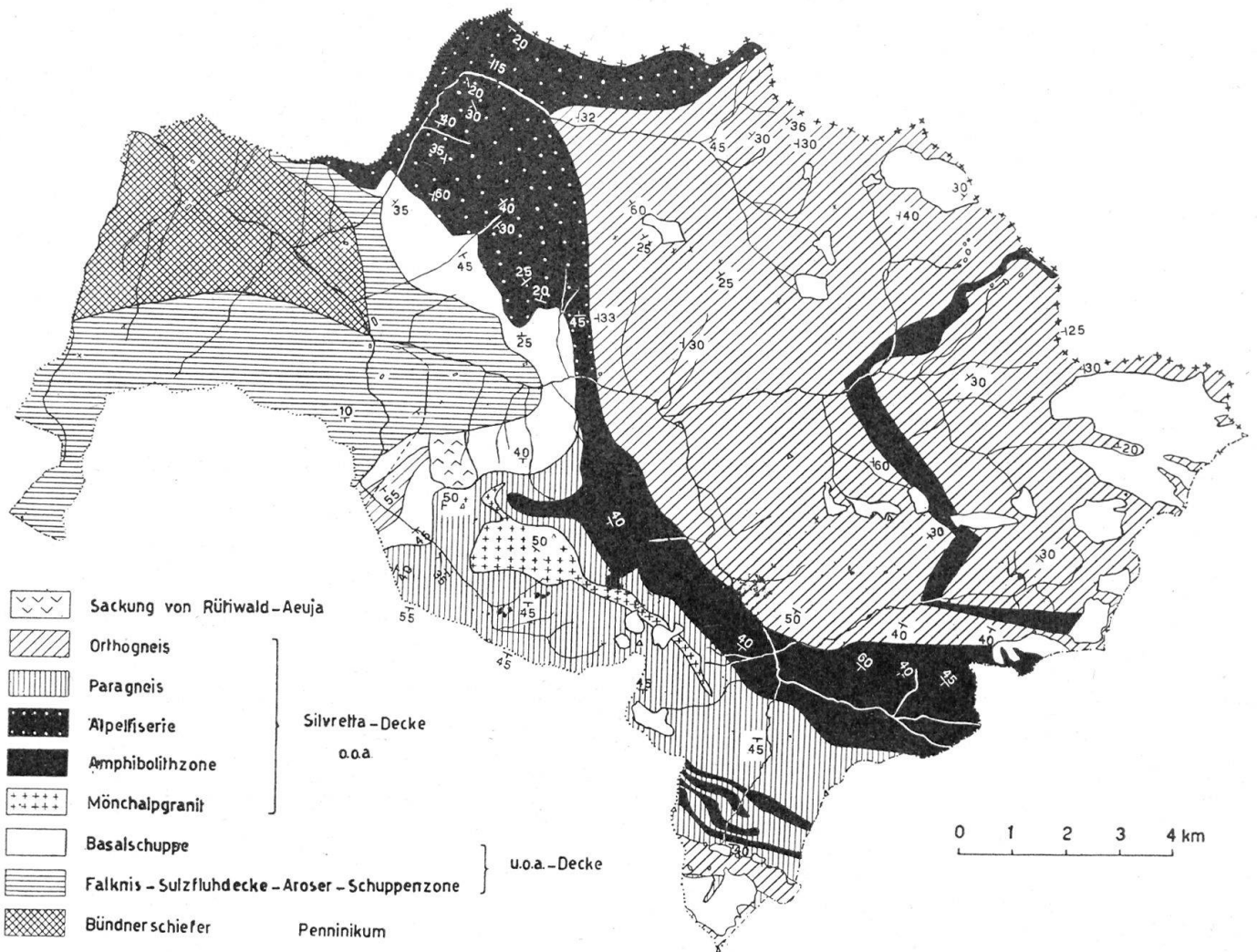
Am Aufbau des Einzugsgebietes der Landquart sind folgende *tektonische Einheiten* beteiligt:

Silvrettadecke: Kristalline Kernmasse des tieferen Teiles des oberostalpinen Deckenkomplexes. Unterlage des abgescherten Sedimentmantels.

Basalschuppe: ineinanderverschuppte oberostalpine und unterostalpine Elemente.

Casannaschuppe: Klippe unterostalpinen Sedimente und oberostalpinen Kristallin.

Tektonische Karte des Gemeindeareales von Klosters



Aroser-Schuppenzone: meist regellose Schuppenanhäufung unterostalpiner Elemente.

Falknis-Sulzfluhdecke: ungleich ausgebildete Schuppenanhäufung.

Penninikum: verfrachtete Sedimenthülle der penninischen Decken, Bündnerschiefer.

Infolge des axialen Ostfallens tauchen im Monbieler Halbfenster Penninikum-Falknis-Sulzfluhdecke und Aroser Schuppenzone unter die Silvrettadecke und erscheinen erst wieder 15 km weiter östlich im Unterengadin (Guarda, Ardez).

Die penninischen Einheiten treten nur im äußersten Westen auf und tauchen bei Klosters-Dörfli unter, während die Falknis-Sulzfluhdecke innerhalb Klosters-Platz (Schluchtweg) und die Aroser Schuppenzone bei Monbiel unter den höheren Einheiten verschwindet. Die Casannaschuppe überlagert an der Casanna die Aroser Schuppenzone.

Die Basalschuppe schaltet sich, von Davos bis gegen Fluh, zwischen den unterostalpinen Decken als Liegendem und dem Silvretta-Kristallin als Hangendem ein. Nach Streckeisen zerfällt die Basalschuppe in 2 Teile: Die untere Dorfbergserie und die obere Seehornschuppe, die durch den sogenannten Schaflägerzug getrennt werden. Gegen Westen keilt die Basalschuppe aus.

Die Silvrettadecke ist nicht nur die oberste Decke im Untersuchungsgebiet, sondern die oberste Decke der Schweizer Alpen überhaupt. Sie stellt eine gewaltige Schubmasse dar, die die tieferen tektonischen Einheiten, Teile der unterostalpinen Decken, verquetscht, von ihren Wurzeln abgerissen und nach Norden verfrachtet hat. Das Silvretta-Kristallin wurzelt nicht in der Tiefe, es bildet kein autochthones Massiv, sondern eine auf jüngerer, fremder Unterlage schwimmende Deckscholle.

Die Silvrettadecke bedeckt einen Großteil des Untersuchungsgebietes. Das Silvrettagewölbe verläuft ziemlich genau W-E, seine Axe folgt dem oberen Landquarttal und zieht über den Silvrettagletscher. Bevor wir den kurzen geologischen Abriß abschließen, sind noch 2 Ergänzungen zur geologischen Übersichtskarte beizufügen.

Die unterostalpinen Elemente Falknis-Sulzfluhdecke und Aroser Schuppenzone wurden nicht ausgeschieden, sondern in einer einheitlichen Schraffur zusammengefaßt. Auch bei der Basalschuppe wurden die Seehorn- und Dorfbergsschuppe nicht getrennt.

Außer den tektonischen Verhältnissen muß bei einer morphologischen Untersuchung auch die Widerstandsfähigkeit der Gesteine, das heißt ihr Verhalten gegenüber erosiven Kräften berücksichtigt werden. Deshalb werden wir die Schichtglieder der einzelnen tektonischen Einheiten kurz zusammenfassen.

b) Schichtfolge der tektonischen Einheiten

Hier die Gesteins- und Schichtfolgen:

<i>Penninikum</i> : Bündnerschiefer jurassischen Alters treten auf als Tonschiefer und Sandkalke.			
<i>Falknis-Teildecke</i> :		Flysch	Linsen aus kieseligen Kalken, Mergel und Tonschiefer
	Kreide	Couches rouges	Foraminiferenkalk
		Gault	Glaukonitsandsteine und Glaukonitquarzite
		Tristelschichten	Kalke
	Neokom	Kalke, Sandsteine und Tonschiefer	
<i>Sulzfluh-Teildecke</i> :	Jura	Malm	Falknisbreccie und Konglomerate
		Couches rouges	Kalkschiefer
	Kreide	Gault	Glaukonitsandstein und Quarzite
		Tristelschichten	Kalk
		Neokom?	Kieselkalke und Tonschiefer
Jura	Malm	Sulzfluhkalk	

<i>Aroser Schuppenzone:</i>		Kristallin	Sulzfluhgranit
		Radiolarit	
	Jura	Aptychenkalk	
		Liaskalk und Schiefer	
		Rhätkalke und Mergel	
	Trias	Dachsteinkalk? Hauptdolomit Rauhwanke und Gips	
	Perm	Verrucano, Buntsandstein, Tonschiefer und Breccien	
	Karbon?	schwarze, graphitische Schiefer und Konglomerate	
	Kristallin	Casannaschiefer, Gneis und Granit	
<i>Casannaschuppe:</i>	Jura	Liaskalk	
	Trias	Rhätkalke und Mergel Hauptdolomit Rauhwanke	
	Perm	Verrucano, Buntsandstein und Schiefer	
<i>Basalschuppe:</i>	Kristallin	Casannaschiefer, Gneis und Granit	
	Seehornschuppe:	Paragneis und Amphibolithe Orthogneis	im Mönchalptal im Mönchalptal
	Sedimentband:	Tschirpendecke?	
<i>Silvrettadecke:</i>		Davoser Dorfbergschuppe: Dorfbergserie Gabbrozug Mittelgratserie	
		Granitische Gneise	(Ortho-Gn.)
		Schiefergneise	(Para-Gn.)
		Amphibolithe	

Nach Streckeisen geht die Amphibolithzone gegen Norden in die Älpelti- und Amphibolithserie von Blumenthal über, bestehend aus:

Amphibolithen	Serizitische und quarzitisches Gesteine
Gneisen	Hornblendegneisen

Bei der Umgestaltung der Oberfläche spielen neben den geologisch-tektonischen und den petrographischen auch die klimatischen Verhältnisse eine wichtige Rolle.

KLIMA

Für die Formgestaltung der Erdoberfläche spielt das *Klima* eine wesentliche Rolle. Das Untersuchungsgebiet liegt in einer Übergangszone des westeuropäischen Seeklimas und des kontinentalen Klimas von Osteuropa. Bald herrschen die naß-warmen Westwinde, bald die trocken-kalten Nordwinde vor.

Leider befindet sich im Gebiete keine meteorologische Beobachtungsstation. Die nächsten stehen in Davos-Platz, Schiers und Seewis. In Klosters befand sich eine Station von 1856–1876, geführt von Pfarrer J. Rieder, seither ist der Posten verwaist und nur die Niederschläge werden wieder gemessen seit 1898.

a) Temperatur

Monatsmittel der Temperatur von 1864–1876

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr	
- 4,2	- 2,4	- 0,5	4,2	8,6	11,9	13,8	12,9	10,5	5,2	0,4	- 3,6	4,7	Klosters 1207 m

Monatsmittel der Temperatur von 1925–1944

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr	
- 6,4	- 5,7	- 1,9	2,2	6,6	10,4	12,1	11,6	8,6	3,6	- 0,9	- 5,8	2,9	Davos-Platz 1560 m
- 2,1	- 1,6	2,0	6,0	10,1	13,8	15,7	15,1	12,3	7,0	2,7	- 1,7	6,6	Seewis 960 m
- 3,6	- 2,2	2,1	6,8	10,7	14,4	16,0	15,5	12,5	7,1	2,1	- 3,3	6,5	Schiers 657 m

b) Niederschläge

Die größten Niederschläge fallen im Gebiete des Rätikon. Auf das Silvretta-gebiet scheint bereits die Trockenzone des Unterengadins überzugreifen. Auch Davos zeigt, verglichen mit Klosters, eine Abnahme der Niederschläge.

Monatliche und jährliche Niederschlagsmenge in mm 1925–1944

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Klosters	85	82	88	86	118	130	164	146	112	104	94	78	1287
Davos-Platz	59	61	60	58	84	109	146	131	87	80	69	54	998
Seewis	88	84	86	81	113	124	158	145	107	107	91	76	1260
Schiers	68	63	63	62	90	107	130	118	93	88	79	60	1021

Jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge in Klosters

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst
1925-1944	19%	23%	34%	24%

Relative Feuchtigkeit in %, 1925-1944

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Klosters	78	75	76	68	67	72	72	76	73	75	80	80	74
Davos-Platz	79	75	74	72	71	71	73	75	78	79	79	79	75
Seewis	74	72	70	69	69	70	72	74	78	79	78	77	74
Schiers	82	78	74	69	70	71	72	75	78	80	83	85	76

Schlußfolgerungen zu den klimatischen Verhältnissen:

Wie aus den Zahlen zu ersehen ist, zeigt Klosters infolge Hereinströmens der Westwinde die größten Niederschlagsmengen. Diese führen zu einer starken Abspülung der Gehänge. Ferner zeigt die jahreszeitliche Verteilung eine Höchstzahl der Niederschläge im Sommer. Im Spätsommer, anfangs Herbst und im Frühling zeigen die Flüsse eine erhöhte Wasserführung, bedingt durch die Gletscher- und Schneeschmelze, was Geschiebeführung und Erosionskraft erhöht.

Spaltenfrost und Insolation bewirken eine gesteigerte Zerstörung und Umgestaltung der Oberfläche. Die gewaltigen Blockmeere im innern Schlappental, Seetal, Wintertälli, Roggentälli, Hafentälli, Novaitälli und im Pischagebiet, alle in Gletschnähe, müssen auf diese Faktoren zurückgeführt werden. Sie verschärfen den heutigen Hochgebirgscharakter, wobei die höchsten Gipfel jedoch nur rund 1000 m über den Talboden hinaufragen.

Diese Beispiele dürften genügen, die Bedeutung der Umgestaltung der Oberfläche durch klimatische Einflüsse ins richtige Licht zu rücken. Nachdem wir die Umwandlungsfaktoren der Oberfläche kennengelernt haben, leiten wir über zur Beschreibung der einzelnen Täler.

BESCHREIBUNG DER EINZELNEN TÄLER

Das Haupttal

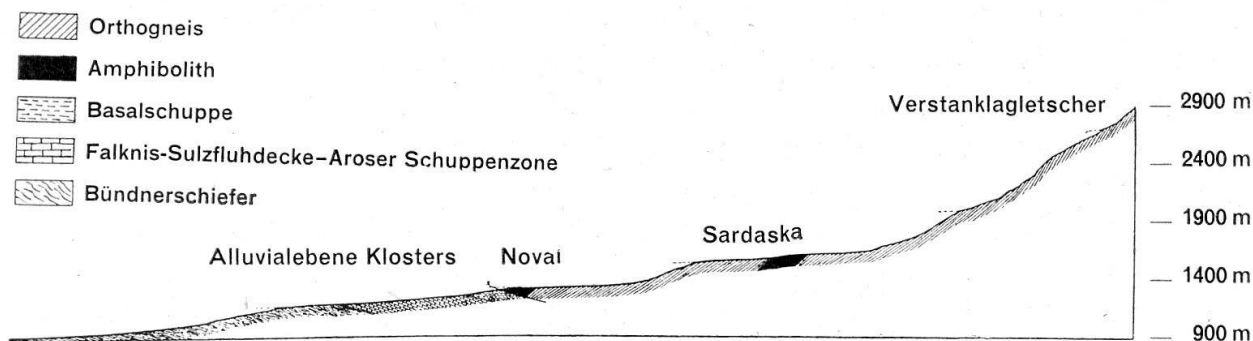
LANDQUARTTAL

Lage

Das Haupttal erstreckt sich in seiner Gesamtausdehnung ungefähr in E-W-Richtung. Bei einer näheren Untersuchung der einzelnen Talabschnitte ergibt sich jedoch folgendes Bild:

Der oberste Talabschnitt verläuft in NE–SW-Richtung, bei Punkt 1830 m biegt das Tal fast rechtwinklig um und geht in SE–NW-Richtung über. Ein nochmaliges Abbiegen bei Punkt 1679 m führt das Tal in E–W-Richtung über bis Klosters-Platz. Das unterste Talstück zeigt SE–NW-Richtung. Das Quellgebiet liegt bei 2950 m am Verstanklagletscher, der tiefste Punkt bei 925 m beim Verlassen der Landquart des Gemeindeareals.

Geologisches Längsprofil des Landquarttales



Entstehung

Von der Quelle bis Schwendi liegt das Tal vorwiegend in Orthogneis der Silvrettaecke, nur bei Punkt 1637 m, Alp Sardaska, wird der mächtige Orthogneis-komplex von einem schmalen Amphibolithzug unterbrochen.

Im obersten Teil liegt ein schön ausgebildetes Trogtal vor, bedingt durch die Lagerung der Orthogneisbänke und ihr Fallen in spitzem Winkel zum Tal. Dann folgt eine isoklinale Talstrecke bis Alp Sardaska. Das Talstück Sardaska–Schwendi folgt mehr oder weniger der Fallrichtung der Orthogneise. Nach Schwendi durchstößt das Tal den großen Amphibolithzug, die Basalschuppe und die unter-ost-alpinen Elemente, um bei Klosters-Platz in die weicheren Schichten der Bündnerschiefer (Penninikum) einzutreten.

Die Tieferlegung der Erosionsbasis erfolgte in den weicheren Schichten des Unterlaufes schneller als in den kristallinen Gesteinen des Oberlaufes. Der Härteunterschied der Gesteine hatte ferner die Bildung von Felsriegeln zur Folge.

Die primäre Talanlage von Klosters bis zur Quelle dürfte wahrscheinlich am Ende der Gebirgsbildung vorgebildet worden sein, indem im starren Silvretta-gewölbe, längs der Kulmination, Scheitelbrüche entstanden, denen der Fluß folgte.

Das Talstück Klosters–Küblis liegt in der großen Prätigaumulde, die vom Weiß-fluh–Gotschnagewölbe und Rätschenfluh–Madrisagewölbe flankiert wird.

Landschaftsformen

a) *Talform.* Im *Querprofil* wirkt sich der Gesteinswechsel ebenfalls aus.

Gleich beim Eintritt in die Gemeinde bei Mezzaselva öffnet sich vor unseren Blicken ein nach oben weitausgedehntes Tal, das bis Novai zieht. Bei der Bildung

dieser weitausladenden Form war neben der Erosion sicher auch die Abspülung maßgebend beteiligt, fallen doch gerade in diesem unteren Talabschnitt die größten Regenmengen.

Nach Alp Novai wird das Tal stark eingengt und die Felswände beider Talseiten fallen ziemlich schroff ab. Bei Alp Sardaska beginnt eine isoklinale Trogtalstrecke, die gegen die Quelle hin in einer symmetrischen Trogform endet.

Das *Längsprofil* läßt sich in 4 Abschnitte unterteilen: Das unterste Talstück weist ein sehr schwaches und ausgeglichenes Gefälle auf. Bei Klosters-Platz leitet eine Stufe, bedingt durch den Gotschnabergsturz und den Schuttkegel des «Talbaches» in den nächsten Abschnitt über. Dieser zeigt ein ähnliches Bild, sehr ausgeglichenes Gefälle bis Novai, das nur von einer schwachen Stufe unterbrochen wird, hervorgerufen durch den Amphibolithzug, der hier das Tal quert. Diese Talstrecke wurde früher von einem *großen See* eingenommen, wahrscheinlich gestaut durch den großen Schuttkegel des «Talbaches». Der See wurde vom Sardaska und Vereinabach zugeschüttet und von der Landquart durch rückwärtsschreitende Erosion angezapft. Eine kleine Stufe stellt die Verbindung her zur Talstrecke Novai-Sardaska, die wiederum leichtes und ausgeglichenes Gefälle aufweist. Die oberste Talstrecke beginnt mit schwachem Gefälle, um nach Punkt 1780 m über 2 kleine Stufen steil gegen das Quellgebiet anzusteigen.

In Zahlen ausgedrückt ergeben sich folgende Werte:

	Höhe m	Vertikal- Distanz m	Horizontal- Distanz m	Gefälle %
Quelle-1650 m	2950-1650	1300	5800	22,4
1650-1350 m	1650-1350	300	5300	5,7
1350-1190 m	1350-1190	160	6350	2,5
1190-Mündung	1190-925	265	7200	3,7
Quelle-Mündung	2950-925	2025	24650	8,2

b) *Flächensysteme*. Eine auffallende Erscheinung in der Oberflächengestalt des Davos-Klosters-Gebietes sind die ausgedehnten Verebnungen in Höhen von 2100 m an aufwärts. Die Entstehung dieser Abtragungsflächen fällt in die Periode *vor* der Eiszeit. Die Flächen zeigen uns ein Mittelgebirgsrelief an, nach der Auffaltung des Gebirges und vor Einsetzen der Eiszeit (siehe die Kartenbeilagen). Das heutige Talnetz tut sich bereits durch die Höhenlinien von 2300 m kund. Bei Annahme einer präglacialen Verebnung in 2100-2200 m Höhe mit bereits breiten Talsohlen ältester Flüsse, würde der Glacialtrog der ersten Eiszeit oder gar das Talnetz der ersten Zwischeneiszeit bei rund 2000 m heutiger Höhe zu liegen kommen. Die Eiszeit fand also das heutige Talnetz bereits vor und hat nur an seiner

Umgestaltung mitgearbeitet. Wir begnügen uns, die wirklich vorhandenen Reste jedes einzelnen Talsystems bekanntzugeben. Eine Durcharbeit bis zum Alpenrand fehlt noch.

Pliocän:

2700er System. Verstankla-, Silvretta-, Wintertälli-, Roggengletscher.

2400er System. Galtürthäli – Wintertälli – Schaftälli – Roggentälli – Äußere Fergen.

2300er System. Galtürthäli – Medjetal – Schaftälli – Roggentälli – Gatschiefer – Kl. und Gr. Schilt – Fergen – Älpelti Muotertälli.

Präglacial:

2200–2100er System. Alp Silvretta – Medjetal – Roggentälli – Gatschiefer-Alp – Casanna – Älpelti – Äußere Fergen.

Glacialzeit:

1600er System. NE Höfli – Serneuser Schwendi – Bannwald. Ende der großen Zwischen-Eiszeit oder älter (?).

1400er System. Hoche Maiensäß – Maiensäßli – Bündi – Rücken (Gatschiefer).

1300er System. Masura – Küenisboden – Schwäderloch – Selfranga ob. Rüti – Parnier – unterhalb Gavadura – Schwendi – Baretsrüti – Monbiel – Rußna – Mauern – Palfern – Höfli.

Da der Talboden von Klosters ein Aufschüttungsboden ist, ist der Trog der Würm-Eiszeit nicht sichtbar. Er muß bei 950–1000 m Meereshöhe unter Klosters liegen.

c) Moränen. Auf der linken Talseite herrscht Moränenbedeckung vor vom Conterluzzitobel bis innerhalb Drostobel (Grenze Gotschnabergsturz). Mit Ausnahme einer größeren Fläche westlich Serneus und dem Gebiet von Serneuser Schwendi bis gegen Weißfluhjoch lagert auf der Moräne viel Gehängeschutt. Schön ausgebildete Seiten- und Endmoränen liegen zwischen Conterluzzitobel und äußerem Cunscheruoltobel bis «Hoche Maiensäß», Serneuser Schwendi – Casanna, Untersäß – Obersäß bis gegen Mad (Drostobel), ferner bei Obersäßtälli und gegen Parsennfurka.

Eine Ausscheidung zwischen Silvretta-, Flüela- und Lokalmoräne wurde nicht vorgenommen. Nach unserer Ansicht erfordert eine solche Arbeit grundlegende geologische Kenntnisse und sollte deshalb nur von einem Geologen ausgeführt werden. Trotzdem möchten wir der Arbeit von L. M. Krasser (1939) entgegenreten.

Krasser zieht nach unserer Ansicht die Trennungslinie Silvretta–Lokalmoräne zu hoch und zu schematisch. Westlich Serneus würden wir die Grenze bis gegen 1000 m heruntersetzen. Ferner hat er keine Flüelamoräne ausgeschieden, obschon im Ried und gegen Klosters-Brücke Flüelaleitgestein liegt. Wenn er schon die Silvretta- und Lokalmoräne trennt, sollte er auch die Flüelamoräne ausscheiden.

Daß er keine Flüelaleitgesteine gesehen hat, geht aus seiner Arbeit hervor, schreibt er doch selber im Zusammenhang einer Talfurche Schlappin–Davos: «Ich betrachte das Fehlen von Flüelagranit im Landquarttal geradezu als weiteren Beweis dafür, daß das Landwasser zumindest schon im vorletzten Interglacial, wenn nicht überhaupt schon im Präglacial, nach Süden entwässerte» (siehe auch Kapitel Flußverlegungen).

Eine weitere Moränenbedeckung folgt von Selfranga bis gegen Alp Novai, und reicht hinauf bis gegen den Rücken und Gatschiefer.

Seiten- und Endmoränen finden wir bei Selfranga, über Bannwald, Rüti und Gatschieferalp. Eiszeitliche Moränenbedeckung zeigt auch das Roggen- und Schaf-tälli bis gegen Sardaskabach.

Der Talabschluß gegen Silvrettahütte, das Galtürthäli und Alp Silvretta weisen eine einheitliche eiszeitliche Moränenbedeckung auf. Die rechte Talseite wird vom Muotertälli bis zum Schlappinbach von Moränen bedeckt, die jedoch von einigen größeren Schuttkegeln, ferner vom Bergsturz am Äpeltispitz und bei Monbiel und dem Felssturz im Tal unterbrochen wird. Seiten- und Endmoränen treten auf in den Karen, ferner bei Rußna und Mauern gegen Westen.

Das Moränenpflaster NW Klosters-Dörfli gegen Schwanzmäder wird im oberen Teil von Bergsturzmaterial und Gehängeschutt bedeckt.

Von Grube über Höfli und Mezzaselva zieht ein letztes Band eiszeitlicher Moräne bis zur Gemeindegrenze.

Ein kleines Moränenpflaster an der Landquart wird auf den restlichen 3 Seiten vom Fraschmardenkegel umbrandet und trägt auf der Oberfläche größere Blöcke.

Rezente Moräne treffen wir am Fuße der heutigen Gletscherzungen. Die Moränenwälle der großen Vorstöße von 1820, 1850 und 1880 sind gut erhalten am Silvretta- und Verstanklagletscher, der Vorstoß von 1880 außerdem am großen Wintertälli- und Roggengletscher.

Eine genaue Trennungslinie zwischen eiszeitlicher und rezenter Ablagerung konnte in unserem Gebiete nicht gezogen werden.

d) *Rundböcker*. Sie liegen innerhalb der Kare, ferner im Medjetal, Silvrettahütte gegen Birchenzug, im Galtürthäli und der Silvrettaalp.

e) *Überschliffene Felspartien*. Ein gutes Bild über die Verbreitung der überschlif-fenen Felspartien gibt die morphologische Karte II.

f) *Felsriegel*. Die Felsriegel des Haupttales liegen unter den großen Schuttkegeln und dem Bachschutt des Sardaskabaches begraben.

g) *Sackungen*. Die größte Sackung im Untersuchungsgebiet liegt im Haupttal auf der linken Talseite über Aeuja. Die Anrißnische liegt am Rücken auf ca. 2100 m und das Sackungsgebiet reicht bis gegen 1500 m Maiensäß Rüti.

Eine weitere Sackung liegt am Rücken weiter östlich gegen Gatschiefer auf 2350 m und zieht bis gegen 2200 m hinunter.

h) *Rutschungen*. Auf der rechten Talseite haben wir Rutschungen bei 1400 m

unter dem Wald, bei 1500 m im Zug, von 1200–1400 m am Berg und westlich Monbiel festgestellt, ferner noch eine Rutschung im Bäretrütiwald.

i) *Bachschtuttkegel*. In den tiefergelegenen Teilen beider Hänge des Haupttales beherrschen die Bachschtuttkegel das Landschaftsbild.

Gleich westlich beim Eintritt in das Gemeindeareal steht auf der linken Talseite das Dörfchen Serneus auf dem gleichbenannten Schuttkegel. Der erste rechtsseitige Schuttkegel, vom Höfli bis zur Landquart reichend, wird von den Bächen der Saaseralp aufgebaut. Linksseitig folgen 3 weitere Schuttkegel, einer östlich Serneus, dann Bad Serneus und Drostobel.

Vielmächtigere Bachschtuttkegel liegen jedoch auf der rechten Talseite, so der größte des Untersuchungsgebietes überhaupt, der Schuttkegel vom «Talbach». Bei Klosters-Dorf stoßen gleich 3 mächtige Schuttkegel zusammen. Der Schlappin-, Cunn- und Talbachschtuttkegel. Ersterer wurde vom Schlappinbach aufgebaut, der zweite verdankt seine Existenz dem Cunnbach und der dritte wurde vom Talbach aufgeschüttet, dessen Einzugsgebiet in Gneisen der Basalschuppe und Silvrettadecke liegt.

An der Grenze Cunn-Schlappinkegel liegen 2 alte Bachläufe. Diese beiden Schuttkegel überlagern den Talbachkegel deutlich. Von ungefähr 1500 m an ist der Talbachschtuttkegel vom Cunnschtuttkegel deutlich angeschnitten. Den großen Verheerungen, die der Talbach früher anrichtete, ist heute Einhalt geboten. Der Bach wurde verbaut und in direkter Linie zur Landquart geführt. Ferner wurden oberhalb Pardels große Verbauungen erstellt, um die zerstörende Wirkung von Lawinen, Rünfinen und Felsstürzen einzudämmen. Auch der Schlappinbach wurde verbaut.

Der nächste rechtsseitige Schuttkegel liegt im Tobel; er wird im untern Teil noch vom Talbachschtuttkegel überlagert.

Drei kleine Schuttkegel liegen westlich von Monbiel; der innerste wird teilweise vom Monbieler Bergsturz überlagert.

Der nun folgende Fraschmardenkegel wird im untern Teil ebenfalls vom Monbieler Bergsturz überlagert.

Mehrere kleinere Bachschtuttkegel liegen im Bäretrütiwald und werden gegen die Landquart hin vom Fraschmardenkegel abgeschnitten.

Fajuol, Falschmela und drei weitere, kleinere Schuttkegel bilden den Abschluß dieser rechtsseitigen Talstrecke.

Auch an den linksseitigen, untern Talhängen liegen Schuttkegel in großer Zahl. Die Serie wird eröffnet vom Aeuja-Schuttkegel und einem kleineren, westlich gelegenen. Der Aeujakegel wurde im Laufe der Zeit von der Landquart fünfmal angeschnitten. Die Bäche vom äußern und innern Kinn bauten Schuttkegel auf mit Material der Basalschuppe. Die beiden mächtigen Schuttkegel von Kuenisboden und Masura erhielten das Material vom Lauenenzughorn, Gneise der Silvrettadecke. Auf der Talstrecke Klosters-Platz–Novai zwangen diese mächtigen, links- und rechtsseitig gelegenen Schuttkegel die Landquart zum Mäandrieren.

Einen großen Schuttkegel hat der Sardaskabach gegen den Talboden von Novai

aufgebaut; das Material besteht wiederum aus Gneisen der Silvrettadecke. Folgen wir dem Sardaskabach talaufwärts, so stellen wir fest, daß beide Talhänge mit Schuttkegeln durchsetzt sind. Im isoklinalen Talstück der Sardaska treffen wir linksseitig noch 3 Schuttkegel, 2 beim Hasentobel und den letzten bei den Riswängen. Rechtsseitig wurde ein großer Kegel mit Silvrettagneisen des Hüttenwanghorns aufgebaut; ein weiterer liegt bei Silvrettaegg, und den Abschluß der rechtsseitigen, nassen Schuttkegel bildet der Medjebachkegel.

Zur Karte von Krasser (1939) möchten wir erwähnen, daß er viele Schuttkegel nicht kartiert hat.

Baier (1926) gibt in seiner Karte nur den Schuttkegel von Serneus und Klosters-Dorf an. Den Schuttkegel von Klosters-Dorf zieht er bis nach Klosters-Platz hinauf, obschon in Wirklichkeit der viel mächtigere Talbachschuttkegel von Klosters-Platz nach Klosters-Dorf hinunterzieht.

Trockene Schuttkegel. Sie sind in großer Zahl vorhanden und betreffend ihrer Verbreitung verweise ich auf die morphologische Karte I.

k) Gehängeschutt. Am Fuße aller Gebirge werden große Flächen von Gehängeschutt bedeckt.

Aus der weitverbreiteten Verschuttung im Haupttale erkennen wir die große Verwitterung. In den untern Partien herrscht die Erosion und Abspülung vor, während in den höher gelegenen Teilen, speziell in Gletschernähe, Insolation und Spaltenfrost dominiert. Einen weiteren Faktor stellt der große Wechsel in der Gesteinsfolge dar (siehe tektonische Übersichtskarte und Kapitel: Schichtfolge der tektonischen Einheiten).

l) Anrisse. Mehrere Anrisse zeigt der Schieferbach und das Drostobel. Einen Anriß treffen wir auch beim Serneuser Dorfbach. 2 größere Anrisse zeigen das äußere und innere Kinn; eine weitere Anrißstelle liegt auf Gatschieferalp. Ein weiterer größerer Anriß tritt uns erst wieder im Roggenthali auf 2000 m entgegen.

Auf der rechten Talseite liegen weitere Anrisse, deren Verteilung aus der morphologischen Karte I ersichtlich ist.

m) Bacheinschnitte. An der Landquart treffen wir sie bei Bad Serneus, Gulfie, mehrere auf der Talstrecke Aeuja-Novai und am Sardaskabach bei Alp Sardaska.

Die Nebentäler

DAS SCHLAPPINTAL

Als erstes rechtsseitiges Nebental mündet bei Klosters-Dorf das ca. 14 km lange Schlappintal.

Lage

Im oberen Teil verläuft das Tal in SE-NW-Richtung, vom Innersäß bis zum Eintritt in die Älpeltiserie bei 1770 m in E-W-Richtung, dann dreht es bis Schlap-

pin-Dorf auf SE-NW. Hier bricht es fast rechtwinklig ab und geht über in NNE-SSW-Richtung. Die Mündung liegt bei Klosters-Dorf, 1000 m, das Quellgebiet beim Scheienpaß, 2550 m.

Entstehung

Die primäre Talanlage ist geologisch bedingt. Der obere Tallauf folgt einer Synklinale innerhalb der Silvrettadecke. Vom Dorf Schlappin bis zur Mündung folgt ein Durchbruchstal, bedingt durch das axiale Abfallen der unterostalpinen Elemente. In der Älpeltiserie folgt das Tal der Fallrichtung und ab Punkt 1350 m der Streichrichtung der Basalschuppe, der unterostalpinen und penninischen Elemente.

Landschaftsformen

a) *Talform.* Im *Querprofil* ist die einseitige Trogform von Schlappin-Dorf bis Quelle bedingt durch das NW Einfallen der Orthogneise. Auf der rechten Talseite liegen die Schichtköpfe. V-Form erkennen wir beim Durchbruchstal von Schlappin-Dorf bis Klosters-Dorf.

Das *Längsprofil* ist in 3, respektive 4 Abschnitte unterteilt. Der unterste Teil von der Mündung bis Schlappin-Dorf weist starkes Gefälle auf. Das Mittelstück von Schlappin-Dorf bis Innersäß hat ausgeglichenes Gefälle. Hier erstreckt sich bis 1700 m eine große Alluvialebene; sie deckt einen alten Talboden zu; eine kleine Schuttstufe leitet über in das sehr schwache und ausgeglichene Gefälle, das bis zum äußeren Säß reicht. Die dritte Talstrecke Äußersäß-Innersäß weist mehrere kleine Schutt- und Felsstufen auf und mittleres Gefälle. Der oberste Talabschnitt beginnt mit mittlerem Gefälle, unterbrochen durch 2 kleinere Felsstufen, um gegen den Talabschluß (Scheienpaß) sehr stark anzusteigen.

In Zahlen ausgedrückt ergeben sich folgende Werte:

	Höhe m	Vertikal- Distanz m	Horizontal- Distanz m	Gefälle %
Quelle-2030 m	2550-2030	520	3000	17,3
2030-1650 m	2030-1650	380	5400	7,0
1650-Mündung	1650-1000	650	5450	12,0
Quelle-Mündung	2550-1000	1550	13850	11,2

b) *Flächensysteme.*

Pliocän.

2700er System: Keßler.

2400er System. Kalberthäli, Juonenthäli, Hühnersee, Schafthäli, Im Kessi, Garneira und Eisenthäli.

2300er System. Kessigrat, Juonenthäli, Paschianiköpfe, Bei den Seen, Kalberthäli und Eisenthäli.

Präglacial.

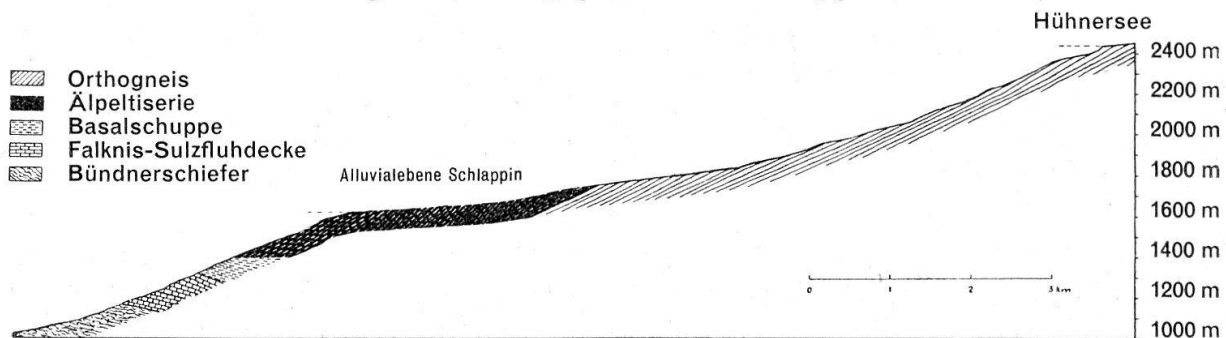
2200er System. Bei den Seen, Hinter den Bürgen, Kalberthäli, Plattenhorn, Sädelhorn, Garneira und Eisenthäli.

2100er System: Innersäß, gegen Garneira, Hochtristel, Börder, Äbialp, Ober-Cunn- und Saaseralp.

Glacialzeit.

1600er System: Schlappin-Dorf.

Geologisches Längsprofil des Schlappintales



c) *Moränen*. Eine einheitliche Moränenüberpflasterung eiszeitlichen Alters bedeckt die ganze linke Talseite vom Scheienpaß bis Cunnrüfi. Der Moränenwall am Weg unterhalb der Cunnrüfi bei 1273 m dürfte dem Schlern-Gschnitzstadium des Schlappintalgletschers entsprechen. Auf der rechten Talseite reicht die Bedeckung bis zur NW-Grenze des Untersuchungsgebietes, dem Furggenboden. Ein letztes Moränenpflaster reicht von Bündi, Flüh über Palfen bis nach Klosters-Dörfli. Ein gutes Bild über die Verteilung der Seiten- und Endmoränen gibt die morphologische Karte II. Erwähnen möchten wir jedoch die 4 Rückzugsstadien auf Ober-Cunn, ferner die 5 Rückzugstadien vom Älpeltikar gegen die Äbialp, deren Moränenwälle 5 Karseelein stauen. Rezente Moränen liegen unter dem Schiltgletscher, dem Keßler und dem Leidhorngletscher.

d) *Rundhöcker*. Sie treten in jedem Kar auf, wie wir aus der morphologischen Karte II ersehen können.

e) *Überschliffene Felspartien*. Außer den Karen treffen wir die überschliffenen Felspartien am Fuße des Plattenhorns, Hinter den Bürgen, im Innersäß, Hochtristel, Börder, Äbialp und über Juchzentschuggen.

f) *Felsriegel*. Den Abschluß des Hühnersees bildet ein großer Riegel, dem der See seine Entstehung verdankt. Ein weiterer Riegel liegt zwischen Juonenthäli und Keßler. Einige kleinere Riegel bilden Stufen im Schlappinbach.

g) *Sackungen*. Keine.

h) *Rutschungen*. Auf der linken Talseite am Fuße der Cunnrüfi liegt eine kleinere Rutschung.

i) *Schuttkegel*. Bachschuttkegel beidseitig des Schlappinbaches von der Cunnrüfi bis zum Innersäß prägen hier das Landschaftsbild. Krasser (1939) kartierte in seiner Prätigaukarte von 1700 m gegen das äußere Säß Gehängeschutt, was jedoch nicht stimmen kann. Es handelt sich auf beiden Seiten um Bachschuttkegel, die bis zum Schlappinbach reichen und bei 1700 m zur Bildung einer kleinen Stufe beitragen. Außerdem kartierte er bei Schlappin-Dorf an Stelle der großen Alluvialebene Moräne von örtlichen Gletschern.

Trockene Schuttkegel treffen wir in allen Karen.

k) *Gehängeschutt*. Die rechte Talseite von Schlappin-Dorf bis Schliffitschuggen weist Gehängeschutt auf, bestehend aus Material der Älpeltiserie. Viel Gehängeschutt liegt außerdem am Fuße der Gebirge der höheren Regionen; es handelt sich um Gneise der Älpeltiserie und Orthogneise der Silvrettadecke.

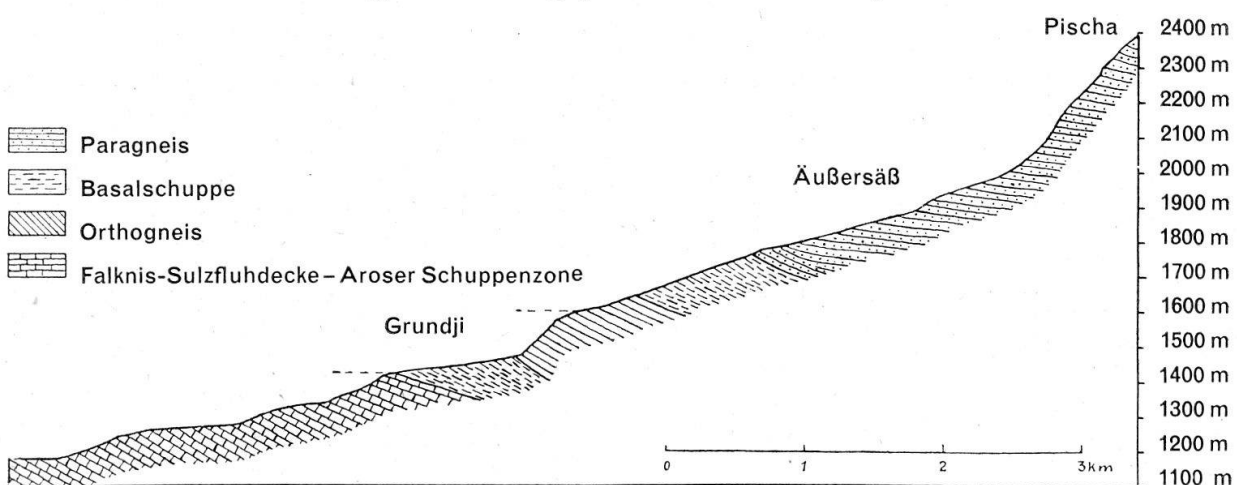
l) *Anrisse*. Im Garneiratal und unter Roter Bühl befinden sich 2 Anrisse. Von Schlappin-Dorf bis Klosters-Dorf 1 weiterer Anriß auf der rechten Talseite bei Punkt 1932 m und linksseitig 2 Anrisse im Cunnwald und gegen Säßje.

m) *Bacheinschnitte*. Von Schlappin-Dorf bis gegen Innersäß hat sich der Schlappinbach an mehreren Stellen in den Schuttkegeln eingeschnitten.

DAS MÖNCHALPTAL

Bei Klosters-Brücke mündet das von SE kommende 9 km lange Mönchalptal.

Geologisches Längsprofil des Mönchalptales



Lage

Das Tal verläuft im oberen Teil in SE-NW-Richtung; unterhalb Tritt, bei 1500 m, biegt es fast rechtwinklig ab und geht in N-S-Richtung über. Von der Quelle bis zum äußern Säß liegt das Tal in Paragneisen, nachher folgen bis unterhalb Tritt Gesteine der Basalschuppe, die von einem Orthogneiszug unterbrochen werden; im untern Talstück treffen wir Gesteine der Falknis-Sulzfluhdecke und der Aroser Schuppenzone. Die Mündung liegt bei 1180 m, Klosters-Brücke, den Abschluß des Tales bildet der Grat Pischahorn gegen Gatschieferspitz und Eisenthälispitz.

Entstehung

Die primäre Talanlage ist wiederum geologisch bedingt. Bei der Talstrecke Klosters-Laret handelt es sich um ein Deckenrandtal. Die Frage, ob das obere Talstück durch eine Synklinale, die als Fortsetzung der Synklinale Parsennfurka-Laret in der Silvrettadecke weiterzieht, bedingt ist, oder ob der obere Lauf mit den gleichlaufenden Tälern des Davosertales (Flüela-, Dischma- und Sertigtal) in Zusammenhang gebracht werden muß, steht noch offen.

Im Quellgebiet folgt das Tal ungefähr dem Schichtstreichen der Paragneise, dann biegt es fast rechtwinklig ab gegen das Innersäß, 2000 m, um nachher wieder dem Schichtstreichen zu folgen bis zum äußern Säß, 1815 m. Von 1815 m an abwärts bis zum Tritt liegt das Tal in der Basalschuppe, die von einem Orthogneiszug unterbrochen wird. Beide zeigen entgegengesetztes Einfallen zum Tal. Unter dem Tritt liegt das Tal in unterostalpinen Elementen, die wiederum entgegengesetztes Einfallen zum Tal aufweisen.

Landschaftsformen

a) *Talform.* Im *Querprofil* erkennen wir ein V-Tal, das sich nach der Höhe hin und in Richtung des Quellgebietes stark verbreitert. Gegen das Quellgebiet geht die V-Form in eine trogähnliche Form über.

Das *Längsprofil* läßt sich in 3 Abschnitte unterteilen: Der untere Teil weist schwaches Gefälle mit kleinen Schuttstufen auf; den Übergang in das mittlere Talstück bildet eine große Felsstufe; das Mittelstück zeigt ein ausgeglichenes, mittleres Gefälle; eine weitere große Felsstufe leitet über zum letzten Talstück, das starkes Gefälle aufweist.

In Zahlen ausgedrückt ergibt sich folgendes Bild:

	Höhe m	Vertikal- Distanz m	Horizontal- Distanz m	Gefälle %
Quelle-2040 m	2700-2040	660	1900	34,7
2040-1610 m	2040-1610	430	3200	13,4
1610-Mündung	1610-1180	430	4150	10,4
Quelle-Mündung	2700-1180	1520	9250	16,3

b) *Flächensysteme:*

Pliocän.

2700er System: Pischahorn.

2400er System: Malptälli, gegen Pischa.

2300er System: Im Berg, Malptälli, gegen Pischa.

Präglacial.

2100er System: Rücken, Im Berg, über Mönchalpwald.

Glacialzeit.

1800er System: Äußersäß, über Tritt und Zügen.

1400er System: Grundje.

c) *Moränen.* Ein großes Moränenpflaster eiszeitlichen Alters zieht von Klostersbrücke bis innerhalb Tritt, und ist bedeckt mit viel Bergsturzmaterial (Kristallin, Serpentin, Dolomit, Liasschiefer und Radiolarit). Schön ausgebildete Seiten- und Endmoränen liegen oberhalb den Fischweihern bis Selfranga (Skilift). Ein weiteres Moränenpflaster liegt am Fuße des Rücken. Weiter taleinwärts, vom äußern Säß bis zum Talabschluß herrscht eiszeitliche Moränenbedeckung vor. Die Verbreitung der Seiten- und Endmoränen ist aus der morphologischen Karte II ersichtlich.

Rezente Moränen kommen vor «Im Berg», gegen Gatschiefer, Malptälli und am Fuße des Pischahorn.

d) *Rundhöcker.* Wir treffen sie im Gebiete der Pischa und verborgenen Pischa und im Malptälli.

e) *Überschliffene Felspartien.* Sie sind aus der morphologischen Karte II ersichtlich.

f) *Felsriegel.* Im Innersäß und beim Tritt bewirken sie große Stufen.

g) *Sackungen.* Eine größere Sackung zeigt die linke Talseite beim äußern Säß, sie liegt an der Grenze Basalschuppe und Silvrettadecke. Kleinere Sackungen liegen im Malptälli und eine weitere am südlichen Grenzgrat verborgene Pischa bei Punkt 2463 m.

i) *Schuttkegel.* Beim innern und äußern Säß werden Bachschuttkegel von Paragneisen der Silvrettadecke aufgebaut, während im Bann- und Ronawald Gesteine der unter-ostalpinen Elemente beteiligt sind.

Die trockenen Schuttkegel im Gebiete Pischa-verborgene Pischa und unter dem Hörnligrat bestehen aus Paragneisen der Silvrettadecke.

k) *Gebängeschutt.* Große, grobe Gehängeschuttmassen weist der Bannwald auf. Vom äußern zum innern Säß sind beide Hänge stark verschuttet. Feineres Material (Paragneise und Mönchalpgranit) liegt am Fuße des Grates Hörnli-Pischahorn-Gatschieferspitz.

m) *Bacheinschnitte.* Der Mönchalpbach hat sich auf der Strecke Grundje-Klostersbrücke an 2 Stellen neu eingeschnitten.

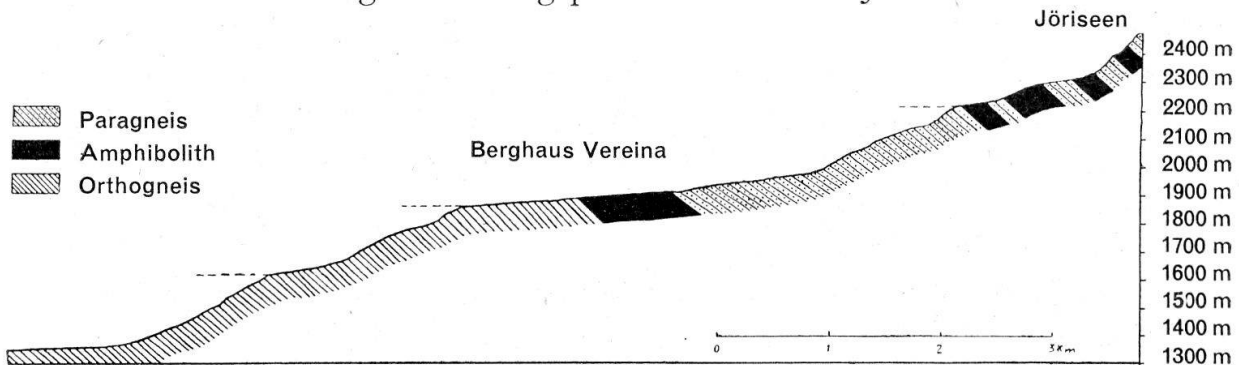
VEREINA-/JÖRITAL

Bei Novai mündet das von Süden kommende ca. 12 km lange Vereina-/Jörital.

Lage

Das Tal verläuft im oberen Teil in S–N-Richtung; beim Vereinaberghaus geht es in SE–NW-Richtung über. Das Quellgebiet liegt in Orthogneis. Von 2460 m bis zu den Wasserböden, 1960 m, folgt Paragneis, der im oberen Teil von 4 schmalen Amphibolithzügen durchbrochen wird. Der mächtige Orthogneiskomplex, den wir im unteren Talstück antreffen, wird im Süden durch den großen Amphibolithzug, der vom Schlappin bis in das Unterengadin zieht, vom Paragneis getrennt. Die Mündung liegt bei der Alp Novai, 1350 m, das Quellgebiet beim Jörigletscher, 2900 m.

Geologisches Längsprofil des Vereina-Jöritales



Entstehung

Die erste Talanlage des Jöritales verlief wahrscheinlich in W–E-Richtung und entwässerte sich gegen das Val Fleß. Es entstand an der Grenze Para-Orthogneis und ist somit geologisch bedingt. Die Rundbuckel und überschlifften Felspartien am Jörifleßpaß rechtfertigen eine solche Talanlage. Die heutige Wasserscheide mit 2567 m liegt 68 m über dem tiefsten Jörisee (2499 m). In der letzten Zwischenzeit dürfte das ehemalige Jörital vom Vereinatal her durch rückwärtsschreitende Erosion angezapft worden sein, um in die heutige S–N-Richtung gelenkt zu werden. Auch der Gletscher floß beim nächsten Vorstoß nach Norden.

Der untere Teil des Tales ist ebenfalls geologisch bedingt. Das Tal liegt vorerst im Schichtstreichen des Amphibolithzuges, folgt dann ein Stück weit der Grenze Amphibolithzug-Orthogneis, um nachher im Schichtstreichen des Orthogneises fortzusetzen.

Landschaftsformen

a) *Talform.* Im *Querprofil* erkennen wir ein Trogtal, das sich gegen die Mündung hin stark verschmälert und in ein V-Tal übergeht. Das Längsprofil unterteilen wir in 3 Abschnitte:

Der untere Teil zeigt ein starkes Gefälle mit mehreren Felsstufen, das mittlere Stück weist ausgeglichenes, schwaches Gefälle auf; eine Felsstufe leitet über zum oberen Teil mit starkem Gefälle.

In Zahlen ausgedrückt ergibt sich folgendes Bild:

	Höhe m	Vertikal- Distanz m	Horizontal- Distanz m	Gefälle %
Quelle-2160 m	2940-2160	780	3725	21,0
2160-1860 m	2160-1860	300	4200	7,1
1860-Mündung	1860-1350	510	4050	12,6
Quelle-Mündung	2940-1350	1590	11975	13,3

b) Flächensysteme:

Pliocän.

2700er System: Jörigletscher, Eisentälligletscher, Pischagletscher und Roßtälli.

2400er System: Jöriseen, Eisentälli, Hafentälli, Novaitälli, Roßtälli, Ochsentälli und Canardtälli.

2300er System: Eisentälli, Hafentälli, Ober-Novaitälli und Ochsentälli.

Präglacial.

2100er System: Fremdvereina, Riedböden.

Glacialzeit.

2000er System: Alp Fremdvereina, Novai Obersäß, Rücken Vereina-Berghaus.

1800er System: Alp Stutz.

1600er System: unter Alp Stutz.

c) Moränen. Eine mächtige Moränendecke eiszeitlichen Alters zieht vom Berg-
haus Vereina bis zu den Jöriseen. Ein größeres Moränenpflaster bedeckt die Ried-
böden, Hafentälli, Alp Novai Obersäß und den Rücken; ferner auf der linken Tal-
seite im Ochsentälli, südlich vom Mittelgrat, im Canardtälli und Roßtälli. Die
morphologische Karte II zeigt, wie in diesen Gebieten die Längs- und Endmorä-
nen verteilt sind.

Rezente Moränen treffen wir im Novaitälli gegen Lauenenzughorn, Hafentälli,
Klein Hafentälli, Eisentälli, bei den Jöriseen und Roßtälli. In allen diesen Gebieten
sind die Endmoränen gut erhalten.

d) Rundhöcker. Zahlreich verstreut liegen die Rundhöcker in der Nähe der Kare.

e) Überschiffene Felspartien. Im Landschaftsbild des Vereina-/Jörिताles treten die
überschliffenen Felspartien stark hervor, so von der Quelle bis zur Mündung bei
Alp Novai und im Gebiete von sämtlichen Karen.

f) Felsriegel. Mehrere hohe Felsriegel bewirken eine wiederholte Stufenbildung.

2 Stufen liegen gegen das Quellgebiet zu, die erste bei den Jöriseen, die zweite bei Fremdvereina. 3 weitere Stufen folgen talabwärts bei Alp Fremdvereina, beim Höch- und Ruchbach.

i) *Schuttkegel*. Bachschuttkegel treffen wir auf der linken Talseite am Rücken, mehrere an der Mündung des Novaibaches, ein weiterer wird aufgebaut vom Höchbach. Das Material dieser Schuttkegel besteht vorwiegend aus Orthogneisen und etwas Amphibolith. In der Alp Fremdvereina liegt ein mächtiger Kegel, der das Material (Paragneise) aus dem Eisentälli bezieht. In Fremdvereina treffen wir noch 2 weitere Kegel linksseitig in 2400 m; Material wiederum Paragneise. 3 Bachschuttkegel am S-Ufer des größten Jörisees versuchen diesen aufzuschütten; der Schutt besteht aus Orthogneisen. Auf der rechten Talseite liegen 3 Schuttkegel auf der Strecke Jöriseen bis Fremdvereina. Material: Paragneise und Amphibolithe. Einen größeren Kegel treffen wir bei Heimbühlen, ferner bei Stiege, über Alp Stutz und am Ruchbach; alle diese Kegel bestehen aus Orthogneismaterial.

Trockene Schuttkegel treffen wir in sämtlichen Karen.

k) *Gehängeschutt*. Die unteren Hänge beidseitig Novai bis gegen Vereina Berghaus weisen grobblockigen Gehängeschutt auf. Feineres Material liegt in den Karen am Fuße der Gebirge.

m) *Bacheinschnitte*. Eisentälli und Fremdvereina zeigen 2 größere Bacheinschnitte.

VERNELATAL

Als erstes Nebental des Vereinatales mündet bei Berghaus Vereina das 8 km lange Vernelatal.

Lage

Das Tal verläuft in NE-SW-Richtung und liegt größtenteils in Mischgneis (vorwiegend Orthomaterial) der Silvrettadecke. Die Erosionsbasis befindet sich im Vereinatal, 1930 m; den Abschluß des Tales bildet die Bergkette Verstanklahorn-Piz Zadrell.

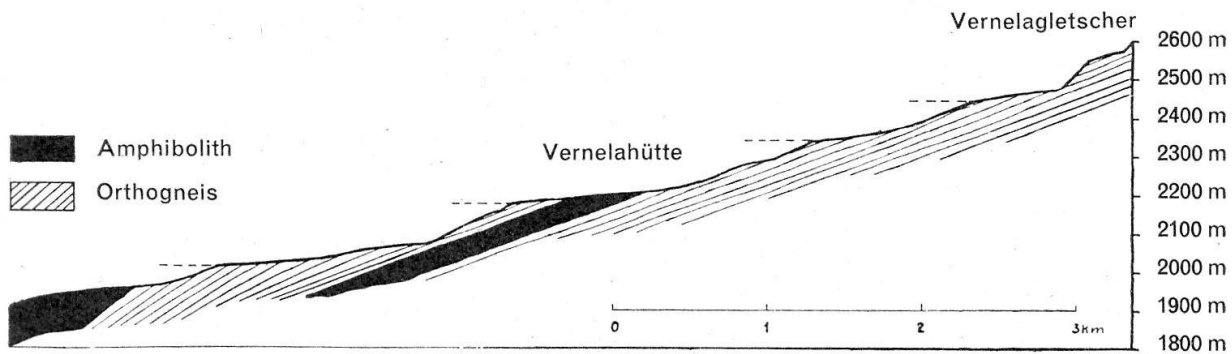
Entstehung

Das Vernelatal ist in 30–50° gegen SW einfallenden Mischgneis eingetieft und stellt ein Isoklinaltal dar. Die primäre Talanlage entstand wahrscheinlich an der Grenze Amphibolith-Mischgneis.

Landschaftsformen

a) *Talform*. Im *Querprofil* erkennen wir ein asymmetrisches Trogtal, mit einer steilen linksseitigen Böschung gegen die Plattenhörner, Ungeheuerhörner und einer schwächeren Böschung rechtsseitig, bedingt durch das SW-Einfallen der Orthogneise.

Geologisches Längsprofil des Vernelatales



Das *Längsprofil* läßt sich in 3 Abschnitte unterteilen: Der untere Teil mit schwachem und ausgeglichenem Gefälle geht mit einer größeren Schuttstufe in das Mittelstück über, dessen ausgeglichenes Gefälle von 2 kleineren Felsstufen unterbrochen wird. Der oberste Talabschnitt, der einen kleinen Boden mit See aufweist, endet mit stärkerem Gefälle gegen den Vernelagletscher. Das Seebecken wurde vom Gletscher herausgerodiert und ist heute durch Verwitterungsschutt und Flußgeschiebe wieder stark zugeschüttet.

In Zahlen ausgedrückt ergeben sich folgende Werte:

	Höhe m	Vertikal- Distanz m	Horizontal- Distanz m	Gefälle %
Quelle-2460 m	2800-2460	340	3250	10,4
2460-2180 m	2460-2180	280	3125	8,9
2180-Mündung	2180-1910	270	2000	13,5
Quelle-Mündung	2800-1910	890	8375	10,6

b) Flächensysteme:

Pliocän.

2700er System: Vernela-, Zadrell-, Schwaderlochgletscher.

2500er System: Hinter den Bürgen, Augstböden.

2400er System: Im Kessi, unter Augstböden, Vereinaberg und Platten.

Präglacial.

2200er-2100er System: Vernelahütte, unter Platten, Talschluß oberhalb Wasserböden Fremdvereina.

Glacialzeit.

2000er System: Alp Vereina, Fremdvereina mit Wasserböden.

c) Moränen. Eiszeitliche Moränenbedeckung finden wir auf der rechten Talseite beim Eintritt in das Tal, Berghaus Vereina bis zu den Bürgen. Über die gut ausgebildeten Seiten- und Endmoränen orientiert die morphologische Karte II.

Rezenten Moränen begegnen wir auf der rechten Talseite bei den Augstböden, 2460–2580 m, und über der Vernelahütte. Die linke Talseite trägt vom Schwaderloch–Verstanklagletscher eine gewaltige rezente Moränendecke mit gut ausgebildeten Seiten- und Endmoränen.

d) *Rundhöcker*. Über die Verteilung der schön ausgebildeten Rundhöcker orientiert die morphologische Karte II.

e) *Überschliffene Felspartien*. Verteilung siehe morphologische Karte II.

f) *Felsriegel*. 2 kleine Stufen bei der Vernelahütte werden gebildet durch Felsriegel.

i) *Schuttkegel*. Große, trockene Schuttkegel werden vom Ungeheuerhorn aufgebaut und sie bestehen ausschließlich aus Amphiboliten; auf der rechten Talseite überwiegt Orthomaterial der Silvrettadecke.

k) *Gebängeschutt*. Infolge der schwächeren Böschung rechtsseitig treffen wir den Schutt in höheren Regionen, linksseitig zieht der Schutt infolge starker Böschung bis in das Tal hinunter.

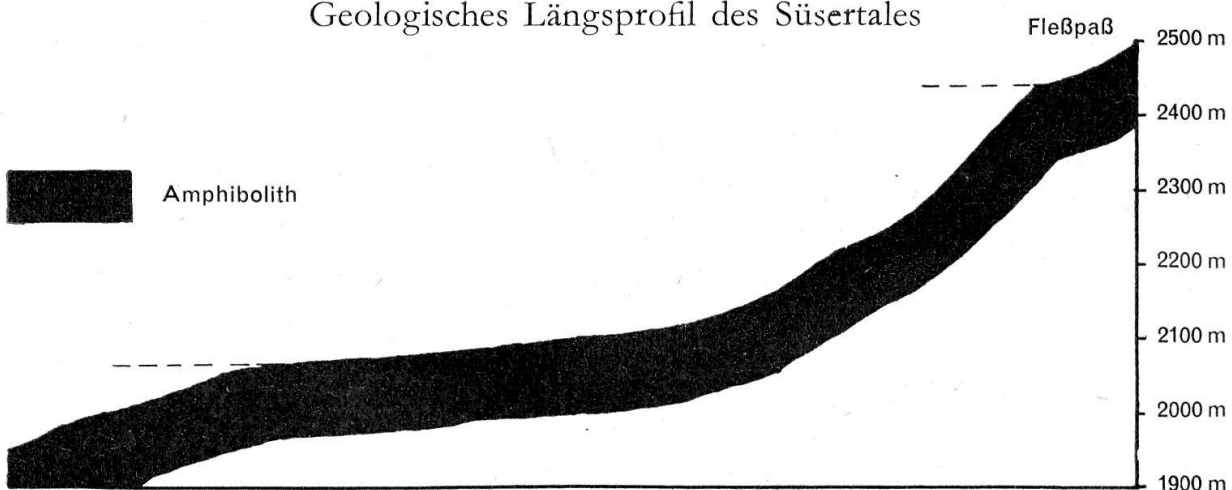
SÜSERTAL

Als zweites Nebental des Vereinatales mündet bei Fremdvereina das ca. 5 km lange Süsertal.

Lage

Wie aus der geologischen Übersichtskarte ersichtlich ist, verläuft das Süsertal in SE–NW-Richtung im Amphibolithzug. Die Wasserscheide liegt bei 2590 m (Vereinapaß), und bei 1950 m im Jörital wird die Erosionsbasis erreicht.

Geologisches Längsprofil des Süsertales



Entstehung

Das Süsertal ist ein Isoklinaltal, eingetieft in 40–60° gegen SW einfallenden Amphibolith, dessen Streichen NW–SE gerichtet ist. Primär folgte das Tal wahr-

scheinlich der Grenze Amphibolith-Paragneis, letzterer fällt mit 45° gegen Süden und streicht ungefähr W-E.

Landschaftsformen

a) *Talform*. Im *Querprofil* erkennen wir ein asymmetrisches Trogtal, bedingt durch das Einfallen der Schichten SW. Da der Fluß das Bestreben hat, im Schichtstreichen zu fließen, wird er an die linke Talseite abgedrängt und in der Folge entsteht eine steilere linke Seite (Schichtköpfe) und eine sanftere Böschung rechtsseitig.

Das *Längsprofil* läßt sich in 3 Abschnitte unterteilen: Der untere Teil zeigt ausgeglichenes und schwaches Gefälle, im mittleren Abschnitt einen stärkeren Anstieg mit einer großen Felsstufe und gegen die Wasserscheide zu wieder ein flacheres Stück.

In Zahlen ausgedrückt ergibt sich folgendes Bild:

	Höhe m	Vertikal- Distanz m	Horizontal- Distanz m	Gefälle %
Quelle-2440 m	2590-2440	150	1500	10,0
2440-2140 m	2440-2140	300	1000	30,0
2140-Mündung	2140-1950	190	2450	7,7
Quelle-Mündung	2590-1950	640	4950	12,9

b) *Flächensysteme:*

Pliocän.

2700er System: Schneetälligletscher.

2500er System: Schneetälli, Miesböden.

2400er System: Unter den Balmen.

2300er System: Dürrberg.

Präglacial.

2100er System: Talboden im Mittelstück des Tales.

c) *Moränen*. Gleich beim Eintritt in das Tal stoßen wir auf eine größere eiszeitliche Moränendecke mit 2 gut erhaltenen Längs- und Endmoränen. Von 2070-2110 m fehlt diese Bedeckung; sie setzt aber wieder ein bei 2110 m und reicht bis zu den Miesböden, mit einigen gut erhaltenen Längs- und Endmoränen gegen Schneetälli und Miesböden.

Rezente Moränen treffen wir im oberen Schneetälli. Die größte Endmoräne dämmt hier einen See ab. Weitere liegen vom Schneetälli gegen Miesböden.

d) *Rundhöcker*. Im Schneetälli und in den Miesböden treffen wir Rundhöcker, ferner beim Fleßpaß und bei 2200 m auf der rechten Talseite nahe der Mündung.

e) *Überschliffene Felspartien*. Sie liegen beim Fleißpaß, unter den Balmen und am Dürrberg.

f) *Felsriegel*. Beim Fleißpaß und nahe der Mündung bilden Felsriegel eine größere Stufe.

g) *Sackungen*. Eine größere Sackung auf der linken Talseite führte zur Überschwemmung des Talbodens und zur Bildung von mehreren Flußrinnen.

i) *Schuttkegel*. Eine große Zahl trockener Schuttkegel tragen beide Hänge im Mittelstück des Tales. Weitere liegen im Schneetälli und gegen Miesböden; alle bestehen aus Amphibolithen.

k) *Gebängeschutt*. Infolge der schwächeren Böschung reicht er auf der rechten Talseite höher hinauf als auf der linken.

m) *Bacheinschnitte*. Der Süserbach zeigt einen Einschnitt nahe der Mündung.

SEETAL

Als weiteres rechtsseitiges Nebental mündet bei Sardaska das 5,5 km lange Seetal in das Haupttal.

Lage

Das Tal verläuft ziemlich genau in N-S-Richtung und ist größtenteils in Mischgneis der Silvrettadecke eingebettet. Erst kurz vor der Mündung durchstößt es noch einen Amphibolithzug. Die Mündung liegt im Haupttal (Sardaskaalp, 1630 m), den Abschluß bildet der Seegletscher.

Entstehung

Das Tal liegt in ungefähr 35–40° nach NW einfallenden Mischgneis der Silvrettadecke. Die Streichrichtung verläuft ungefähr NNE–SSW. Die Talanlage ist geologisch bedingt; es ist ein Isoklinaltal.

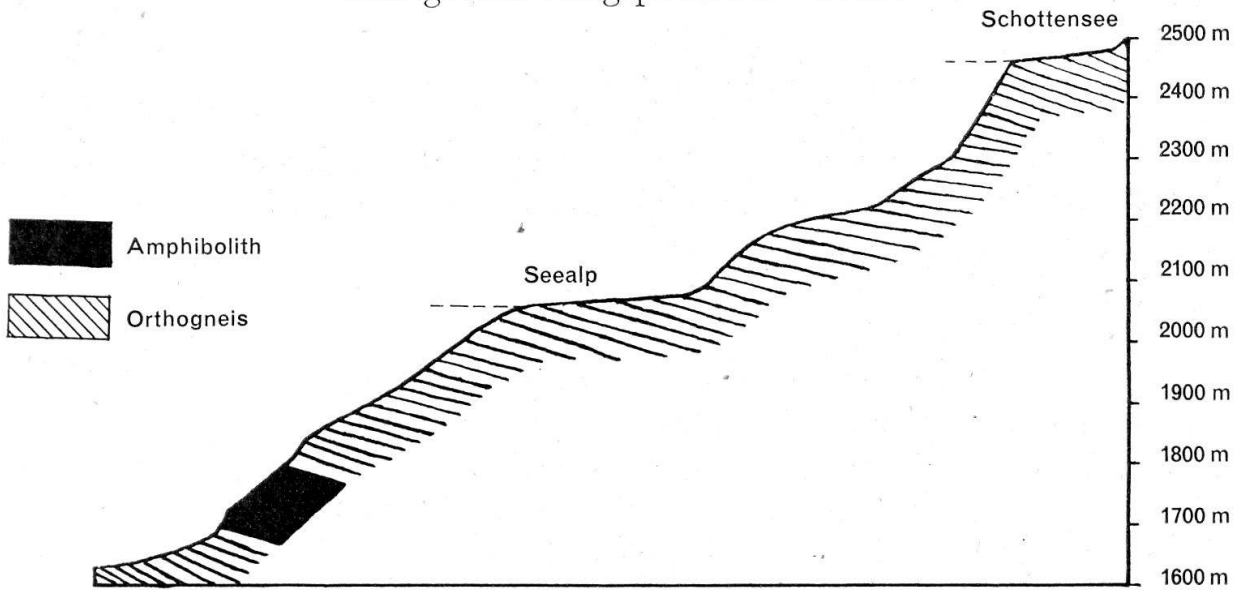
Landschaftsformen

a) *Talform*. Im *Querprofil* erkennen wir ein asymmetrisches Trogtal, bedingt durch die Lagerung der Mischgneise mit einer steilen Böschung rechtsseitig und einer schwächeren linksseitig. Letztere entstanden durch das langsame Nachrutschen der verwitterten Gesteinsmassen.

Vor der Mündung haben wir ein typisches V-Tal. Dieser Formwechsel kann mit dem Übergang in den Amphibolithzug (härteres Gestein) in Zusammenhang gebracht werden. Die Trogform muß jedoch der Gletschererosion zugesprochen werden.

Das *Längsprofil* läßt sich in 3 Abschnitte unterteilen: Kurz nach der Mündung ist eine große Felsstufe mit steilem Anstieg, gefolgt von einem Talboden mit einem See und einer kleinen Schuttstufe, übergehend in ein flacheres Stück. Der letzte

Geologisches Längsprofil des Seetales



Abschnitt leitet über eine große Felsstufe zum Boden des Schottensees über und endet mit stärkerem Anstieg gegen den Seegletscher.

Die erste große Stufe verdankt ihre Entstehung dem Amphibolithzug, während der folgende Boden und der See durch Gletschererosion geschaffen wurden, das heißt der Gletscher übertiefte das mittlere Talstück bis zum härteren Amphibolithzug, und im Laufe der Zeit wurde die geschaffene Mulde mit Flußgeschiebe und Gehängeschutt aufgefüllt.

In Zahlen ausgedrückt ergeben sich folgende Werte:

	Höhe m	Vertikal- Distanz m	Horizontal- Distanz m	Gefälle %
Quelle-2220 m	2780-2220	560	2250	24,8
2220-2060 m	2220-2060	160	1450	11,0
2060-Mündung	2060-1630	430	1750	24,5
Quelle-Mündung	2780-1630	1150	5450	21,1

b) Flächensysteme:

Pliocän.

2700er System: Seegletscher.

2400er System: Schottensee, Seetälli.

2300er System: Augstberg, Seetälli.

Präglacial.

2200er System: Augstberg.

2100er System: Hinterm See.

c) *Moränen*. Eine große eiszeitliche Moränenbedeckung finden wir auf der linken Talseite von 1700–2450 m. Viele Längs- und Endmoränen erstrecken sich von der Seealp gegen das Seetälli. Einige Moränenpflaster liegen auf der rechten Talseite. Das größte liegt gegen den Scheienpaß mit gut erhaltenen Endmoränen.

Rezente Ablagerungen liegen in der weiteren Umgebung des Schottensees, der selber von einem schönen Endmoränenwall abgeschlossen wird. Ferner finden sich welche gegen den Abschluß des Seetälli.

d) *Rundhöcker*. Solche treffen wir wiederum beim Schottensee, gegen den Seegletscher und im Seetälli.

e) *Überschliffene Felspartien*. Außer den unter Abschnitt d) genannten Örtlichkeiten treffen wir sie am Augstberg und Hüttenwanghorn.

f) *Felsriegel*. Den Abschluß des Schottensees bildet ein mächtiger Felsriegel. Diesem und der daraufliegenden Endmoräne verdankt der See seine Existenz. Ein weiterer Riegel liegt nahe der Mündung in das Haupttal.

i) *Schuttkegel*. Nasse Schuttkegel liegen auf der rechten Talseite zwischen Hinterm See und der Mündung. Sie werden von Orthogneismaterial aufgebaut.

Trockene Schuttkegel treffen wir in großer Zahl im Seetälli und auf der rechten Talseite beim Schottensee; Material ebenfalls Orthogneise der Silvrettadecke.

k) *Gebängeschutt*. Auf der rechten Talseite bis hinauf zum Seegletscher und gegen den Abschluß des Seetällis sind die Hänge stark mit Schutt bedeckt.

DIE GLETSCHER

Das Vorhandensein von nicht weniger als 15 Gletschern im Untersuchungsgebiet legt nahe, die Gletscher in einem speziellen Abschnitt etwas ausführlicher zu behandeln. Die Verteilung der Gletscher auf die einzelnen Täler ist folgende:

Zum Haupttal rechnen wir den Silvretta- und Verstanklagletscher, ferner Kleiner und Großer Wintertälligletscher und Roggengletscher, deren Abfluß zum Haupttal führt.

Schlappintal: Leidhornletscher, Keßler und Schilt.

Mönchalptal: Pischagletscher.

Vereina-/Jörital: Jörigletscher, Eisentälli- und Pischagletscher.

Süsertal: Miesbödingletscher, der heute nicht mehr bis in das Gemeindeareal reicht.

Vernelatal: Vernela-, Zadrell- und Schwaderlochletscher.

Seetal: Seegletscher.

Daß diese gewaltigen Gletschermassen als Gestaltungsfaktor bei der Talbildung maßgebend beteiligt waren, dürfte ohne weiteres einleuchten. Betrachten wir die morphologische Karte II, so erkennen wir den großen Anteil der Gletscherarbeit

in den Seitentälern und im oberen Teil des Haupttales, sei es in Form von Erosion (Kare, überschiffene Felsen und Rundbuckel) oder in der Akkumulation (Moränen).

Seit dem letzten größeren Vorstoß von 1880 sind die Gletscher stark zurückgegangen; das Abschmelzen erfolgte sowohl in horizontaler wie in vertikaler Richtung. Vergleichen wir die Gletscherenden der Aufnahmen der Landestopographie von 1881 mit dem heutigen Stande, so tritt der Rückzug deutlich zutage. In der nachfolgenden Tabelle veranschaulichen wir die Höhen der Gletscherenden von 1881 mit dem Stand von heute.

<i>Haupttal:</i>	1881	1949
Silvrettagletscher.....	2400 m	2470 m
Verstanklagletscher.....	2130 m	2400 m
Großer Wintertälligletscher....	2400 m	vollständig mit Schutt bedeckt
Kleiner Wintertälligletscher....	2280 m	2640 m
Roggengletscher.....	2420 m	2600 m
<i>Schlappintal:</i>		
Leidhornletscher.....	2400 m	2600 m
Schilt.....	2400 m	2590 m
Keßler.....	2430 m	2640 m
Im Kessi.....	2550 m	kein Gletscher
<i>Mönchalptal:</i>		
Pischagletscher.....	2520 m	kein Gletscher
<i>Vereina-/Jörital:</i>	1881	1949
Jörigletscher.....	2500 m	2600 m
Roßtälligletscher.....	2500 m	kein Gletscher
Eisentälligletscher.....	2400 m	2660 m
Pischagletscher.....	2480 m	2700 m
<i>Vernelatal:</i>		
Schwaderlochletscher.....	2460 m	2620 m
Zadrellletscher.....	2530 m	2720 m
Vernelagletscher.....	2520 m	2700 m
<i>Seetal:</i>		
Seegletscher.....	2500 m	2580 m

Zum Silvrettagletscher möchten wir noch bemerken, daß der Gletscher 1881 im Medje- und Galtürthäli auf 2430 m hinunterreichte, während heute nur eine ganz schmale Zunge bis 2470 m reicht.

Aus der Tabelle erkennen wir, daß die Gletscherenden heute 100–300 m, beim Kleinen Wintertälligletscher sogar 360 m höher liegen.

Als spezielles Beispiel möchten wir noch den Rückzug des Verstanklagletschers näher beschreiben. Dieser Gletscher erhielt den Vorzug, da Herr Flury, Kreisförster in Saas, so freundlich war, mir die Resultate seiner Messungen an diesem Gletscher seit 1926 zur Verfügung zu stellen. Ich möchte nicht unterlassen, Herrn Kreisförster Flury für sein Entgegenkommen meinen besten Dank auszusprechen.

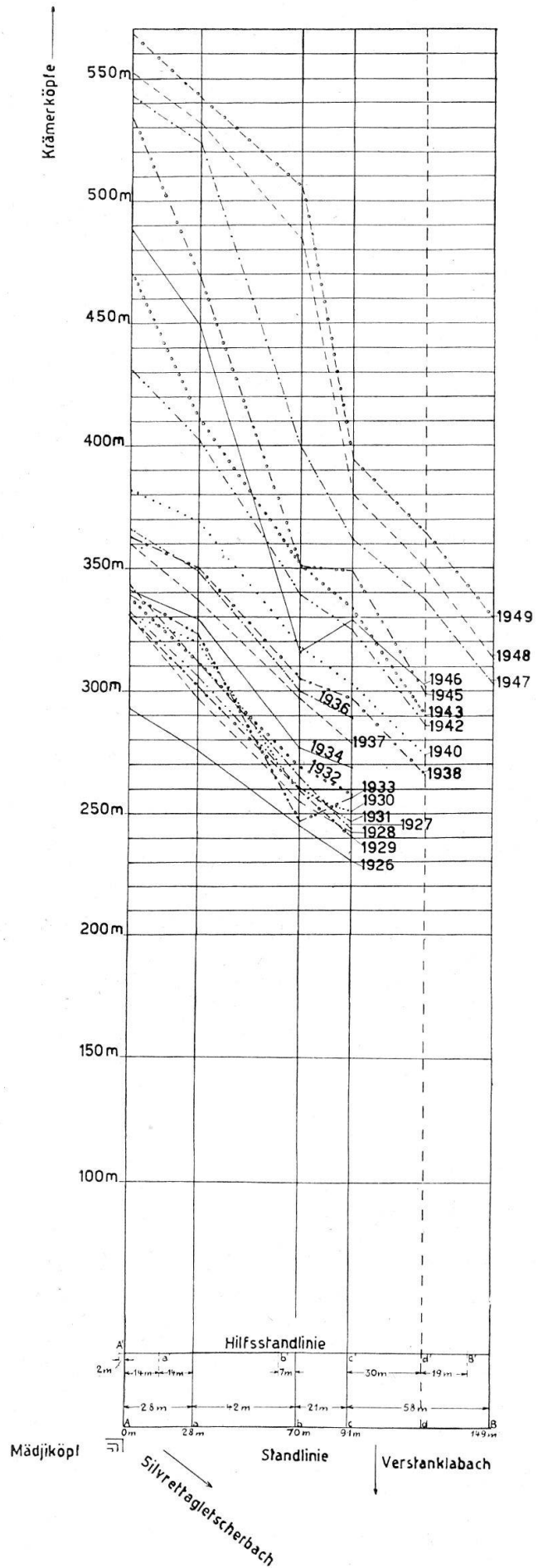
Beim Verstanklagletscher wurde der horizontale Rückzug in Metern seit 1926 gemessen. In den Jahren 1935, 1939, 1941, 1944 wurden die Messungen nicht ausgeführt.

Bis zum Jahre 1937 wurde von 4 Fixpunkten aus zum jeweiligen Gletscherende gemessen. Nachdem die Gletscherzunge stark abgeschmolzen war, konnte im Jahre 1938 ein fünfter Fixpunkt berücksichtigt werden. Der gleiche Vorgang gestattet im Jahre 1947 einen sechsten Fixpunkt einzuführen.

Die erhaltenen Werte in einer Tabelle zusammengefaßt, ergeben folgendes Bild:

Jahr	Beobachtungspunkte (Ordinaten)						Gletscherbewegung	
	A	a	b	c	d	B		
1926	239	276	245	231			—	
1927	343	312	265	244			—	
1928	330	297	255	242			+	
1929	330	302	260	241			—	
1930	331	320	258	251			—	
1931	332	306	261	247			+	
1932	338	312	269	258			—	
1933	339	323	247	257			+—	
1934	341	329	277	269			—	
1935			nicht beobachtet					
1936	366	349	300	289			—	
1937	360	337	297	279			+	
1938	363	350	305	297	266		—	
1939			nicht beobachtet					
1940	382	369	318	303	274		—	
1941			nicht beobachtet					
1942	431	402	339	325	286		—	
1943	470	411	351	334	290		—	
1944			nicht beobachtet					
1945	534	469	351	349	299		—	
1946	488	449	316	329	302		+	
1947	543	524	399	362	337	303	—	
1948	552	532	484	380	350	313	—	
1949	568	542	505	394	364	329	—	

Rückzug der Verstanklagletscherzunge 1926 - 1949



Aus der Tabelle geht hervor:
 Gletschervorstoß in den Jahren 1928, 1931, 1937, 1946.
 Stationär in den Jahren 1933.
 Gletscherrückzug in den Jahren 1927, 1929, 1930, 1932, 1934, 1936, 1938, 1940,
 1942, 1943, 1945, 1947, 1948, 1949.

Vergleichen wir noch die einzelnen Punkte:

	A	a	b	c	d	B
Gletschervorstoß	3	4	5	6	—	—
Stationär	1	—	1	—	—	—
Gletscherrückzug	15	15	13	13	8	2

(Punkt d wird seit 1938 gemessen, Punkt B seit 1947.)

Aus der Tabelle erkennen wir, daß die Gesamtgletscherzunge seit 1926 nur viermal vorgestoßen ist, einmal stationär blieb und vierzehnmal zurückwich. Ein ähnliches Bild zeigt die Tabelle der einzelnen Punkte seit 1926.

In 20 Jahren betrug der mittlere Rückzug der Gletscherzunge ungefähr 180 m. Das stärkere Zurückweichen der Gletscherzunge auf der rechten Talseite ist auf die längere und intensivere Sonnenbestrahlung zurückzuführen.

Zum Schluß zeigen wir den Rückzug in einer graphischen Darstellung.

BERGSTÜRZE

Einige größere und kleinere Berg- und Felsstürze beeinflussen das Landschaftsbild des Gemeindeareals von Klosters.

Die beiden größten Bergstürze, Totalp und Gotschna, wurden schon von mehreren Autoren beschrieben, so daß wir uns mit einer kurzen Skizzierung und dem Hinweis auf die Literatur begnügen.

1. Totalpbergsturz

Der erste, der auf die Bergsturnatur zwischen Klosters und Wolfgang hinwies, war H. Mylius. Eine Beschreibung des ganzen Gebietes, auf Grund eingehender Untersuchung liegt vor von J. Cadisch (1921). In einer Publikation von J. Sölch (1935) wird der Bergsturz im Zusammenhang mit der Talumkehr Davos-Klosters erwähnt. Ferner wird der Bergsturz angeführt in einer Arbeit von L. Krasser (1939). Die Heimat des Sturzmaterials liegt außerhalb des Untersuchungsgebietes im Total- und Stützgebiet.

Die Sturzmassen brandeten vorerst an der gegenüberliegenden Talseite auf und setzten viele Trümmer im Drusatschagebiet ab, während ein mächtiger Strom tal-

auswärts gegen Klosters floß. J. Cadisch schätzt die ganze Sturzmasse auf ungefähr 600 Millionen m³.

In unserem Gebiet reicht das Bergsturzmateriale bis zum Kohlplatz in Selfranga.

Das Alter des Bergsturzes ist spätglacial. Beim Weiher wird er von wenig mächtiger Moränendecke überlagert. Das Material besteht aus Serpentin. Auf der rechten Talseite ist es gemischt mit Gneisblöcken aus dem Hörnligebiet.

J. Cadisch fand im Untersuchungsgebiet keine Stelle, wo der Totalp- den Gotschnabergsturz überlagert oder umgekehrt. Deshalb nahm er für beide Bergstürze spätglaciales Alter an. Obschon diese Altersbestimmung nach unserer Ansicht stimmt, muß der Gotschnabergsturz etwas jünger sein. Beim Weiher zeigt sich nämlich folgendes Bild: der Totalpsturz wird deutlich von Moräne überdeckt, während das Gotschnamaterial auf die Moräne zu liegen kommt. Daraus resultiert, daß beide Bergstürze wohl spätglacial niedergefahren sind, aber der Gotschnabergsturz etwas später.

2. Gotschnabergsturz

Das Verdienst, diesen Bergsturz zuerst erkannt zu haben, darf wohl Rothpletz (1900) zugesprochen werden. J. Cadisch (1900) hat dann eine genaue Kartierung und Altersbestimmung vorgenommen.

Die sehr gut erhaltene Abrißnische zieht von Punkt 2131 m (Kälbertschuggen) zum Gipskilchli unter Gotschnagrät. Die Ursache des Sturzes liegt hauptsächlich in tektonischen Momenten: starkes Nordfallen und Brüche; außerdem war die ziemlich mächtige Gipsschicht vom Gipskilchli ein wesentlicher Faktor.

Das Sturzmaterial reicht bis Klosters-Brücke und zur Landquart hinunter. Es besteht vorwiegend aus Hauptdolomit und gegen Westen aus Kristallin, aber auch die andern Elemente der Aroser Schuppenzone sind vertreten. Das Alter wurde bei der Beschreibung des Totalpbergsturzes festgesetzt mit Spätglacial, jedoch jünger als der Totalpbergsturz.

3. Monbieler Bergsturz

Eine ausführliche Beschreibung des Sturzes und der geologischen Beschaffenheit des Gehänges liegt vor von M. Blumenthal (1925). Ferner findet der Bergsturz bei L. Krasser (1939) und F. Hew (1945) Erwähnung. Die Abrißnische liegt auf ungefähr 1600 m über dem Dorf Monbiel. Der untere Rand des Sturzes liegt bei 1260 m unterhalb der Straße.

Der Sturz ging 1770 auf das Dorf nieder und zerstörte einen Großteil der Häuser und Ställe. Die Ursache des Sturzes ist auf unvernünftiges Abholzen und einen später einsetzenden großen Regenfall zurückzuführen. Das Material besteht aus Gneisen der Basalschuppe. Im Dorf fanden wir Felsblöcke von der Größe:

11 × 6,5 × 2,5 m

6 × 5 × 3 m

6 × 4,5 × 3 m

Mit der Kartierung des Bergsturzes (nach Krasser 1939) sind wir nicht einverstanden. Er verlegt die Abrißnische ins Gebiet der Älpelti, also viel zu hoch; in Wirklichkeit aber liegt sie bei 1600 m. Außerdem zieht er den Sturz bis zur Landquart, obschon er bei 1260 m endet. Deshalb kann seine Annahme, daß der Bergsturz die Landquart auf die andere Talseite gedrängt habe, nicht stimmen. Der Fraschmardin-Schuttkegel war es, der die Landquart zur Seite drängte.

4. Felssturz Tressaura

Obschon dieser Sturz eine viel größere Fläche bedeckt als der Monbieler, wird er in der Literatur nicht erwähnt. Die Abrißnische liegt unter dem Älpeltispitz auf ca. 2300 m. Viel Sturzmaterial treffen wir in der Tressaura. Unterhalb dieser Örtlichkeit teilt sich die Sturzbahn; ein Arm führt in das Tobel, der andere über die Alp. Der untere Rand liegt bei ungefähr 1400 m.

Das Alter dürfte postglacial sein, da der Bergsturz an keiner Stelle von Moräne überdeckt wird. Das Material besteht aus Gneisen der Basalschuppe und Silvretta-decke.

5. Felssturz Cunnrüfi

Einen weiteren Felssturz treffen wir in der Cunnrüfi. Die Abrißnische liegt in 2000 m in der Cunnrüfi und reicht bis hinunter zur Ganda. Unter dem Weg nach Matätsch (1265 m) liegt noch ein Gneisblock von der Größe

9 × 8,5 × 7,5 m

Das Alter dürfte auch hier postglacial sein. Die Sturzmasse besteht aus Gneisen der Basalschuppe und Silvrettadecke.

6. Felssturz Schwanzmäder

Ein großes Trümmerfeld erstreckt sich von den Schwanzmädern gegen den Erlenberg. Das Sturzmaterial ist aus der Sulzfluhkalkwand über Schwanzmäder (1660 m) losgebrochen und reicht bis unter 1400 m. Das Material besteht aus Sulzfluhkalk.

7. Felssturz Vereina

Bei der Alphütte von Vereina liegen unzählige Felsblöcke, die von der Wand unter den Platten in ungefähr 2100 m losgebrochen sind. Die Masse dürfte in postglacialer Zeit niedergegangen sein, und sie besteht aus Gneisen der Silvrettadecke.

8. Felssturz Bannwald

Auch dieser Sturz ging in postglacialer Zeit nieder. Der Anriß dieser Masse liegt im Bannwald in ungefähr 1600 m und endet nahe dem Mönchalpbach in 1340 m. Das Material besteht aus Dolomit, Liasschiefer und Radiolarit.

9. Felssturz Novaiersäß

Ungefähr 1790 stürzte eine größere Felsmasse auf das Novaiersäß nieder. Die Masse löste sich von den vorgelagerten Felsköpfen des Obersäß (Tabäkler) auf der linken Seite des Vereinabaches. Die Sturzmasse reicht bis gegen Alp Novai. Das Material besteht aus Gneisen der Silvrettadecke.

10. Felssturz Verstankla

Eine größere Felsmasse stürzte 1940 in das Verstanklatal. Sie löst sich auf der linken Seite des Verstanklabaches in den Riswängen auf ca. 2100 m. Es handelt sich auch hier um Gneise der Silvrettadecke.

II. Felssturz im Tal

Der jüngste Felssturz im Untersuchungsgebiet ereignete sich im Tal in der Nacht vom 25. auf den 26. Juni 1948, eine Woche vor meiner Ankunft in Klosters. Da ich kurze Zeit nach dem Niedergang das ganze Gebiet mit meinem Freunde R. Gees untersucht habe, möchten wir diesen Felssturz etwas eingehender behandeln.

Die Abrißnische befindet sich in 2020 m. Der Schuttstrom kam glücklicherweise vor der ersten Verbauung zum Stillstand, so daß er außer der verschütteten Brunnenstube der Gemeinde keinen größeren Schaden anrichtete. Der Schuttstrom hat 2 Ablenkungen erfahren; von der rechten Talseite wurde er nach Campiolssegg abgedrängt und von dort wiederum auf die rechte Talseite. Diese beiden Ablenkungen bewirkten eine starke Geschwindigkeitsverminderung des Stromes und somit einen frühzeitigen Stillstand. Auf der linken Seite bei Campiolssegg und unter dem Wald wurden ca. 20 m der Alluvionen wegerodiert. Anrisse, durch die fließende Schuttmasse hervorgerufen, trifft man bis zum Flyschtschuggen. Auf der rechten Talseite, auf halber Strecke der Sturzbahn, sind mehrere Bodenrisse entstanden.

Das Ablagerungsgebiet: Im oberen Teil (Anrißnische) liegt außer dem grobblockigen Schuttstrom viel feines Material. Von Campiolssegg bis «Fine Lade» liegt vorwiegend grobblockiges Material. Auf der Höhe von Klein-Versit nimmt die Schuttmächtigkeit bis auf wenige Meter ab, dann folgt wieder ein Anwachsen der Schuttmächtigkeit, die auf der Höhe von Groß-Versit mit ca. 20 m das Maximum erreicht. Die größten Blöcke liegen zwischen Klein- und Groß-Versit. Die größten sind:

$$8 \times 5 \times 2 \text{ m}$$

$$4,5 \times 6,5 \times 4,5 \text{ m}$$

$$6 \times 10 \times 3 \text{ m}$$

Weiter talabwärts erreicht der Strom eine Breite von ca. 50 m und 7 m Höhe. Auch im untersten Teil liegt noch ein Block von der Größe:

$$5 \times 2 \times 4 \text{ m}$$

Da dieser Block sehr lose auf seiner Unterlage liegt, muß man annehmen, daß er sehr spät herunterkam, teilweise durch die Luft flog und zuletzt noch ein Stück weit auf dem Schuttstrom weiterrollte. Das Material besteht aus Gneisen der Silvrettadecke.

Im Tal sind jedoch schon früher Felsmassen losgebrochen. Ein Anriß liegt auf der linken Talseite in ungefähr 1800 m. Von diesem Sturz liegen mächtige Felsblöcke im Fetzi zwischen den Ställen auf 1440 m. Die 2 größten messen:

$$4,5 \times 5,2 \times 4,1 \text{ m}$$

$$12,5 \times 9,0 \times 7,2 \text{ m}$$

Auch in diesem Falle handelt es sich um Gneise der Silvrettadecke.

FLUSSVERLEGUNGEN

Einheitliche Talfurche Schlappin-Davos

Heim, Alb. (1878) vermutet, das Schlappintal sei als ehemaliger Oberlauf des Landwassertales anzusehen. Durch rückwärtsschreitende Erosion der Landquart sei dann das Landwassertal angezapft worden.

Sölch (1935) tritt dieser Ansicht von Alb. Heim entgegen. Die Richtungsänderung des Schlappinbaches von Süd auf West mußte lange vor der Ausbildung des präglacialen Talbodens erfolgt sein. Dies geschah nicht durch Anzapfung, sondern durch Epigenese.

Flußumkehr Landwassertal

Über diese Umkehr wurde schon so viel geschrieben, daß wir uns damit begnügen, die wichtigsten Ergebnisse kurz zu skizzieren. Im übrigen verweisen wir auf die zahlreichen, schon erschienenen Publikationen. Eine gute Zusammenfassung der verschiedenen Theorien finden wir bei J. Cadisch (1925/26).

Jennings, V. (1899) ist der erste Autor, der die Zugehörigkeit des Landwassers zur Landquart postulierte.

Eisenmenger, G. (1906/07) sieht im nordwärts gerichteten Gefälle der alten Talbödenreste den Beweis einer früheren Entwässerung des Landwassers nach der

Landquart. Er vermutet, daß das Tal postglacial durch Moränen beim Wolfgang und bei Frauenkirch verbarriadiert und demzufolge ein See gestaut worden ist, der seinen Abfluß nach Süden nahm.

Janczewski, E. (1918) versuchte die Behauptungen Eisenmengers zu präzisieren und zu beweisen.

Brauchli, R. (1921) stellt fest, daß das Albula-Erratikum bis 1450 m nördlich des Albulatales reicht, um weiter hangaufwärts der Landwassermoräne Platz zu machen. Er schloß daraus, daß bei mittlerem Eisstande der Albulagletscher das ganze Tal unterhalb Filisur erfüllte, so daß kein Landwassereis gegen Süden fließen konnte. Bei hohem Eisstande hingegen erhielt der Albulagletscher Eiszufluß aus dem Landwassertal. Es hätte ein Kampf um den Raum zwischen Silvretta- und Albulagletscher stattgefunden, wobei jeder derselben dem andern das aus dem Davosertal stammende Eis zuschob.

Cadisch, J. (1925/26) deckt seine Untersuchungen mit denjenigen von G. Eisenmenger, nur setzt er an Stelle der nördlich stauenden Moränenmasse den Totalbergsturz.

Sölch, J. (1935) tritt der Ansicht der vorangehenden Autoren entgegen. Er nimmt an, daß das Landwasser bereits im Präglacial nach Süden floß, und diese Laufrichtung habe mit dem Drusatscha-Bergsturz ursprünglich nichts zu tun. Dagegen zieht er die Möglichkeit in Erwägung, daß das Landwasser zeitweilig am Ende der letzten Eiszeit nach Norden floß, weil ihm Moränen den älteren Ausweg nach Süden verstopften, und der Bergsturz von Drusatscha hätte die alte Laufrichtung wieder hergestellt.

Krasser, L. teilt die Auffassung von Sölch. Er glaubt jedoch nicht an eine Entwässerung des Landwassers nach Norden am Ende der letzten Eiszeit, wegen des Fehlens des Flüelagranites. Nach ihm mußte das Landwasser schon im vorletzten Interglacial, wenn nicht überhaupt schon im Präglacial, nach Süden entwässern. Nach unserer Meinung scheint die Ansicht von J. Cadisch am ehesten der Wirklichkeit zu entsprechen. Die These von Krasser müssen wir ablehnen, da wir in Klosters-Brücke wie auch im Ried Flüelagranit gefunden haben. Außerdem halten wir die Möglichkeit, daß das Landwasser den Lauf mehrmals änderte, nicht für ausgeschlossen.

Epigenese Schliffitschuggen

Der ursprüngliche Lauf des Schlappinbaches lag auf der rechten Talseite. Im heutigen jungen Bachlauf sind beim Schliffitschuggen in der Felswand, in 20–25 m Höhe, Kolke und Strudelbecken erhalten, die auf ein höheres Flußniveau hinweisen. Die erste Talanlage wurde durch Brüche vorgezeichnet. Dieser Lauf wurde dann durch Gletschermaterial verstopft und der Fluß nach der linken Talseite gedrängt, wo er eine kleine Seitenmoräne durchstieß. Postglacial wurde dieser Lauf durch den Bergsturz von Cunnrüfi zugeschüttet, worauf sich der Fluß wieder

rechtsseitig im alten Flußbett einschnitt. Da die Moräne überall von Bergsturzmaterial bedeckt wird, ergibt sich für den Bergsturz wie auch für die Epigenese postglaciales Alter.

Epigenesen Vereinatal

2 weitere Epigenesen treffen wir im Vereinatal. Beim Felsriegel innerhalb Alp-
Stutz (1860 m) befindet sich ein alter Bachlauf auf der rechten Talseite, während sich der junge Lauf linksseitig eingeschnitten hat. Der Stutzbach zeigt eine weitere Talverlegung. Wahrscheinlich wurde sie bestimmt durch die Kluftrichtung N 131° E 90°. Der alte Stutzbach stürzte über die Platten herunter, während der junge Lauf auf die rechte Talseite abgedrängt wurde.

Epigenesen Mönchalpbach

Der Mönchalpbach hat seinen Lauf mehrmals geändert. So treffen wir eine alte Rinne hinter dem Schießplatz südlich Selfranga. Durch eine weitere führt heute ein Sträßchen von Leusücken über Selfranga nach Klosters-Bad und eine letzte Rinne weist auf einen direkten Abfluß in das Dogje-Loch hin. Einige kleinere, alte Talläufe treffen wir noch im unteren Teil des Haupttales, so in Cavadura, Bosca, von Boden gegen Mauren und im Tobel.

HOCHWASSER, RÜFINEN UND LAWINEN

Im Untersuchungsgebiet haben diese 3 Elemente immer wieder große Schäden angerichtet und das Landschaftsbild umgestaltet. Deshalb werden wir die wichtigsten Ereignisse kurz skizzieren.

Hochwasser

1762 herrschte in Klosters eine fürchterliche Wassernot, am schlimmsten beim Zusammenfluß Landquart-Schlappinbach. Am rechten Ufer, auf der Au, wurden 2 Heimwesen samt Ställen weggetragen. 1910 (ab 15. Juni) litten speziell Klosters-Brücke und Serneus unter dem Hochwasser der Landquart. Vom 15. Juni bis 1. August war der Betrieb auf der Rhätischen Bahn auf dieser Strecke eingestellt.

Rüfinen

Am 21. und 22. Juni 1900 wurden durch 2 Hagelwetter gewaltige Rüfinen oberhalb Klosters und Monbiel ausgelöst. Sie drangen durch die Wiesen und Dörfer bis zur Landquart vor und richteten großen Schaden an. Große Rüfinen waren gleichzeitig in Schlappin und Schlappintobel losgebrochen. Eine Rüfi staute den Schlappinbach bei den vorderen Häusern des Dorfes, so daß der ganze Schlappin-

boden unter Wasser zu stehen kam. Als die Schuttmassen dem Wasserdrucke nachgaben, stürzten die Fluten als wilder Strom talabwärts gegen Klosters, großen Schaden anrichtend.

Lawinen

Am 25. Januar 1689 stürzten große Schneemassen von der Cunn nach Canda (oberhalb Klosters-Dorf) und vom Gotschnawang bis zur Landquart. Am 5. März 1817 löste sich eine große Lawine von der Cunn und bedeckte das ganze Areal bis Bühl. Das Dörfchen Schlappin wurde dadurch von der Außenwelt abgeschnitten. 1892/93 stürzten große Lawinen zu Tale, speziell im Schlappintale. Vom 4. bis 6. Februar 1935 fielen gewaltige Schneemassen, die zur Loslösung von mächtigen Lawinen führten. Viele Maiensäbhütten und Ställe wurden zerstört. Die meistbetroffenen Örtlichkeiten waren: Außer- und Innerkinn, Lauenenzughorn, Schwendi, Rüti, Maiensäbalp und Schlappin. Die Lawinen schlugen teilweise ganz neue Wege ein und fegten uralte Waldbestände weg, so über Maiensäbalp und Schlappintobel.

BERGBAU

Obschon heute im ganzen Gemeindeareal kein Bergbau mehr getrieben wird, belehren uns die Überlieferungen, daß in der Zeit von 1480 bis 1880 der Bergbau periodisch in Blüte stand. Deshalb werden wir die geschichtlichen Daten kurz anführen. Es handelte sich um Silber- und Bleigruben auf Gotschnaboden. In einer Urkunde erließ Herzog Sigismund den Klostersern die Abgaben, um den Bergbau zu fördern. Wahrscheinlich wurde schon früher Erz abgebaut. Im Schwaderloch (im äußeren Kinn bei Küenisboden) dürfte diese Grube gelegen haben. Der Name Schwaderloch bedeutet nämlich Schwadenloch oder Rauchloch, was darauf hindeutet, daß hier noch durch Feuer Erz abgebaut wurde. 1536 suchte man nach Erzen und fand diese in Spärta und Gatschiefer. 1544 erfolgten weitere Erzfunde in Klosters und Casanna. Der Transport des Casannaerzes ging über den heutigen Alpweg Casanna nach Küblis. 1559 wurde der Erzbau eingestellt. Gegen 1600 wurde der Betrieb wieder aufgenommen. Nach dem damaligen Bergrichter Chr. Gadmer waren es folgende Gruben:

1. Im Wald heruf gegen Münchalpen: Grube St. Jakob und St. Paulus.
2. Dieshalben bei der Brugg: Gruben zu St. Johann und unserer Frauen.
3. By der Walts-Rüti in der Äujen: Grube St. Andreas.
4. Cunn in Schlappin: Grube zu unseren Frauen.
5. Auf Saaseralp ob dem Gaisweg: Grube St. Michael.
6. Auf Casanna unter dem wilden Mann: Grube St. Jakob.

1618 hörte der Bergbau wieder auf.

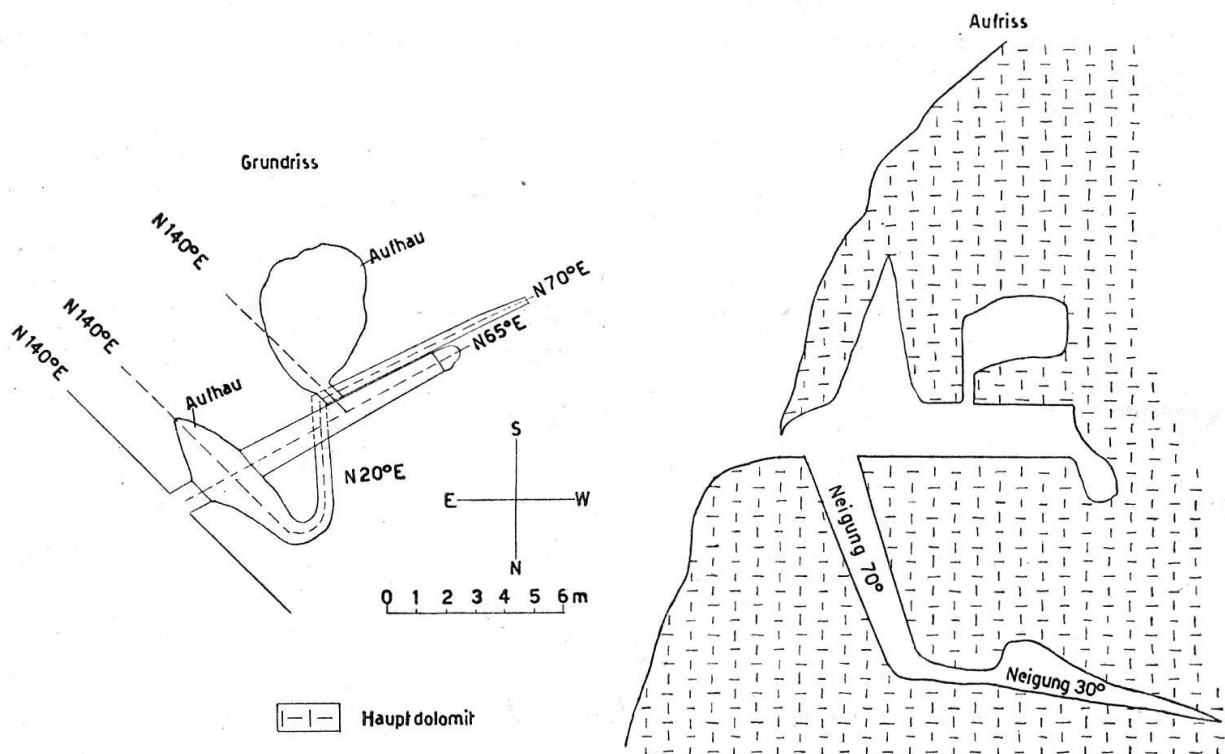
1771 wurde ein Versuch unternommen, in Klosters eine Silberschmelze zu eröffnen, jedoch ohne Erfolg.

1816–1829 war in Klosters ein Zinkofen in Betrieb.

1880 ging das letzte Unternehmen, das sich mit dem Abbau von Gips am Gotschnaboden beschäftigt hatte, ein.

1914, beim Ausbruch des Ersten Weltkrieges, scheiterte der letzte Versuch zur Ausbeutung des Casannaerzes.

Plan der Erzgrube von Casanna



Mit meinem Freunde R. Gees besuchte ich 2 ehemalige Bergwerke. Zur ältesten Abbaustelle, dem Schwaderloch, führte uns Herr Guhler aus Klosters. Leider war es uns nicht möglich, weit in den Stollen vorzurücken, da dieser eingestürzt war. Das Erz liegt hier in der Basalschuppe; als Nebengestein erkennt man Turmalin-Pegmatite. Mehr Glück war uns beim Casanna-Bergwerk beschieden. Diesmal begleitete uns Herr Hitz aus Klosters. Es war uns möglich, in die Stollen vorzustoßen und Größe und Richtung der Anlage festzulegen. Daß ein Bergbau hier nicht rentieren kann zeigten uns die Stollen, die auf kurze Distanz immer wieder die Richtungen und Höhenlage änderten. Das Erz ist nicht durchgehend vorhanden, sondern findet sich als Imprägnation in schwach kieseligen und brecciösen Ne-

stern des Dolomites. Außer diesem Manganerz gibt es ganz wenig Brauneisen. Die Analysen nach Cadisch zeigen folgendes Bild:

	Analyse 1	Analyse 2
Mn	33,8 %	30,8 %
SiO ²	14,24%	3,68%

Beilage: 1
Grubenplan

MINERALQUELLEN

Nur eine Quelle liegt im Untersuchungsgebiet. Es ist die Schwefelquelle von Serneus-Bad.

Von der Station Serneus aus wird das am linken, südlichen Ufer der Landquart und am Nordfuß der Casanna gelegene Bad in 20 Minuten erreicht. Es ist zwischen den dicht bewaldeten Abhängen der Casanna und der Landquart gelegen und mit schönen Spazierwegen versehen. Das Hotel besteht aus 2 miteinander verbundenen Gebäulichkeiten und kann 80 Kurgäste aufnehmen. Das Bad ist an das Hotel angeschlossen. Die Heilquelle, die seit Jahrhunderten im Sommer durchschnittlich 60 Kurgästen Erholung brachte, wurde 1942 geschlossen. Im Winter blieb das Bad immer geschlossen. 1943/44 dienten die Räume der Armee als Internierungslager. Infolge Beschädigung durch die Internierten und weil die Einrichtungen stark veraltet waren, konnte das Bad 1945 nicht mehr eröffnet werden. Wie mir mitgeteilt wurde, dürfte der größere Teil der Gebäulichkeiten abgerissen werden, um später einem kleineren, moderneren Bad Platz zu machen.

Die Mineralquelle entspringt im Bündnerschiefer des Penninikums. Eine Analyse wurde 1875 von Herrn Prof. Husemann vorgenommen.

Für die Quelle ergibt sich folgende Zusammensetzung:

A. Fixe Bestandteile:

Doppeltkohlensäure Magnesia	1,589 g
Doppeltkohlensäures Natron	0,917 g
Schwefelsaures Natron	0,767 g
Schwefelsaures Kali	0,127 g
Schwefelsaure Alkalien	0,894 g
Doppeltkohlensäures Fe-oxydul	0,004 g
Doppeltkohlensäures Mn-oxydul	0,003 g
Doppeltkohlensäurer Kalk	3,565 g
Kieselsaures Natron	0,173 g
Chlornatrium	0,017 g
Tonerde	0,004 g
Summe der festen Bestandteile	7,166 g

B. Gasförmige Bestandteile:

Kohlensäure, freie und halbgebundene	3,140 g
Kohlensäure, freie	1,234 g
Schwefelwasserstoff	0,013 g
Berechnet man die Gase auf Volumina, so enthalten 10 000 g Wasser (bei 0°, 760 mm Hg Luftdruck):	
Kohlensäure, freie und halbgebundene	1503,3 cm ³
Kohlensäure, freie	625,9 cm ³
Schwefelwasserstoff	8,9 cm ³

ZUSAMMENFASSUNG

Die im Verlaufe der Arbeit gewonnenen Resultate seien hier kurz zusammengestellt.

Die primäre Talanlage sämtlicher Täler ist geologisch-tektonisch bedingt. Diese Täler sind eingesenkt in große Verebnungen, die über den Taltrögen liegen und welche uns den Zustand des Gebirges vor der Gletscherzeit anzeigen.

Die in den Längsprofilen der verschiedenen Täler vorhandenen Talstufen stellen vorwiegend die Endstücke ehemaliger, von unten nach oben erfolgter Talbildungen dar, zum Teil mitbedingt durch den Härtewechsel der Gesteine. Außerdem entstanden Stufen durch Aufstau seitlicher Bachschuttkegel und Bergsturzmaterial (Schuttstufen). Die verschiedenen Querprofile zeigen uns sowohl fluviatile wie auch glaciale Abtragungsformen, die durch den Gesteinswechsel und die Lagerungsverhältnisse stark beeinflußt wurden.

Das Haupttal und die Nebentäler zeigen im Oberlauf trogähnliche Formen, geschaffen durch Glacialerosion, gegen den Unterlauf hin folgt ein Übergang in V-Form mit fluviatiler Erosion. Eine Ausnahme bilden Vereina- und Süssertal, die durchgehend Trogform aufweisen.

Bei der Verwitterung stellten wir außer der Gesteinsbeschaffenheit den Einfluß fest von: Niederschlag, Insolation und Spaltenfrost. Wir zeigten, daß das Maximum der Niederschläge im Rätikon bis Klosters reicht, während gegen die Silvretta und das Davosertal eine starke Abnahme zu verzeichnen ist. Spaltenfrost und Insolation wirken in den höheren Gebirgsgegenden und erreichen das Maximum in Gletschernähe.

Zum Schluß versuchten wir noch eine Altersgliederung der hochgelegenen Verebnungen zu geben. Wir folgten hier u. a. der Altersgliederung von J. Cadisch im Davosertal. Von den gestaffelten Verebnungsflächen als Pliocän, oben vielleicht älter, betrachten wir die Reste der Flächensysteme von 2200–2700 m.

Präglacial: Die Reste der Flächenstücke bei 2100–2200 m; sie begrenzen oben die Taltröge.

Günzeiszeit: Die Reste eines Flächensystems bei 2000 m im Vereinaltal.

Tiefenerosion.

Reste eines Flächensystems bei 1800 m im Vereina- und Mönchalptal.

Tiefenerosion.

Sehr spärliche Reste von Flächensystemen bei 1600, 1400 und 1300 m.

Im Verhältnis zum Rheintal blieb das Tal der Landquart ein Stufen- und Hängetal mit unausgeglichenem Gefälle und schluchtenartigem Ausgang ins Rheintal.

Zu den erdgeschichtlich jüngsten Vorgängen gehören:

Letzte Interglacial: Schlucht des Landwassers (Davos-Klosters). Anzapfung des ehemaligen Jöritales und Ablenkung in die heutige S-N-Richtung.

Würmeiszeit: Moränenüberdeckung der Gehänge. Die überwiegende Zahl der Rückzugsstadien und Rückzugswälle dürften Daunstadien sein. Dem Schlern-Gschnitzstadium dürfte der Wall nahe der Mündung des Schlappintales unterhalb der Cunnrüfe angehören.

Spätglacial: Totalpbergsturz, Gotschnabergsturz.

Postglacial: Umkehr der Entwässerung Davos nach Süden. Viele Berg- und Felsstürze, Flußverlegungen, Sackungen, Rutschungen, Bachschuttkegel, Anrisse und Bacheinschnitte¹.

¹ Die Signaturen für Anrisse und Bacheinschnitte sind in der Legende der Karte irrtümlicherweise weggelassen. Bei Klosters findet sich eine künstliche Aufschüttung.

LITERATURVERZEICHNIS

1. Arbenz, P. Über die Faltenrichtung in der Silvrettadecke Mittelbündens. *Extrait des Eclogae geologicae Helvetiae*, Vol. XVI, Nr. 1, 1920.
2. Baier, F. Die Terrassen im Prätigau. *Jber. d. Natf. Ges. Graub.*, 1910.
3. Baier, F. Über die Schotterterrassen und Flußverlegungen im Prätigau. *Jber. d. Natf. Ges. Graub.*, 1911.
4. Baier, F. Beiträge zur Morphologie und Glacialgeologie des Prätigau. *Diss. Zch.*, 1926.
5. Ball, J. The Serpentine and associated rocks of Davos. *Diss. Zch.*, 1897.
6. Bearth, P. Die Diabasgänge der Silvretta. *Schweiz. Min. u. Petr. Mitt.*, Bd. 12, 1932.
7. Blumenthal, M. Der Bergsturz von Monbiel bei Klosters aus dem Jahre 1770 und die geolog. Beschaffenheit seines Gehänges. Separatabdruck aus dem Bündner Monatsblatt, 1925.
8. Blumenthal, M. Zur Tektonik des Westrandes der Silvretta zwischen oberstem Prätigau und oberem Montafun. *Jber. d. Natf. Ges. Graub., N.F.*, Bd. 24, Chur 1926.
9. Bodmer, A. Terrassen und Talstufen der Schweiz. *Diss. Zch.*, 1880.
10. Cadisch, J. Geologie der Weißfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies. *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, N.F.*, II. Lieferung, 1921.
11. Cadisch, J. Zur Talgeschichte von Davos. *Jber. d. Natf. Ges. Graub., N.F.*, LXIV. Bd., 1925/26.
12. Cadisch, J. Zur Geologie von Davos. *Festschrift für die 110. Jahresversammlung d. schweiz. Natf. Gesellschaft in Davos*, 1929.
13. Cadisch, J. Leupold, Eugster, Brauchli. *Geolog. Untersuchungen in Mittelbünden*. Sonderabdruck aus der Heim-Festschrift Vierteljahresschrift d. Natf. Ges. in Zürich, LXIV, 1919.
14. Catani, J.B. Reise Prättigau-Vermunt (Sammler gemeinnützige bündnerische Zeitschrift, III. Jg., 1781).
15. Catani-Pool. Sulzfluh: Excursion du section Rhätia, Chur 1865.
16. Coaz, J. Das Silvrettagebirge. *Jb. des SAC*, 1868.
17. Cornelius, H.P. Geologie des östlichen Rätikons. *Verh. d. geol. Staatsanstalt*, 1921, Nr. 6.
18. Eisenmenger, G. Contribution à l'étude du Landwasser et la Vallée du Davos. *C. R. Ac. sc. Sitzung*, 1. 6. 1908, Paris.
19. Frei, R. Über die Ausbreitung der Diluvialgletscher in der Schweiz. *Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, N.F.*, Lfg. 41, II, 1912.
20. Gadiant, A. Das Prätigau, ein volkswirtschaftlicher Beitrag, Chur 1921.
21. Gogarten, E. Über alpine Randseen und Erosionsterrassen. *Pet. Mitt.* 1909/10.
22. Gygax, F. Beitrag zur Morphologie der Valle Verzasca. *Diss. Bern*, 1934.
23. Häfner, W. Geologie des südöstlichen Rhätikon zwischen Klosters und St. Antönien. *Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. Zch.* 1924.
24. Heim, Alb. *Geologie der Schweiz*, 1915 ff.
25. Heim, Alb. *Mechanismus der Gebirgsbildung*, 1878.
26. Hew, F. *Die Geschichte meiner Heimat Klosters*, 1945.
27. Hoffmann-Burkhard. Groß-Litzner, Silvrettahorn, Piz Linard und Plattenhorn. *Jb. des SAC*, 1868.
28. Jennings, A. V. On the course of the Landwasser and the Landquart. *Geological Magazine*, 6. Jg., 1899.
29. Jennings, A. V. The Geology of the Davos district. *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, Vol. 55, 1899.
30. Imhof, Ed. Kleine Wanderungen im Clubgebiet Canard-Weiß-Roggenhorn-Älpeltispitz und Schiltfluh. *Jb. d. SAC*, 1892.
31. Kinzl, H. Gletscherbeobachtungen in der Silvrettagruppe. *Z. f. Glkde.*, Bd. 14, 1930.
32. Kinzl, H. Die größten nacheiszeitlichen Gletschervorstöße in den Schweizer Alpen und in der Montblanc-Gruppe. *Z. f. Glkde.*, Bd. 20, Berlin 1932.

33. Krasser, L.M. Gletscherbeobachtungen in der Silvretta-Gruppe. Z.f. Glkde., Bd. 22–26, 1935–1938.
34. Krasser, L.M. Eiszeitliche und nacheiszeitliche Geschichte des Prätigau. Gießen 1939.
35. Ludwig, A. Höhen und Tiefen in den Alpen. 1908.
36. Ludwig, A. Zur Lehre von der Talbildung. 1911.
37. Ludwig, A. 3 Wochen im Clubgebiet. Jb. des SAC, 1892.
38. Ludwig, A. Über die Talbildung in den Alpen und im Vorlande. Jb. des SAC, 1921.
39. Ludwig, A. Zwischen Landquart und Ill. Jb. des SAC, 1892.
40. Maurer, J., Billwiller, R. und Heß, C. Das Klima der Schweiz, 2 Bde., 1910.
41. Meteorologische Zentralanstalt Zürich. Annalen.
42. Mylius, H. Geologische Forschungen an der Grenze zwischen E- und W-Alpen. I. Teil, München 1912.
43. Nänny, P. Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur. Diss. Zch., 1948.
44. Nußbaum, F. Über die Talbildung in den Alpen. Jb. des SAC, 1916.
45. Nußbaum, F. Die Täler der Schweizer Alpen. Bern 1910.
46. Penck, A. und Brückner, Ed. Die Alpen im Eiszeitalter. 3 Bde., 1909.
47. Richthofen, E. Die Erschließung der Ostalpen. 1. u. 2. Bd., Berlin 1893/94.
48. Roder, E. Niederschlag und Abfluß im Bündnerischen Rheingebiet, 1914.
49. Rothpletz, A. Geologische Alpenforschung I. Das Grenzgebiet zwischen Ost- und Westalpen und die rhätische Überschiebung. München 1900.
50. Seidlitz, W. Geologische Untersuchungen im östlichen Rhätikon. Ber. d. Natf. Ges., Freiburg i. Br., 1906.
51. Sölch, J. Fluß und Eiswerk in den Alpen. Erg. H. 219 z. Pet. Mitt., 1935.
52. Staub, R. Neuere Ergebnisse der geol. Forschung in Graubünden. Ecl. Geol. Helvet., Vol. XVI, Nr. 1, 1920.
53. Staub, W. Klimaschwankungen, Landschaftsform und Siedelungen, ihre Beziehungen in der Vorgeschichte der Schweiz. Winterthur 1930.
54. Staub, W. und Machatschek, F. Morphologische Untersuchungen im Wallis. Eclogae Geol. Helv. 1927.
55. Stein. Kleiner Piz Buin. Jb. des SAC, 1868.
56. Streckeisen, A. Geologie und Petrographie der Flüelagruppe. Diss. Basel, 1928.
57. Studer, B. Die Gebirgsmasse von Davos in Graubünden. Verh. d. schweiz. Natf. Ges. u. Neue Denkschriften, I, 1836.
58. Studer, B. Geologie der Schweiz. 2 Bde., Bern 1851–1853.
59. Studer, G. Über Eis und Schnee. 1899, 3 Bde.
60. Tarnuzzer, C. Der geologische Bau des Rhätikongebirges. 35. Jber. d. Natf. Ges. Graub., N.F., Chur 1891.
61. Theobald, G. Naturbilder aus den rhätischen Alpen. – 1. Aufl. 1860. – 2. Aufl. 1862. – 3. Aufl. 1893, umgearbeitet von Chr. Tarnuzzer. – 4. Aufl. 1920, umgearbeitet von Chr. Tarnuzzer.
62. Theobald, G. Geologische Beschreibung Graubündens. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, 1864.
63. Thöny, M. Lawinen und Wasserschäden im Prätigau. 3. Aufl., 1911.
64. Thöny, M. Lawinen im Prätigau. Alpina des SAC, 1909.
65. Trümpy, D. Geol. Untersuchungen im westl. Rhätikon, 1916.
66. Trümpy, D. Zur Tektonik der unterostalpinen Decken Graubündens. Vierteljahresschrift d. Natf. Ges. Zch., LVIII, 1912.
67. Wenk, E. Beitr. zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., Bd. 14, 1934.



Bild 1. Schlappintal, einseitiges Trogtal; im Hintergrund Bernethorn. Verflachung bei 2100 m und 2200 m. Aufnahme E-W.

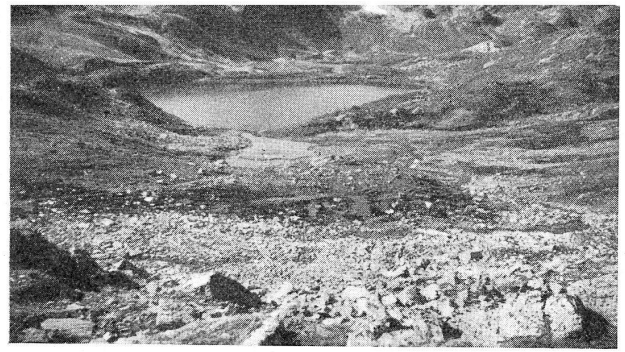


Bild 2. Jöriseen, Kartreppe; im Hintergrund Mitte Jöriflüelafurgen. Aufnahme E-W.



Bild 3. Verstanklatal, Trogtal; im Hintergrund Silvrettahorn, Eckhorn, Signalhorn und Gletscherkamm. Aufnahme SW-NE.



Bild 4. Deckenrandtal, Wasserscheide - Kreuzweg - Obersasstäli; links Hauptdolomit, rechts Serpentin. Aufnahme S-N.

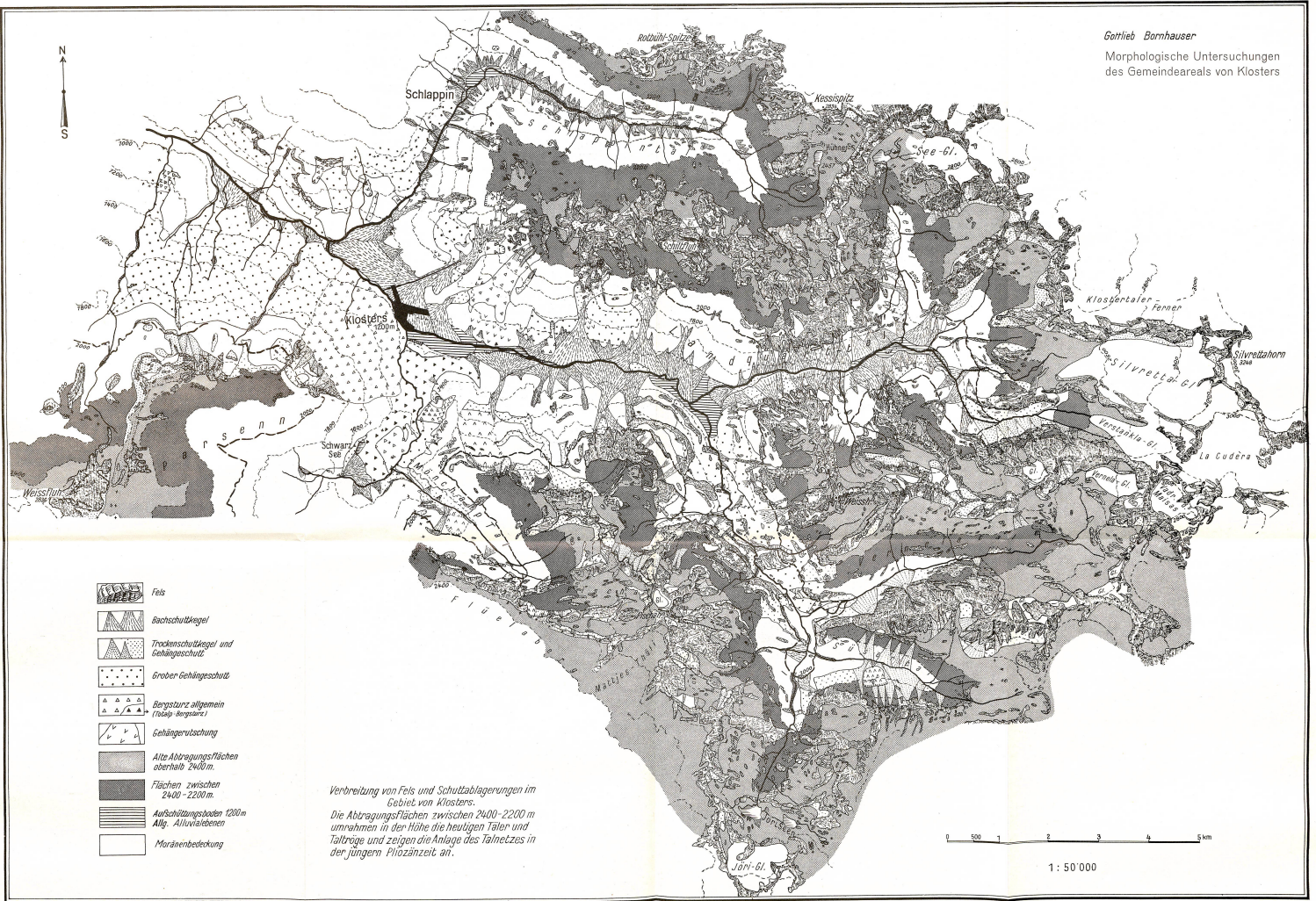


Bild 5. Gesamtansicht Felssturz im Tal; im Vordergrund Klosters-Platz.
Aufnahme S-N.



Bild 6. Silvrettagletscher; im Hintergrund Eckhorn, Signalhorn. Gletscherkamm,
Torwacht und Verstanklahorn. Aufnahme NE-SW.





- Fels
- Bachschuttkegel
- Trockenschuttkegel und Gehängeschutt
- Grober Gehängeschutt
- Bergsturz allgemein (Rödig-Bergsturz)
- Gehängerrutschung
- Alte Abtragungsfelder oberhalb 2400m.
- Flächen zwischen 2400-2200m.
- Aufschüttungsböden 1200m Allg. Alluvialebenen
- Moränenbedeckung

Verbreitung von Fels und Schuttablagerungen im Gebiet von Klosters.
Die Abtragungsfelder zwischen 2400-2200 m umrahmen in der Höhe die heutigen Täler und Talböge und zeigen die Anlage des Talnetzes in der jüngeren Pleistozänzeit an.

0 500 1 2 3 4 5 km
1 : 50'000