

Zur Talgeschichte von Davos

Autor(en): **Cadisch, Joos**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Jahresbericht der Naturforschenden Gesellschaft Graubünden**

Band (Jahr): **64 (1924-1926)**

PDF erstellt am: **21.06.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-595013>

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.

ZUR TALGESCHICHTE VON DAVOS.

VON JOOS CADISCH, KÜSNACHT-ZÜRICH.

Im Verlaufe der Talfurchen Mittelbündens spiegeln sich in auffallender Weise die großen Züge des Gebirgsbaues wieder. Hier, wo sich helvetische, penninische, unter-, mittel- und oberostalpine Faltenachsen überschneiden und miteinander interferieren, stehen wir vor einem äußerst komplizierten Netz von Längs- und Quertälern, die Längstäler den verschiedenen Axen-Streichrichtungen sich anpassend, die Quertäler ungefähr senkrecht dazu verlaufend. Von den Längstälern folgen z. B. das Vorderrheintal den helvetischen Deckenwurzeln, das Schanfigg einer unterostalpinen Deckensynklinale, das Davosertal der oberostalpinen Landwassermulde. Domleschg, Oberhalbstein und Puschlav könnte man als helvetisch-penninisch, unter- und oberostalpine Quertäler bezeichnen. Talfurchen, welche dem in Bünden gegen SW abbiegenden ostalpinen Streichen folgen, wurden im Laufe der Zeit durch die Erosion in westalpine Gebirgsteile hinabverlegt, dabei kam es vor, daß gewisse Talstrecken die ursprüngliche ostalpine Richtung beibehielten, andere aber sich dem westalpinen Axenverlauf anpaßten.

Es ist ohne weiteres einzusehen, daß die Geschichte dieser spitzwinklig zueinander angelegten Talfurchen eine recht wechselvolle sein mußte, denn Hebungen und Senkungen der Erosionsbasis, junge postalpine Krustenverbiegungen (Großfalten) waren imstande, in einem derartig beschaffenen Flußnetz große Veränderungen hervorzurufen, vor allem Flußablenkungen. Flußverlegungen sind denn auch schon vor Jahrzehnten aus Bünden beschrieben worden.

So stellte *Alb. Heim* fest, daß einst der vereinigte Vorder- und Hinterrhein als «Westrhein» über den Kunkelspaß und die Julia als «Ostrhein» über die Lenzerheide nach dem heutigen bündnerischen Rheintal flossen. Taminatal und Lenzerheide sind somit als verlassene Talstücke, als Taltorsi zu betrachten.

Alb. Heim hat 1878 auch die Vermutung ausgesprochen, daß das Schlappintal im östlichen Rätikon als ehemaliger Oberlauf des Landwassertales zu betrachten sei. Diese Ansicht hat Herr Professor *Heim* auch in die «Geologie der Schweiz» übernommen, wo beschrieben wird, wie die Landquart dem Davosertal in die Seite gefallen sei und den Talboden zwischen Schlappin und Davos durchschnitten habe. Um die Jahrhundertwende beschäftigten sich ausländische Forscher mit dieser Frage; leider publizierten diese ihre Resultate an schwer zugänglichen Orten, so daß sie übersehen wurden. Diese Autoren gelangten alle zum Schlusse, daß das Landwasser in früheren Zeiten nicht der Albula zufließt, sondern daß es, dem Schlappinbach gleichwertig, der Landquart tributär war. Durch mächtige Moränenmassen sollte es während der Eiszeit gezwungen worden sein, seinen Abfluß nach S zu nehmen. Meine Aufnahmen des Weißfluhgebietes im 1:25,000tel ergaben im Jahre 1918, daß die niedrige Schwelle von Wolfgang, zwischen Davos und Klosters, also zwischen Landquart- und Landwassergebiet, durch einen mächtigen Serpentinbergsturz gebildet wird, der seine Schuttmassen bis nach Klosters hinauswarf. Dieser Bergsturz von der Totalp war es, der den Davosersee staute und die Umkehr der Flußrichtung gegen S hin bewirkte (siehe Tafel). Wo aber die frühere Wasserscheide zwischen Albula und Landwasser lag, wußte ich nicht; mein Freund Dr. *W. Leupold* vermutete sie bei Glaris. Der erste Autor, welcher eine frühere Zugehörigkeit des Landwassers zum Flußgebiet der Landquart postulierte, *V. Jennings*, sagt darüber nichts bestimmtes. Er fand an der heutigen Wasserscheide, am Wolfgang, nirgends Anstehendes und hielt deshalb das Paßgelände für Moräne. Ferner glaubte er konstatieren zu können, daß der Davosersee tiefer sei, als das erste Anstehende talabwärts im Landwasserbett. Das stimmt indessen nicht,

denn der tiefste Punkt des Seegrundes lag bis 1923 auf zirka 1506 m¹, der erste anstehende Fels bei Spinabad aber auf zirka 1480 m. Jennings hätte somit richtiger geschrieben, daß das Felsbett unter dem Seebecken tiefer liegen müsse als bei Spinabad.

In der Folge behandelte *Gabriel Eisenmenger* 1906 und 1907 das Werden unseres Tales. Er hat auch die Flußumkehr des Landwassers mit den anderen bündnerischen Flußverlegungen in Beziehung gebracht und angenommen, daß der Durchbruch des Landwassers nach der Albula hin als die direkte Folge des Schyndurchbruches, d. h. der Ablenkung von Julia und Albula nach dem Hinterrhein und der damit verbundenen Tieferlegung der (sekundären) Erosionsbasis des Domleschgs anzusehen sei. Für eine frühere Entwässerung des Davosertales nach der Landquart hin spricht nach *Eisenmenger* auch das nordwärts gerichtete Gefälle der alten Talbodenreste, der Terrassen, welche streckenweise noch sehr deutlich zu erkennen sind (siehe beiliegende Tafel). *Eisenmenger* vermutete, daß das Tal postglazial durch Moränenmassen sowohl beim Wolfgang als bei Frauenkirch verbarikadiert und ein See gestaut worden sei, der seinen Abfluß nach S hin nahm. Setzen wir an Stelle der nördlichen stauenden Moränenmasse den Totalpbergsturz, so steht die Theorie Eisenmengers mit den neuesten Beobachtungen im Einklang.

E. W. Janczewski hat 1918 dieses Problem noch einmal aufgerollt und die Behauptungen *Eisenmengers* zu präzisieren und zu beweisen versucht. Die zwei besterhaltenen alten Taltröge von 2100 und 2300 bis 2550 m zeigen nach ihm Nordgefälle. Diesen alten Talformen eines früheren *Albula-Landwasser-Landquarttales* ist dann nach dem Schyn-Albuladurchbruch ein südgerichtetes Tal eingeschachtelt worden, welchem die heutige Terrasse von *Wiesen-Schmitten-Alvaneu* (1500 bis 1200 m) zugehört. Das Gewässer dieses Tales (der «Jennisbergerbach» von *Eisenmenger*) durchbrach die südliche Schuttsperre in der Zügen-

¹ Die Rutschung am Davosersee vom 7. Februar 1923 hat die Schlamm-schicht auf dem Seegrund bis auf 1510,9 m erhöht, was in dieser Frage ja belanglos ist.

schlucht, so daß der heutige Davosersee nur mehr durch die Alluvionen der starken seitlichen Zuflüsse des Landwassers gestaut ist.

R. Brauchli beschrieb 1921, wie an den Hängen nördlich des Albulatals (bei Brienz und Alvaneu) das Albulaerraticum bis in eine Höhe von zirka 1450 m hinaufreiche, um weiter hangaufwärts der Landwassermoräne Platz zu machen. Er schloß daraus, daß bei mittlerem Eisstand der Albulagletscher das ganze Tal von Filisur abwärts erfüllte, also kein Landwassereis gegen S floß. Bei hohem Eisstand, also stark erniedrigter Schneegrenze hingegen erhielt der Albulagletscher Eiszufluß vom Landwassertal her. Es hätte sich hier somit ein Kampf um den Raum zwischen Silvretta- und Albulagletscher abgespielt, wobei jeder derselben dem andern das aus dem Davosertal stammende Eis zuschob. Daß die Hauptmasse des dem Landwasser-Einzugsgebiet entstammenden Eises seinen Abfluß nach N nahm, steht wohl außer Zweifel; es zu beweisen, bedürften wir nicht einmal der sehr gut erhaltenen, gegen N weisenden Hohlkehlen an den Rundbuckeln beim Davosersee.

Auch *H. Eugster* nimmt auf Grund seiner Beobachtungen an, daß Flüelatal, Dischma und Sertig früher der Landquart tributär waren. Dieser Autor beschreibt auch grundmoränenerfüllte Furchen von der Nordflanke der Muchetta (bei Filisur), die auf 1200 m beim Bahnbau durchschnitten wurden. Das Tal wäre somit eiszeitlich schon bis auf diese Höhe auserodiert gewesen. Dies stimmt auch mit den Beobachtungen von *Chr. Tarnuzzer* überein, welcher die Moräne aus der Zügeschlucht beschrieb. Im Jahre 1920 führte mich mein Freund, Herr Dr. *W. Leupold*, an einem Moränen-Aufschluß in der Zügeschlucht vorbei: Die Schlucht ist somit vor der letzten Eiszeit (Würm) entstanden.

Im Auftrage der Bündner Kraftwerke unternommene Untersuchungen sowie Aufnahmen für die Schweizerische Geologische Kommission ermöglichten es mir, die interessante Davoser Talgeschichte noch genauer kennen zu lernen. Die folgenden drei Abschnitte sollen einige Ergänzungen des bisher Bekannten beibringen.

Die Flußumkehr im Landwassertal.

Hier hat die Absenkung des Davosersees im Jahre 1923 unerwartete Aufschlüsse gebracht. Stand es auch außer Zweifel, daß der ganze Drusatschahügel und das Gelände zwischen Laret und Selfranga aus Serpentin schutt eines Bergsturzes bestehen, waren die Seen auf Drusatscha, der Schwarzsee und die Klosterser Fischweiher unzweifelhafte Bergsturzseen, so fehlte doch ein direkter Beweis für die Existenz eines alten Tallaufes von Davos nach Klosters, eben weil die Sturzmasse denselben vollständig erfüllte. Bei der Seeabsenkung kam dann aber zunächst auf 1550 m beidseitig des Tales eine Terrasse und alsdann Oberkante und Wandpartien einer alten Schlucht zum Vorschein, die unmöglich anders gedeutet werden kann denn als ehemaliger, nordwärts gerichteter Flußweg des Landwassers (s. Fig. 1).

Auf dem Seegrund zeigte sich nirgends Anstehendes, die schöne Erosionskessel aufweisende Schlucht war allem nach beträchtlich tief, auf jeden Fall tiefer als das erste Anstehende im Landwasserbett, bei Spinabad. Die ganze Rinne erwies sich als mit grobblockigem Grundmoränenmaterial ausgepolstert; der Druckstollen durchfuhr dieses an einem Überhang der Schluchtwand. Die Entstehung der alten Rinne ist wahrscheinlich in die Riß-Würm-Interglazialzeit zurückzudatieren (s. Tabelle S. 298). Durch den Totalbergsturz wurde sie weiter nördlich vollständig ausgefüllt und zugedeckt, gleichzeitig ein 13 bis 14 km langer Davosersee gestaut. Da die Zügeschlucht damals, wie oben dargetan, auch schon existierte, muß angenommen werden, daß sie durch Schuttmassen verbarrikadiert war, an welchen sich ungefähr auf heutiger Seehöhe (1562 m) ein Überfall bildete. Doch diesem Großdavosersee war keine lange Lebensdauer beschieden, denn einerseits wurde er durch die Alluvionen der Zuflüsse aus Flüelatal, Dischma und Sertig (Wildboden, Junkerboden usw.) in mehrere Einzelseen aufgeteilt, die zu verlanden begannen, andererseits wurde der schluchterfüllende Schutt in den Zügen ziemlich schnell vom Landwasser ausgeräumt und ein Seebecken nach dem andern zur Entleerung gebracht. Daß diese Tiefen-

erosion heute noch in vollem Gange ist, geht schon aus den Gefällsverhältnissen hervor: Während das Landwasserbett von der Felsschwelle bei Spinabad an talaufwärts nur ein durchschnittliches Gefälle von 7,7 ‰ aufweist, beträgt dasselbe gegen Filisur hinunter 37 ‰, also ungefähr fünfmal mehr.

Durch den plötzlichen Niedergang des Totalbergsturzes wurde also die vorher schon niedrige Felswasserscheide zwischen Albula und Landwasser (1480 m) bei Glaris durch eine höhere Schuttschwelle beim Wolfgang (1633 m) ersetzt.

Es mag hier noch auf eine Erscheinung hingewiesen werden, welche man leicht versucht ist, mit der Flußumkehr im Landwassertal in Zusammenhang zu bringen: Das Abbiegen der NW verlaufenden Seitentäler in E-W-Richtung gegen ihre Mündung hin. Es ist jedoch öfters der Fall, daß sich die Seitentäler in ihrem Unterlauf senkrecht zur Haupttalrichtung einstellen. Dies wird wohl darauf zurückzuführen sein, daß die Flüsse auf den untersten Seitentalstrecken vor allem infolge Untertiefung durch das Haupttal und daheriger Erzeugung von Schluchten und Steilen den kürzesten Weg einschlagen. Wenn das Flüelatal sogar in westsüdwestlicher Richtung abbiegt, so muß dies wohl auf tektonische Ursachen zurückgeführt werden. Die Davoser Seitentäler nahmen schon zur Pliocänzeit diesen bogenförmigen Verlauf, die noch vorhandenen alten Terrassenreste (siehe nächsten Abschnitt) zeugen deutlich dafür. Wäre das Abbiegen ein jüngeres Phänomen, so müßten die Talleisten jeweils auf der Südseite der Talfurchen infolge seitlicher Erosion verschwunden sein.

Über Reste älterer Talböden und Verflachungen bei Davos.

Beim Studium älterer Phasen der Davoser Talgeschichte gilt es vor allem, die Zusammenhänge der Terrassen oder Talleisten zu verfolgen, welche wir als flachere Gehängepartien, als Talbodenränder aufzufassen haben. Bei Davos eignen sich dafür vor allem die langen südöstlichen Seitentäler



Fig. 1. Schluchtwand mit Erosionskesseln, sichtbar bei maximaler Absenkung des Sees im Herbst 1923. Der obere Rand der Wand liegt normalerweise 10 m unter Seespiegel. (Zu Seite 289.)



Fig. 2. Eckentreppe des Bühlenberggrates zwischen Flüela- und Dischmatal. Deutlich sichtbar die 1850er, 2100er und 2400er Eckenflur. (Zu Seite 295.)

Mönchalp, Flüela, Dischma und Sertig. Sie liegen fast gänzlich im Kristallinen der Silvretta, welches annähernd quer durch Käme und Talfurchen streicht. Auch das Haupttal liegt bis gegen Glaris hinab in präherzynischem Gestein (siehe geologische Karte der Schweiz 1:500,000). Es fällt heute noch wie in seiner Anlage mit der Landwassermulde zusammen. Im Gebiet der Zügeschlucht, also im südlichen Landwassertal, ist der triasische Muldenkern noch in großer Mächtigkeit erhalten geblieben. Aus der normalen permotriadischen Schichtreihe der Silvrettadecke, aus dem Nord-schenkel der Landwassermulde besteht der Oberbau der Gebirge westlich der Züge, von der Amselfluh gegen S hin. Ihre Dolomit- und Kalkplatten täuschen oft Terrassen vor. Die Oberflächenformen sind deshalb hier mit Vorsicht zu deuten. Dasselbe gilt auch für das Gebiet N des Davosersees, wo mittelostalpine und unterostalpine Einheiten den alten Tallauf queren, mit ihren Dolomit-, Schiefer- und Gneishorizonten der Erosion ungleichen Widerstand entgegensetzend.

Der Versuch, die deutlichsten Terrassen miteinander in Beziehung zu bringen, ergab das Vorhandensein ausgeprägter Verflachungsniveaus in zirka 2600 bis 2800 m, 2400 und 2100 m, in welche Talböden auf ungefähr 2000, 1850, 1620, 1590 und 1550 m eingelassen sind. (Die Höhenzahlen beziehen sich auf die nächste Umgebung von Davos.) Intermediäre, mehr lokale Talleisten sind in verschiedenen Höhen feststellbar, sie sollen im folgenden z. T. erwähnt werden. Bei der Darstellung der Flächenreste auf beiliegender Tafel wurde mehr statistisch als kritisch vorgegangen. Die vermutlich zusammengehörigen Terrassen wurden innerhalb gewisser Höhenzonen mit verschiedenen gerichteten Schraffuren gekennzeichnet. Eine kommende Spezialuntersuchung wird daran manches abzuändern und auszusetzen haben.

Das 1620- bis 1680er Niveau ist beidseitig des Davosersees sehr deutlich sichtbar (1620 m). Es gehören ferner dazu Terrassen bei P. 1628 N Durchlisäge im Dischma, bei Grüne (S Davos-Platz), Clavadel 1667, 1684, Rüti bei Glaris, 1619 m. Am Davosersee sind in dieses Niveau noch zwei tiefere eingelassen, auf 1590 m das eine, auf 1550 m das andere.

Das 1620er Terrassensystem bildet im Landwassertal gleichsam den Rahmen des alten Großdavosersees mit seinen vielerorts noch vorhandenen Uferbildungen und teilweise im See abgelagerten Schuttkegeln, von welchen als bedeutendste das Delta des Wild- und Junkerboden am Ausgang des Dischmatalles, Schuttkegel bei Frauenkirch und Davos-Dorf (Schiatobel) genannt seien. Das alte Ufer ist W des Tales bis über Glaris hinaus, E desselben gegen Monstein hinunter zu verfolgen.

Zum 1850er Niveau gehören u. a. die Talleisten von:

<i>Westseite</i>	N	<i>Ostseite</i>
Schwarzseealp (Parsenn)	1848 m	
Mittelalp	1865 m	
Büschalp	1853 m	
Schatzalp	1863 m	Inschlag gegenüber Davos-Dorf 1850 m
bei Erbalpen	ca. 1860 m	Ischaalpen , , , 1865 m
Staffel bei Frauenkirch	1896 m	
	S	Waldalp 1836 m

In den Seitentälern ist dieses Talsystem nicht deutlich vorhanden, es ist immerhin auf 1800 bis 2000 m ansteigend festzustellen.

Das 2100er Niveau ist im Haupttal ebenfalls von merkwürdiger Höhenkonstanz: P. 2131 bis P. 2129 auf Parsenn; Salezermäder 2088 m; Erbalpen 2130; Rücken N Mönchalp 2138 m; Einschnitt hinter dem Hörnli beim Davosersee 2100 m; unterhalb Kniepe gegenüber Davos-Dorf 2109; Clavadeleralpen 2143; bei P. 2034 S Frauenkirch 2100 m; Geißweidgrat N Monstein 2100 m. In den Seitentälern zeigt das System leichtes Ansteigen, in Dischma auf zirka 2250, in Sertig auf 2220 m.

Was das Gefälle der nunmehr besprochenen drei Talsysteme anbelangt, so war dasselbe früher sicherlich nordwärts gerichtet, heute ist im Haupttal beinahe vollkommene Horizontalität vorhanden. Dieselbe muß als sekundäre Erscheinung betrachtet werden, es ist nicht anders möglich, als daß das Gebirge als Ganzes um eine zirka E-W verlaufende Axe gekippt wurde, daß hier eine Großfaltenbewegung die Talbodenreste nachträglich in annähernd wag-

rechte Lage gebracht hat. Nur weil das Gefälle normalerweise gegen die Quelltäler hin zunimmt, also größer ist als im Haupttal, weisen die Terrassen der Seitentäler auch heute noch ein ziemliches Gefälle auf. Die Kippung des Gebirges muß vor Entstehung des Großdavosersees stattgefunden haben, denn seine Ablagerungen und Uferbildungen sind nicht mitbewegt worden, sie ist eiszeitlichen Alters.

Das 2400er System ist vor allem in den Alpen westlich Davos-Platz, unter den Gipfeln der Amselfluhkette deutlich ausgeprägt, es bildet auch östlich des Landwassers in Sertig und Dischma das abgeflachte Postament der Hochgebirgscharakter aufweisenden Gräte. Wo die trennenden Rücken, wie zwischen Flüela- und Mönchalptal oder am Mönchalpberg nicht viel mehr als 2400 m Höhe erreichen, zeigen sie rundliche Mittelgebirgsformen, so am Hörnli (2448 m) östlich des Davosersees und am Mönchalpberg. Auf den 2400er Boden — er steigt in den Seitentälern auf ungefähr 2500 m an — sowie auf weniger bedeutende Flächenreste auf 2500 bis 2600 m Höhe münden die zahlreichen Kare der schärfer herausgearbeiteten Gräte. Diese Hochgebirgsformen sind aus ehemaligen Mittelgebirgsformen hervorgegangen, welche als niedrige schmale Rücken über den mehrere Kilometer breiten Talböden sich erhoben. Es unterliegt keinem Zweifel, daß dieses alte Oberflächensystem ursprünglich nur einige hundert Meter über der Erosionsbasis des Alpenvorlandes lag und erst im Laufe der Zeiten auf seine heutige Höhe gehoben wurde.

Im Flüela- und Mönchalpgebiet sowie auf Parsenn und in Dischma schalten sich zwischen das 2400er und das 2100er System noch Terrassenreste ein, die sich von 2150 bis 2350 m bald gut, bald nur zur Not in Zusammenhang bringen lassen. Es läßt dies darauf schließen, daß das Einschneiden vom 2400er Niveau auf das 2100er ruckweise vor sich ging und daß damals eine Periode ausgesprochener Talstufenwanderung vorlag, während welcher sich die verschiedenen Talböden flußaufwärts relativ rasch einholten. Zu diesem mehr lokalen System gehören die Terrassen von Flüelaberg und Bederaberg, diejenige E Jatzhorn usw.

Eine ganz auffällige Erscheinung sind sodann die höch-

sten Verflachungen auf zirka 2600 bis 2800 m, die Gletscherböden der Silvrettagruppe. *Creutzburg* hat in ähnlichen Fällen aus den Ostalpen von einem Firnfeldniveau gesprochen. Solche flache, eiserfüllte Geländeschüsseln treten am Radünnergletscher und am Grialetschgletscher deutlich in Erscheinung; Reste dieser höchsten Verflachungen sind auch noch am Pischahorn und Eisenthalgletscher vorhanden. In der Silvrettagruppe sind sie alsdann von größter Ausdehnung. Merkwürdigerweise ragen die Gipfel der Strela-Amselfluhkette gerade bis in die Höhe des Firnfeldniveaus empor, es hat den Anschein, als ob die «Gipfelflur» dieser Kette mit der nunmehr gänzlich abgetragenen alten Verflachung zusammenfalle.

Weitere Detailuntersuchungen und vergleichende Studien werden ergeben, wie die verschiedenen Davoser Terrassensysteme sich in die benachbarten Täler fortsetzen und ob die Kippung in die Horizontale, wie sie oben beschrieben wurde, mit der Erscheinung der rückläufigen Terrassen der Lenzerheide (*Glaser*) in Verbindung zu bringen ist. *H. Eugster* hat das gefällslose 2400er Niveau im Albulatal festgestellt; die 2100er Terrasse von Davos steigt nach ihm von der Muchetta (2183 und 2140 m) auf 2300 m am Piz Prosonch an. Die 2400er Terrasse setzt sich östlich Davos über den Flüelapass nach dem Engadin fort, wo sie talaufwärts noch oberhalb Zuoz anzutreffen ist, talabwärts schwaches Gefälle aufweist (bei Süs 2350 m).

Was die Erhaltung der verschiedenen morphologischen Elemente anbelangt, so trifft die von *J. Sölch* aufgestellte Regel, daß durch Erosion zuerst die Stufen und Steilen, dann die Talleisten und zuletzt die Eckenfluren verschwinden, auch in Davos zu. Talstufen sind im heutigen Landwassergebiet nicht mehr vorhanden. Nördlich desselben mündet das Mönchalptal mit einer solchen in die Steile des alten, zugeschütteten Talbettes zwischen Davos und Klosters. Schwierigkeiten, welche sich beim Parallelisieren der Terrassen auf Parsenn ergeben, lassen darauf schließen, daß im Gebiete des heutigen Davosersees einst größere Talstufen bestanden haben und zwar wohl Resistenzstufen. Hier floß das Landwasser früher über

eine Schwelle von Schiahorn-Triasdolomit, Kristallin und Serpentin in den Bereich der weicheren mesozoischen Schiefer der Aroser Schuppenzone. Eine Steile existierte hier bis zum Zeitpunkt der Flußumkehr. Heute noch in Funktion ist die Steile der Zügeschlucht.

Eckentreppen, d. h. durch die beidseitigen Terrassen treppenartig angeschnittene Gratenden sind zwischen den Seitentälern Flüela, Dischma und Sertig gut erhalten geblieben. Das beste Beispiel für das Überlebtwerden der Talleisten durch die Eckentreppe bietet der Bühlenberggrat zwischen Flüela und Dischma. Beidseitig desselben sind von Terrassen nur mehr kleine Überbleibsel vorhanden, oft fehlt von ihnen jede Spur. Die Eckentreppe aber läßt an Deutlichkeit der Erhaltung nichts zu wünschen übrig (s. Fig. 2).

Die Altersfolge talbildender Vorgänge.

Während über ostalpine Gebirgsteile in den letzten Jahren eine große Zahl systematischer morphologischer Studien veröffentlicht und auch sehr gute zusammenfassende Referate verfaßt wurden, steht der ostschweizerische Beobachter meist noch recht isoliert da. In Davos bot sich glücklicherweise Gelegenheit, an ostalpine Forschung anzuschließen.

R. Klebelsberg hat 1922 die Hauptoberflächensysteme kurz und trefflich beschrieben. Von verschiedenen Autoren sind dieselben durch die ganzen Alpen verfolgt worden. Gegen Osten allmählich zur ungarischen Tiefebene absinkend, nach Norden und Süden rascher gegen den Alpenrand abfallend, kann das Alter dieser Verflachungen vermittelt ihnen transgressiv aufgelagerter Sedimente oligocänen, miocänen und pliocänen Alters genau bestimmt werden. R. Klebelsberg beschreibt eine Zone oberster Verflachungen, die von 1800 m Höhe im Algäu auf 2000 m im Karwendel, auf 3000 m am Brenner ansteigt, um gegen Süden hin wieder auf 1500 bis 1600 m in den lessinischen Alpen und auf 1300 m am Piano del Cavallo abzusinken. Im Osten liegt dieses System in der Millstätter Alpe auf 2200 m, in der Geilitzeralpe auf zirka 1500 m, es ist altmiocänen Alters. Am Brenner sind in dasselbe ein alt- und ein jungpliozänes Ober-

flächensystem eingelassen, das höhere auf 1700 bis 1800 m, das tiefere auf 1300 m. Letzteres ist als zur präglazialen Landesoberfläche gehörig zu betrachten.

Dem altmiocänen oder Firnfeldniveau sollen Flächenreste im Fimbertal (Paznaun) zuzurechnen sein. Dieses fällt allem nach mit dem Firnfeldniveau der übrigen Silvretta-Gruppe zusammen, also auch mit demjenigen am Piz Vadret und Grialetsch. Damit wäre das Alter des 2600 bis 2800er Systems als tertiär bestimmt und die Möglichkeit gegeben, auch die tieferen Oberflächensysteme von Davos in die Zeitskala einzuordnen. Das 2400er Niveau könnte man alsdann auf Grund ostalpiner Befunde als obermiocän, das 2100er als pliocän betrachten. Ich halte die Parallelisation von Osten her noch nicht für sicher; möglicherweise ist unser Firnfeldniveau — im Prinzip kann jedes Oberflächensystem als Firnfeldniveau funktionieren — dem obermiocänen System der Ostalpen gleichzusetzen. Das 2400er System entspräche alsdann den altpliocänen, das 2100er den jungpliocänen Formen, wie sie von *A. Winkler*, *F. Machatschek* u. a. beschrieben wurden. Das 2100er System kann mit Sicherheit als pliocän betrachtet werden, denn mit ihm fällt der große Gefällsknick zwischen den älteren, flacheren Formen und dem sogenannten glazialen Trog zusammen. Über dieser 2100er-Schulter beträgt das Gefälle in den Davoser Seitentälern durchschnittlich 21° , darunter aber 28° . Die unter dem 2100er Niveau auftretenden Formen entstanden während der Eiszeiten und Zwischeneiszeiten. Sie sind vor allem das Werk der Interglazialzeiten, dem Gletscher kann nur die Ausweitung der jeweils in der vorausgegangenen Periode vom Fluß geschaffenen Talfurchen zugeschrieben werden. Dem Wechsel glazialer und interglazialer Zeiten entspricht deshalb wohl die wechselnde Folge von Talleisten und steileren Gehängepartien. Auf der Tabelle S. 298 wurde der Versuch gemacht, eine Chronologie der Vorgänge aufzustellen.

Während im heutigen schweizerischen Mittelland die Molasse zur Ablagerung gelangte, befand sich unser Alpenland in beständiger, wenn auch ungleichmäßiger Hebung. Da zugleich ein horizontaler Zusammenschub des Gebirges stattfand, ist es leicht erklärlich, daß sich das Vorland zeitweise

gleichzeitig senken konnte. Durch die Hebung wurde indessen diese Senkung überkompensiert.

A. Winkler hat dargetan, wie einerseits Hebungen der Erosionsbasis (infolge Transgressionen im Vorlande) im Gebirge mehr die Lateralerosion fördern, somit die Bildung von Verflachungen hervorrufen, und wie andererseits Zeiten der Regression die Tiefenerosion, d. h. das Einschneiden tieferer Talformen begünstigen. Er brachte das altmiocäne Verflachungssystem mit der Burdigalien-, das obermiocäne mit der Vindobonientransgression in Beziehung. Unsere Alpen besaßen damals großenteils Mittelgebirgscharakter, sie waren im Mittel wohl nur wenige hundert, die Kämme höchstens ungefähr 1000 bis 1500 m über Meeresspiegel gelegen. Gegen Ende des Miocäns setzte stärkere Hebung ein, mit Beginn der Eiszeiten nahm dieselbe so stark zu, daß die Lateralerosion auf ein Minimum beschränkt, die Tiefenerosion mächtig gefördert wurde. Daher resultiert die Verengerung der Querschnitte unserer Täler.

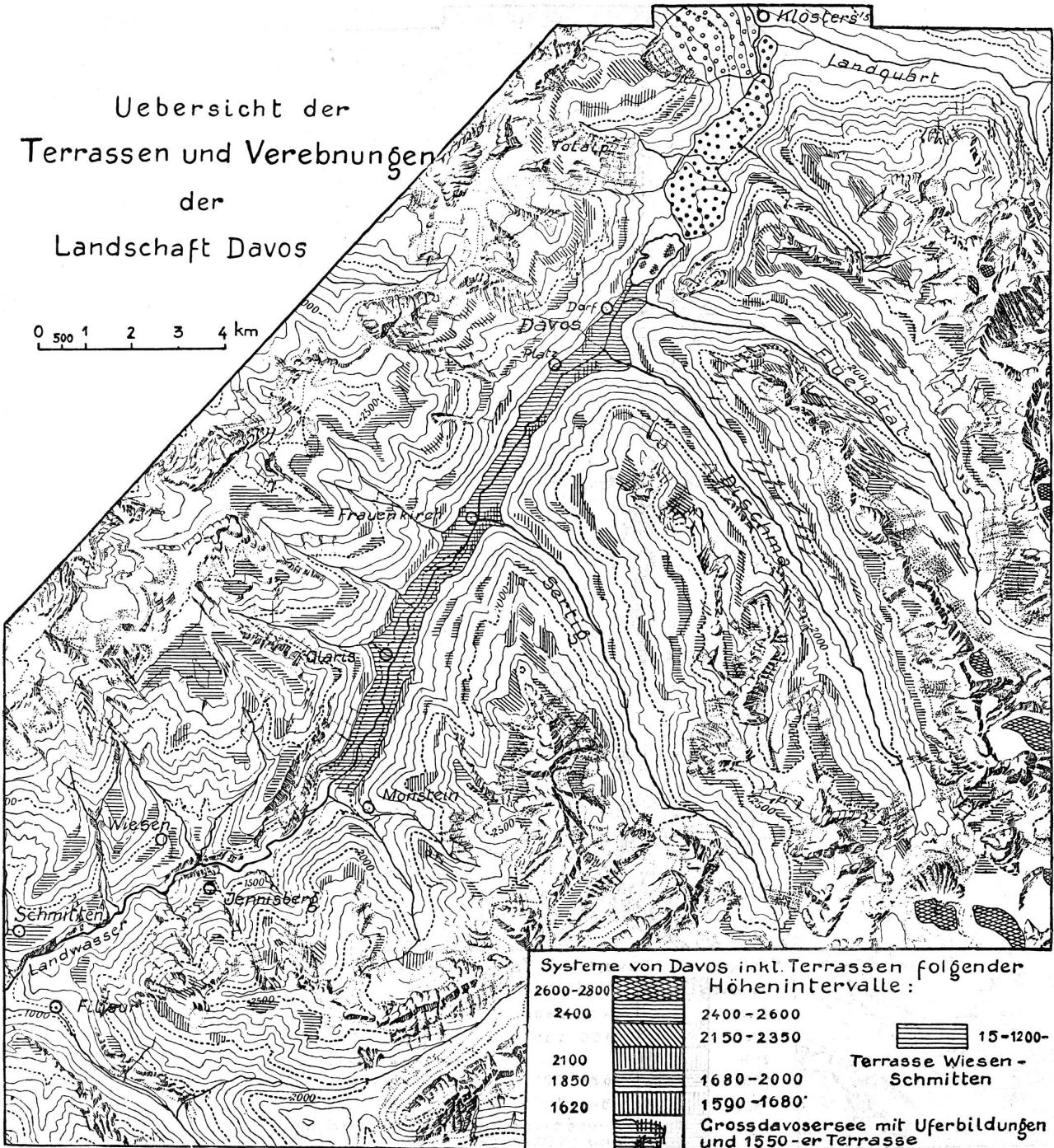
Wenn die Annahme miocäner Verflachungen richtig ist, so muß man sich darüber wundern, daß die spätalpinen und postalpinen Verstellungen und Verbiegungen der verschiedenen Formensysteme nicht intensivere waren, ging doch im Norden die Überschiebung der helvetischen Decken während des Pliocäns vor sich, fand doch damals noch die Aufwölbung des gegen E unter die Silvretta eintauchenden Aarmassivs statt. Letztere dauerte wohl auch später noch an, die Rückläufigkeit der Lenzerheideterrassen verursachend. *Th. Glaser* hat die Kippung dieses Tallaufes in die Rib- Würm-Interglazialzeit versetzt. Spätglazial muß auch die Verstellung der Davoser Talsysteme erfolgt sein, ob auch sie mit der Aufstauung des Aarmassivrückens in Beziehung steht, darüber wird die künftige Forschung wohl entscheiden; sie hat auch die Frage nach dem Alter der verschiedenen Formensysteme endgültig zu lösen. Für die morphologische Erforschung des Landwassertales wird es vor allem nötig sein, die genauen Zusammenhänge inntalaufwärts, von Innsbruck und Landeck nach dem Engadin und damit auch nach der Wasserscheide gegen die Landschaft Davos zu verfolgen.

Phasen der Talbildung im Landwassergebiet.

Tertiär	<i>Miocän</i>	Silvretta-Firnfeldniveau 2600—2800 m (—3000 m)	
	?	2400er System mit Mittelgebirgsformen	
	<i>Pliocän</i>	Lokale Terrassen 2150—2350 m (Flüelaberg usw.)	
		2100er System, praeglaziale Landesoberfläche	
	<i>Günzeiszeit</i>	ca. 2000 m Terrassenreste	
Quartär Diluvium	<i>Interglazialzeit</i>	Tiefenerosion	
	<i>Mindeleiszeit</i>	1850er System	
	<i>Große Interglazialzeit inkl. Kander- eiszeit</i>	Tiefenerosion	Durchbruch Reichenau-Chur Schyn-Durchbruch
	<i>Rißeiszeit</i> größte Ver- gletscherung	1620er-Terrasse, (1590er) Terrasse Wiesen-Alvaneu (1550er) 1500—1200 m	
	<i>letzte Interglazialzeit</i>	Entstehung vieler Schluchten: Viamala, Züge, Landwasser (Davos-Klosters)	
	<i>Würmeiszeit</i>	Bühlstadium: Auffüllung letzterer mit Moräne	Gschnitzstadium: Seitenmoränen des Silvretta - Gletschers bei Klosters-Selfranga
		Totalbergsturz, Entstehung des Groß-Davosersees, Flußumkehr.	
Alluvium		Daunstadium: Endmoränen von ca. 1800 m an aufwärts	
		Abschnürung einzelner Seebecken, Auffüllung und Verlandung derselben, Entleerung durch rückschreitende Tiefenerosion	

Uebersicht der
Terrassen und Verebnungen
der
Landschaft Davos

0 500 1 2 3 4 km



Literaturverzeichnis.

Es ist nur die wichtigste, Davos betreffende Literatur aufgeführt, ein ziemlich vollständiges Register alpin-morphologischer Publikationen findet sich in A. Winkler, Über die Beziehungen zwischen Sedimentation, Tektonik und Morphologie in der jungtertiären Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. Sitzungsber. der Akad. der Wissenschaften, Wien, math.-naturw. Klasse, Abt. I, 132. Bd., 9. und 10. Heft 1923.

1. R. Brauchli, Geologie der Lenzerhorngruppe. Beitr. zur Geologie der Schweiz, N. F. Liefg. 49,₂ 1921.
2. J. Cadisch, Geologie der Weißfluhgruppe. Beitr. zur Geologie der Schweiz, N. F. Liefg. 49,₁ 1921.
3. G. Eisenmenger, L'évolution du Rhin. Thèse, Paris 1907.
4. G. Eisenmenger, Contribution à l'étude du Landwasser et de la vallée de Davos. C. R. Ac. d. sc., Paris. T. CXLI. 1908.
5. H. Eugster, Geologie der Ducangruppe (Gebirge zwischen Albula und Landwasser). Beitr. z. Geol. d. S., N. F. Liefg. 49,₃ 1923.
6. Th. Glaser, Zur Geologie und Talgeschichte der Lenzerheide (Graubünden). Diss.-Auszug. Bern 1922.
7. Alb. Heim, Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. I. Bd. Basel 1878.
8. Alb. Heim, Geologie der Schweiz, 2 Bde., Tauchnitz, Leipzig, 1919—22.
9. E. W. Janczewski, Les vallées préglaciaires du Rhin alpin. Soc. vaudoise d. sc. nat. Procès-verbaux. 15. V. 1918.
10. A. V. Jennings, The structure of the Davos valley. Quart. Journ. Geol. Soc. London. Vol. 54, 1898.
11. A. V. Jennings, The Geology of the Davos District. Q. J. G. Soc. London. Vol. 55, 1899.

Topographie: Touristenkarte von Davos 1:50,000, herausgegeben vom Verkehrsverein Davos.

(Manuskript eingegangen September 1925.)

Bemerkungen zur Kartenskizze: Der Totalp-Bergsturz ist mit schwarzen Punkten, der Bergsturz von Klosters (Cotschna) mit schwarzen Ringlein gekennzeichnet.

Die Darstellung wird um ein Vielfaches deutlicher bei Übermalung der Schwarzweißschraffuren mit Farbstiften.

