

Zeitschrift: Jahresbericht der Naturforschenden Gesellschaft Graubünden
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Graubünden
Band: 83 (1950-1952)

Artikel: Der Pass von Maloja : seine Geschichte und Gestaltung
Autor: Staub, Rudolf
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-594513>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 21.08.2025

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

Der Paß von Maloja

Seine Geschichte und Gestaltung

Von *Rudolf Staub*

Unter den großen Wasserscheidepässen der Alpen nimmt der Maloja eine einzigartige Stellung ein. Einmal bildet er mit seinen bloß 1815 m Meereshöhe — und dies inmitten des zentralen Hochgebirges, nahe sogar den höchsten Gipfeln der ganzen Ostalpen in der Berninagruppe — die weitaus tiefste Pforte, die über unser Land vom Stromgebiet des Po durch das Inntal an den Nordfuß der Alpenkette führt.

Wohl reicht auch der Lukmanier bis auf knapp 100 m an die Tiefe des Malojapasses heran oder bleibt wenig östlich unserer Grenzen der Reschenpaß sogar noch 300 m tiefer, die Brennerfurche endlich sogar nur auf knapp 1400 m; aber keine der genannten tiefen Lücken im Alpenkamm, die alle, gerade dieser Tiefenlage wegen, seit vorhistorischen Zeiten auch schon benutzt worden sind, kann sich auch nur im entferntesten mit der durchaus einmaligen Eigenart des Malojapasses messen.

Zunächst zeigt zwar — durchaus wie Lukmanier, noch mehr aber Splügen oder Bernina — der Maloja, jedoch in scharfem Gegensatz zu Reschen oder Brenner, einen großartigen und überaus unvermittelten Steilabsturz gegen das Pogegebiet, der auf der kurzen Talstrecke Maloja—Chiavenna, d. h. auf bloß 24 km kürzester Horizontaldistanz, zur Tiefe von nur 300 m abfällt, d. h. auf ein Niveau, das beispielsweise vom Reschen oder Brenner her von der Etsch und der Eisack erst bei Meran oder kurz oberhalb Bozen, nach erst 50 km Horizontaldistanz erreicht wird. Zu diesem gewaltigen Absturz in die tief eingerissenen Täler des Adda-Systems, der Splügen, Maloja

und Bernina in ähnlichem Maße eigen ist und der in seinen Ausmaßen vom Splügen und vom Südabbruch des Berninapaß-Plateaus gegen das obere Puschlav sogar noch übertroffen wird, gesellt sich aber weiterhin, ähnlich zwar wie am Bernina, aber in weit größerer Schärfe und Eindrücklichkeit, der erstaunliche landschaftliche Gegensatz beidseits der heutigen Paßhöhe: der tief eingerissenen, von der Maira in wildem Lauf durchschäumten steilen Talschlucht des Bergells steht oben am Malojapaß eine andere Welt gegenüber, das — einst — feierlich stille Seental des Engadins, von Maloja bis St. Moritz fast ohne jedes Gefälle. Der ruhige, seenerfüllte Talboden des Oberengadins endet brüsk und völlig unerwartet an der Malojaschwelle; er scheint durch das Bergell wie abgeschnitten. Im Grunde ist das ganze Seental des Oberengadins als nichts anderes denn als eine langgestreckte gewaltige Paßhöhe zu betrachten, die aber aufwärts, d. h. gegen das obere Bergell hin, völlig unvermittelt, schon bis Casaccia auf eine Horizontaldistanz von nur 2,5 km an die 350, ja von der Malojakante des heutigen Schloßhügels gar um 450 m abstürzt, an ihrem unteren Ende, jenseits St. Moritz aber, auf wenig mehr als 1 km Länge, nur knapp 50 m talabwärts abfällt, zum von nun an bis unterhalb Brail weitgehend ausgeglichenen Talboden des mittleren Engadins. 50 ‰ Gefälle zwischen St. Moritzersee und dem Ausgang der Charnadüra stehen zwischen Malojariegel und Casaccia 180 ‰ gegenüber, und zwischen Finstermünz und Chiavenna stehen beidseits des Maloja sogar nur 8 ‰ Inngefälle vollen 60 ‰ Mairagefälle gegenüber. Die Meereshöhe von Chiavenna erreicht die Maira heute schon 24 km unterhalb der heutigen Wasserscheide; der Inn jedoch bleibt bis weit über seinen Alpenaustritt stets über dem Niveau von Chiavenna und erreicht dasselbe erst knapp vor seiner Mündung in die Donau, kurz oberhalb Passau. Zwischen Maloja und Rosenheim beträgt das mittlere Gefälle des Inn nur 4,3 ‰. Die beiden am Malojapaß beginnenden Täler der Maira und des Inn zeigen damit ganz grundlegende Verschiedenheiten, und es wird ohne weiteres verständlich, daß diese Gegensätze im Ablauf der Talgeschichte und damit der Entstehung des heutigen Passes eine entscheidende Rolle gespielt haben müssen: die Maira ist mit ihrem ungleich größeren Gefälle weitaus der stärkere Fluß gewesen als der obere Inn; sie hat daher im Kampf um die beidseitigen Einzugsgebiete weit größere Erosionskraft entwickeln können und war damit imstande, dem ge-

fällsarmen Inn im Laufe der Zeit beträchtliche Teile seines alten Oberlaufes zu entreißen. Und dies um so eher, je weiter ursprünglich die Wasserscheide gegen das Inngebiet noch mehr gegen Westen zurücklag, weil dem damit noch schwächeren Gefälle des Inn ein noch kräftigeres der Maira entgegenstand.

In der Tat ist mit diesen Dingen eines der Grundphänomene berührt, die die besondere Eigenart des Malojapasses geschaffen haben: *der Kampf um die zentralalpinen Wasserscheiden*. Daß ein solcher in sehr beträchtlichem Ausmaß stattgefunden hat, zeigt das obere Ende des Engadins um Maloja in jeder Deutlichkeit. Rund 1 km breit endet der heutige Engadiner Talboden und seine nächste Umgebung unvermittelt am Maloja-Absturz gegen das Bergell hin, und dieses ganze breite Oberengadin besitzt solchermaßen gar keinen ihm entsprechenden Gebirgshintergrund mehr. Schon ALBERT HEIM hat, erstmals in seinem berühmt gewordenen «Mechanismus der Gebirgsbildung», bereits im Jahre 1878 auf diesen «Fehler» des Engadins hingewiesen und zugleich auch schon die alten, primären oberen Hintergründe des Tales im Bereiche des jetzigen Bergells, zwischen den Gletscherhörnern und dem Piz Duan einerseits, diesem und der Kette zwischen Albigna, Masino und Bondasca andererseits, erkannt. Ein Bild, das jedem Unvoreingenommenen auf seiner ersten Wanderung engadin-aufwärts als ohne weiteres zutreffend erscheinen muß. ALBERT HEIM nahm an, daß der Oberlauf des Inn einst in den heutigen Quelltälern des oberen Bergells gelegen hätte, daß die Maira, dank ihres übergroßen Gefälles, von Chiavenna bergell-aufwärts sich immer tiefer und weiter rückwärts eingeschnitten habe, um schließlich, nacheinander, die Bäche der Albigna, von Maroz und die Orlegna als einstige Inn-Quellläste anzugreifen und dieselben sukzessive, mit einem brüsken Ablenkungsknie, in die Gegenrichtung, d. h. eben in das untere Bergell, abzulenken. Diese «Anzapfung der Quellgebiete des alten Oberengadiner Tales durch den ‚stürmischen‘ Einbruch der Maira» ging als ein Schulbeispiel der sukzessiven «Enthauptung» eines Talsystems in alle Lehrbücher ein, und dieser Kampf zwischen Maira und Inn, resp. dieser Eingriff und der damit verbundene «Einbruch der Maira in das Innsystem», erschien als das die ganze Talgeschichte des oberen Engadins grundlegend beherrschende Hauptphänomen. Daß übrigens die Merkwürdigkeit der Maloja-Paßhöhe schon den ersten geologischen Pionieren

in Graubünden, ARNOLD ESCHER v. D. LINTH und BERNHARD STUDER, aufgefallen ist, und dies an die 40 Jahre vor ALBERT HEIM, zeigt ein wenig bekannter Passus in deren klassischer «Geologie von Mittelländern» aus dem Jahre 1839, wo auf S. 17 von der «Verlängerung der waagrechten Hochebene des Engadins» durch das «tiefe, schluchtähnliche Bergell» die Rede ist, und weiterhin auf S. 24 vom «Weidetal Marozzo» als einer «unvollkommenen Fortsetzung der Malojafläche», und vom damit angedeuteten Streben, die große Breite dieser Malojafläche «durch Bildung von Paralleltälern zu zerspalten». Talgeschichtliche Zusammenhänge zwischen Engadin und Bergell sind somit hier schon seit den ersten Anfängen geologischer Forschung in Graubünden erkannt worden, wenn auch deren Ursachen damals kaum geahnt werden mochten.

Die Dinge liegen aber weit komplexer. Wohl sind dem Bergeller «Einbruch» der Maira ähnliche Rückverlegungen alter Wasserscheiden durch die dem Alpensüdfuß zuströmenden Flüsse seither in weitem Umfange als effektive Ereignisse der alpinen Talgeschichte nachgewiesen worden, am Berninapaß etwa oder am Splügen oder im Tessin, und haben weitere Untersuchungen gezeigt, daß die großen Hauptflüsse des Po-Systems ganz allgemein, vom Piemont — Mont Genève und Mont Cenis — durch die ganzen Alpen, bis über die Etsch hinaus und an die Quellen der Drau, die alten Quellgebiete der ursprünglich gegen Norden fließenden sog. «externen» Flußsysteme des Gebirges weitgehend erobert und nach Süden abgelenkt haben. Die Anzapfung der alten Innquellen durch die Maira ist somit heute nur ein besonders schöner und eindrucklicher Sonderfall im Gesamtsystem der piemontesischen, insubrischen und venetischen Einbrüche in die primäre alpine Wasserscheide. Es hat sich aber weiter auch gezeigt, daß an der Gestaltung der Talgeschichte im Grenzgebiet zwischen Engadin und Bergell die einander folgenden Ereignisse weit komplexerer Natur gewesen sind und daß, gerade im Gebiet des oberen Engadins und Bergells, die Entwicklung der Täler viel mannigfaltiger und der insubrische Eingriff der Maira, von Südwesten her, nicht der einzige gewesen ist.

Der *Paß von Maloja* liegt heute am *Treffpunkt dreier großer geologischer Einheiten* der zentralen Alpen:

In der Kette Piz Lagrev—Piz Grevasalvas thronen heute die letzten westlichen Ausläufer der ostalpinen Schubmassen der Bernina-

gruppe und damit des ganzen Engadins als mächtige klippenartige Ausleger hoch über den obersten Elementen der gewaltigen penninischen Zentralzone der Alpen. Aus solchen ist dann die ganze nähere Umgebung von Maloja herausgeschnitten: die Lunghin-Gruppe im Norden, Margna-Stock und Piz Salacina im Süden, die Duan/Maroz-Gruppe samt den Bergen zwischen dieser, den Gletscherhörnern und dem Septimer im Westen. Das Becken des Silsersees liegt, bis gegen Sils hin sicher, in dieser Zone; der große Felsriegel westlich Maloja gehört zur Gänze hieher. Der Gneiß von Maloja bildet hier das tiefst-aufgeschlossene Glied der gerade hier enorm komplexen obersten penninischen Zone; er bildet, als Kristallkern der Margnadecke, gewissermaßen das Basis-Stockwerk des ganzen oberen Engadins. Keine 4 km südlich Maloja aber erhebt sich endlich das dritte große Bauelement dieser südrätischen Alpenwelt: das Granitmassiv der südlichen Bergeller Berge. Dieses Bergeller-Massiv ist in seiner Entstehung viel jünger als die beiden anderen Bauelemente, weil dort die Glutmassen der Tiefe, in Form magmatischer Schmelzen, erst lange nach erfolgter Überschiebung der ostalpinen über die penninische Zone in den fast fertigen, ja z. T. bereits in erster Durchtalung begriffenen Gebirgskörper emporgedrungen sind und dort, abermals erst eine Weile später, an Ort und Stelle als durchaus bodenständiges Element zu den Bergeller Graniten und Tonaliten erstarrten. In den Gletschermühlen von Maloja aber liegen Fragmente aller dieser drei großen alpinen Einheiten einträchtiglich auf kleinstem Raum beisammen: Bergeller- und Bernina-Blöcke als Mahlsteine am Grunde der in den penninischen Maloja-Gneiß eingelassenen Mühlen.

Drei alpine Bauelemente erster Ordnung, drei nach Bau und Entstehung voneinander total abweichende Gesteinsserien und Strukturelemente umrahmen auf solche Art den heutigen Übergang über den Malojapaß. Es sind aber des weiteren auch *drei verschiedene Flußsysteme erster Ordnung*, die das Gebiet als solches berühren. Von einem Punkte wenig nördlich der heutigen Fuorcla Lunghin scheiden sich die Wasser nach drei Meeren hin: nach Osten zum Inn, zur Donau, zum Schwarzen Meer; nach Norden zum Rhein und der Nordsee; nach Süden zur Maira, zur Adda, zum Po und damit zur Adria. Die obersten Quelladern gewaltiger europäischer Ströme treffen sich so im eigentlichen hydrographischen Hauptzentrum der

Alpen heute nur knapp 3 km nordwestlich Maloja, und die Wasser, die von demselben herabfließen, mischen sich schlußendlich mit jenen der britischen Inseln, Asiens und Afrikas.

Rhein-, Adda- und Inn-System strahlen so aus nächster Nähe oberhalb des Malojapasses in gewaltige Ströme auseinander. Dasselbe Auseinanderstrahlen von Rhein-, Inn- und Addaquellen aber läßt sich auch aus früheren Stadien der Talgeschichte erkennen, wenn auch, je nach dem zeitlichen Ablauf derselben, an verschiedenen Stellen; zwischen der Chapütschin/Tremoggia-Gegend in der westlichen Berninagruppe, Monte Sissone-Disgrazia im hintersten Malenco, dem Hintergrund der Albigna und dem Septimer sich verschiebend. Sicher aber ist, nach allen Ergebnissen der neueren Erforschung dieser Dinge, daß in der Gesamt-Talgeschichte der Oberengadiner/Bergeller-Furche schon von allem Anfang an nicht nur Inn und «Maira», sondern auch die südlichsten Quelläste des Rheingebietes eine entscheidende Rolle für die heutige Talgestaltung gespielt haben. Rhein, Inn und Maira haben miteinander um die alpine Wasserscheide gekämpft, je nach Zeit und tektonischem Geschehen auf verschiedener Bahn, mit wechselndem Erfolg und selbst in verschiedenem Sinne. Daß solcherart hier die Quellgebiete *dreier* verschiedener Flußsysteme aufeinanderstießen und gegenseitig miteinander in Konkurrenz traten, statt, wie in den meisten Fällen, nur deren zwei, trägt weiter zur besonderen *Eigenart der Talgeschichte* zwischen Oberengadin und Bergell bei.

Zu den bisher genannten Besonderheiten der Maloja-Wasserscheide und ihrer näheren und weiteren Umgebung kommen weitere, die abermals den Sondercharakter dieses Gebietes als solchen noch steigern und die die letzten Gestaltungen desselben bedingt haben. Zur Mannigfaltigkeit des felsigen Untergrundes, zur Einwirkung dreier großer Flußsysteme, zum Kampf derselben um die schließlich heute erreichten Wasserscheiden zwischen Oberengadin, Bergell und dem Rheingebiet treten als neue, die alten Anlagen abermals überprägende Faktoren die komplexen Ereignisse der *Eiszeit* und besonders auch jene der *Schlußstadien* derselben bis in die Gegenwart hinein.

Vor den beiden größten und letzten Vergletscherungen der Eiszeit ist der Hauptkampf um den Malojapaß beendet, und darum zeigt diese Wasserscheide abermals ein geologisches Phänomen in

ganz besonders schöner Prägnanz: die *Transfluenz* eines großen inneralpinen Eisstromes, aus dem Oberengadin «talaufwärts» über den Malojapaß ins Bergell: der Malojapaß ist ein großartiger Zeuge dieser wohl schönsten Transfluenz der Alpen. Eis aus der zentralen Berninagruppe stürzte dort in gewaltiger Kaskade hinab ins Bergell und schleppte Blockschutt und Geröll mit sich bis an den Comersee, nach Lugano, an den San Salvatore, ja bis über Como, Varese und den Alpenausgang der Adda weit südlich Lecco hinaus. Die gewaltige Rundbuckellandschaft des Oberengadins, die Auskolkung der Seebecken, die wenn auch nicht mehr große Übertiefung der Engadiner Talsohle, die Ausbildung spezieller subglazialer Rinnen im Malojariegel und anderswo, das Zurückbleiben der Übertiefung in den Nebentälern des Oberengadins, als Folge mangelnder Bewegung der Seitengletscher, weil dieselben durch den Hauptstrom des Engadiner-Eises während langen Zeiten zurückgestaut wurden, wodurch in erster Linie die Mündungsstufen der Seitentäler, im Bergell und im Oberengadin entstanden, das alles geht, und wie wir sehen werden, noch mit vielem anderen, auf diese großartige Vereisung der diluvialen Zeiten der Erdgeschichte zurück.

Die letzten Stadien dieser großen Engadiner Talvergletscherung schufen jedoch weitere Phänomene: die in ihrer Art, als direkt auf der Hauptwasserscheide und oft sogar unmittelbar am Paßkamm gelegenen, auch nach ihrem Umfang und ihrer Anzahl, und der Klarheit ihrer Ausbildung wegen wohl einzigartigen *Gletschermühlen* am Riegel von Maloja, die der ganzen Wasserscheide eine abermals neue und ganz besondere Note verleihen. Gesehen im Gesamtablauf der langen Tal- und Paßgeschichte, sind diese Gletschermühlen wohl ein verschwindend kleines Phänomen, ein einzigartiges Ornament bloß dieser großen Landschaft; an sich aber und nach ihrer besonderen Lage sind sie durchaus ungewöhnlich und einmalig in den ganzen Alpen. Schließlich aber zeigt gerade die Paßhöhe von Maloja in großartiger Weise auch noch das Einsetzen einer letzten scharfen Vereisungsphase, die über die Paßhöhe hinweg einen jungen Mörenkranz des Fornogletschers gelegt hat, der heute als die eigentliche Wasserscheide amtet und hinter dem die Felsbecken des Oberengadins einst zu den «ersten» Vorläufern der heutigen Seenkette aufgestaut werden konnten. Der Anlaß zur *Bildung der Oberengadiner Seen* ging damit deutlich *von Maloja aus* und ist mit den spät-

eiszeitlichen Vorgängen am Malojapaß unweigerlich verknüpft, bis in ihre Endstadien hinein, und damit wurden *Ereignisse am Malojapaß überhaupt von entscheidender Bedeutung für die landschaftliche Schönheit des ganzen obersten Engadins*. Ohne die besondere Talgeschichte von Maloja kein Engadin in solcher Höhe und Weite, kein in seinem unerhörten Licht so einzigartiges Hochtal, keine Seenpracht, kein Durchgang von Italien nach Tirol, keine Bergeller Talschlucht, keine «Maloja-Überraschung» für den Reisenden, keine Gletschermühlen in einzigartiger Lage, kein leichter Verkehr mit dem Süden, andere Geschichte der Talbevölkerungen, hochgelegene Landesgrenzen an der alten Talwasserscheide über dem Bergell, alles wäre anders ohne die großartige Entwicklung, die die inneralpine Talgeschichte gerade am Malojapaß genommen hat. Schon dies allein Grund genug, für die unverfälschte Erhaltung der Natur an diesem einzigartigen Übergang besorgt zu sein und denselben, im großen wie im kleinen, auch der Nachwelt möglichst unversehrt zu übergeben.

*

Im folgenden sei nun die Geschichte des Malojapasses nach ihren einzelnen Etappen kurz skizziert. Dem tektonischen Geschehen, dessen Bewegungen in verschiedenen Unterabschnitten den rätselvollen Bau der Alpenkette türmten, folgt auf dem Fuße schon die *erste Anordnung der Täler* als der natürlichen Tiefenrinnen im durch die Gebirgsstauung geschaffenen ersten aus dem Meere emporgehobenen alpinen Relief.

Der folgende Abschnitt umfaßt die *Ausgestaltung* dieser ersten Täler im Verlauf der ausklingenden alpinen Bewegungen der sog. *Molassezeit* und deren mannigfache Wechselbeziehungen bis zum Eintritt der Eiszeiten.

Die nächste Entwicklungsphase ist jene der Umbildung und Weitergestaltung des Talsystems durch die *eiszeitlichen Gletscher*; eine letzte bringt schließlich die Veränderungen nach dem letzten großen Rückzug dieser Gletscher am *Ende der Eiszeit* bis in ihre hochalpinen Nährgebiete hinauf.

Das besondere Phänomen der *Gletschermühlen* von Maloja sei schließlich in einem eigenen Abschnitt kurz behandelt, weil diese Gletschermühlen zur Zeit eben jene Kleinobjekte darstellen, die am

ehesten durch menschlichen Eingriff bedroht sind und damit in erster Linie in ihrer Eigenart unversehrt erhalten werden sollten.

Die Grundlagen zu den nachfolgenden Ausführungen sind in erster Linie auf den im Literaturverzeichnis angeführten geologischen Karten zu konkreter Darstellung gebracht, auf die hiermit als wertvolle Beihilfe verwiesen sei.

1. Tektonischer Bau und Ausgangslage der Täler

Die *innere Struktur* unseres Gebirgsabschnittes oder überhaupt der Alpen und deren näherer Aufbau und komplexes Entstehen spielt, so großartig auch diese Phänomene gerade im Oberengadin und Bergell sind, *für die späteren Talanlagen nur eine relativ geringe Rolle*. Daß die ganze Gebirgskette, mit Ausnahme der Südalpen und der nördlichen Zentralmasse zwischen Mont Blanc, Berner Oberland und Tödigebiet, aus einer ganzen Anzahl sog. Schubmassen besteht, die gruppenweise ähnliche Gesteinsfolgen aufweisen, sich durch diese Gesteinsfolgen voneinander unterscheiden und daher nach diesen Verschiedenheiten auch in verschiedene Systeme gegliedert werden — in helvetische, penninische und ostalpine Deckenelemente —, das bleibt an sich für den späteren Talverlauf im Gebirge nur von nebensächlicher Bedeutung. Die innere, tektonische Struktur gibt sich nur mehr kund, dort allerdings in hohem Maße, in den landschaftlichen Sonderelementen der einzelnen Gebirgsabschnitte. So längs der Talfurche Engadin—Bergell etwa in der völligen Anpassung an die Härteunterschiede im bloßgelegten alpinen Deckenhaufen, an Schichtung, Schiefrigkeit, Massigkeit der Gesteinskörper, an das generelle Einfallen der Schichten, in der Richtung der alpinen Achse sowohl wie quer dazu. Terrassen, Leisten, Wandfluchten, Steil- und Flachböschungen, die ganze Detailgestaltung von Berg und Tal, alle diese Dinge gehen auf diese *selektive Anpassung der Oberflächenformen an die lokale Tektonik* und die durch dieselbe bedingte Verteilung der verschiedenen Gesteinskörper im Gebirge zurück. *Nicht entscheidend* aber ist — abgesehen von den näheren Verwitterungsformen der Berge, die sich in großartiger Weise eben nach dem näheren Material, aus dem sie heraus-

geschnitten worden sind, richtet, und damit nach der lokalen Tektonik des Gebirgstells —, ob eine Tallandschaft in penninische oder ostalpine Schubmassen eingelassen erscheint. Und dies gilt ganz besonders für den Talverlauf und die denselben begleitenden beidseitigen Böschungen, die im ostalpinen wie im penninischen Abschnitt an sich durchaus ähnliche sind. Und abermals dasselbe gilt für das steil aus der Tiefe des Gebirges wild aufstrebende Bergeller Granitmassiv, dessen Verwitterungsformen — und mächtige Wandfluchten besonders — wohl entscheidend anders sind als im generell flach struierten alpin bewegten Deckenland, dessen bloßes Dasein und nähere Kontur jedoch abermals in gar keiner Weise etwa den ursprünglichen und auch nur wenig den späteren Talverlauf beeinflussen.

Was hingegen das *primäre Talnetz* in hohem Maße geleitet hat und teilweise immer noch leitet, das sind die *Höhenschwankungen der alten tektonischen Oberfläche*, die Mulden und Wannens längs und quer zur Oberfläche der obersten alpinen Schubmassen; mit andern Worten Gewölbe- und Muldenzonen im Gebirgstreichen und die Kulminationen und Depressionen im Auf und Ab der alpinen Achsen, d. h. Erhebungen, Buckel und Wannens, die quer zum Gebirgstreichen verlaufen. In den Längsmulden sammeln sich die Wasser der ersten Längstäler, in den Quermulden oder den Achsenedepressionen liegt der erste Ursprung der Quertäler. Wenigstens in der Regel; doch können auch transversale Faltenelemente, eigentliche Querfalten, eine solche quertal-fördernde Funktion übernehmen, oder aufgebrochene Flexuren können, ebensogut wie aufgebrochene oberste Gewölbeteile eines Faltensystems, denselben schließlichen Effekt hervorbringen. Daneben kommen als weitere Leitlinien für die Durchtalung des Gebirges auch die Bruchsysteme in den obersten alpinen Schubmassen und den Südalpen in Betracht.

Die Gliederung des alpinen Deckenstapels in Gewölbezonen und Mulden, in quere Depressionen oder Flexuren ist damit von größter Wichtigkeit für *die erste Lokalisierung eines Talzuges*. Hat das fließende Wasser sich aber einmal eine erste Rinne eingegraben, so wird es dieselbe ohne äußere Einflüsse *nicht mehr verlassen* können und sich, *im Raume des ersten Gerinnes*, immer weiter *eintiefen* und schließlich, auch durch völlig anders geartete tiefere Strukturen des Gebirges hindurch, *ein Talsystem* erstehen lassen.

Daß das alpine Deckenland, vom Mittelmeer bis nach Wien, eine solche unruhige Konfiguration aufweist, ist seit langem erkannt und geht auf natürlichste Weise zurück auf verschieden hohe Aufstauung des Deckenhaufens vor größeren und teilweise auch kleineren Widerständen im Vorland, die auf die Vorbewegung der alpinen Schubmassen bremsend gewirkt haben. Teils liegen diese erhöhten Widerstände in steiferen Massen, teils geht diese Gliederung in verschiedenen Widerstand leistende Sektoren wohl zurück auch auf eine primäre Segmentierung des alpinen bzw. voralpinen Raumes durch ältere Querbruchsysteme oder Flexuren. Tatsache bleibt, daß das durch den alpinen Zusammenschub geschaffene primär *tektonische Relief der werdenden Alpen* von allem Anfang an *keine einfache Fläche* gewesen ist, sondern in Längs- und Querschnitten einerseits, komplexe Hochgebiete andererseits mehr oder weniger *verbogen* war. Die *Tiefenlinien* dieses primär-tektonischen Reliefs aber wiesen, als die *natürlichen Sammelrinnen* der ersten Gewässer des werdenden Gebirges, den *ersten Talanlagen ihren naturgegebenen Platz*, den dieselben dann, einmal eingetieft, nicht mehr ohne weiteres verlassen konnten.

So bildeten sich Quertäler und Längstäler, die untereinander zunächst durch Quer- und Längssättel als den *ersten Pässen* getrennt waren, bei weiterem Eintiefen der Gewässer aber schließlich, durch Überwindung der trennenden Pässe, miteinander verbunden wurden. Weil das Gefälle *quer* zur Kette, d. h. in unserem Bereiche gegen Norden und Süden, wohl von Anfang an größer war als das Gefälle längs der Achsenrichtung derselben, erlangten relativ rasch die *Quertäler* über die Längstäler das Übergewicht, und es brauchte zur weiteren Entwicklung der Längstäler im Inneren des Gebirges erneute Verstärkung der Längseinmündungen, ohne die überhaupt ein größeres einheitliches Längstalsystem gar nicht hätte entstehen können.

Ausgesprochene *Längstalsysteme* und über große Strecken einheitliche Längsfurchen spielen aber heute in den Alpen eine gewaltige Rolle; es sei nur erinnert an die Rhone/Rhein-Längsflucht zwischen Chur und Martigny, an das Veltlin, das Inntal zwischen Arlberg und Kufstein, das Engadin/Bergeller-System, das Pustertal, Davos—Rheinwald und andere mehr. Wir müssen für deren tatsächlich erfolgte Ausbildung somit spätere kräftige *Reaktivierung der*

Längsmuldentröge im alpinen Deckenland annehmen. Eine solche ergibt sich aber automatisch: bei *weiterem Zusammenschub* des alpinen Querprofils, im Gefolge weiterer Zusammenstauung der alpinen Bauelemente nach erfolgtem Deckenschub.

Das Studium der alpinen Strukturen ergibt nun, als Frucht ausgedehnter tektonischer Forschung durch das ganze Gebirge, in der Tat eine ganze Reihe von solchen *tektonischen Nachphasen* der alpinen Gebirgsbildung, von neuen stärkeren Zusammenschüben, von der Zeit des mittleren und oberen Oligozäns bis in das oberste Miozän. Nachphasen, die das Gebirge jeweilen fast ruckartig oder in gewissen oft nur kurzlebigen Hebungszyklen weiter emporwölbten, wobei die alten Längsmulden vertieft wurden, das Gebirge als Ganzes aber höher stieg und somit für dessen Flüsse erneut verstärktes Gefälle gegen außen entstand. Das *Abbild* dieser spätalpinen Bewegungs-, Verbiegungs- und Hebungsphasen erkennen wir heute aber auch in den beidseitigen, das Gebirge begleitenden Ablagerungen der alpinen Schuttmassen: deren Schichtfolgen spiegeln, in den Ablagerungen der süd- und der nordalpinen *Molasseformationen*, die alpinen Bewegungszyklen dieser spätalpinen Zeit in schönstem Maße wider. Daß endlich mit der Lage der großen *Nagelfluhmassen* im Umland der Alpen die Orte der alten Flußdeltas jener ersten Alpenepoche und damit das *Mündungsgebiet der ältesten alpinen Flüsse* angezeigt wird, gibt für die *Lage der ersten Talsysteme* weitere Anhaltspunkte.

Auf der tektonisch noch erkennbaren Lage der alpinen Tiefenzonen, d. h. der Quermulden und Längsmulden, dem Charakter und der Lage der Geröllschüttungen der Nagelfluhen des beidseitigen Gebirgsrandes und schließlich auch auffallenden Merkwürdigkeiten in der Höhe der heutigen Gipfelung, der sog. Gipfelflur, basieren unsere Kenntnisse von den eigentlichen *Ur-Talsystemen* der Alpenkette.

Selten allerdings findet man im heutigen Gebirge noch wirkliche, d. h. bis heute erhalten gebliebene Reste dieser ersten Talungen, nie den Überrest der alten, rein tektonisch bedingten Gebirgsoberfläche. Aber deswegen bildet doch das Streben nach der Erkenntnis dieser *ersten alpinen Talungen* die Grundlage für ein wirkliches *Verständnis des heutigen Talsystems*. Großverbiegungen des alpinen Querprofils und Schichtfolge der Molasse führen hier zum Erkennen

heute längst verschwundener Dinge, die als Grundlagen der Talgeschichte der Alpen aber unerläßliche Voraussetzungen zu deren wirklichem Verstehen sind. Man kann diese Dinge leicht als unnützes Spiel der Phantasie abtun, man wird aber ohne dieses Streben nie zu einer tatsächlichen Einsicht in die wirklichen und großen *Zusammenhänge der alpinen Talgeschichte* gelangen.

Ein Einwand gegen die Ableitung der alpinen Talanlagen aus den tektonischen Elementen des Gebirges, der oft zu hören ist, besteht darin, daß in den Ostalpen das tektonische Relief zu Beginn des mittleren Tertiärs überhaupt weitgehend eingeebnet und überschottert worden sei, daß somit die heutigen Täler ohnehin niemals etwas mit den alpinen Strukturen überhaupt zu tun gehabt hätten. Die Frage ist nur: Läßt sich diese für große, aber besonders die östlichen Ostalpenanteile bestimmte zutreffende Sachlage ohne weiteres auch auf die westlicheren Gebirgsbezirke, d. h. die westlichen Ostalpen, die Schweizeralpen und die Westalpen übertragen? Daß dies *nicht* angeht, zeigt einmal die infolge engerer Zusammenstauung stets auch größer gewesene und bis zum heutigen Tag auch gebliebene Höhe unserer westlichen Alpenanteile; dazu weiterhin die Mächtigkeit, stete Wiederholung und weiteste Ausdehnung der Geröllschüttungen in den Nagelfluhen des schweizerischen Mittellandes oder des bayrischen Alpenvorlandes oder der südalpinen Molasse. Denn die Größe dieser Nagelfluhgerölle ist, samt der Flächenausdehnung und der Mächtigkeit dieser alten Schuttkegel, die zeitweise das heutige Juragebiet und im Süden sogar den nördlichen Apennin noch erreichten, eine derartige, daß *nur Alpenflüsse mit großem Gefälle* für deren Transport bis weit außerhalb der Alpen in Frage kommen konnten; mit einem Gefälle, das, nach Vergleichen der Geröllgrößen mit heutigen Flußschottern, sicher sogar *stärker* gewesen ist als das der heutigen Flüsse. Wohl war zur Zeit dieser Molassebildungen, gemäß dem tropischen Charakter jener Epoche und der größeren Nähe der das Alpengebiet umspülenden Meere, auch die Wasserführung der ersten alpinen Flüsse eine bedeutendere als heute, aber auch damit könnte die gewaltige Geröllschüttung, weit aus den tertiären Alpen heraus, *ohne starkes Gefälle* der damaligen Alpenflüsse *nicht* erklärt werden.

Aus allen diesen Dingen, die genauer darzulegen wohl einen vollen Band erfordern würde, dürfte sich für die Talgeschichte im

Oberengadiner-Bergellersektor, in den späteren Phasen allerdings auch aus Terrassenresten, Moränen und der Verbreitung und Natur des erratischen Geschiebes, mit größter Wahrscheinlichkeit etwa folgender Ablauf der Dinge ergeben.

2. Gestaltung der Talgeschichte bis zur Eiszeit

1. Phase: oligozäne Entwässerung zum Rheingebiet

Mit dem Einsetzen der *stampischen Zeit*, d. h. zu Beginn des mittleren Oligozäns, waren die großen Hauptbewegungen, die zu den weitreichenden Überschiebungsphänomenen unseres Gebirges führten, erstmals zur Ruhe gekommen. Der Deckenbau der Alpen war in großen Zügen vollendet, bis auf kleine Einzelheiten das Gebirge erstmals zusammen- und in seinen zentralen Teilen auch hochgestaut. Die Zentralalpen erhoben sich bereits über die beidseits das Gebirge noch umsäumenden Meere und wurden damit erstmals, als schwach gegliederter plumper Gesteinswall allerdings, der Erosion durch das fließende Wasser der ersten Flüsse ausgesetzt. Es begann damit die *erste Durchtalung* des Alpenkörpers durch die Flüsse der stampischen Zeit, d. h. die *Urflüsse der Alpen*. In Quer- und Längsmulden sammelten sich die ersten Gerinne, von den innersten Teilen des damaligen Gebirges nur mühsam einen Ausweg in die umliegenden Randtiefen suchend. Zentralalpine Längsmulden mögen in ihren tiefergelegenen Abschnitten damals zunächst von *ersten Seen* geschmückt worden sein, die über die nächstgelegenen tiefsten Quersättel hinweg sich langsam gegen den Gebirgsrand hin entwässerten. In einem weiteren Stadium wurden dann, von den beidseitigen, damals auf Meeresebene gelegenen Rand-Tiefen her, diese an sich in dieser Entwicklungsphase noch nicht bedeutenden *Querpässe* sukzessive erniedrigt, mehr und mehr eingetieft und schließlich überhaupt geschleift, bis endlich die zentralalpinen Seen jener Zeit sich langsam entleerten und ihre angestammten Furchen als *Längs-Quelltäler* dem nunmehr entstandenen *ersten Quertalsystem* sich einverleibten. Die gewaltige Zunahme der alpinen Geröllschüttung von der unter- zur oberstampischen Zeit, die sich in einer ganz ungeheuren Massenentwicklung der Nagelfluhen während dieser Zeitepoche abbildet, legt großartiges Zeugnis einerseits vom sukzessiven Aufstieg

des alpinen Reliefs, andererseits vom *raschen Einschneiden dieser oligozänen Täler* ab. Das Maximum dieser ersten Phase der alpinen Talbildung wird, gemäß den Dokumenten der Nagelfluhen in der nordalpinen Molasse der Ostschweiz, im oberen Oligozän, d. h. im *Aquitän*, erreicht, wo erstmals Gerölle von zweifelsfreien Berninagesteinen in diesen Nagelfluhen erscheinen.

Die *erste Entwicklung der Talgeschichte* im breiten bündnerischen Abschnitt des späteren Oberhalbsteins, Bergells und Oberengadins wird durch diese Dinge abgebildet und illustriert. Eine tektonisch angelegte, aber noch schwache Längsfurche im Gebirge, hoch über den heutigen Tälern des Oberengadins und des Bergells, ja weit über der ganzen heutigen Gipfelung gelegen und tektonisch bedingt durch die in dieser Engadiner-Richtung südwestwärts fortlaufende, über dem Bergell unter dem Einfluß lombardischer Nachstöße mehr in die Ost-West-Richtung vorgebogene, langsam immer stärker sich heraushebende Deckenfront der Ötztaler-Masse als der obersten Schubeinheit der rätischen Alpen, entwässerte sich, zunächst durch Überlaufen über einen gleichfalls tektonisch gegebenen niedrigen Querpaß hoch über dem heutigen *Septimergebiet*, durch eine ausgesprochen tektonisch angelegte Quersfurche, teils als Quermulde, teils als alte Querflexur angelegt und vielleicht auch durch Quersalten weiter differenziert, nordwärts hoch über dem heutigen Oberhalbstein, vielleicht auch östlich über dem heutigen Avers nach Norden. Ein entsprechender, an sich theoretisch gleichfalls denkbarer Überlauf gegen Süden kam infolge weit höherer Lage der die Ur-Bergeller/Oberengadiner-Furche im Süden überragenden Gewölbezone des späteren alpinen Deckenscheitels, d. h. eines primären Bernina/Disgrazia-Walles, hier nicht zustande; im Gegensatz zu der Entwicklung im Berninapaß-Sektor, wo von Süden her die Uranlage der Val Camonica in der tektonischen Fortsetzung des heutigen Berninates bis über das untere Puschlav hin vorgegriffen hat, damit gewissermaßen von allem Anfang an den späteren Verbindungen des Engadins mit Venedig den Weg bereitend. Wohl aber mochten, in einer südlichen Fortsetzung oder Ablösung der tektonischen Septimerdepression, wohl schon in oligozäner Zeit südalpine Gewässer sich installiert haben, als erste Vorläufer jenes mächtigen Flußsystems, das später durch die Malenco-Täler zu gewaltigem Angriff auf die alten südlichen Seitentäler des Oberengadins schritt. Dies

wurde aber erst möglich, als durch die spätere Verstärkung der tektonischen Veltlinerfurche dieses Mallerio-System zu größerem Gefälle kam; in der ersten oligozänen Phase jedoch bestimmt noch nicht. Damit wurden Bergeller- und Oberengadiner-Längsfurche zunächst noch für lange Zeit über die *Septimerfurche* und die *Oberhalbsteiner-Linie* nach Norden zum eigentlichen *Stammrhein der Oligozänzeit* entwässert, womit auch die genannten Berninagerölle in den aquitanen Nagelfluhen der ostschweizerischen Molassebildungen in bester Weise übereinstimmen.

Nach einem ersten kurzen Seenstadium in der tektonisch angelegten Bergeller/Oberengadiner-Furche kam es so zu langandauerndem Abfluß derselben in das Rheingebiet, nach Norden. Zunächst reichten diese hintersten Längstäler des Septimer-Stammrheins bis zu den nächstanschließenden axialen Kulminationen, über die hinweg sie, als über primäre Längspässe, in Verbindung standen mit ihren tektonischen Fortsetzungen, gegen das Unterengadin und das untere Tessingebiet. Aber bald wird, von der nördlichen Mündung dieses Stammrheines her, dieses zunächst ganz normale Talbild gestört, indem die Stammrhein-Quertalung sich, anlässlich der sukzessiven und auch durch die Zusammensetzung des aquitanen Nagelfluhmateriale belegten Weiterhebung des zentralen Alpenkörpers, sich kräftig verzweigt und beginnt, mit einer ganzen Reihe von Quertalsträngen als hinteren Quelltälern des Stammrheins sich tiefer ins Gebirge einzuschneiden. Dabei folgen solche Verästelungen des alten Stammrheins abermals tektonischen Tiefenlinien und vermögen schließlich das alte Oberengadin-Bergeller-Längstal in einzelne Teilabschnitte zu zerstückeln und sich weit südwärts bis auf die oberste Gewölbezone des Deckenscheitels zu verästeln. Im Gebiete des zentralen Septimer-Stammrheins griffen dessen Quelläste nunmehr weit über die Bergeller Längsfurche zurück und wurden so aus älteren südlichen Nebentälern derselben die südlichsten Quellgebiete des Septimerrheins, bis an die tektonische Firstlinie des Gebirges heran. Ein Muretto-Ast griff schließlich bis westlich der Disgrazia zurück, der Zentralstrang hoch über die spätere Albigna hinweg, ein westlicher Ast scheint über eine alte Trubinasca-Rinne bis an die obersten Elemente der Val Codera zurückgeführt zu haben, die alte Bergeller-Längsfurche wurde abgelenkt zum Rhein und verästelte sich dabei weiter gegen Westen hin. Dem alten Trubinasca-Ast entsprach,

gewissermaßen gegenständig zum Albigna/Muretto-Zentralquelltal, die Rinne einer *Ur-Fex/Fedoz-Talung*, die mit ihren Verzweigungen bis heute für die an sich so auffällige Erniedrigung der Gipffluren zwischen Disgrazia und Berninagruppe verantwortlich geworden ist, während die große Gipfflur-Depression zwischen Julier/Lagrev-Gruppe einerseits, dem Piz Duan andererseits auf den vereinigten Durchfluß aller dieser südlichen Quelladern zum Oberhalbsteiner-Raum zurückgeht.

Weiter östlich folgt der Quellast, dessen zerstückeltes Erbe vom Oberhalbstein über den heute nördlichsten Flixer-Raum, über den *Julier* und die *Fuorcla Surlej* bis an die *Fuorcla Prielusa* am *Bernina* selber noch erhalten ist, mit Verästelungen gegen den Sella-Paß hinter dem Piz Roseg; ein weiterer, dem heute, natürlich tief hinab projiziert, die Talreste folgen, die vom Piz Surlej über *Val Suvretta* und den Hintergrund der *Val Bever* in die *Val d'Err* hinausführen, und endlich, als dem Septimer-Albigna/Muretto-Ast fast ebenbürtiger Quellfluß des alten Stammrheins, jene Furche, die über dem *Albulatal* aus der Gegend hoch über dem heutigen Schyn mit vielen Verzweigungen, darunter auch gegen Davos hin, über die *Bergüner-Talung* einerseits zum späteren *Albulapaß* und über die *Camogasker-Täler* zurückgriff, andererseits über der heutigen hochgelegenen *Fuorcla Crapalv* der *Crastamora-Kette* in die erste Anlage des *Berninapaß-Tales* mit seinen weiteren Verästelungen hineinlief. Zwischen diesem *Bernina/Albula-Rhein* im Osten und den vielfach verästelten Oberläufen des *Septimer-Rheinlaufes* im Westen blieb solcherart die *Berninagruppe* von allem Anfang an als eine gewaltige Hochburg bestehen, und sie ist, wenn auch seither ganz klar weiter erniedrigt, doch in der bündnerischen Gipfflur auch eine solche Hochburg geblieben bis zum heutigen Tag.

Im Osten dieses gewaltigen Septimerrhein-Quellgebietes wurde die *Silvretta-Achsendepression* zur ersten Sammelrinne eines *Ur-Spöls*; von den Bezirken über dem obersten Veltlin und dem Becken von Bormio — über dem sich dessen hinterste Quelläste erstmals sammelten —, der *Val Fraele* und *Val del Gallo* bis hinaus in den Raum über *Zernez/Süs*, wo unter dem Einfluß der mächtigen *Silvretta-Aufwölbung* zwischen *Prättigau* und *Unterengadin* dieser mächtige Quellfluß zerfiel in verschiedene Delta-Arme: in Richtung *Flüela-Prättigau*, *Montafun-Ilftal* und *Arlberg-Allgäu-Paznaun*. Westlich der

Septimer-Stammtalung aber strebten, gewissermaßen gegenständig zum Albula/Bernina-Rhein, die ersten Anlagen der *Averser-Täler* längs den dortigen *Querfaltenbündeln* nordwärts zur tektonischen Längsrinne des Rheinwald und längs dieser zum Septimer-Stammfluß über dem Schyngebiet, in ihren Hintergründen wohl abermals zurückgreifend bis mindestens an, wenn nicht stellenweise, so vielleicht in einer ersten *Bondasca-Hochtalung*, sogar über den bergelischen Abschnitt der Engadiner-Längsfurche hinaus, und abermals ähnliches erkennen wir an der Linie Splügen—Chiavenna im Gebiet eines weitgehend, wohl bis über das heutige Domleschg hinweg selbständigen und als deutliches Sondersystem entwickelten *Splügener-Rheins*.

Die Hauptausbildung dieses gewaltigen *Engadiner-Rückgriffes des Rheinsystems*, dessen verschiedene, einander zeitlich ablösende Mündungsschuttkegel wir heute kennen vom Wäggital/Hirzli- und Speergebiet am Alpenausgang der heutigen Linth, und über das Toggenburg und das Appenzellerland bis an den Rheintalabbruch desselben, fällt, nach dem ersten stärkeren Auftreten der Berninagerölle, die ganz einwandfrei vom Süden der Engadinerfurche herkommen mußten, in diesem Sektor der subalpinen Molasse an die Wende der stampischen zur aquitanen Zeit und vor allem in diese selbst. Die *bunte Nagelfluh des ostschweizerischen Aquitans* in erster Linie enthält nämlich solche Gerölle aus dem Berninagebiet. Gegen das *obere Aquitan* hin aber *verschwindet* nun diese Geröllschüttung samt der ganzen Nagelfluhbildung in diesem alten Deltaraum fast spontan, mit Ausnahme geringfügiger Reste in den zentralen Partien des werdenden Hörnli-Deltas, und an deren Stelle gelangen zunächst nur mehr Sande, dann sogar nur mehr feinsten Schlamm in die Mündungsgebiete der aquitanen Flüsse hinaus.

Dieser *auffallende Wechsel* in der Art der Mündungsabsätze der ersten bündnerischen Rheinfurche kann auf durch den fortgesetzten bisherigen Abtrag vermindertes Gefälle, Aufschotterung der spät-aquitane Täler in den Alpen selber oder schließlich auf Veränderungen in den Flußläufen selbst zurückgeführt werden. Da im besonderen die Gerölle aus den südlichen Einzugsgebieten fehlen, der Gesamtfazieswechsel des Aquitans ferner eine deutliche Tieferlegung des Absatzraumes und damit doch eigentlich wieder eher eine Gefällserhöhung zu dokumentieren scheint, zudem schon wenig später,

d. h. bereits in der untersten Stufe der nun folgenden miozänen Molasse, dem sog. Burdigal, abermals eine ganz gewaltige Geröllschüttung aus den zentralen Alpen sich abzeichnet, im Wiedereinsetzen *neuer* großartiger Nagelfluhmassen, so muß wohl der vorausgehende praktisch völlige *Unterbruch in der Geröllschüttung* auf intern-alpine Ursachen zurückgehen. Solche aber sind ohne weiteres gegeben in einem Einsatz *neuer Zusammenschübe*, die das bestehende primäre Strukturbild verschärften, Gewölbe- und Muldenzonen im alpinen Deckenhaufen weiter akzentuierten, dabei aber auch die bereits bestehenden stampisch-aquitane Talläufe verbiegen mußten. Durch solche *Verbiegungen* kam es in unserem Falle einerseits zur Verschärfung der von Anfang an schon bestehenden Längsfurche Engadin–Bergell, andererseits zu Aufwölbungen im Talweg der alten Querflüsse, die diese aufsteigenden Buckel nicht mehr oder wenigstens nicht so rasch zu überwinden vermochten, und dies besonders dann nicht, *wenn jene Längsfurche sich kräftig vertiefte*. Da nun aber die verschiedenen Längstalabschnitte der oligozänen Quertalungen zwischen der Septimerfurche und dem primär – gemäß dem Gebirgsbau – etwa bei Zuoz anzunehmenden Längspaß gegen das spätere Zernez-Becken hin, angesichts des relativ dichten Netzes von Querrinnen und der bereits vorher bestandenen Furchenanlage weitgehend erniedrigt, wenn vielfach nicht überhaupt geschleift worden waren, so genügte eine relativ nur geringfügige weitere Vertiefung der tektonischen Engadiner-Längsmulde durch erneuten Zusammenschub, um diese alte, *nun reaktivierte Längsfurche* zur nunmehrigen *Hauptstromrinne des Inn* werden zu lassen. In dieser Rinne sammelte sich das Wasser des primären Inn zum einheitlichen Strom und begann seinerseits, mächtig verstärkt durch die primären hintersten Rhein-Quelläste, die ihm nun in vermehrtem Maße gegebene Furche weiter auszutiefen. Damit kommen wir in unserer Talgeschichte zu einem weiteren Abschnitt.

2. Phase: erste Individualisierung der Innlinie (Oberaquitan)

Es bildet sich so im oberen Aquitan das eigentliche *Längstal Oberengadin–Bergell*. Die alten Quelladern des Septimerrheins werden zu südlichen Seitentälern des oberen Inn, desgleichen die südlichen Quelladern des oligozänen Julier- und Albula/Bernina-Rheins.

Die westlichsten Quelladern des alten Septimerrheins werden, immer noch hoch über den heutigen Gipfeln, wohl zusammen mit südlichsten Quellästen des Splügener-Rheins, zu den obersten Quellen des Inn. Das oberste *Sursett*, z. T. auch das *Avers*, das *Juliertal* werden schwach rückläufig, statt zum Rhein nun *zum Inn* hin entwässert, weil die Achse der die Engadiner-Mulde nördlich abdämmenden neu aufgestiegenen Gewölbezone erst weit draußen, zwischen Averser Weißberg, Piz Platta und der nördlichen Err-Gruppe, quer über das alte Stamm-Rheintal des Oberhalbsteins hin lief, die Inn/Rhein-Wasserscheide somit, begründet in der nunmehr erfolgten weiteren Ausgestaltung der Großtektonik dieser Gebiete, für eine gewisse Zeit wenigstens beträchtlich nach Norden gerückt wurde. *Val Bever* wurde zurückgeführt zum Inn, desgleichen das Tal der obersten *Albula*. Die obersten Rhein-Quellläufe im Duangebiet wandten sich durch eine ältere *Maroz-Talung* auf kürzerem Wege statt zum Oberhalbstein nun gegen Maloja hin zum Inn, und alle südlichen Seitentäler schnitten sich zunächst mit gesteigerter Kraft weiter ein und verlängerten ihre Eintiefung nach Süden, infolge gesteigerten Gefälles vom weiter aufgestiegenen alpinen Deckenscheitel gegen die sich kräftig einsenkende Engadiner-Furche des nunmehrigen Inn; dabei wurde wohl auch die Anlage des einstigen Muretto-Seitentales als erste *Fornofurche* gegenüber dem alten Muretto-Ast verstärkt. Die nördlichen Inn-Seitentäler aber erlangten, gemäß der nur großradigen Verbiegung der alpinen Großgewölbe und Großmulden und damit auch der alten Talwege, besonders im Bereich der alten Septimer-Haupttalung nur relativ schwaches südliches Gegengefälle; es kam dort zwischen Inn- und Rheingebiet nur zur Ausbildung *ganz flacher Pässe*, den Vorläufern der tiefen Septimerlücke im heutigen Alpenkamm. Die Folge davon war, daß vom nunmehr bald wieder in das schweizerische Molassebecken eingebrochenen Meer her *der alte Stammrhein schon in frühmiozäner, d. h. burdigaler Zeit*, versteilt weiter gerade durch die nunmehr höher gestauten Großgewölbe, den Kampf gegen die zentralalpinen Längstäler mit neuen Kräften wieder aufnehmen und diese Wasserscheide, sogar mit größerer Leichtigkeit als je, *abermals gegen das Inngebiet vortreiben* konnte. Damit beginnt in unserer Talgeschichte aber bereits wieder ein neuer Abschnitt.

3. Phase: erneutes «Zwischenspiel» des Rheins
(wahrscheinlich Helvet)

Wie weit hat anlässlich dieses neuen Abschnittes der Talgeschichte das Rheinsystem aber südwärts noch einmal in das kaum vom Inn erworbene *Bergeller-Engadin* zurückgegriffen? Die Frage ist auf jeden Fall in ihren Einzelheiten direkt wohl kaum zu entscheiden, sicher aber war dieser Eingriff des Rheins in das Gebiet des oberen Inn ein recht beträchtlicher. Avers, oberstes Sursett und das Albula-Seitental sind vom Inngebiet bald wieder zum Rhein zurückgelenkt worden, später auch die Oberläufe des Julier-Seitental über Val d'Agnelli. Die Septimerlinie bedeutete aber gegen das heutige obere Bergell hin das Minimum dieses Rückgriffes. Denn vom Septimergebiet her leiten noch heute Terrassenreste und Verflachungen gegen die *Albigna* hin, so hoch oben an der Ostschulter des *Piz Lizzun* ob Casaccia; und östlich des *Piz Duan* hat wohl zur gleichen Zeit ein alter Rheinast, allerdings immer noch beträchtlich über der heutigen Höhe, längs *Val di Cam* nach Süden übergegriffen. Oligozänes Erbe wurde hier erneut vom Rhein benutzt. Möglicherweise hat Val di Cam für kurze Zeit damals überhaupt den obersten Innlauf, hoch über dem Raum von Stampa etwa, angezapft; und dies wohl nur kurz bevor dasselbe dem Septimer-Hauptast in der Richtung auf *Albigna* selbst nochmals gelang. Val di Cam scheint auf jeden Fall deutlich in den alten Inn-Talbodenrest des *Piz dal Cam* eingelassen und hat somit denselben — wie übrigens auch eine ältere *Maroz-Talung* — deutlich zerschnitten. Es erscheint so durchaus möglich, daß das Rheinsystem vom Septimergebiet her ein zweitesmal bis über die *Bergeller-Anlage* hinweg zurückgegriffen hat und in der *Albigna* vielleicht sogar nochmals die alte Hauptwasserscheide gegen das *Pogebiet* erreichte.

Neue Probleme tauchen hier auf, die zur Zeit abermals kaum sicher lösbar erscheinen oder überhaupt nie mit genügender Sicherheit aufgeklärt werden können. Wenn das Rheinsystem dem jungen Inn im Bereiche des heutigen obern Bergells, natürlich hoch über den heutigen Tälern, seinen nunmehrigen Oberlauf in vielleicht recht komplexem Kampfe wieder entrissen hat, so wird mit einemmal das so auffällige Zurücktreten einer ausgesprochenen Tiefenerosion im oberen Engadin nur zu gut verständlich; denn es wäre

diesem Inn nun *vom Rhein her* relativ rasch sein *Oberlauf*, und damit seine Erosionskraft, bereits zum zweitenmal *entrissen* worden. Verständlich erschiene eine solche abermalige Ausdehnung der Rheinquellgebiete gegen Süden hin aber auch wegen dem gewaltigen *Anschwellen der alpinen Geröllflut* in der nordalpinen Molasse gerade zu dieser Zeit, wo ja nach dem Burdigal die Nagelfluhschüttungen der Helvetischen Stufe sogar bis in den Raum des späteren Kettenjura hinaus vorstoßen konnten.

Dagegen sind am Nordfuß der Alpen nie, in der ganzen doch so gewaltigen Nagelfluhhäufung der Ostschweiz, auch nur Andeutungen von Geröllen des *Bergeller-Granites* aufgefunden worden. Und dies ist um so erstaunlicher, als solche Bergeller-Gesteine in der miozänen Molasse der Umgebung von *Como* massenhaft und sogar in gewaltiger Größe dem dortigen alten Delta eines miozänen *Adda-Laufes* eingelagert sind, und zwar zusammen mit zweifellosen Geröllen von *Julier-Granit* und *Bernina-Dioriten*. Es müssen somit zu jener Zeit nicht nur die *Bernina-Schubmassen*, sondern ganz besonders auch größere Teile des *Bergeller-Massivs*, mit ihren so typischen Graniten und Tonaliten, bereits der Erosion ausgesetzt gewesen sein und sich nach Süden entwässert haben. Es ist wohl möglich, daß die Nagelfluhen von *Como* etwas jünger sind als die helvetische Stufe, daß sie dem *Torton* erst angehören. Dann würde alles leichter verständlich; denn dann erschienen die Bergeller-Gerölle erst nach der Hauptentwicklung der nordalpinen Nagelfluh, als Zeugnisse eines deutlich jüngeren Eingriffes von Süden. Es kann aber sehr wohl sein, daß die südalpinen Flüsse die hochgewölbte Südflanke des Bergeller Granitmassivs schon angriffen zu einer Zeit, da die Bergellerseite desselben noch nicht entblößt zu sein brauchte. Dafür spricht vielleicht das Vorherrschen der Tonalite in der Comasker Nagelfluh; denn die Tonalite des Bergeller-Massivs bilden ganz besonders und in erster Linie große Teile des Südrandes desselben, vom Fuße der *Disgrazia* durch *Val Masino* bis an die *Comerseefurche*. Die Beimischung von *Julier- und Bernina-Gesteinen* könnte dabei sehr wohl aus heute längst abgetragenen Partien der *Bernina-Schubmassen* entweder über dem heutigen zentralen *Bergeller-Massiv* oder sogar schon über dem Raum von *Chiavenna* und dem unteren *Bergell* her stammen.

Auf jeden Fall aber zeigen alle diese Dinge, daß der *Einbruch des Addasystems* und damit auch der ersten Anfänge einer *Maira* be-

reits vom mittleren Miozän an in vollem Gange war, und es erscheint sehr wohl denkbar, daß schon von diesem miozänen Einbruch des insubrischen Flußsystems bereits Quellgebiete des Inn tangiert und wahrscheinlich auch schon teilweise überwunden worden wären. Auf jeden Fall näherte sich schon in dieser Zeit der Bildung der obermiozänen Comasker Nagelfluhen das Kampfgebiet der drei Flußsysteme bereits dem für die Talgeschichte des Inn so entscheidend werdenden Bergeller-Gebiet. Vielleicht stellt das obere Ende der heutigen großen Talbreiten im Raume von Chiavenna, Biasca und Bignasco ein nunmehr weit hinab projiziertes Stadium der insubrischen Einbrüche der miozänen Zeit dar, da bis dorthin die Erosion der südalpinen Täler ja besonders weit entwickelt und vorgeschritten ist; doch sind darüber sorgfältige Studien weiter notwendig.

Bleibt somit alles in allem der nähere Umfang des zweiten Rheingriffes in unser Längstalsystem Bergell–Engadin südlich des Bergells noch offen, so steht andererseits wieder durchaus sicher, daß nach diesem bestimmt gar nicht unerheblichen «Zwischenspiel des Rheins» die Innfurche sich nochmals auch über dem Bergell als solche durchgesetzt hat. Das wäre dann im Ablauf der talbildenden Vorgänge unseres Gebietes die vierte Phase.

4. Phase: zweite Bergeller-Entwässerung zum Inn

Das heutige Hochtal der *Val di Cam* ist der prachtvoll erhaltene, wenn auch später sicher noch tiefer gelegte Torso eines alten, aus dem Raume über dem mittleren Bergell zum Septimer und damit zum Rhein hin weisenden Wasser- und Tallaufes. Dieser Torso der *Val di Cam*, über dem übrigens auf der Duan-Seite auch höhere, durchaus im gleichen Sinne verlaufende ältere Terrassenreste noch erkennbar sind, ist heute an seinen beiden Enden beschnitten durch jüngere Eintiefungen: das *Bergeller Haupttal* im Süden, *Val Maroz* im Norden. Im ersteren Falle kann es sich möglicherweise bereits um Anzapfung durch die bergell-aufwärts vordringende *Maira* gehandelt haben, in *Val Maroz* war es jedoch mit aller Bestimmtheit noch ein jüngerer *Quell-Lauf des Engadins*. Denn die Terrassen der *Val Maroz* weisen, wie ja schon die ganze Talrichtung, ganz eindeutig auf *Maloja* hin. *Val Maroz* war dabei aber keineswegs der

alleinige Quell-Lauf des zu dieser Zeit bereits von der anrückenden Maira her stark beschnittenen Inngebietes, sondern nur dessen nunmehriger nördlichster Talzweig. Die Wasserscheide Inn/Maira stand damals wohl noch etwa hoch über *Vicosoprano*, von wo der nunmehrige *Haupt-Quellast* des Engadins seinen Ursprung nahm. Die *Albigna* entwässerte sich gegen den Raum über Casaccia, mit den genannten Talgewässern zusammen, zum einheitlichen Strang des nunmehr bereits stark geschwächten oberen Inn; die *Orlegna* mündete, als ostwärts abgerutschter einstiger Rheinast, auf die *Talböden von Maloja*. Zu diesem relativ späten Zeitpunkt der Talgeschichte erst setzt die alte weitere Deutung ALBERT HEIMS ein; das wäre aber nunmehr in unserer gesamten Talentwicklung in Wirklichkeit ein fünfter Abschnitt derselben.

5. Phase: die insubrische Eroberung des Bergells
(Pliozän bis Altglazial)

Die in einem bestimmten Zeitpunkt vom unteren Bergell her erreichte Wasserscheide zwischen Cacciabella-Kamm und Duan-Gruppe wird von der bereits *gefällsreichen Maira* nun allmählich weiter niedergerissen, nachdem *schon lange vorher die Bondasca* die alten *Trubinascatäler* als primäre *Rhein-* und spätere *Inn-Quelläste* ins *untere Mairatal* abgelenkt hatte. Wenig später — aber wann des näheren? — fällt die gleiche Maira der *Albigna* in die Seite und zwingt diese zum Abbiegen in die Gegenrichtung, d. h. gegen das nunmehrige mittlere Bergell hin, und endlich geschieht dasselbe auch dem letzten noch wirklich bergellischen Inn-Quellast, den heutigen Mairaquellen in Val Maroz. Die heute so kraß erscheinende Abzapfung der *Orlegna* durch einen langsam in den alten Engadiner Talboden sich vorarbeitenden, zunächst sicher bescheidenen Nebenfluß der nunmehrigen obersten Maira fällt auf jeden Fall in die späteste Phase dieser ganzen bergellischen Taleroberung; sie wird am ehesten verständlich bei beträchtlichem *Wasserzuschuß* von einem auf Maloja bereits vorhandenen und dort auch abschmelzenden *Gletscher*, oder durch Zur-Seite-Drängen der *Orlegna* längs einer aus dem Fornotal herauswachsenden Eiszunge gegen Bitabergo hin, so daß diese Gletscherwässer, als Nachfolger der früheren *Orlegna*, den Weg nach *Westen* nehmen *mußten*, weil ihnen der alte Ausgang in den

Maloja-Talboden nunmehr *durch Eis versperrt* war. Die letzte Phase der Bergeller Anzapfung, gegen Maloja hin, kann so sehr wohl schon an den Beginn der Eiszeiten fallen; ja es ist sogar denkbar, daß bereits die *Anzapfung der Albigna* auf ähnliche Verstärkung der Maira durch gewaltig anschwellende *Gletscherwässer* der beginnenden Eiszeiten zurückgeht und daß dieselbe durch diese Dinge, wenn nicht gerade angebahnt, so doch zum mindesten mächtig beschleunigt und gefördert worden wäre.

Der wirkliche Einbruch der Maira und damit des insubrischen Flußsystems *in den Bereich der Engadiner-Talsole* ist damit ein recht *spätes Ereignis der Talgeschichte*, dessen Abschluß wir sogar in die *beginnende Eiszeit* setzen können oder vielleicht *müssen*, über dessen *Anfangsstadien* wir uns aber zunächst noch weiter zu unterhalten haben; obwohl wir gemäß dem Auftreten der Bergeller- und Engadiner-Gerölle in den Nagelfluhen von Como wissen, daß der *allgemeine Beginn* dieses insubrischen Einbruches in die Quellgebiete der alten Nordflüsse und des Inn schon *im oberen Miozän*, somit in einer recht frühen Entwicklungsphase der Talgeschichte, nicht nur begonnen hat, sondern bereits sogar recht kräftig im Gange war. Wenn wir aber genauer wissen möchten, *zu welchem Zeitpunkt etwa Albigna und Val Maroz dem Inngebiet entrissen worden sind*, so können wir nur sagen, daß noch *die tieferen Talböden des Oberengadins ungestört nach Val Maroz weiterlaufen* und daher die *Anzapfung* — zum mindesten jene des letztgenannten Tales — durch die Bergeller-Gewässer *jünger sein muß als diese Talböden*.

Damit kommen wir aber zu einer weiteren schwierigen Frage: *Wie alt sind überhaupt diese Talböden des Oberengadins*, in ihrer Anlage und in ihrer Fortentwicklung? Welches sind genauer die Veränderungen, die sie dann während der Eiszeit erlitten haben? Zu welcher Zeit war das Engadin bis auf seine nunmehrige Sohle ausgetieft, zu welcher Zeit erschienen dort die ersten Gletscher? Das alles sind Fragen, die, weitab von durch Fossilreste sicher datierbaren Ablagerungen, nur sehr schwer und indirekt zu beantworten sind.

Die Geschichte der jungen Sedimentserien am Gebirgsfuß und das tektonische Geschehen in den randlichen Gebirgstteilen der Alpen gibt uns hier jedoch abermals Anhaltspunkte. Die *Geröllschüttung* aus den Alpen in die das Gebirge beidseits begleitenden Molasse-

tiefen *hält an bis an die Wende von Miozän zu Pliozän*; gegen Norden hin ist sie nach dem Torton und besonders dem Sarmat weitgehend abgeschlossen, wie dies auch schon das Zurückgehen der Nagelfluhen des Töbstock/Appenzeller-Fächers innerhalb des genannten Zeitintervalles mit aller Klarheit andeutet. Der Gerölltransport aus dem Gebirge wurde dort in erster Linie stark behindert durch den späten Aufstieg der helvetischen Kette nördlich der damals besonders sich akzentuierenden Rhein/Rhonetal-Linie zwischen Chur und Unterwallis, und zum bisher praktisch ausschließlich zentralalpinen Geröllmaterial gesellen sich erstmals namhafte helvetische Bestände. Das bis dahin stets bedeutend gewesene Gefälle der alpinen Flüsse sank dadurch recht beträchtlich; die bisher kräftige Tiefenerosion ging zurück; die zwar stets noch mächtigen Flüsse arbeiteten daher mehr in die Breite. Die Täler wurden dadurch langsam ausgeweitet, dabei wohl auch weitgehend aufgeschottert. Ein Aufsteigen der Randzone des Gebirges ist auch vom Südfuß der Alpen bekannt — gemäß dem brüsken Anstieg der Comasker-Molasse gegen Norden hin —, wenn es dort auch weniger großartige Beträge erreicht hat als im Norden der Zentralalpen. *Die alpine Geröllabfuhr ging damit auf alle Fälle ganz allgemein und weitgehend zurück*, und es mag sogar sein, daß zeitweise und in bestimmten Abschnitten die zentralalpinen Täler, im Gefolge dieser obermiozänen, wohl am ehesten *pontischen* Verbiegungen und weitgehenden Aufschotterungen, ein weiteres Mal *zu Seen aufgestaut* wurden. Das wäre ein «zweites Seenstadium» gewesen. Auffallend ist jedenfalls *das bisher meist angenommene Fehlen sicherer Abtragsprodukte im nördlichen Alpenvorland durch die ganze oberste Tertiärzeit, d. h. das Pliozän*. Solches fehlt oder ist vor dem Einsatz der Eiszeiten wieder abgetragen worden und damit spurlos verschwunden. Es sei denn, daß solche pliozäne Schuttexporte uns im voralpinen «*Deckenschotter*»-System vorlägen, das damit, samt den erstbekannten Vereisungen, wie immer wieder vermutet worden ist, noch in das oberste Tertiär zu stellen wäre. Neuere Untersuchungen der Mailänder Geologen VENZO und LONA in den altglazialen Schottergebieten der unteren Adda und der Val Seriana scheinen jedenfalls dafür zu sprechen, daß es *schon im oberen Pliozän der Villafranca-Stufe Oberitaliens sehr empfindliche und länger anhaltende Kälteperioden* gegeben hat, die sich in der dort gefun-

denen fossilen Flora recht deutlich abzeichnen und sich, durchaus bemerkenswerterweise, bis hinab nach Val d'Arno, Rom und sogar Unteritalien noch ganz allgemein erkennen lassen an der erfolgten Einwanderung kälteliebender, zum mindesten subarktischer Arten in den Mittelmeerraum. Verdient aber, gerade nach diesen Feststellungen, nicht die längst bekannte, aber gerne, weil etwas unbequem, als unwesentlich beiseitegeschobene Tatsache doch vermehrte Beachtung, daß *unter den bekannt gewordenen fossilen Arten des Deckenschotters zum mindesten die Hälfte eben bereits im Pliozän wirklich vorkommen?*

Sei dem im einzelnen wie ihm wolle, so wird damit doch auf alle Fälle wahrscheinlich, daß die im Laufe des stürmischen Geröllexportes aus den Alpen im Miozän entstandenen oder schon weiter umgestalteten Alpentäler, nach gewaltiger absoluter Eintiefung und weitgehender Beschneidung der Gipfflur von diesem Talnetz her, *während des Pliozäns*, zum allermindesten während des untersten Abschnittes desselben, in erster Linie *verbreitert* wurden, auf Kosten des umgebenden Gebirgsreliefs. Bereits im mittleren Pliozän aber machen sich am Südrand der Alpen, mit dem Einsatz der *Asti-Stufe*, erneut Anzeichen für ein *neuerlich wieder kräftig aufsteigendes Gebirgsrelief* bemerkbar, und *gegen das Ende des Pliozäns wird der ganze Alpenkörper abermals beträchtlich herausgehoben*; im Süden deutlich erkennbar an den dem Apenninrand konformen Brüchen und Flexuren des heutigen südlichen Alpenrandes und der neuerlichen Geröllfazies des Oberpliozäns, im Norden wahrscheinlich gemacht durch den oberpliozänen Aufstieg des Juragebirges und damit wohl auch des ganzen schweizerischen Mittellandes. Am Südrand der schweizerischen Molasse wird zudem der Alpenkörper an steilen Brüchen weiter hochgehoben zu den jungen *Randketten vom Typus des Säntis* etwa, und zwar wohl schon im obersten Miozän, dann vor allem im Pliozän und wohl auch später noch.

Damit sind abermalige *junge Heraushebungen des Alpenkörpers* über seine umgebenden Tiefen nachgewiesen. Diese jungen Hebungen sind wenigstens teilweise als Mittel- bis Oberpliozän datierbar, und dieser junge, spättertiäre Aufstieg des Gebirges hat mit einemmal auch *das Gefälle der Flüsse wieder in hohem Maße gesteigert*, deren Erosionskraft damit erneut erhöht und zu abermaligem *Eintiefen* der während des unteren Pliozäns besonders stark gealterten

Alpentäler geführt. Ein Vorgang, der weiterhin wohl auch die *alpine Vereisung* — nebst anderen Ursachen allerdings — einleitete und der während der Eiszeiten auch weiterhin noch anhielt.

Was können uns diese Zusammenhänge nun zur alpinen Talgeschichte und speziell zur Talgeschichte unseres Gebietes aussagen?

Man hat — von den Ostalpen ausgehend — versucht, alte, aber dort wegen ihrer Bedeckung durch fossilführende jüngere Sedimente datierbare *Flächen- oder Verebnungssysteme* auch in das Gebiet unserer zentralen Alpenabschnitte zu verfolgen, und glaubte fernerhin, durch einfache Übertragung dieser Beobachtungen aus den östlichen Alpen, die höchsten bei uns noch erkennbaren Flächenreste des Hochgebirges als Überbleibsel jener im Osten als altmiozän bestimmten Landoberfläche deuten zu sollen. Trotz Einsprache von ganz verschiedener Seite bis in die neuere Zeit hinein. Die Übertragung dieser ostalpinen Flächensysteme auf die Schweizer- und die Westalpen stößt aber, nach KLEBELSBERG, bereits in Tirol auf erhebliche Schwierigkeiten, und ich glaube meinerseits, daß eine solche Übertragung der in den östlichen Alpen in schönster Weise durchführbaren Flächenchronologie auf den weit stärker, konstanter und *stets höher aufgestauten* Westabschnitt der Alpen, wohl sogar schon von den zentralen Hohen Tauern an *nicht richtig ist* und gar nicht durchgeführt werden kann. Daß auch bei uns große und kleinere Flächensysteme existieren, unterliegt an sich keinem Zweifel; es erhebt sich nur die wichtige Frage nach ihrem genaueren Alter.

Was wissen wir nun über diese *alten Flächen der Schweizeralpen*? Oder was können wir von den bekannten Flächenresten der alpinen Randzonen her bis in die innersten zentralen Gebirgsteile mit genügender Sicherheit überhaupt noch übertragen? Und was haben wir für Anhaltspunkte für deren wirkliches *Alter*?

Die Basisfläche des großen miozänen Schuttdeltas der Ostschweiz, d. h. des Töß/Toggenburger-Nagelfluhfächers, liegt im Säntis-Churfirsten-Alviergebiet bereits mit Sicherheit ganz beträchtlich über der jetzigen Gipfelung, weil noch nie irgendwelche Schotterreste als Relikte von Molassenagelfluhen auf den höchsten Hochflächen des genannten Gebietes gefunden worden sind. Diese Fläche ist aber erst in jungmiozäner bis pliozäner Zeit zu ihrer jetzigen Höhe gehoben worden, zusammen mit dem letzten Aufstieg der helvetischen Randketten des Säntis am südlichen Molasse-Randbruch. Am Säntis selber

stärker, im Linth- und Rheingebiet weit schwächer. In einen ähnlichen Zeitabschnitt dürfte auch die Heraushebung südalpiner Delta-basen fallen, im Gebiet der Alta Brianza am unteren Comersee etwa. *Wo liegen die entsprechenden altmiozänen Flächen aber alpeneinwärts?* Gab es dort zu jener Zeit überhaupt schon wirkliche *Flächen*, wo doch gerade durch das ganze Miozän hindurch die Schutttausfuhr in die beidseitigen Nagelfluhgebiete eine so kräftige war, daß unbedingt mit gewaltiger, praktisch fast ununterbrochener Eintiefung der Täler und mit derselben einhergehend steter Erniedrigung und Weiter-Beschneidung der zentralalpinen Gipfflur gerechnet werden muß, *eigentliche Flächensysteme somit hier gar nicht entstehen konnten*. Spät- oder nachmiozän differenziert sich die bisher entstandene Gipfflur der Ostschweiz bestimmt, gemäß dem jungen, durch das Aufhören der Nagelfluhschüttungen in seinem Alter genügend belegten *spätmiozänen Aufstieg der helvetischen Massive*. Da kann die Tallandschaft der Nagelfluhzeiten durch Verminderung der Flußgefälle, und zwar besonders nahe hinter dem helvetischen Massivaufstieg, d. h. etwa im nördlichen Mittelbünden, im heutigen Gebiete zwischen Davos, Arosa, Prättigau, dem vorderen Domleschg und der südlichen Nachbarschaft der Bündner Oberländer Rheinrinne am ehesten, jene *Ausreifung zu breiten, ausgeglichenen Tälern* in erster Linie erlangt haben, von denen wir Reste in hochgelegenen Flächensystemen heute noch zu erkennen vermögen. Vom Hochwanggebiet bis über den Piz Mundaun hinaus fällt zudem eine *stark erniedrigte Gipfflur* auf, die wohl vielleicht zum Teil auf die geringere Resistenzfähigkeit der dort vorherrschenden Bündnerschiefer zurückgehen mag, sicher aber in ihrer Gesamtprägung davon unabhängig ist, vielmehr auf eine wenn auch noch so schwach ausgeprägte *synklinale Einbiegung hinter dem emporsteigenden Massivwall der Tödikette* zurückgeht. Auf eine Verbiegung, die auch in späteren Zeiten sich weiter verstärkt und u. a. im Domleschg und auf der Lenzerheide viel jüngere *Terrassensysteme* noch bis zur Rückläufigkeit verstellt hat. Vom Albulatal nach Süden steigt die bündnerische Gipfflur dann wieder recht gleichmäßig, wenn auch die alten Quertalungen in derselben recht deutlich sich noch kundgeben — wie etwa im Oberhalbstein —, bis gegen die Engadiner Wasserscheide an, und erst die Bernina-Gipfflur überragt

diesen südlichen Normalanstieg jenseits des Oberengadins um ein bedeutendes und in recht brüsker Weise.

Welchen *Alters* aber mag beispielsweise gerade diese *Bernina-Gipfflur* oder deren Anlage sein? Dieselbe scheint, nach ihrer auffallenden Lokalisierung auf die engere Berninagruppe des zentralen Hochgebirges, doch irgendwie ein altes *Erbstück der aquitanen Durchtalung durch die Quellflüsse des Rheins* darzustellen. Sie ragt, ähnlich wie der Ortler, ganz beträchtlich über das allgemeine Gipfflur-Niveau der Umgebung empor. Von der wesentlich tieferen Gipfelung *nördlich des Engadins* sind oberste Flächenreste gegen das Engadin und die Julierfurche hin deutlich abgedacht. Es müssen damit hier jedenfalls bereits mindestens *miozäne* Überreste noch vorliegen, da eine einheitliche Engadiner-Talrinne vor diesem Zeitpunkt gar nicht existierte.

Hohe Flächenreste sind in der *Berninagruppe* auf durchaus verschiedenen Höhen bekannt, vom Cambrena und Piz Palü über Scerscen und Roseg bis in die Sellagruppe und an den Chapütschin oder weiterhin am Piz Morteratsch. Was dabei allerdings als Reste wirklich alter Verebnungen, was als uralte Terrassenreste, was endlich als älteste erhaltene *Talbodenreste* zu betrachten ist, bleibt vorderhand noch sehr unsicher. *Oberste Terrassenreste im Hintergrund von Fex* deuten nun zwischen Piz Fora und Tremoggia erstmals auf einen einigermaßen gesicherten, unter die von den älteren Verebnungen noch betroffene Gipfflur deutlich eingelassenen, hochgelegenen wirklichen alten *Talboden* hin, der von rund 3000, ja sogar 3200 m heutiger Höhenlage talauswärts weist und dessen Mündungshöhe gegen das Engadiner Haupttal am ehesten durch die Terrasse von Grialetsch auf rund 2700 m illustriert werden mag. Auf Grialetsch stehen wir jedoch gleichzeitig vor einem *Talboden-Überrest des alten Engadiner Haupttales*, dessen Fortsetzung talaufwärts heute an der großen Nordschulter der Margna auf 2800 m gegen das Bergell jäh abbricht und dessen Fortsetzung talabwärts unter dem Piz Surlej bei rund 2600 m zu suchen ist. Auf der Nordseite des Engadins entsprechen diesem Talniveau recht gut die Verflachungen südlich des Piz d'Emmat dadaint, die über die Fuorcla Lunghin oder oberhalb der Traversa ins Leere führen und sich talabwärts in das Seenplateau des Lei della Tscheppa generell fortzusetzen scheinen. Bestehen diese Zusammenhänge auch nur einigermaßen, so er-

kennen wir *in einem bestimmten Stadium der Entwicklung ein weites altes Hochtal im oberen Engadin, das, bei nur schwachem Gefälle, bis zu 5 km und mehr Breite aufgewiesen hat*: zwischen der Gipfelung der Corvatsch- und der Marnagruppe einerseits, jener der Lagrev/Grevasalvaskette andererseits. Über 2 km Breite ist aber auch im Hintergrund des Fextales dokumentiert, somit ein ausgesprochen *überreifes altes Alpental*, im Herzen des heutigen Hochgebirges.

Dieses *oberste wirkliche Talbodensystem des Engadins*, das in seinen Breitenausmaßen sehr wohl dem Hochflächensystem im Gebirgskranz von Zermatt verglichen werden kann und das auch im Oberhalbstein, Davos, Albulatal oder Puschlav seine näheren Äquivalente in ähnlicher Größenordnung aufweist, kann wohl, nach den auf S. 28/29 geführten Überlegungen, am ehesten etwa als *unterpliozänen* Alters betrachtet werden. Die Haupteintiefung der *tieferen Talböden* in dieses breite, altpliozäne Tal begann mit der *Heraushebung der Alpen in der Astizeit*. Durchaus ähnliche und im großen auch gleich alte oberste Böden zeigt aber auch *Val Bondasca* in ganz prachtvoller Entwicklung, und dies weist abermals darauf hin, daß der *insubrische Einbruch im Unterpliozän bereits bis weit ins Bergell vorgerückt* war; denn die entsprechenden Talbodenreste der Val Bondasca senken sich deutlich nicht mehr in der Richtung gegen das Engadin, sondern klar schon gegen das untere Bergell zu; in deutlichem Gegensatz zu den obersten Terrassenresten unter der auffallenden Gipfelverebnung des *Piz Duan*, die klares Gefälle zum Engadin hin zeigen, und im Gegensatz scheinbar auch zu den etwas höheren älteren Talboden-Andeutungen der Val Bondasca im Gebiet von *Sassfurà*, die gleichfalls noch gegen das Engadin hinzuweisen scheinen.

Unter diesen obersten einigermaßen gesicherten Talbodenresten des Oberengadins, von vermutlich unterpliozänem Alter, liegen nun weitere: um rund 2400 und rund 2100 m Höhe, darunter die generelle Talsohle des heutigen Engadins, mit rund 1800 m, in welche weiterhin die Felsbecken der Seen eingelassen sind. Die beiden oberen Systeme biegen dabei noch deutlich in die südlichen Seitentäler hinein; diese Seitentäler mündeten also damals ebensohlig oder beinahe gleichsohlig in das entsprechende Haupttal ein. Der heutige Engadiner Talboden von rund 1800 m jedoch erscheint nun gegenüber den Seitentälern recht erheblich übertieft. Da liegt der erste sicher

erkennbare glaziale Trog des Haupttales vor, mit seiner Übertiefung ein deutliches Zeugnis bereits der *Eiszeit*. Die oberen Talbodenreste sind demgegenüber daher wohl noch in das *Pliozän* hinein zu verlegen, in ihren höchsten Resten vielleicht sogar bis in die *pontische Stufe* zurückzudatieren. Dies gilt vor allem für die obersten Talbodenreste zwischen Tremoggia- und Fora-Gipfelung und die an dieselben höhenmäßig klar angeschlossenen der Val Malenco im Scerscen- und Monte Nero-Flächensystem, während die Talbodenreste der Val Bondasca, als schon bedeutend tiefer gelegen, bestimmt schon dem Pliozän zuzurechnen sind.

Bestimmt liegen hier noch große Unsicherheiten und Schwierigkeiten aller Art: einmal weil wir in der Betrachtung dieser Dinge erst an einem Anfang stehen, und besonders auch deshalb, weil die Ereignisse der Eiszeit seither das der Vergletscherung zugrunde liegende alte vorglaziale Talnetz samt dem dasselbe überragenden Gebirge noch ganz gewaltig verändert haben und dabei vor allem viele wichtige Zeugnisse der vorglazialen Terrassenreste zerstörten oder bis zur Unkenntlichkeit umgestalteten, so daß durch diese *glaziale Überprägung* eine Unzahl von Unsicherheiten in das Gebirgsbild hineingetragen worden sind. In großen Zügen aber dürfen wir heute wohl annehmen, daß das *präglaziale bzw. vorquartäre Engadin* mit seiner tiefsten Talfurche *bis recht nahe an das heutige Talsohlen-niveau* herabgereicht hat. Wenig über der generellen heutigen Talsohle des Engadins zeichnet sich in der Tat, auf rund 1900 m, ein *weiteres Talsohlen-Niveau* in zahlreichen Resten ab, von denen die Kante des Maloja-Riegels, der Terrassenrest des Crap da Chüern, der Riegel von Laret am Eingang zum Fextal, die Terrasse von Plaz, die Crest'alta über dem See von Campfèr und der Riegel beidseits der Charnadüra die auffälligsten sind. Gerade diese Formenrelikte aber kann man am ehesten als *ungleich niedergeschliffene Fragmente* des sog. «*praeglazialen*», resp. *vorquartären Talbodens* des Oberengadins betrachten, eines Talbodens, der zwar gegenüber den Seitentälern von Fedoz, Fex, Julier und Suvretta bereits etwas übertieft erscheint, in den jedoch die Felssohlen der Seebecken ihrerseits, noch bis zu 200 m und mehr, als tiefste, unregelmäßig glazial bearbeitete Furchen, recht kräftig eingelassen sind. Das generelle *Niveau der Seen* aber stimmt in durchaus auffälliger Art mit jenem der *Felsschwelle am Ausgang der Val Maroz* überein, die selbstverständlich, genau wie

die Oberengadiner Seenwanne, den Abschleiß der quartären Vergletscherung gleichfalls erlitten hat und damit *nicht* einem praeglazialen Talbodenrest gleichgesetzt werden darf. Heute entsprechen sich See-Niveau des Oberengadins und Felsschwelle von Maroz höhenmäßig vollständig, es erscheinen aber *über der Schwelle* am Ausgang von Maroz auch geschliffene *Terrassenreste in wechselndem Niveau über 1920 m*, das ganz ausgezeichnet *in die gerade Verlängerung der «praeglazialen»*, gleichfalls auf schwankendes Niveau herabgeschliffenen *Talbodenreste des Malojariegels*, des Crap da Chüern usw, sich einzufügen scheint.

Der praeglaziale Talboden des Oberengadins, auf Maloja von rund 1900 m Höhe, setzt sich somit, nach den vorhandenen Dokumenten mit aller Klarheit, westwärts nach Val Maroz fort, und die Wasserscheide gegen das Bergell hin war damit etwa am Ende des Pliozäns noch keineswegs geschleift. Es ist daher möglich, die Eroberung der damaligen, gemäß der Gestaltung der Engadiner Talsohle scheinbar weitgehend nur mehr recht flach ansteigenden pliozänen Inn-Oberläufe durch die von Südwesten her eindringende Maira *frühestens zu Beginn des obersten Pliozäns einsetzen zu lassen, hervorgerufen durch eine neuerliche Hebung der zentralen Alpentteile, eine Hebung, die zeitlich ungefähr zusammenfallen könnte mit der Einleitung der berühmten spätpliozänen Hebung Kalabriens etwa, wo übrigens die alten Hochflächen der Sila heute in ähnlicher Meereshöhe liegen wie der mehrfach genannte praekwartäre Talboden von Maloja.*

Durch eine solche neuerliche, «kalabrische» Hebung des Alpenkörpers, die sich vielleicht in erster Linie im Norden der tektonischen Veltlinerlinie kräftig äußerte — nach den Verhältnissen in Kalabrien hätte es sich dabei schließlich um Hebungen von 1000 m und mehr handeln können —, *erhielt die Maira naturgemäß neue Erosionskraft, die unter Umständen auch durch die die Eiszeiten ja notgedrungen einleitenden verstärkten Niederschläge oder vielleicht gar schon durch Schmelzwässer einer ersten Engadin/Bergeller-Hochvereisung noch verstärkt worden sein mag.* Diesem erneuten Einschneiden der Maira fielen aber die an sich schon flach ins bergellische «Kampfgebiet» zurücklaufenden breiten Talböden des obersten tertiären Innsystems mit Leichtigkeit zum Opfer, *da die Wasserscheiden bereits durch die vorausgegangene Talgeschichte*

weitgehend erniedrigt und für den endgültigen insubrischen Eingriff regelrecht reif gemacht worden waren.

So können wir die *Schleifung des Wasserscheidenstandes zwischen Piz dal Cam und Cacciabella-Kette* mit guten Gründen *im obersten Pliozän beginnen lassen* und uns deren weitere Rückverlegung bis zur *Anzapfung der Albigna, der Val Maroz* und besonders *der Orlegna* als mit den *ersten Stadien der Eiszeit* zeitlich zusammenfallend vorstellen. Mit dem Einbruch der *großen Hauptvereisungen* hingegen war in jedem Falle die *Anzapfung der alten «bergellischen» Inn-Talböden bis hinauf nach Maloja* sicher vollzogen.

Im einzelnen kann hier noch folgendes in Betracht gezogen werden: Wir kennen die großen alpinen Vereisungen, deren Gletscherzungen weit über die Gebirgsränder vorgestoßen sind, besonders am Nordabhang des Gebirges; wir kennen heute aber auch, und zwar in weit vermehrtem Maße als früher, die äußerst komplexe Geschichte der *Rückzüge* dieser gewaltigen Talgletscher bis in ihre Nährgebiete hinauf. Der Rückzug des Eises erfolgte nach allen vorhandenen Dokumenten nicht gleichmäßig, sondern in mannigfachen Etappen, die immer wieder, bis in die letzten Rückzugsstadien hinein, von neuerlichen Vorstößen unterbrochen und näher aufgegliedert worden sind. Ist aber ein solches oft recht beträchtliches *Schwanken der Gletscherstände* von größeren zu kleineren und abermals zu größeren und wiederum zu kleineren Beträgen, ein Zurückgehen der frontalen Eiszungen auf höheres und ein Wiederherabsteigen derselben auf tieferes Niveau für die Schlußstadien der großen diluvialen Vereisungen typisch und als solches auch gut belegt, so können durchaus analoge Schwankungen umgekehrt auch den *Beginn der diluvialen Hauptvereisung* eingeleitet haben.

Ein *Vorrücken des Albignagletschers* auch nur um wenige Kilometer vor seinen heutigen Stand vermochte unter Umständen bereits Wasser aus dem damaligen obersten nur sehr flachen Inn-Talboden *gegen das untere Bergell hin zum Überlaufen* zu bringen, und dies um so eher, als ein aus allgemein klimatischen Gründen sicher anzunehmender gleichzeitiger Vorstoß des Forno/Mureto-, des Fedoz- und des Fexgletschers den an sich schon nur mehr flachen präglazialen Engadiner Talboden relativ leicht gegen Samaden hin abzuriegeln vermochte. Es ist sogar denkbar, daß in jenen Zeiten zuweilen abermals ein *See* zum Aufstau gelangte, der sein Wasser in

erster Linie über einen flachen «Vicosoprano-Paß» dem *tieferen Bergell* zufließen ließ. In ähnlicher Weise, wie gegen den Schluß der Eiszeit die Oberengadiner-Seenwanne zeitweise über die damals tiefste Maloja-Paßlücke ihren Abfluß gegen das obere Bergell fand. Das alles sind Dinge, die dem primär sicher *nur bescheidenen* Nebenbach der gefällsreichen Bondasca, der dann eben, aber erst später, zur Hauptader der *Bergeller Maira* wurde, bei der Rückverlegung der Vicosopraner Wasserscheide weitgehend *behilflich* waren und die auf solche Art ein relativ rasches Erreichen der Albigna-Talfurche durch diese von glazialen Schmelzwässern verstärkte «Vor-Maira» ermöglicht haben können. Bei einem wieder folgenden Rückzug der ersten Gletscherzungen führten dann deren zeitweise sicher mächtige *Schmelzwasser* das angefangene Zerstörungswerk an den Bergeller Wasserscheiden nur um so leichter fort.

*

So stellt sich uns die heute erkennbare *Eroberung des Inngebietes von der Adda und der Maira* her als ein *langandauernder Vorgang* dar. Vorbereitet schon durch tiefe und langandauernde Eingriffe des Septimer-Rheins und durchaus mögliche, schon oligozäne Vorläufer der heutigen Comersee/Chiavener-Furche, begann die Eroberung alten Inngebietes durch eine Maira sicher bereits *im mittleren Miozän*, von wann an der insubrische Einbruch sich gegen das eigentliche Bergeller-Quellgebiet des Inn zu wenden begann. Die Wasserscheide Inn—Maira war auf jeden Fall schon im *unteren Pliozän* über *Sottoporta* hinaufgerückt, wie der bergell-abwärts weisende höchste Talboden über dem heutigen Trogschluß der Val Bondasca dies zeigt; aber der wirkliche und *entscheidende Einbruch in das obere Bergell* begann erst *am Schlusse des Pliozäns* und dauerte bis *in die ersten Anfangsphasen der Eiszeit* hinein. Der uns heute so «stürmisch» erscheinende Eingriff der Maira in das Inngebiet ging damit nur sehr langsam und recht planmäßig, über gewaltige Zeitabschnitte verteilt, vor sich. Die großartigen Dokumente im weiten Umkreis des heutigen *Malojapasses* aber haben erst wirklichen Einblick in diese in den Alpen fast einmalig dastehenden, so verwickelten Ereignisse der alpinen Talgeschichte ermöglicht, und damit ergibt sich einmal mehr die großartige *Bedeutung dieser Paß-*

landschaft: für die Erkenntnis der talbildenden Vorgänge nicht nur im engeren Sektor Engadin—Bergell, sondern im weiten Umkreis der zentralen Alpen, und zudem über gewaltige Zeiträume hinweg. Die Talgeschichte von Maloja ist wohl nur ein Fall in der vielfältigen Geschichte der alpinen Täler; dessen genetische Abklärung aber wird von grundlegender Bedeutung auch für die talgeschichtlichen Vorgänge im ganzen zentralen Alpengebiet; denn die Geschichte der alpinen Talsysteme, die sich um Maloja zu langem, wechselvollem und grandiosem Schauspiel trafen, kann niemals nur auf diese allein sich beschränkt haben, sondern der geschichtliche Ablauf der Talbildung in den zentralalpineren Tälern hat sich nach durchaus denselben geologischen Vorgängen gerichtet, die im ganzen Alpenkörper und im ganzen Umland desselben tätig waren. Die Geschichte des Malojapasses illustriert damit gewissermaßen weitgehend die alpine Talgeschichte schlechthin, dies wenigstens soweit ähnliche Vorbedingungen des tektonischen Baues und ähnliche Intensität desselben vorlagen. Dies ist bestimmt der Fall überall im Westen der Brenner/Etschtal-Linie, d. h. für den ganzen großen Hauptteil der Alpenkette. In bezug auf die talgeschichtlichen Vorgänge der näheren Nachbarschaft, das heißt in den zentralbündnerischen Talschaften zwischen Chur, Engadin/Bergell, Veltlin und den Bergamasker Alpen sei, ohne weiteren Kommentar, auf die Kartenserie der Tafel I und die Tabellen der talgeschichtlichen Entwicklung auf p. 84 ff. verwiesen.

Erstreckt sich damit die Entwicklung der Talgeschichte schon nur bis zum Beginn der großen alpinen Vereisungen über gewaltige Zeiträume hinweg, von der ersten Geburt der Alpen im mittleren Oligozän über weit mehr als volle 20 Millionen Jahre und damit über eine erstaunliche Zeitspanne, so schrumpft das seitherige Geschehen, mit den eiszeitlichen und nacheiszeitlichen Ereignissen im Alpengebiet, auf den relativ kurzen Ablauf einer runden Million Jahre im besten Falle, zusammen. Die Ereignisse der Eiszeit können daher, schon aus diesem einen Grunde, weil sie eben nur einen weit kürzeren Zeitabschnitt umfassen, nur mehr modifizierend in das bisher erreichte Talbild eingreifen. Sie spielen wohl für die Ausgestaltung der Kleinformen, nicht aber für den wirklichen Ablauf der Talgeschichte eine entscheidende Rolle. Und doch ist auch die eiszeitliche

Weitergestaltung unserer Tal-, Paß-, Seen- und Berglandschaften keine Kleinigkeit; sie spielt nur in der Gesamtgeschichte der Alpentäler keine grundlegende, immerhin aber auch so noch eine vielfach ausschlaggebende Rolle.

3. Der Einfluß der Eiszeiten und ihrer Nachläufer auf die Paßgeschichte von Maloja und die Talgestaltung zwischen Oberengadin und Bergell

a) Die Hauptvereisungen und ihre Rolle

Wann im einzelnen die große Vereisung der Alpen begonnen hat, ja sogar zu welchem Zeitpunkt die ersten großen Alpengletscher aus dem Gebirge heraus ins umgebende Tiefland vorstießen, ist uns bis heute, trotz gegenteiliger Behauptung, unbekannt. Gewöhnlich wird angenommen, daß dies erst *nach dem Abschluß des pliozänen Abschnittes der Tertiärzeit* der Fall gewesen sei und wird die gesamte alpine Vergletscherung daher gerne zur Gänze in die *Quartärzeit* verlegt. Es gibt jedoch viele Punkte, die für eine *beginnende Vergletscherung bereits vom mittleren Pliozän an* sprechen und sogar vermuten lassen, daß schon in diesen *spättertiären* Zeiten alpine Gletscher in einer ersten großen Vorstoßphase bereits das Alpenvorland weitgehend bedeckt haben könnten, in Form der vermutlich drei altglazialen «Deckenschotter»-Vereisungen, und dies bis über den Bodensee und das Gebiet von Zürich beispielsweise hinaus. Im *Oberengadin und Bergell* gehen vielleicht schon die in die breiten unterpliozänen Talböden scharf sich einsenkenden *Rinnen der späteren Seitental-Tröge* auf kräftigere *Erosion durch glaziale Schmelzwasser* zurück, natürlich an sich verbunden mit weiterer Hebung des ganzen Gebietes, wie eine solche die stratigraphische Gestaltung des mittleren und oberen Pliozäns in Oberitalien ja ohnehin erfordert. Die *Breitenausgestaltung* dieser sicher noch pliozänen «Vorträge» könnte dabei bereits auf *erste glaziale Überprägung* auch dieser jüngeren Rinnen hinweisen, und die Betrachtung der Vorgänge bei der endgültigen Anzapfung des Oberengadiner Talbodens durch die vordringenden Mairagewässer hat uns gezeigt, daß dieselben *unter Mitwirkung einer beginnenden Vergletscherung* sogar weit verständlicher würden als ohne eine Beteiligung der Eisströme. Es erscheint

sogar durchaus möglich, daß überhaupt bereits eine *Vereisung größeren Ausmaßes* schon über den «alten Malojapaß» über dem heutigen *mittleren Bergell* hinwegging, bis weit ins Comerseegebiet hinab, und daß diese ausgedehnte erste Vereisungs-Epoche mithalf, den späteren definitiven Einbruch des Mairasystems ins obere Bergell durch ein beträchtliches *Niedrigerschleifen der trennenden Paßhöhe*, Anlage von subglazialen Rinnen u. a. ganz wesentlich zu erleichtern. Jedenfalls wird sich die weitere morphologische Erforschung der Bergeller-Talung mit diesem Problem noch näher zu beschäftigen haben, und dessen Behandlung wird auch weiterhin die Frage besser entscheiden helfen, wie weit während der sog. «Interglazialzeiten» das Eis in die zentralalpinen Hochburgen der Vergletscherung überhaupt zurückgewichen ist. Eine Frage, die noch keineswegs so selbstverständlich als allgemein gelöst betrachtet werden kann und über die heute noch durchaus verschiedene Anschauungen bestehen.

Der direkte Anschluß eiszeitlicher Verhältnisse an die Bildung der obersten breiten Talbodensysteme des Unterpliozäns scheint mir aber heute nach den vorhandenen Dokumenten an sich durchaus denkbar und könnte ohne weiteres als mittel- bis oberpliozäner, zunächst noch inneralpiner Ansatz der ersten großen Vergletscherungen der altglazialen Zeit aufgefaßt werden. Dieser ersten großen *jungtertiären Vereisungsphase*, die als sog. «Donau-», vielleicht aber auch noch als «Günz-» und sogar «Mindel-»-Vergletscherung in Form der «Deckenschottervereisungen»* im großen schon fast den Umfang der letzten, der «Würm-»-Vereisung des alpinen Gebietes erreichte, müßte dann, *an der «Wende zur quartären Zeit»*, die «große Interglazial-Epoche» mit einem *Zurückweichen der «jungtertiären» Gletscher bis in die eigentlichen Nährgebiete der Vereisung* hinauf gefolgt sein; mit einer Epoche gewaltiger Flußerosion, die das in den ersten Vereisungsabschnitten begonnene Werk der jüngeren Taleintiefung fortsetzte, wie in der Hochterrassenzeit der unteren Schweiz, und die damit *zur endgültigen Eroberung der heutigen Paßwasserscheiden* führte.

* Es sei in diesem Zusammenhang auf die tatsächlich weitgehend und über ausgedehnte Gebiete verwirklichte *Dreiteilung* der Deckenschotter-Komplexe verwiesen: höherer und tieferer Deckenschotter, und *Zweiteilung* des höheren Deckenschotters.

Es ist somit heute sehr wohl denkbar, daß *die ersten*, d. h. die *altglazialen Vereisungen in unserem Gebiete bis mindestens an die Schwelle des Oberengadins zurückgingen*, als eindrucksvolles Phänomen der sog. «großen Interglazialzeit» zwischen Donau/Günz/Mindel- einerseits, Riß/Würm-Vergletscherung andererseits. Daß die *weitere starke Eintiefung des Bergells auf diese «große Interglazialzeit» zurückgeht* und erst die nachfolgenden «*wirklich quarternen*» Gletscher der Riß- und der Würm-Eiszeit der glazialen Chronologie die so offensichtliche *glaziale Umformung* der interglazial entstandenen Bergeller Talfurche besorgten. Fluß- und Glazialerosion haben sich im steilen Bergell sicher ganz besonders gegenseitig abgelöst, und es ist nur die Frage: Ist die bedeutende Eintiefung der heutigen, wenn auch schwer mit Schutt überhäuften Bergeller Talfurche das Werk bloß voreiszeitlicher, d. h. noch *jungtertiärer Tiefenerosion* durch die *oberpliozäne Maira*, mit glazialer Umgestaltung durch über die *ganze Eiszeit* dieselbe besetzt haltende Eisströme, oder liegt im heutigen Talgraben auch das großartige Werk einer ausgedehnten *Interglazialzeit* vor?

Zur Lösung dieser Frage wird ausschlaggebend der Entscheid, ob die «große Interglazialepoche» die älteren Vergletscherungen *bis in ihre Nährgebiete hinauf* zurückschmelzen und fast völlig verkümmern ließ, oder ob das Zurückweichen der frühen Gletscher der ersten Eiszeiten nur auf das Alpenvorland und die tieferen, mehr randlich gelegenen Alpentäler beschränkt war, das *zentrale Hochgebirge* aber weiterhin, *durch die ganze Eiszeit hindurch*, als gewaltiges Vereisungszentrum *bestehen* blieb.

Die nächsten, wirklich durch ihre fossile Flora als sicheres — aber dem berühmten Schieferkohlenkomplex von Dürnten im Zürcher Oberland um eine Vereisungsperiode sicher vorausgegangenes — «Interglazial» zu betrachtenden und zugleich bereits auch stark verkitteten *Schotterablagerungen im Inngebiet* sind die der berühmten «*Höttinger-Breccie*» von Innsbruck, die, gerade dank ihrer ausgezeichneten Verkittung zu sog. «Nagelstein», bei vielen Bauten im alten Innsbruck vorzügliche Verwendung als ausgezeichnete Baustein fand. Diese Schotter liegen zwischen Moränen der frühen Günz/Mindel-Eiszeit und jenen der nachfolgenden großen Rißvereisung, die ihrerseits von den Inntal-«Terrassenschottern» und den Würm-Moränen überdeckt erscheinen. Gemäß dem ganzen *Charak-*

ter der Höttinger-Flora muß aber in der ersten «großen Interglazialzeit» das Inntal auf jeden Fall, und sogar bis weit hinauf, völlig eisfrei gewesen sein, und aus der näheren Umgebung müssen die früh-eiszeitlichen Gletscher sich wohl fast völlig zurückgezogen haben oder überhaupt verschwunden sein.

Verkittete Schottereste, die gleichfalls der Höttinger-Breccie zugerechnet werden, finden sich noch bei Imst, wenig unter Landeck und im Brennertal bei Matrei. Verkittete Schotter finden sich aber weiter auch im Unterengadin, zwischen Remüs und Schuls, und in beträchtlicher Verbreitung gar noch in der Umgebung von Cinuskel und Scarfs, am Eingang ins Oberengadin; an beiden Orten von jüngeren Moränen bedeckt oder von jüngeren Eisströmen angeschliffen. In den beiden Engadinerfällen handelt es sich um regelrecht verkittete «Nagelfluhen», die damit recht wohl interglazial sein könnten, es aber nicht sicher sind. Einerseits fällt es schwer, sich vorzustellen, daß solche interglaziale Schotter im scharfen alpinen Strömungsbereich der nachfolgenden Vergletscherungen nicht überhaupt restlos ausgeräumt worden wären; andererseits kann aber darauf hingewiesen werden, daß auch die sicher als interglazial zu deutende Höttinger-Breccie der Ausräumung durch den in jenem unteren Inntalabschnitt doch sicher viel gewaltigeren Inn-gletscher weitgehend standgehalten hat und erhalten geblieben ist. Dasselbe könnte somit auch für die genannten Engadiner-Schotter an sich sehr wohl zutreffen, nur haben wir, im Gegensatz zur Höttinger-Breccie, bisher keine wirklichen Beweise für deren tatsächlich interglaziales Alter. Denn auch jüngere Talschotter können, anläßlich der späten stadialen Vorstöße, zur Gschnitz-Zeit etwa, noch einmal ohne weiteres wieder mit Moränen überdeckt worden sein und, je nach den Grundwasserverhältnissen, auch eine beträchtliche Verkittung erfahren haben.

Immerhin scheint mir ein Vergleich der heutigen Vergletscherung der Oberengadiner- und Bergeller-Berge mit jener der Oetztaler- und Stubai-Alpen ziemlich deutlich darauf hinzuweisen, daß, wenn zur Zeit der Höttinger-Flora, gemäß ihrem ganzen Charakter — es spielen darin *Rhododendron ponticum* und eine wildwachsende Rebe eine nicht zu übersehende Rolle —, die Vergletscherung der Oetztaler- und Stubai-Alpen zum allermindesten bis auf den heutigen Stand reduziert oder gar noch weiter zurückgegangen war, auch

das weit direkter dem wärmenden Einfluß der Poebene ausgesetzte Bergeller- und Engadiner-Gebiet wohl *kaum* eine über das heutige Ausmaß wesentlich hinausgehende Vereisung mehr aufgewiesen haben kann. Daß somit *die interglaziale «eisfreie» Epoche* sehr wohl *bis in das obere Engadin hinauf sich auswirken mochte*. Es spricht also manches für das Eingreifen *interglazialer Flußsysteme* bis in das *zentrale Engadiner-Hochgebiet* hinauf. In dieser Interglazialzeit aber schufen sich die Flüsse, vornehmlich die mit starkem Gefälle oder wenigstens starken Gefällsstufen, d. h. damit in erster Linie natürlich wieder die Flüsse der bereits steil abfallenden Alpensüdseite, besonders während der Abschmelzperiode der altglazialen Eisströme *neue tiefe Rinnen in die altglazialen Talböden*, und es erscheint damit durchaus möglich, daß beispielsweise *der Malojapaß erst in dieser interglazialen Abschmelzperiode* als wirkliche Wasserscheide *an seinen jetzigen Platz zurückgerückt* worden ist.

Dieses *interglaziale Talsystem*, das von Süden rasch, von Nordosten, entsprechend dem weit schwächeren Gefälle des Inn, viel langsamer und nur stufenweise neu eingetieft worden war und das durch neues Einschneiden das vorglaziale Oberengadin in erster Linie und ganz eindeutig *vom Bergell her* berührte, vom Unterengadin aus aber kaum bis in das heutige Oberengadin heraufgelangte, wurde nun neuerdings, vielleicht eben als Einleitung der wirklich quartern Entwicklung, *von den jüngeren Gletschern der Riß- und der Würm-Eiszeit überdeckt und überarbeitet*. Auch hier wohl abermals in vielfachem Wechsel von Fluß- und Eiswerk an der weiteren Ausgestaltung der Täler wirkend. Mit abermaliger Eintiefung in den Anfangsstadien der Vereisung beginnend, mit glazialer Ausgestaltung während der eigentlichen Hochstände derselben, mit abermaligem Wechsel von Fluß- und Eiswerk in den langanhaltenden Schlußstadien der Gesamtvergletscherung.

Die heute erkennbare *glaziale Bearbeitung der zentralalpinen Hochtäler* geht in erster Linie auf die beiden genannten *letzten Hauptvereisungen* zurück. Das ist verständlich, ist doch die glaziale Formung der Günz- und Mindel-Eiszeiten durch die nachfolgende und langandauernde «große Interglazialzeit» weitgehend verdorben und erst noch durch die größte alpine Vereisung der Rißzeit neuerdings überprägt worden. Was wir daher heute an glazialer Formung in den Alpentälern erkennen können, ist das vereinigte Werk der

beiden sicher quartären Hauptvergletscherungen, und zwar auch hier abermals in erster Linie das Werk der *Würm-Vergletscherung*, als der letzten großen Vereisungszeit. Wohl dehnt sich in den Frontalgebieten dieser quartären Gletscher die Vereisung der Riß-Zeit oft ganz bedeutend über jene der Würm-Zeit hinweg aus, besonders kraß im Falle des Rhonegletschers; aber schon beim Rheingletscher nähern sich, offensichtlich mit zunehmender Gebirgsbreite und damit wachsendem alpinem Einzugsgebiet, Riß- und Würm-Stände einander sehr beträchtlich, und dasselbe ist der Fall auch bei den insubrischen Gletscherenden, vom Langensee und Ivrea bis hinüber zu den Moränenkränzen des Gardasees, und abermals an der Front des Innegletschers. Sind aber hier schon an ihren *Enden* die Gletscher der Riß- und der Würm-Eiszeit *fast gleich weit* in das Alpenvorland hinaus gedrungen, so ist ohne weiteres auch im Innern der Alpentäler, und ganz besonders gegen die eigentlichen *Vereisungszentren* hin, ein *annähernd gleicher Hochstand der Gletscher* in beiden Fällen zu erwarten; und dies um so mehr, als — nach dem weit *kühleren Charakter der Schieferkohlenflora* — das *Interglazial Riß/Würm* keineswegs ein wirklich radikales, mit völligem Rückzug der Gletscher bis in die obersten Höhen verbundenes war, *Riß- und Würm-Zeit somit vielleicht nur als besonders ausgeprägte Vorstöße einer einzigen Vergletscherung* des Hochgebirges aufgefaßt werden müssen. Mit andern Worten: Was wir in den inneren Alpentälern an konkreter glazialer Auswirkung heute erkennen, ist das Werk der *beiden letzten Vergletscherungen*; aber der heute erkennbare Endeffekt wurde erst gegen das *Ende der Würm-Zeit* erreicht.

Wie standen nun in concreto während der beiden letzten *Hochstände der alpinen Vergletscherung* die Dinge im Raume *Oberengadin—Bergell*? Gewaltig hoch stand das Eis im obersten Engadin, genährt vom weiten Hochgebiet der Bernina-, der Julier-, der Fornogruppe. Als Mindesthöhe des Eisstromes muß die heute noch in so großartiger Weise wie selten in den Alpen erkennbare «obere Schlifffgrenze» gelten, d. h. jene auffällige Scheidungslinie zwischen vom Talgletscher noch abgeschliffenen, runden und über den gewaltigen Eisstrom frei emporragenden, nicht von diesem abgeschliffenen, eckigen Geländeformen. Weil es aber zum erfolgreichen Abschleifen der Felsoberfläche immerhin ein gewisses Eigengewicht und damit auch eine gewisse Eisdicke brauchte, um das Schleifwerk aufrecht zu er-

halten, so ist auf jeden Fall die wirkliche alte *Eisgrenze* noch um einen gewissen Betrag über den höchsten heute noch erkennbaren Marken der eiszeitlichen *Schliffgrenze* anzunehmen.

Wie hoch lagen diese Schliffgrenzen, als für lange und bis heute fixierte Abbilder der nahezu höchsten Gletscherstände, im *oberen Engadin*? Über allen runden Formen der vorspringenden Gehängepartien in jedem Falle. Denn die Vertiefungen zwischen den Vorsprüngen sind später, nach oder schon während dem Rückzug des Tal-Eises, von den lokalen Hänge- und Seitengletschern her oft noch bis weit unter die Schliffgrenzen des Talgletschers hinab geglättet und gerundet und weiterhin von den lokalen Zentren her ausgeschliffen worden. Sichergestellt ist eine *minimale Eishöhe* im Raume von Bevers—Samaden durch die großartige Schliffgrenze an der *Crastamora* auf 2800 m Meereshöhe, d. h. volle 1100 m über dem heutigen Engadiner Talboden, und wohl mindestens 1200 m über der dortigen Felssohle. Am *Pontresiner Schafberg* erkennt man die Schliffgrenze des Berninagletschers auf mindestens der gleichen Höhe, in der *Rosatsch-Kette* wurden 3000 m Meereshöhe mindestens vom Eis der glazialen Hochstände überflutet und geschliffen, und der Gipfel des *Piz Chalchagn* ragt mit seinen 3154 m noch immer nicht über die Schliffgrenze hinaus. Am *Piz Albana* liegt dieselbe auf rund 2700 m, am *Piz Polaschin* in immer noch 2600 m, westlich der *Motta Radonda* ob Maloja immer noch über 2400 m, ja zeitweise auch dort noch höher.

Südlich des Engadins waren die Terrassen von *Grialetsch* und *Furtschellas* im östlichen Fex bis gegen 2900 m hinauf vom Eise bedeckt, westlich Val Fex der ganze vordere *Mott'Ota-Kamm* von demselben völlig überflutet, und an der Margna reicht die höchste erkennbare Eisrundung bis über die Schulter der *Margnetta* mit 2785 m, an deren Muretto-Abhang bis in gleiche Höhe hinauf. Am *Piz Salacina* jenseits Maloja erscheint die dunkle Amphibolit-Schulter desselben bis auf rund 2500 m hinauf immer noch von Forno-Eis gerundet und steigt im Gebiet der Cima di Murtaira die hocheiszeitliche Schliffgrenze abermals auf 2700 m herauf.

Gewaltige Eismassen von 1000 m Dicke und mehr haben somit das obere Engadin zu jener Zeit erfüllt, mit größter Eisdicke wohl im Zuflußgebiet aus der Vereisungshochburg der zentralen Bernina her, d. h. im heutigen *Becken von Samaden*. Ist es unter solchen Um-

ständen verwunderlich, wenn dieses Engadiner-Eis *sich Abfluß suchte* durch alle ihm zugänglichen tieferen Paßlücken und daß es dabei in erster Linie zu einem Überfließen *des weit offenen Malojapasses* und damit zu einer von allem Anfang an nur wenig behinderten *Transfluenz des Oberengadiner-Eises ins Bergell hinab* kam? Vom zentralen «Hochlandeis» der Gegend über dem Talbecken von Samaden nahmen die hocheiszeitlichen Gletscher ihren Abfluß nach ganz verschiedenen Richtungen: normal talabwärts gegen das Unterengadin, dann aber auch engadin-aufwärts über den Maloja. Weitere Überflußstellen des Engadiner-Eises, wenn schon nicht direkt von Eis aus dem Becken von Samaden, sondern von den jeweils nächsten Gletscherabschnitten aus, bildeten die tiefen Pforten des *Julier*, des *Albula*, der *Fuorcla Crapalv* gegen das Rheingebiet, der *Berninapaß* und die Paßlücken von *Val Minor* gegen das obere Puschlav, der *Val del Fain* gegen Livigno hin; und im Westen mag Forno-Eis, zeitweise vom großen Engadiner-Eisstrom hochgestaut und abgedrängt, wenigstens lokal auch den *Murettopaß* noch überflutet haben gegen das obere Malenco. *Die schönste dieser Transfluenzen und zugleich die mächtigste der ganzen Alpen aber erfolgte über den Malojapaß.*

Im *Bergell* sinkt die Schlifffgrenze dann rasch, entsprechend eben der schon vorangegangenen interglazialen Eintiefung des Tales: am Piz Lizzun liegt sie zwar immer noch — bestimmt unter dem Einfluß des Maroz/Duan-Eises — ähnlich wie am Piz Salacina noch auf mindestens 2400 m, fällt jenseits Valparossa auf 2330 m, am Ostsporn des Piz da Cam auf 2000 m, entsprechend der Talstufe zwischen Löbbia und Vicosoprano, auf 1800 m wenig unter der Terrasse von Pianvesto ob Soglio, bis wohin die sicheren Engadinerblöcke noch reichen. Auch da ergeben sich gewaltige Eismächtigkeiten von abermals rund 1000 m, gegenüber rund 600–800 m bei Maloja, an der Margna-Ecke 900 m. Auf der ganzen Strecke aber, d. h. aus der Gegend von St. Moritz aufwärts, finden sich überall *die Zeugen dieser gewaltigen Maloja-Transfluenz*, von der Verbreitung erratischen Blockmaterials, das nur aus jener Gegend stammen kann, über die *talaufweisende Schliffrichtung* an den zahllosen Rundhöckerresten des Seentales und der Ausgänge des Julier-, Fex- und Fedoztales bis nach Maloja, bis weiterhin zu den hochgelegenen erratischen Resten von Juliergraniten und Berninadoriten in den höchsten Tal-Moränen des nördlichen Bergells. *Das Engadiner-Eis ist so von Pontre-*

sina/Samaden talauf über die Malojaschwelle geflossen und stürzte über dieselbe in einer großartigen Eiskaskade zur bereits vollständig als solche bestehenden Bergeller Talfurche ab. Daß auf diesem Wege Engadiner-Eis aber bis hinaus an den Alpenrand, nach Como, Lugano, Varese gelangte, das zeigt die Verbreitung der Juliergranite in den Moränen des Addagletschers bis dort hinaus. Engadiner-Erratikum ist auf diesem Wege damit heute nicht nur talabwärts bis über den *Chiemsee* hinweg ausgebreitet worden und über den Reschenpaß zeitweise bis ins Etsch-Gebiet im oberen Vintschgau gelangt, sondern Engadiner-Eis ist gleichzeitig und in großen Massen über den Maloja, das Bergell und das Comerseetal auch nach den südlichen Alpenausgängen vorgedrungen, d. h. bis zu den eben erwähnten Orten am *lombardischen Alpenrand*. Engadiner-Erratikum ist auf solche Art zwischen Chiemsee und Varese auf einen Raum von über 500 km Weite verfrachtet worden.

Die *Wirkungen* dieses gewaltigen Maloja-Bergeller-Eisstromes auf den Untergrund waren natürlich *sehr verschiedene*: je nach Gefälle, Talbreite, Talkonfiguration, Gesteinszusammensetzung, Interferenzen mit den Seitengletschern, Gefällsverhältnissen und Einzugsgebieten derselben. Höhere und tiefere Eismassen bewegen sich verschieden rasch; die oberen bedeutend schneller als die durch die Reibung am Untergrund gehemmten der tieferen Teile. Im flach zum Malojariegel *aufsteigenden* Hochtal des *Engadiner-Seenabschnittes* mochte die Kolkwirkung des Eisstromes — gemäß der anzunehmenden geringeren Geschwindigkeit der basaleren Gletscherteile — im ganzen, und gemessen an der Zeitdauer der Eisüberströmung, nur eine verhältnismäßig *geringe* sein, so daß heute die Übertiefung des Haupttales gegenüber seinen Seitentälern sich nur in mäßigen Grenzen hält; zwischen 100 und 200 m etwa, um die die *Stufenmündungen* der Val Muretto, von Fedoz-, Fex- und Juliertal über dem Engadin selber hängen, wozu allerdings noch die lokalen Kolke der Seebeckentiefen kommen, um mindestens 71 m beim Silsersee und 77 m bei jenem von Silvaplana. Gleichzeitig staute der mächtige Maloja-Eisstrom die Seitengletscher zurück und hinderte damit eine kräftigere Sohlen-Übertiefung derselben, wie im Falle Fedoz- oder Juliertal; während der größere *Fexgletscher* sehr deutliche Kolkerscheinungen *in seiner Talsohle* zeigt und auch der Fornogletscher, als bei der Maloja-Eiskaskade des Hauptgletschers weit weniger behindert, solche, im Cav-

locciogebiete etwa, sehr kräftig und in großartiger Schönheit entstehen läßt.

Durchaus andere Verhältnisse zeigt nun das *Bergell*; mit seinem gewaltigen, an den Maloja-Eissturz anschließenden Gletscherstrom über die verschiedenen Treppen oder Stufen des in der «großen Interglazialzeit» bereits tief eingerissenen und von den ersten, noch oberpliozänen Vereisungen sicher auch schon ausgeschliffenen Talkanals hinab. Da setzte *kräftige Auskolkung* des bestehenden Talsohlenprofils *schon am Maloja-Absturz selber* an und beträgt die Übertiefung der Hauptrinne gegenüber dem klassischen Hängetal von Maroz wohl bereits allermindestens an die 400 m, gemessen von Felssohle zu Felssohle. Über einen in der Gegend von *Löbbia* versteckten Felsriegel stürzte der Gletscher eine weitere Stufe hinab, an deren Fuß wohl abermals kräftige Auskolkung stattgefunden hat; knapp über den Riegelresten, die beim *Crotto d'Albigna* das Tal durchziehen; dann folgt, wohl als Folgeerscheinung der nunmehr erfolgten Konfluenz mit dem kraftvoll niederstürzenden Albignagletscher, der gewaltige Kolk im vielleicht noch unterteilten Talabschnitt Vicosoprano/Stampa bis hinab zum mächtigen *Felsriegel der Porta*, über den hinunter eine kleinere Stufe, aber in ihrer Wirkung verbunden mit jener des nun einmündenden Bondasca-Gletschers, das Becken Spino-Bondo bis zum Felsriegel ob *Castasegna* ausgekolkt hat. Am Fuße der Albigna erreicht heute die Übertiefung des Haupttales gegenüber dem südlichen Hängetal den gewaltigen Betrag von sicher 1000 m, doch geht diese gewaltige Mündungsstufe der Albigna zum großen Teil auf die schon vorher erfolgte Anzapfung durch die Maira zurück. Demgegenüber erscheint der Talboden bei Maloja gegen die Fornogletscher-Sohle im Cavloccio-Gebiet nur um rund 100–150 m übertieft, ein großartiges Zeugnis für die *Schwäche* der glazialen Erosion durch den Maloja-Eisstrom im obersten Abschnitt des Engadins.

Was schon in diesem Bilde auffällt, das ist der scharfe und heute noch völlig *ungeschliffene Bergeller Abfall* des Felsriegels der Gletschermühlen westlich Maloja, und dies unmittelbar und in schroffstem Gegensatz zu den großartigen Rundhöckerfluren an dessen ganzer Ostseite und bis auf dessen oberste Kante hinauf. Dieser Abbruch kann in seiner heute so scharfen Prägung zur Hocheiszeit kaum bestanden haben, sondern bildete sich erst viel später heraus, im

Gefolge ganz junger Abbrüche nach erfolgtem Rückzug des Eises in das Engadiner Hochtal hinauf.

Die Wirkungen der alpinen Hauptvereisung beschränken sich damit *im oberen Engadin* auf eine recht bescheidene Übertiefung des Haupttales gegenüber den obersten Nebentälern, die Auskolkung der Talsohle zu den Felsbecken der späteren Seen und die Unterschneidung und Versteilung im besonderen der unteren Talgehänge bis auf die Mündungshöhe der Nebentäler hinauf; endlich wohl auf eine gewisse Akzentuierung der höheren Terrassen durch Abschleifen der flachen Bodenreste und Versteilung der Stufen zwischen den Terrassen. Daneben mögen subglaziale Wässer sich durch den Malojariegel schon einen Ausweg in die Bergellertiefen gesucht und dabei bereits gewisse Rinnen in denselben geschnitten haben. Im *Bergell* aber wirkte derselbe Eisstrom mächtig auskolkend, abschleifend auf Sohle und Gehänge, und schuf damit den gewaltigen und großartig glazial gewundenen *Trogkanal* dieses tief eingerissenen Tales. Hier wirkte auch der Hauptstrom, infolge seiner tiefen Lage im Haupttal, gegenüber den Seitengletschern, besonders dem *Albigna-Gletscher*, nicht mehr stauend, so daß *auch dieser in stetiger Bewegung* mehr und mehr seine Rinne zum *klassischen Trog der heutigen Albigna-Talung* erweitern und vertiefen konnte, mit gewaltiger Kolkwirkung und Übertiefung auch in seinem jungen Zungenbecken und später abermaliger Übertiefung unter der Stufe der *Cascata*. Über die *Eiskaskade des Engadiner Hauptstromes* zum *Bergell* hinab aber zogen sich, hoch über dem *Malojariegel*, gewaltige *Spaltensysteme*, an denen der Eisstrom beim Überfließen des Riegels zerbrach; *in solche Spalten verloren sich schon damals die Gletscherwasser der oberflächlichen Eisrinnen*, die gemäß dem Gefälle der Eis-Oberfläche *vom Oberengadin her* über den alten Gletscher schossen. Sie stürzten über dem *Malojariegel* in die dort aufklaffenden Spalten und schufen sich im Gletschereis tiefe, enge *Schächte*, durch die sie *bis auf den Felsgrund* niederschossen und dort die ersten *Gletschermühlen von Maloja als Strudellöcher an der Basis gewaltiger Wasserfälle* in Betrieb setzten und mehr und mehr eingruben. Im Stadium der Hocheiszeit mochte die große Eisdicke der Entstehung solcher Gletschermühlen im felsigen Untergrund noch hinderlich gewesen sein; auch wurden solche durch den weiter vorschürfenden Gletscher, wenn auch schon entstanden, so doch recht

rasch wieder zerstört, durch völliges Niederschleifen der Ränder bis auf und über die ursprüngliche Tiefe derselben hinab; und endlich verstärkte sich die Spaltenbildung erst mit schwindendem Eisstand und engerem Bett immer mehr, so daß an sich die größten Möglichkeiten zur Bildung von Gletscherschächten, glazialen Wasserfällen und damit die besten Voraussetzungen zur Entstehung und Ausbuchtung eigentlicher Gletschermühlen erst gegen den Schluß der großen Vereisung sich boten. Je weniger dazu noch weiteres Abhobeln der Strudellochränder durch fortgesetztes Abschleifen an der Gletscherbasis kam, d. h. je rascher nach erfolgter Mühlenbildung der Gletscher das betreffende Gebiet für immer verließ, um so eher und zahlreicher und in um so großartigem Maßstab blieben die Gletschermühlen als gegenüber dem Abschleifen sehr empfindliche Objekte eben erhalten. Die heutigen Gletschermühlen auf Maloja sind sicher nicht Produkte der diluvialen Hocheiszeit; solche wurden damals wohl bereits in bescheidenerem Umfang geschaffen, fielen aber fortzu der Zerstörung durch weiter erfolgenden Abschiff zum Opfer.

Damit kommen wir zu den Schlußabschnitten der Eiszeit, die für die Gestaltung der Maloja-Paßhöhe, die weitere Umprägung des Bergells und schließlich die endgültige Schaffung der Oberengadiner Tallandschaft abermals von entscheidender Bedeutung geworden sind.

b) Die Schlußabschnitte der letzten Eiszeit und ihre Folgen

Von den maximalen Gletscherständen der Würm-Eiszeit zogen sich, mit dem Einsetzen milderer und trockenerer Zeiten, die zur gegenwärtigen geschichtlichen Epoche überleiten, gegen das Ende des Diluviums die alpinen Eisströme langsam zurück; in horizontaler Richtung in erster Linie, aber in ganz beträchtlichem Ausmaß auch in vertikaler Richtung. Das Gletscherende schmolz zurück, der Eisstrom sank; gewaltige Schmelzwässer bildeten die Folge. Diese Schmelzwässer arbeiteten länger in den relativ bald vom Eise befreiten Talungen, und naturgemäß bei steilem Gefälle viel mehr als in den hochgelegenen Nährbezirken, wo diese Schmelzwässer vielfach erst gegen das Ende der Eiszeit zu voller Tätigkeit kamen und, im Engadin beispielsweise, gemäß dem bisherigen Ablauf der Tal-

geschichte nur über recht schwaches Gefälle verfügten. So steht der gewaltigen *Schutterfüllung des Bergells*, die in ihrer Art fast einzig dasteht und der noch mächtige spät- und sogar nachglaziale Erosion vorangegangen sein muß, wie die zerschnittenen Riegel im Tal dies auch zeigen, im *oberen Engadin* ein ausdehntes *Felsbecken* gegenüber, das nur von den *Seitenbächen* her *in ganz bestimmten Talabschnitten* mit der Zeit zugeschüttet und lokal überdeckt worden ist, während im Bergell *Hauptfluß und Nebenbäche* mit gewaltigen Schuttmassen durchaus unbekannter Tiefe das scharf eingegrabene Tal *auf weiteste Strecken vollständig* verschütteten. Dem einzigen wirklich durchgehenden Felsriegel im Bergell, d. h. der Porta von Promontogno, stehen im Oberengadin eine ganze Reihe praktisch völlig geschlossener Felsriegel als eigentliche *Talbarrieren* gegenüber; um Maloja, Campfér, St. Moritz, daneben auch Riegelreste wie bei Isola, Sils oder an der Crestalta von Silvaplana. *Gewaltiger Arbeit der späteiszeitlichen Schmelzwässer im Bergell steht so ein Minimum an Leistung*, erosiver wie akkumulierender, *im Seental des Oberengadins entgegen*.

Nach allen Beobachtungen in den alpinen Tälern zog die Vergletscherung sich fast überall nur *ruckweise* zurück; die Gletscherenden blieben eine gewisse Zeit an einem Punkte stationär oder schoben sich in nochmaligen kleinen, gewissermaßen rückfallartigen Vorstößen wieder um etwas wenig vor, zogen sich dann abermals eine Station weiter zurück, schoben sich abermals vor in neuem Rückfall und so fort, bis mit diesem kurzweiligen Rückzugsspiel schließlich, nach langer Zeit, die heutigen Nährgebiete der jetzigen Gletscher erreicht wurden. In der Vielfalt der zum Ablauf gelangten Ereignisse wurden allmählich bestimmte Hauptmarken erkannt, die als *Rückzugs-«Stadien»* bezeichnet und mit verschiedenen Namen belegt worden sind. So gibt es u. a. seit langem ein *Bühl*, ein *Gschnitz*, ein *Daunstadium*, und neuerdings haben sich diese Stadien nach genauerem Studium an Zahl noch beträchtlich vermehrt: Bühl, so genannt nach der Gegend um Kirchbühl bei Kufstein, folgt erst nach drei verschiedenen Ständen der Würm-Eiszeit, unter denen das sog. «Seenstadium» von Zürich u. a. wohl das eindrucklichste geworden ist, sicher jedoch es einst auch war; zwischen Bühl und Gschnitz schaltet sich neuerdings ein *Schlernstadium* ein; das alte Gschnitzstadium zerfällt jetzt in Alt- und Jung-Gschnitz, das Daun

in Alt- und Jung-Daun und erst noch deren Rückzugsstadien. Dabei ist *die prinzipielle Gliederung* dieser Eisrückzüge wohl, infolge allgemein-klimatischer Ursachen, *durch das ganze Alpengebiet dieselbe; im Effekt* aber äußern sich diese klimatischen Änderungen je nach Höhenlage, Topographie, Exposition, Niederschlagsreichtum, Windverhältnissen usw. von Ort zu Ort, d. h. von Tal zu Tal, *recht verschieden*. Hier hat es keinen Sinn, weiter auf diese Dinge einzugehen; es genügt, das prinzipiell Wichtige und für die Talgestaltung des Oberengadins näher Erkennbare hervorzuheben (vgl. Taf. II).

Das Würm-Eis zog sich sukzessive zurück, und damit fielen, in den zentralen Nährgebieten allerdings erst recht spät, auch *die Eisrücken der Talgletscher allmählich tiefer*. Gewisse Stationen dieser allgemeinen *Absenkung* des «Eisspiegels» lassen sich an den Talseiten als ausgeprägtere *Schliffkehlen* und *Moränenreste*, oder durch Hinterfüllung von solchen entstandene *Terrassenstücke* oft weit besser ablesen als an den jeweiligen Gletscherenden, wo wohl in den Haupttälern einst Moränenwälle das jeweilige Rückzugsstadium umrahmten oder zu umrahmen suchten, in der Folge aber, bei weiterem Rückzug des Eises, entweder an sich zerstört und verschwemmt oder aber durch jüngeres Geschiebe überhaupt eingedeckt wurden. Auch Gletscherrand-Wässer zu beiden Seiten der Eisströme können, durch ihr Einschneiden und die Bildung von sog. *Gletscherrand-Tälchen*, in oft ausgezeichnete Weise *einzigste Gletscherstände* illustrieren, oder es können, wie dies effektiv und in großartiger Form geschehen ist, jüngere Vorstöße *neue Gletscherbecken* in ganz *jungen Trogformen* scharf in die ältere Gehängegliederung einkerben. Auf jeden Fall ist das Formengut, das anlässlich der langandauernden Gletscherrückzüge in den Hochtälern unseres Gebietes entstand, ein ungemein mannigfaltiges und an sich selbstverständlich auch recht verschiedenartiges.

Vergleichende Untersuchungen haben u. a. gezeigt, daß beispielsweise der Gletscherstrom des Oetztales im *Schlernstadium* der Rückzüge noch bis nahe an das Inntal hinausreichte, mit einer Länge von 50 km und mehr. Der Rheingletscher überfuhr zu jener Zeit den kurz zuvor niedergegangenen Bergsturz von Flims als den größten Felssturz der Alpen in einem neuerlichen Vorstoß bis hinaus gegen *Chur*. Es ist zwar möglich, daß dieser Churer Gletscherstand des Rheingletschers *nicht* so sehr dem Schlernstadium der Ostalpen ent-

spricht, sondern daß dasselbe erst in den weiteren Rückzugsständen von *Ilanz* und dessen Umgebung vorläge, die gleichfalls um die rund 50 km vor den heutigen obersten Gletscherenden des Vorderrhein-Gebietes liegen. Wo aber damals der *Engadiner Gletscher* gestanden hat, ist, trotz scheinbar natürlichem Anschluß eines entsprechenden Gletscherstandes südlich der Landecker Schlucht — am Ende der Talweitung von *Prutz* — an den Schlernstand der Oetztaler Gletscher, nur schwer zu sagen; denn die ebengenannten Prutzerstände können Schlernstadien durchaus lokaler Gletscher, des Kaunsertales etwa, sein, und die *Schlernstadien* des eigentlichen *Inn-Gletschers* dürften viel eher schon weiter talauf, d. h. wohl bereits *im Unterengadin* gelegen haben: vielleicht über der so auffälligen und glazial großartig differenzierten Stufe von *Ardez*, wahrscheinlicher aber bereits *am unteren Ende des Schulserbeckens*, vor dem Eingang der Tal Schluchten zwischen Remüs, Martinsbruck und Finstermünz, d. h. rund 70 km unter den heutigen Gletscherenden in der Berninagruppe. Eine Annahme, die angesichts des gegenüber dem Oetztal doch weit gewaltigeren Engadiner Einzugsgebietes wohl zu vertreten wäre, eine Annahme aber, die, wie die weitere Gliederung der Schlernzeit selber, näherer Untersuchung noch dringend bedarf.

Dasselbe gilt auch von den «*Schlernstadien*» des *Bergeller-Arms* der Engadiner-Gletscher, die keineswegs abgeklärt sind. Dieselben müssen wohl *zum mindesten im unteren Bergell* zu suchen sein, wo alte Gletscherstände bei *Plurs* und *Sta. Croce* oder in der großartigen Riegellandschaft von *Chiavenna* erkennbar sind. Vielleicht handelt es sich hier um Gletscherstände des Bergeller-Gletschers, die den eben erwähnten Rückzugstadien von *Ilanz* entsprechen, und sind die Churer-Stände und älteren *Schlernstadien* der Bergellervereisung noch weiter talaus zu suchen: bei *Novate/Mezzola* oder gar schon *am obersten Comersee*, im Raume Fuentes—Colico, dort vereint mit dem entsprechenden Stadium des Addagletschers. Das *Bühlstadium* des Maira/Adda-Gletschers folgt diesen vorderhand als Schlernstände angenommenen Marken abermals in beträchtlicher Entfernung, bei *Tremezzo* und *Melide*, das Zürcher «*Seen-Stadium*» bei *Lecco*, *Como* und *Mendrisio*, d. h. wenig hinter den Maximalständen der Würm-Vergletscherung bei *Brivio*, *Cantù* und *Varese/Gallarate*.

Zu Beginn der *Gschnitz-Zeit* war der große *Addagletscher* bereits in viele Einzelarme zerfallen, die sich bis in die Seitentäler des Velt-

lins zurückgezogen hatten. Im *älteren Gschnitzstadium* erreichten beispielsweise die Gletscher des *Puschlav* das Veltliner Haupttal *nicht* mehr, wohl aber die *Stufe ob Brusio*, in einem Abstand von rund 15 km unter dem jetzigen Gletscherende auf Alp Palü; die *Malenco-Gletscher* der südlichen Bernina- und der Disgrazia/Forno-Gruppe überschritten noch das Becken von *Chiesa* und reichten bis unterhalb *Torre*, abermals bei rund 15 km unterhalb der heutigen Gletscherenden. Wo aber lagen *im Gschnitzstadium* die *Enden des Inn-gletschers* talab und talauf von Samaden?

Da liegen deutliche Endmoränen des Berninagletschers, wenn auch vermischt mit solchen aus Val Sulsanna und Casanna, um *Cinuskel*, *Scanfs* und *Brail*, auf einer Höhe von rund 1600 m, die auf eine damalige Länge der zurückgewichenen Berninazunge von rund 25 km vom jetzigen Roseg-Gletscherende schließen lassen würden. Gegenüber dem klassischen Gschnitztal am Brenner, wo das eigentliche und namengebende Gschnitzstadium die Gletscher aus den Stubaier-Alpen bis zu 15 km Länge anschwellen und bei Trins bis auf eine Meereshöhe von 1200 m herniedersteigen ließ, erschiene dies gemäß Areal und Höhenlage des Einzugsgebietes dieser Gschnitz-Berninazunge eher etwas zu hoch, obgleich die Durchschneidung des Felsriegels unterhalb Cinuskel recht gut zu diesem Stadium passen würde. Wohl ist es möglich, dieses Engadiner Gschnitzstadium in seinen älteren Phasen vielleicht noch auszudehnen bis über die Terrassen und Moränen von *Brail-Prazett* hinaus, d. h. bis an den Rand des *Zernez-Beckens* heran. Dieses selber könnte unter Umständen gar als das Zungenbecken eines allerersten Gschnitzstadiums aufgefaßt werden; doch kann es sich hier ebensogut bereits um das Abbild von normalen *Zwischenstadien zwischen Schlern- und Gschnitz-Gletscherständen* handeln, wie solche ja auch im Bündner Oberland, etwa durch das *Zungenbecken von Ilanz* oder durch jenes von *Truns* markiert werden. Und wenn man weiter erkennen kann, daß auch im Puschlav und Malenco ältere, tiefer hinabreichende und jüngere, höher zurückbleibende Gschnitzstadien sich deutlich abheben, so kann vielleicht *die Spanne dieser Gschnitzstadien des Berninagletschers* doch etwa zwischen *Cinuskel*, *Brail* und *Zernez* angesetzt werden. Was immerhin, abermals gemessen von den heutigen Enden der großen Berninagletscher, 25–37 km Gschnitz-Gletscherlängen ergäbe.

Gleichzeitig aber hält auch der *Maloja-Arm* des großen Engadiner-gletschers, gemäß seinem Vereisungsgebiet im obersten Engadin und immer noch fortwährenden Zuschuß aus den zentralen Hochtälern der Bernina, einen Gletscherstand, der für sich allein schon *über den Malojapaß noch hinausreichen* mußte, gemäß den angenommenen Unterengadiner-Gletscherenden bei Brail; einen Gletscherstand, der aber wegen des gewaltigen, bei Maloja nun einsetzenden Zuschusses von Forno-Eis und dem weiteren Zufluß aus Maroz und besonders Albigna bestimmt *noch weit durch das Bergell hinunter reichte*. Auf jeden Fall entsprechen an sich wohl alte Stände um *Stampa*, ja vielleicht sogar noch das zugeschüttete Zungenbecken hinter dem Riegel der *Porta von Promontogno*, dem *Gschnitzstadium des vereinigten Engadiner-, Forno- und Albigna-Eises*, während andererseits der *Bondasca-Gletscher* wohl noch das Zungenbecken von Bondo knapp gegen *Castasegna* überschritt. Reste alter Gschnitzmoränen des Bergeller Talgletschers liegen jedenfalls zwischen Casaccia und Vicosoprano noch hoch an den beidseitigen Gehängen, und die Front des viel jüngeren und weit bescheideneren *schluß-eiszeitlichen*, dem älteren Daunstadium der Ostalpen wohl zeitlich entsprechenden Fornogletschers stößt immer noch bis auf die Paßhöhe von Maloja und mit seiner Hauptzunge über Plan della Folla-Cavril sogar *bis gegen Casaccia* vor. *Das Gschnitzstadium muß somit im Bergell sicher ganz wesentlich tiefer gesucht werden*. Es wird, gemäß der Raschheit der Vorstöße, besonders von der Albigna her, *bis mindestens Stampa*, wenn nicht gar an die *Porta* herangereicht haben, d. h. bis auf eine Distanz von 9–10 km vom jetzigen Albigna-Gletscherende mindestens. Dieses *Bergeller Gschnitzstadium* mag an sich *sogar bis Castasegna* herabgestoßen haben und blieb daher selbst damals die Bondasca noch abgestaut, wie u. a. seit langem Blöcke von Engadiner-Gesteinen in den Moränen wenig über Bondo zu demonstrieren scheinen. In jedem Falle aber lassen sich diese Gschnitzstände im Bergell vorderhand *nicht* mehr genauer fixieren, weil infolge des unvermittelten Absturzes des Albignatales, verursacht durch die alte Maira-Anzapfung und verstärkt durch die Übertiefungsphänomene der Hocheiszeiten, *auch die Albigna-Gletscher der Schlußvereisung*, die dem Maloja/Cavril-Stadium des Fornogletschers entsprechen, *bis Borgonovo mindestens*, vielleicht aber auch bis *Stampa*, nochmals mit großer Leichtigkeit vorgedrungen sind. *Moränen der*

Schlußvereisung der Albigna und solche der alten Gschnitzstadien liegen hier entweder nahe beieinander oder überprägen sich, und es ist sehr wohl möglich, daß z. B. der Unterschied im Erhaltungsgrad der genannten Moränen darauf zurückzuführen ist, daß die tieferen Elemente dieser Moränenserie, diejenigen von Stampa-Coltura, noch dem Gschnitzstadium, und nur die obere Moräne von Borgonovo der wirklichen Schlußvereisung der Albigna entspricht.

Sei dem im einzelnen wie ihm wolle, Tatsache bleibt auf jeden Fall, daß zur Zeit der Gschnitzstadien Engadiner-Eis noch in beträchtlichem Maße den Malojapaß überschritten und von da ab, sich mit Forno-, Maroz- und Albigna-Eis weitgehend verschmelzend zu einem mächtigen Bergeller Eisstrom, sogar das mittlere Bergell bestimmt noch erreicht und sogar durchflossen hat. Gegenüber den Hochständen der Würm-Eiszeit aber waren die Gletscherhöhen, im Bergell wie auch im Engadin, ganz bedeutend zurückgegangen, was an den unter der hocheiszeitlichen Schlifffgrenze liegenden Schlifffkehlen, Trogansätzen und Terrassenresten ganz ausgezeichnet zu erkennen ist. Mit zunehmendem Eisrückzug verstärkte sich dann auch der Gefällsbruch der Gletscheroberfläche über der Malojakante, derselbe wurde mehr und mehr an die Malojakante selber zurückverlegt. In früheren Stadien hatte der Oberengadiner-Gletscher bereits von der Motta Radonda her und unter der Margnetta den Steilabfall gegen das Bergell begonnen; tiefere Ansätze dazu zeigen sich westlich Blaunca und unter dem Aelahügel, noch tiefere endlich von Blaunca gegen Pila, und von der Terrasse südlich des Bosco della Palza gegen Maloja-Kulm hin. Die tiefsten der erwähnten Stände ließen Engadiner-Eis kaum mehr den Malojariegel übersteigen, hingegen gelang dies in dessen südlichen Partien dem Fornogletscher noch. Die merkwürdigen, in ihren oberen Abschnitten zunächst engadin-aufwärts fließenden und erst später zu demselben quer abgelenkten Bachläufe und Trockentälchen südwestlich Blaunca und im Raume der Aira della Palza sind, zusammen mit der seither wieder innwärts orientierten Furche von Pila und der Rinne westlich der Paßhöhe, als durch alte Gletscherrand-Gewässer eingetiefte Objekte aus jener Zeit zu verstehen. Der Engadiner Eisblock, und wohl auch eine mächtige, heute zerstörte alte Mittelmoräne zwischen demselben und dem damaligen Fornogletscher, verhinderte noch lange ein wirkliches Eindringen des Forno-Eises gegen das Silsersee-

becken bis zu dem Maße, daß auch heute noch *das sichere*, mindestens aus der Gegend von St. Moritz hergeschleppte *Bernina-Erratum des Oberengadins bis knapp an die junge Forno-Moräne der heutigen Paßhöhe heranreicht* und *nicht* von einer durch die Malojalücke ins Silserseebecken ungehindert einströmenden Forno-Eiszunge ausgeräumt wurde. Damit gelangen wir zu einem eigentümlichen und folgenreichen weiteren Abschnitt der Engadiner Talgeschichte. Bevor wir jedoch auf denselben näher eintreten, wenden wir uns nochmals dem *Malojariegel* zu.

Derselbe ist in seinen nördlichen Hauptteilen, d. h. dem Schloßhügel und dem Felsrücken gegen Pila hin, von *Engadiner-Eis* überflutet worden, in seinen südlichen niedrigeren Partien, von der heutigen Paßhöhe an südwärts, aber mehr und mehr auch von *Forno-Eis*. Forno- und Engadiner-Eis *vereinigten* sich in einer gewissen Rückzugsetappe, die *weit jünger als die allgemeine Front des Gschnitzstadiums* anzusetzen ist, zu einer gewaltigen und *nunmehr ganz unvermittelt steil ins Bergell, zum Plan della Folla abstürzenden Eiskaskade*. Zur Zeit der *optimalen Ausbildung dieses Eissturzes* kam es an dessen Oberrand zur Ausbildung gewaltiger *Querspalten-systeme*, und dies ganz besonders *direkt über dem Felsknick des heutigen Malojariiegels*. Immer noch hatten die oberflächlichen *Gletscherbäche des Engadiner-Eisastes* ein flaches Gefälle vom Engadin her gegen den Riegel hin, und zeitweise bestand ein solches Gefälle wohl auch noch vom Forno-Ast her, so daß *auch Forno-Eisbäche* diesem Spaltensystem über dem Malojariegel während gewissen Zeiten zufließen mochten. In den obersten großen Querspalten *verschwanden diese Gletscherbäche, stürzten in gewaltigen Wasserfällen in denselben zur Tiefe*, großartige enge Schächte quer durch das Eis sich schaffend und an deren Grunde schließlich *den Felsuntergrund erreichend* und denselben *mit hinuntergestürzten oder in den Grundmoränen oder im Eis selber angetroffenen Blöcken in erster Linie gerade nur im schmalen Umkreis dieser Schächte bearbeitend*. Unter dem Niedersturz dieser in den Eis-Schächten des Gletschers verschwundenen Oberflächenbäche wurden die angetroffenen und keinen Ausweg aus den Eisröhren rings um den Wassersturz findenden Blöcke *in kreisende und wirbelnde Bewegung gebracht*; sie begannen dabei, durchaus nach dem *Mechanismus primitiver Mühlen*, die unter ihnen liegende Felsoberfläche als mächtige *Mahlsteine* ein-

zutiefen, auszumahlen; weiteres Geschiebe mischte sich bei, Splitter der Felsoberfläche, Schutt- und Moränenmaterial der Umgebung, Schuttstücke aus dem Eiskörper, größere und kleinere Steine und Sand aus dem Eis, das alles ließ die einmal entstandenen *Strudellöcher*, die werdenden *Gletschermühlen*, immer tiefer und weiter *ausschleifen und in den Untergrund eindrehen*. Dabei war der gewaltige Wassersturz, unter dem diese Riesentöpfe nun eingegraben wurden, dermaßen hoch, daß das in den Mühlen die Mahlsteine in Bewegung setzende und in solcher Bewegung und im nötigen Schwung während langer Zeit auch erhaltende *Wasser*, kraft der Höhe des Sturzes, *stets bis über die allgemeine Felsoberfläche emporwirbelt blieb und dort zunächst einen diskreten, später einen deutlich lokalisierten subglazialen Ablauf in neugeschaffenen Rinnen fand*. Denn auf andere Weise läßt sich die charakteristische Eigentümlichkeit der Gletschermühlen, daß sie *an ihrem Grunde keinen Abfluß* haben, gar nicht erklären. Nach dem Schmelzen des Eises aber blieben die unter dem Oberrand der Eiskaskade im Felsuntergrund entstandenen *Riesentöpfe* als die heutigen *Gletschermühlen* im Fels *verewigt* bis zum heutigen Tag. Die *Entstehung der heutigen Mühlen* muß aber in eine Zeit gefallen sein, wo bald nachher die Eisbewegung aus dem Engadin und aus dem Fornogebiet *zum Stillstand kam* und daher ein sonst mit Sicherheit erfolgtes weiteres Abschleifen der die Mühlen beherbergenden allgemeinen Felsoberfläche und damit naturgemäß auch ein Niederschleifen und schließliches Zerstören der Mühlen selber unterblieb.

Die Gletschermühlen von Maloja, die heute auf dem einsamen Felsriegel der Wasserscheidenkante zwischen Bergell und Oberengadin als ein *an sich fast unverständliches Unikum* die alte Paßhöhe bis auf deren oberste Partien hinauf zieren, sind damit wohl *während längerem Bestehen einer gewaltigen Maloja-Eiskaskade im ausgehenden Gschnitzstadium entstanden*, aber bestimmt *kurz vor dem Rückzug dieses Spät-Gschnitz-Eises hinter die Malojaschwelle*.

Das einzigartige Phänomen der Gletschermühlen von Maloja, das eben darin besteht, daß in der Umgebung derselben *heute nirgends weder Wasser noch das nötige Gefälle* zu deren Entstehung zur Verfügung zu stehen schien, durch welches allein diese Gletschermühlen in «Betrieb» gesetzt und diese Strudellöcher eingetieft werden konnten, ist damit heute auf einfachste Art gelöst. *Die Gletschermühlen*

von Maloja verdanken ihr Dasein einerseits der Arbeit gewaltiger Wasserfälle, die durch das Querspaltsystem am Oberrand einer Eiskaskade des sich zurückziehenden Gschnitzgletschers des Oberengadins — über dem brüskten Gefällsknick desselben am harten Malojariegel — quer durch das Eis in tiefen Schächten donnernd bis auf den felsigen Untergrund herabstürzten und daselbst Block- und Schuttmateriale aus dem Oberengadin und dem Forno/Muretto-Gebiet in kreisende Bewegung versetzten, welche am Grunde dieser Wasserstürze die Riesentöpfe auszumahlen vermochten. Die Erhaltung der mächtigen Riesentöpfe aber und die Tatsache, daß dieselben in der Folge weiterem glazialem Abschleiff entgangen sind, bis auf den heutigen Tag, ist darin begründet, daß das Engadiner-Eis sehr bald nach der Bildung der letzten Mühlen, die allein uns, gerade aus den vorgenannten Gründen, wohl erhalten geblieben sind, sich hinter den Malojariegel engadinwärts zurückzog, der gleichfalls zurückweichende Forno-Ast aber, gerade wegen dieses Rückzuges des Engadiner-Eises über die Malojakante hinweg, nunmehr ungehinderteren und direkteren Abfluß gegen Casaccia hin fand und deshalb den Riegel von Maloja mit seinen Gletschermühlen auch seinerseits nicht mehr überflutete, sondern ihn nur mehr südlich umfloß.

Die Bildung der Gletschermühlen von Maloja fällt so in die spätere Gschnitzzeit der alpinen Rückzugsstadien. Sie ist weit jünger als die Zurückverlegung der alten Bergeller Wasserscheide an den Malojapaß, sie ist auch weit jünger als die große Vergletscherung der gesamten Eiszeit, die als Ganzes über diesen Paß, bis hoch hinauf ins Gebirge, hinweggegangen ist. Sie ist aber älter als die Bildung der Engadinerseen und des Cavlocciosees, älter auch als die Fixierung der heutigen Inn-Quellader im Hochbecken nördlich des Piz Lunghin, älter schließlich auch als die Entstehung der heutigen Maloja-Paßhöhe, älter als die Mündungsschluchten der großen Oberengadiner-Seitentäler, d. h. die Schluchtabschnitte am Ausgang des Fedoz-, des Fex- und des Julierbaches, älter auch als der definitive Abfluß des Inn durch die Charnadüra engadin-abwärts. Die Bildung aller dieser weiteren und heute recht beträchtlichen Dinge haben die Gletschermühlen von Maloja trotz ihrer Kleinheit, aber dank ihrer außerhalb sämtlicher Auswirkungen von Wasser und Eis lokalisierten Lage auf dem Felsriegel von Maloja, bis heute überdauert. Im ganzen Tallauf des Engadins, im Bergell, in den Seitentälern, von

der Bondasca bis hinauf zum Berninatal und weiter, *kam es seit der Bildung der Gletschermühlen von Maloja noch zu ganz gewaltigen und entscheidenden Veränderungen*, und es ist daher wirklich *fast als ein Wunder* zu betrachten, daß *diese soviel älteren und dabei an sich so kleinen Objekte* bis heute, *über alle Veränderungen der Nachbarschaft und selbst der Flußläufe und Flußrichtungen hinweg*, in ihrer ursprünglichen Form, *wie sie einst vom Eise verlassen worden waren*, bis heute praktisch *unversehrt*, ja oft wie frisch gemahlen, *erhalten geblieben* sind. Das aber ist schätzungsweise um die 10 000 Jahre her.

Damit bilden die Gletschermühlen auf dem Malojariegel wirklich etwas durchaus Einmaliges in den ganzen Alpen.

*

Bleiben die *jüngsten und allerjüngsten Phasen* der engadin-bergellischen Talgeschichte und damit auch des Malojapasses.

Die Eismassen der Gschnitzgletscher zogen sich weiter zurück. Im Zeitpunkt, da die Engadiner-Eismasse den *Malojariegel* gegen das heutige Silserseebecken hin verließ, reichte der Unterengadiner-Ast der Berninagletscher wohl immer noch bis in die Gegend von *Scanfs*. Der Berninagletscher lief also immer noch im Becken von Samaden hammerförmig auseinander, in die Überreste der alten Unterengadiner- und der alten Bergeller-Eisströme. Im obersten Engadin verhinderte dabei dieser Eisblock ein an sich naturgemäß gegebenes Nachdrängen der Seitengletscher des Forno-, des Fedoz-, des Fex- und des Juliertales in das Haupttal hinaus, sonst lägen nicht bis heute *Engadiner-Talmoränen* mit typischen Berninagesteinen immer noch fast direkt an der Frontmoräne des Fornogletschers bei Maloja, oder im vorderen Fex am alten Ausgang des Fexgletschers. *Das Oberengadiner-Eis muß alle diese Seitengletscher am Vorstoßen ins Haupttal direkt gehindert haben*, und zwar bis zu einem Zeitpunkt, *wo diese Gletscher ihrerseits sich bereits in ihre Stammtäler zurück-zuziehen begonnen hatten*. Wann war dies der Fall?

Glaziale Zungenbecken, Frontmoränen und jung durchschnittene Felsriegel vor den genannten Becken finden sich heute um Maloja-Ordeno, im vorderen Fedoz und Fex, um Platta, am Ausgang des Juliertales ob Silvaplana, am Ausgang des Berninatales bei Punt

Muragl. Im Falle *Maloja* reichte eine Zunge des damaligen Malojastadiums des Fornogletschers bis über *Cavril* hinaus ins oberste Bergell und ist der Moränenkranz auf Maloja selber in großartiger Art erhalten. *Bis auf dieses Gletscherstadium mindestens aber mußten sich die Seitengletscher des obersten Engadins zurückgezogen haben, bevor die Eisbarriere im Haupttal des obersten Engadins wirklich zu weichen begann.* Wir haben daher im obersten, heute seenerfüllten Talabschnitt des Inntales bestimmt ein *langandauerndes Stagnieren* einer Eismasse anzunehmen, die schließlich mehr und mehr von ihrem natürlichen einstigen Hauptnährgebiet, der Berninagruppe, aber auch vom zurückweichenden Fornogletscher abgeschnitten und damit zu einem mächtigen *Block toten Eises* wurde. Diese *Oberengadiner-Toteismasse* hielt sich dabei als solche, bis die Berninagletscher mindestens auf die Höhe von *Punt Muragl* zurückgeschmolzen waren. Wäre sie vorher gewichen oder auch nur zerfallen, so hätten, gemäß den dem Punt-Muragl-Stadium des Berninagletschers zeitlich entsprechenden Gletscherständen im vorderen Fex und Fedoz und besonders auf Maloja, die dortigen Seitengletscher *alle sofort bis ins Haupttal vordringen* und das *bei Maloja und im vorderen Fex noch heute liegende ältere Bernina-Erratikum* von ganz beträchtlichem Umfang unweigerlich *ausräumen* müssen. Da dies nun zweifelsohne *nicht* geschah, ja im Gegenteil sogar ganze Gruppen erratischer Blöcke des Engadinergletschers im vorderen Fex noch bis heute in ihrer ursprünglichen Streuung erhalten geblieben sind und nicht entfernt wurden, muß eben bis *mindestens zu den genannten Rückzugsmarken der Seitengletscher ein Toteisblock im Engadiner-Seental denselben den Weg ins Haupttal hinaus versperrt haben.*

Die Gründe für dieses so auffällige *Persistieren* einer doch an sich *absterbenden Eismasse im Oberengadiner-Seental* sind wohl recht komplexer Natur: stärkere Niederschläge im obersten Engadin als im Trockenbecken von Samaden—Bever; Mangel an günstigen Abflußmöglichkeiten nach dem Zurückweichen des Eises hinter den Maloja-Riegel und damit weitgehende Bewegungslosigkeit; durch diese Konstellation verursacht oder wenigstens stark begünstigt eine ausgedehnte Überladung mit Schutt und damit verbundene weitere Erschwerung des Abschmelzvorganges; die abkühlende Tätigkeit des Malojawindes; die weitere lokale Nahrung dieses Eisblockes, besonders von den südlichen Nebentälern her, wobei deren Eis sehr wohl

sich über den Hauptstrom, d. h. den nunmehrigen Toteisblock, hinaufschieben konnte, ohne dessen Erratum auch nur zu berühren, geschweige denn zu entfernen; schließlich die Größe und Höhenlage des Oberengadiner Nährgebietes an sich, die jener des praktisch gleich hohen, wohl höher umrahmten, aber weniger ausgedehnten *Rosegtales* zum mindesten gleichwertig war, eine weiterhin bestehenbleibende Vereisung des Oberengadins, gerade im Vergleich mit dem zu jener Zeit, hinter den Punt-Muragl-Moränen, ja sicher noch stark vergletscherten Rosegtal, somit durchaus natürlich und allen vorhandenen Dokumenten entsprechend erscheint. *Als aber dieser Oberengadiner-Toteisblock endlich schmolz, da waren die Gletscher der Seitentäler schon beträchtlich in ihre Stammtäler zurückgewichen, der Schutt ihrer Schmelzbäche erreichte auf den dortigen flachen Talgefällen das Haupttal nur mehr in schwächeren Beträgen, die Eismasse des Haupttales schmolz in sich zusammen, mit Abfluß nach beiden Seiten, d. h. an ihren Enden, bei Maloja und Staz—St. Moritz, somit zum Bergell und zum mittleren Engadin. Und als dann endlich dieser Eisklotz wirklich völlig geschmolzen war, blieben in den Vertiefungen der Felssohle dessen letzte Schmelzwässer einfach zurück, verstärkt gewiß von jenen der Seitengletscher-Reste, und es entstanden, ohne daß eine wesentliche Zuschotterung der Felsbecken durch den Schmelzwasserschutt der Seitenbäche möglich geworden wäre, die ersten spätglazialen Seen zwischen Maloja und St. Moritz.*

Wie groß diese ersten Seen gewesen sind, das verraten uns zurzeit keine genügenden geologischen Dokumente. Sicher ist nur, daß zunächst *nicht ein einziger großer See* entstanden ist, sondern mindestens deren zwei oder drei; wobei mit fortschreitendem Gletscherschwund *nur die tieferen Teile der Felsbecken* sich füllten, deren Aufstauungshöhen weiterhin gegeben waren durch die unterdessen entstandenen *Überfluß-Kerben bei Maloja, Staz und St. Moritz*. Eine Aufgliederung dieser Seebecken ergibt sich um so mehr, als die ganze Seenwanne auch heute noch durch Felsriegel oder Überreste von solchen klar *aufgeteilt* wird in schon *primär verschiedene* Fels- und damit auch spätere Seebecken. Die Riegelreste zwischen Isola und der Halbinsel des Crap da Chüern-Plaun da Lej, von Sils-Chastè, von Surlej und Crestalta, und schließlich der geschlossene Riegel der

Sela zwischen Campfér und dem Becken von St. Moritz-Bad bilden genügende Hinweise dafür.

Im einzelnen scheint folgende *Geschichte der Oberengadiner Seenlandschaft* möglich, nach geologischen Dokumenten erkennbar und sich wohl auch effektiv abgespielt zu haben:

Der sicher bis zum erwähnten Stand der Seitengletscher als Erbe des alten Maloja/Bergeller-Arms der Würm- und noch der Gschnitzzeit zwischen Maloja und Stazersee-Senke noch bestehende Oberengadiner Toteisblock löste sich bei seinem sukzessiven Auftauen offensichtlich auf *in verschiedene Einzelblöcke*. Deutlich hebt sich zunächst ein solcher Teileisblock ab mit größter Mächtigkeit über dem Becken des *St. Moritzersees*, engadin-aufwärts begrenzt durch die *Moränenreste des «Piz»* am See von Campfér und an seiner Nordseite aufsteigend bis über Oberalpina und Alp Laret, im Süden in tiefer alter Furche gelegen, die auch heute noch zwischen Bad St. Moritz und Stazersee gegen Punt Muragl hin völlig mit Moränen ausgestopft ist. Dieser St. Moritzerblock verlor zunächst seine *Verbindung mit dem Bernina-Eis* des Pontresiner-Tales noch längere Zeit *nicht*, weshalb er talauf in schönster Weise mit den genannten Moränen des «Piz» umgürtet erscheint und an seinem Südrand auch von einem ausgezeichneten Gletscherrandtälchen der damaligen, vom entsprechenden Morteratsch-Eisstrom westwärts abgedrängten Roseg-Gletscherzunge begleitet ist, das mit deutlichem Gefälle von Osten gegen Westen, von *Plaun da Staz* bis gegen *Bad St. Moritz*, dem Nordfuß der Rosatsch-Kette entlang läuft und das Einbiegen der genannten Roseggletscherfront in das Engadiner Haupttal so klar illustriert.

Weiter talauf folgen, zunächst noch vereint, die *Toteisblöcke über dem Silvaplaner- und Silsersee*. Diese sind es, die den «normalen» Abfluß der von der «Piz»-Moräne umrahmten Eiszunge des St. Moritzerblockes in der Richtung talauf *verunmöglich* haben und dessen Schmelzwässer damit *in erster Linie engadin-abwärts*, d. h. *gegen das Celerinerbecken hin dirigierten*, während die an sich wohl auch vorhanden gewesene Campférer Abfluß-Komponente dieser Eismasse sich wohl zunächst nur subglazial im engadin-aufwärts folgenden Silvaplanerblock vollzog und dort verlor.

Dieser Silvaplanerblock war vorerst, wohl während langer Zeit, noch mit dem Silserseeblock *vereint* und *entwässerte sich durch die Rinnen im Malojariegel*, besonders durch jene nordwestlich der Paß-

höhe und jene beim Hotel Kulm; im ersten Stadium aber auch ganz deutlich durch die heute durch junge Bergstürze verriegelte Rinne zwischen Pila und Plan della Folla, womit auch der heutige Quellbach des Inn *dem Bergell* zugeführt wurde, und schließlich die schmale Furche, die, zwar durch subglaziale Wässer rückläufig geworden, nördlich des Schloßhügels den Malojariegel in zwei ungleiche Teile auftrennt. *Später ging diese bergellische Entwässerung des vereinigten Silsersee- und Silvaplaner-Toteisblockes wohl eher durch die Lücke unter der heutigen Forno-Moräne durch gegen Ordeno und die Kehle, durch die die Kehren der Malojastraße heute hinabführen.* Rechtsseitig stieg der südliche Rand dieses Eisblockes am Nordabfall der Margna und am Ausgang von Val Fedoz vorbei bis über *Güvé* hinauf, verbaute dem Fex, bis über Crasta hinweg, seinen normalen Ausweg, bedeckte den Lawinenbrecherfels ob Platta, berührte weiter *Vanchera* und senkte sich von da, sein Zurückschmelzen in vielen kleinen Gletscherrand-Tälchen und Resten von solchen dokumentierend, langsam gegen *Surlej* hin ab. Der Nordrand dieses Eisblockes stieg zunächst von der Pila-Rinne über *Blaunca* bis über das Päßchen nordöstlich von *Grevasalvas* und querte die heutige Rinne der Ova del Crot immer noch, und ganz entsprechend dem südlichen Eisrand auf *Güvé*, auf rund 2000 m Höhe. Über *Plaz* nördlich Sils sinkt dieser nördliche Eisrand dann über die Terrassen am Frattaweg weiter gegen Silvaplana oder besser gegen das Ende des *Silvaplanersee*s hin. Auf Maloja ist dieser große Oberengadiner Haupteisblock durch einen fast unversehrten, nur an wenigen Stellen bis in unbekannte Tiefe unterbrochenen Felsriegel umsäumt, der das eigentliche *Zungenbecken der Silsersee-Wanne* umsäumt; im Nordosten umrahmt ein durchaus analoger Felsriegel, der aber heute weitgehend und auf große Breite durchbrochen ist, das *Zungenbecken des Silvaplanersee*s, das möglicherweise zunächst bis an den Fuß der Crestalta und bestimmt bis an den «Piz» heranreichte, bei tieferem Eisstand jedoch bereits durch die Riegel südwestlich *Surlej* abgeschlossen wurde.

Im weiteren Ablauf des Schmelzprozesses löste dieser *Eisblock zwischen Maloja und Surlej* sich nun abermals weiter auf in verschiedene *Einzelblöcke*, und zwar, wie gerade der Verlauf einer jüngeren Generation von Gletscherrand-Tälchen in schönster Weise erkennen läßt, vorerst besonders in der Gegend der heutigen *Ebene*

von Sils. Vom eben erwähnten Päßchen ob Grevasalvas führen *tiefer* Gletscherrand-Terrassen, -Tälchen und Moränenreste gegen *Sils-Baselgia* hin; auf der Südseite leitet ein ganzes System solcher Objekte durch das Gebiet zwischen der unteren Fexschlucht, Vaügliä, Clavadatsch und dem Trockentälchen südlich des Crap da la Turba gegen *Sils-Maria* und läßt ein knapp noch sichtbar gebliebener Riegelrest in den jungen Alluvionen zwischen Sils-Maria und der Halbinsel Chasté das östliche Ende einer eigenen, abermals etwas jüngeren «südlichen Silserseezunge» erkennen. Von *Fratta* her aber leiten analoge Formenelemente in gleicher Weise *in die Ebene von Sils hinab*, während auf der Südseite des Silvaplanersees nur unbedeutende Reste analoger, «rückläufiger» Terrassen sich erkennen lassen und einzig vielleicht der auffällige Vorsprung des Dolomitmfelsens zwischen Sils-Maria und der alten Säge das südwestliche Ende eines Silvaplaner-Zungenbeckens vermuten lassen. Zwischen Silser- und Silvaplaner-Eisblock aber begann nun, schon in diesem Stadium der Entwicklung, d. h. *bei der Auflösung des Oberengadiner Toteisblockes*, der *Fexbach* seine Aufschüttungen im heutigen Sektor von *Sils*; eine Aufschüttung, die ja seit langem, im Vergleich zu den klassisch einfachen Schuttkegeln von Isola und Silvaplana, viel zu groß und komplex erschienen war. Dies wird nun abermals verständlicher, wenn wir einen Teil der Silser Aufschüttung schon in dieses *frühere* Entwicklungsstadium der *späten Eiszeit* zurückversetzen können. Immerhin kann aber auch in diesem Falle diese Silserschüttung aus dem Fextal erst kräftiger geworden sein, nachdem der hinter Engadiner- und eigenen Moränen, Bergstürzen und Riegeln gefangene Talbach diese Hindernisse durchsägt und damit aus dem alluvialen Stadium im mittleren Fextal wieder in jenes der Erosion in jenem Abschnitt übergegangen war.

Endlich ist noch eine *letzte Auftrennung* auch des *Silsersee-Toteisblockes* selber recht klar zu erkennen; denn zwischen Capolago, Splüga und Crap da Chüern, im Süden zwischen Cresta, Plaun und Isola führen abermals jüngere, noch tiefer gelegene Gletscherrand-Elemente zum Riegel- und wohl auch Moränenrest *zwischen Isola und Crap da Chüern* und streben umgekehrt abermals «rückläufige», d. h. engadin-aufwärts niedersinkende Terrassenelemente und Tälchen einerseits über dem Serpentin der Ova del Crot, andererseits solche östlich Isola gegen denselben, nun becken-trennenden Riegel

zwischen Plaun da Lej und der Felskuppe von Isola hin. Auf diese Art scheint schließlich *der große Toteisblock zwischen Surlej und Maloja* in seinen *Endstadien* recht deutlich *aufgelöst in drei Einzelblöcke*, unter denen es, nach totalem Schmelzen des Eises, auf natürlichste Art *zur direkten Wasserfüllung der einzelnen Felsbecken* und damit *eben zur Seenbildung* kam. Und genau wie die beiden Felsbecken des Silsersees heute von einem einzigen See eingenommen wurden, so dehnte sich damals auch der Silvaplanersee, wie er übrigens auch heute noch dies tut, nur in beträchtlicherer Breite, bis an die alte Moräne des «Piz» heran aus. Jenseits derselben schloß der eigentliche See von Campfér selber sich an, im St. Moritzer Felsbecken ein zunächst langgestreckter erster St. Moritzersee.

Wohin flossen diese Seen und damit die Wasser des obersten Engadins in diesem ersten spätglazialen Seenstadium nun aber ab?

Die weitaus *niedrigste Überfallstufe* der Oberengadiner Felsbecken lag in jener Zeit bestimmt *am Malojapaß*, wo dieselbe, schon bald nach dem Rückzug des Gschnitzeises vom Malojariegel gegen das Oberengadin und das Fornotal, durch Engadiner Schmelzwässer rasch weiter durchbrochen, gegliedert und ungleichmäßig vertieft wurde. Wie tief unter der heutigen jungen Forno-Moräne der späteren Schlußvereisungsphase eine kurze schmale Schlucht oder vorerst gar deren mehrere auf das bereits sowieso dem Bergell zustrebende alte, eben erst vom Forno-Eis verlassene Zungenbecken desselben hinführten, ist unbekannt. Sicher aber wurde in erster Linie nun dieses *Rinnensystem im niedrigen Malojariegel* für eine lange Zeit zur *natürlichen Abflußgelegenheit* des nach den Eiszeiten erstmals wieder ausapernden und schließlich eisfrei werdenden *obersten Engadins*, zunächst der benachbarten Toteismassen und schließlich der ersten Seen. Auf jeden Fall gilt dies bis an den Felsriegel unterhalb Campfér, der ja bestimmt erst nach erfolgtem Durchbruch der Charnadüra-Schlucht und der damit bedingten Tieferlegung des St. Moritzersee-Spiegels bis auf seine jetzige Tiefe durchsägt werden konnte, d. h. viel später, während der nachfolgenden Schlußvereisung und sogar deren Rückzugsphasen, die ja erst die Wasser des gesamten oberen Engadins in dieser Gegend zum geschlossenen Abfluß gegen St. Moritz-Bad führten, und dies in der Abschmelzperiode der Schlußvereisung natürlich noch in weit größeren Mengen als heute. Möglich ist weiter, daß der isolierte *St. Moritzer Toteisblock* zeiten-

weise nach zwei oder gar drei oder vier Richtungen hin sich entwässerte; von St. Moritz-Kulm direkt gegen *Cresta*, durch die berühmte heutige Rinne des Crestaruns; durch die *Charnadüra*, durch die in frühen Stadien sogar eine eigene Eiszunge sich vorzwängte; dann über die niedrige, jedoch fast geschlossene Riegelregion des *Stazersees*, aber, gerade an der Sonnenseite des Eisbuckels sehr wohl verständlich, *auch gegen Campfär* hin, und dies sogar abermals auf zwei verschiedenen Wegen, die einander wohl auch zeitlich abgelöst haben mögen. Auf jeden Fall ist es ohne weiteres denkbar, *daß einst das ganze Seental*, bis auf kleinste Ausnahmen am Nord- und Ost- rand des St. Moritzer-Eisblockes, *sich gegen Maloja und das Bergell hin entwässert hat* und daß damit die *Wasserscheide zwischen Maira und Inn* in den Schlußstadien der großen Eiszeiten *sogar bis in das Becken von St. Moritz zurückverlegt* worden ist. Was Wunder, wenn damit das Bergell, gerade durch dieses große, beim Schmelzprozeß des späten Gschnitz-Eises erlangte Oberengadiner Einzugsgebiet, das heute ja zur Gänze als Inn-Quellgebiet zum Becken von Samaden sich entwässert, *gewaltigen Zu- und Überschuß an Wasserkraft* erlangte, die bei dem großen Bergeller-Gefälle sich nach Belieben austoben, bzw. die Talsohle neuerdings scharf eintiefen, die Böschungen abermals versteilen und damit junge Bergstürze und Rutschungen in Masse provozieren oder wieder neu beleben konnte. Daß aber dieses ganze Gebiet der ersten spätglazialen Oberengadiner Seenlandschaft wieder den Berninagewässern des Flazbaches und damit *dem Hauptstromgebiet des Engadins*, letzten Endes der Donau *wieder zurückgegeben* worden ist, als eigenes, beinahe schon *dem Bergell zugesprochenes Geschenk der Natur*, das geht erst auf die letzten Phasen unserer Talgeschichte zurück.

c) Die letzten Phasen der Talgeschichte

Beim Abschmelzen des Oberengadiner Toteisblockes, das gemäß den bis heute erhalten gebliebenen Moränen-Dokumenten erst eingesetzt hatte, als die Seitengletscher des obersten Engadins bereits hinter die Eingänge ihrer Stammtäler zurückgewichen waren und vollendet wurde, nachdem diese Seitengletscher bis *fast auf ihre heutigen Stände* geschwunden waren, mußte eine auf Maloja einst sicher vorhanden gewesene *ältere Forno-Moräne*, ursprünglich wohl ange-

legt als eine dem Felsriegel der heutigen Paßhöhe aufgesetzte Mittelmoräne zwischen dem alten Forno- und Engadiner-Eis des späten Gschnitzstadiums, unfehlbar *zerstört* worden sein: durch den *mächtigen Abfluß aus dem schließlich ganzen obersten Inngebiet*. Da heute aber offensichtlich eine prachtvoll frische und in großartige Wälle gegliederte Forno-Moräne, mit allem Gesteinsmaterial aus dem Forno- und Murettotale und klarem Anschluß an ausgedehnte groblockige Seitenmoränenzüge, *tatsächlich auf der Malojapaßhöhe abermals das Tal sperrt*, muß dem Abschmelzen der Engadiner Toteismasse nochmals ein ganz beträchtlicher, *länger andauernder und weit jüngerer Vorstoß des Fornogletschers* und damit — aus klimatischen Gründen — natürlich *auch der übrigen Seitengletscher* des Oberengadins gefolgt sein. Die Moränenlandschaften der ausgehenden Gschnitzzeit wurden vielfach von den nochmals vorstoßenden Seitengletschern *neu durchbrochen*: bei Maloja, im vorderen Fex, im Berninatal unter Pontresina, und dazwischen stiegen noch eine Menge *hochwurzelnder lokaler Gletscherzungen* bis weit unter die Schliiffgrenze und auch weit unter die Gschnitzmarken, sogar auch die tieferen von Maloja-Blaunca hinab. *Ein weit jüngerer Vorstoß der Seitengletscher bis an das Engadiner Haupttal heran ist damit gesichert*, und dies sogar *nach weitgehender Ausaperung des Gebirges* bis mindestens zu den heutigen Gletscherständen. Dieser jüngste Gletschervorstoß — d. h. natürlich von den spätmittelalterlichen, in vielen Chroniken und Überlieferungen erwähnten, im Falle des Morteratschgletschers durch 1868 von demselben ausgestoßene, behauene und gezimmerte Holzblöcke direkt erwiesenen abgesehen — bildet den *Abschluß* der großen diluvialen Vereisungsepoche der Alpen; es ist die eigentliche, von OTTO AMPFERER in den westlichen Ostalpen erstmals erkannte alpine *Schlußvereisung*, die heute, wenn auch noch mit verschiedener Datierung von Region zu Region, doch allerwärts in den Alpen sehr klar als eine solche nachgewiesen werden kann.

Der *Effekt dieser Schlußvereisung* ist, so geringfügig auch an sich das Ereignis in der langen Flucht der *ganzen Talgeschichte* ist, für das Engadin und die Paßregion von Maloja ein ganz *gewaltiger*: Das Seental ersteht in neuer großartiger Erweiterung; das ganze dem Donaugebiet bereits verlorengegangene Seental des Oberengadins wird dem Inn als dessen oberstes Quellgebiet wieder *zurückgegeben*; mächtige Eiskaskaden stürzen erneut über

gewaltige Steilabfälle dem Bergell zu und erfüllen die vom diluvialen Eise verlassenen, vorerst nackten, dann sicher aber schon bis hinauf in die Engadinertäler bewaldeten Felsgebiete unserer Berge mit neuer Pracht. *Forno-, Albigna-, Maroz- und Bondasca-Gletscher steigen abermals tief hinab in die Täler*; der erste, südlich am Malojariegel vorbei und diesen umfließend, bis an das untere Ende des Bodens von Cavril, von dem aus das schlußeiszeitliche Schmelzwasser sich rasch die tiefe und heute bei Hochwasser so gefürchtete Rinne des Santiett gegen Casaccia hinab grub; der zweite reichte bis Borgonovo—Stampa; der dritte, bescheidener, bis zur Mündung von Val Maroz hoch über dem Becken von Casaccia; der vierte endlich stieg erneut bis gegen die heutige Mündungsschlucht am Punt Merlun kurz oberhalb Bondo hinab. *Fex- und Fedozgletscher* erreichen bei dieser Schlußvereisung das Talbecken von Platta in schmaler Zunge und das obere Ende der Schlucht ob Isola; der *Corvatschgletscher* stößt bis gegen Surlej, der *Juliergletscher* bis gegen den Ausgang des Tales ob Silvaplana, der *Suvrettagletscher* bis wenig oberhalb Campfèr, die *Berninagletscher* bis gegen Punt Muragl. 6—7 km über die heutigen Gletscherenden stießen im Bergell die Eis-Arme vor, 7—10 km die Seitengletscher im Oberengadin.

Entscheidend für alles Folgende aber wurde in erster Linie der junge Vorstoß des Forno-Gletschers. Derselbe staute an der Malojaschwelle das Tal erneut, bis auf die runde Kote der heutigen Paßhöhe, d. h. auf etwa Kote 1810—1812 mindestens. Er verstopfte dabei mit seinen Moränen schließlich auch die schon beträchtlich ausge-tiefte und sogar erweiterte alte bergellische Abfluß-Rinne nordwestlich der Paßhöhe, wo der Fußweg direkt nach Casaccia hinabführt, und brachte damit das ganze, schon weitgehend in einzelne, gegenüber den heutigen schon tiefer gelegene Seebecken aufgelöste oberste Engadin wieder, und zwar ziemlich unvermittelt, ganz allgemein unter Wasser. Das oberste Engadin ertrank zu diesem Zeitpunkt gewissermaßen in einem einzigen, durch die Forno-Eismassen und ihre Moränen hochgestauten neuen großen und einheitlichen See, der sicher von Maloja bis Campfèr sich erstreckte, prinzipiell aber zunächst sogar bis in das St. Moritzerbecken hinaus, d. h. bis an den heutigen flachen Paß des Stazersees hin gereicht haben könnte. Dieser «Malojasee» fand aber effektiv doch schon am immer noch bestehenden und vielleicht damals durch die während der ausgehenden

Gschnitzzeit demselben aufgesetzten Moränen noch etwas verstärkten und wahrscheinlich noch etwas höheren Riegel östlich Campfér sein Ende, und der *St. Moritzersee* blieb von demselben über kurze Strecken getrennt.

Durch die Vorgänge auf Maloja fand der so entstandene große eigene «obere» oder «Maloja»-See auf Kote 1810 zirka aber nunmehr seinen natürlichen Abfluß über die vom Gschnitzeis seinerzeit schon stark erniedrigte und auch von Rinnen durchfurchte Riegelregion östlich Campfér *in den bereits etwas tiefer gelegenen St. Moritzersee*, der damals, wohl etwas weniges über der Höhe der seither vom See verlassenen so auffälligen Kiesterrassen der Kote 1780, bereits seinen Ausfluß *durch eine frühe Charnadüra-Rinne gegen Celerina hinab* gefunden hatte. Durch den unerwarteten Zuschuß aus dem ganzen oberen Tal aber erlangte der einstige — primär nur schwache — Charnadürabach, als nunmehriger wirklicher *Inn*, an der Steilstufe gegen das Celeriner Becken sofort *erhöhte Erosionskraft* und schnitt sich an den einstigen Inn-Fällen relativ schnell weiter ein. *Der St. Moritzersee begann daher langsam seinen Spiegel zu senken*; dadurch wurde auch das Gefälle und damit die junge Taleintiefung *in der Selaschlucht* gegen den See von Campfér verstärkt und *senkte sich schließlich auch der «obere» See*, von Maloja bis Campfér, von seinem alten \pm 1810er-Niveau auf das der *jetzigen Seefläche*, d. h. zunächst auf einen wohl noch etwas *tieferen* Stand. Die in der ersten «Hochstand»-Phase des Malojasees geschütteten *Malojaterrassen* wurden von den Gletscherbächen des immer noch auf Maloja stehenden, aber bald zurückweichenden Forno-Gletschers weiter schwach zerschnitten und *rinnenförmig durchtalt*, bis beinahe zum heutigen Seestand hinab. *Schließlich wurde dieser nunmehr gesenkte Malojasee abermals aufgetrennt*, durch die jungen *Schuttkegel aus den Seitentälern*, die nun, besonders beim *Rückzug der Schlußvereisung*, dank dadurch abermals mächtig gesteigerter Schmelzwasserproduktion, erneut wieder kräftiger Geschiebe liefern konnten, und bei diesen Vorgängen *weiter eingeengt*. Der Silsersee und vielleicht auch jener von Silvaplana wurden bei diesen Vorgängen abermals etwas höher, auf alle Fälle nun aber *jeder auf sein eigenes*, heute um 6 m *differierendes Niveau gestaut*. Zusammen mit der neuen Aufschüttung im Haupttal ging die scharfe Zerschneidung der trennenden Stufenmündungen der Nebentäler und ihrer Felsriegel durch die

Seitenbäche; es entstanden die jungen Einschnitte der oberen *Fexschlucht*, der Schlucht von *Isola*, von *Silvaplana*, jene des *Julier*, des *Suvrettabaches* oder über dem jungen Schuttkegel von Surlej die Schlucht des noch nicht künstlich in den See abgeleiteten Baches von der Fuorcla Surlej. Endlich brachte ein *Felssturz*, vielleicht teilweise schon eine alte, heute nicht mehr sichtbare Moräne, möglicherweise bereits die Eis-Senkung des Silserseeblockes, *den einst schon dem Bergell verfallenen Lunghinbach wieder zum Engadin* und ließ ihn zur heutigen, wenn auch nicht unbestrittenen *Quellader des Inn* werden.

Damit ist nun endlich, wenigstens zur Hauptsache, die Talgeschichte des Engadins und des Bergells und mit dieser auch die Geschichte des Malojapasses geologisch zum heutigen Zustand gebracht. Es folgt, zum Teil schon während der letzten Entwicklungsphasen, erneut und stufenweise die *Vegetation*, die heutige *Tierwelt* und schließlich auch der *Mensch*. Nicht daß diese Floren und Faunen, die nun dem Schmelzen und endlichen Weichen des Eises folgten, die ersten gewesen wären, die das Hochtal des Engadins belebt hätten. Denn *Floren und Faunen haben bestimmt schon in den tertiären Abschnitten der Talgeschichte in demselben sich angesiedelt*: die mannigfachen Landtiere der Molassezeit und fremdartige subtropische Floren, wie wir sie in ihren Resten aus den Versteinerungen auch der alpennahen Molassezonen kennen, haben bereits damals die alpinen Täler mit erstem Leben bevölkert. Mastodonten, Elefanten, Rhinoceros, Hirscharten und andere Säuger sind u. a., nach gut erhaltenen Überresten, aus dem oberen Pliozän von LEFFE in den Bergamasker Alpen unzweifelhaft nachgewiesen, *keine 70 km Luftlinie von Maloja entfernt*. Die tertiären Floren sind während der langen Eiszeit verschwunden und ausgestorben, und *nur kümmerliche Relikte* mögen die Vereisung in den zentralen Alpen überhaupt überlebt haben. Die *Tierwelt* wurde eine arktisch-hochalpine oder zog sich südwärts zurück. Der *Mensch* drang nirgends ein in diese Eiswildnis. Erst nach dem völligen *Rückzug der Gletscher aus den großen Paßtälern* können wir annehmen, daß der Mensch in ganzen Sippen in diese hohen Alpenregionen hinauf gekommen sei, und daher ist auch von älteren menschlichen Kulturen der prähistorischen Zeiten im Engadin keine Überlieferung vorhanden. Vom Men-

schen der *Steinzeit*, falls vereinzelte Gruppen sich hinauf in dieses Hochland verirrten, als erste «Alpinisten» angelockt von einer Welt des Eises, aber auch des Sonnenglanzes, oder dahin geführt durch die uralte Leidenschaft der Jagd, fehlt bis heute jede Spur. Solche ersten Pioniere müßten spurlos zugrunde gegangen sein. *Erst der Mensch der Bronzezeit hat die Engadiner Pässe mit Sicherheit überschritten*, den Julier, den Septimer, den Flüela?, den Bernina- und vor allem wohl den bequemen *Malojapaß*, und bereits diese ersten Ankömmlinge benutzten bald die heilende Wirkung der *Säuerlinge von St. Moritz*, wie die *bronzezeitliche Fassung der alten Mauritius-Quelle* in St. Moritz-Bad dies in so schöner Weise zeigt. Mit diesem Ereignis beginnt die prähistorische Überlieferung im Engadin und damit die *menschliche Geschichte* desselben. Der Jahrmillionen dauernden geologischen Entstehung der Talschaften folgt endlich *das historische Geschehen* als letztes, wohl an sich die Entwicklung ihrer Bewohner entscheidend beeinflussendes, *im Ablauf der gesamten Geschichte der Täler und Gebirge aber fast wesenloses Kapitel*; ein Kapitel allerdings, das von allem Anfang an und bis auf den heutigen Tag und auch in eine fernere Zukunft hinein stets tief verwurzelt bleibt in der längst versunkenen Geschichte dieser Täler und Gebirge.

*

Kehren wir nochmals zurück auf den *Paß von Maloja*. Da ist die breite *Pforte zwischen Engadin und Bergell*, mit ihrer Bergumrahmung und den benachbarten Tal-, Seen- und Paßlandschaften. Das Erbe uralter, im Bau der Alpen begründeter Anlagen, in langer, wechselvoller Geschichte aus demselben herausgeschnitten, erst durch Wasser, dann durch Eis und abermals durch Wasser. Rhein, Inn und Maira, ja sogar der Mallero jenseits des tief eingesenkten Murettopasses haben in jahrmillionenlangem, abermals wechselvollem Kampf miteinander um die schließliche Wasserscheide gestritten, die heute in so einzigartiger Weise das seenerfüllte Engadin von den Talschluchten des Bergells trennt. Die Gletscher der ersten Eiszeiten mögen an diesem für die Talgeschichte so entscheidend gewordenen Kampf um die Wasserscheide von Maloja noch teilgenommen haben; sicher aber haben die Eisströme der Hauptvergletscherungsphasen den jetzigen Status im großen bereits vorgefunden und sind, in gewaltigem Ausmaß, vom Oberengadin über

den Maloja ins Bergell hinab gestürzt. Mit zunehmendem Schwinden des Eises wurde diese Eiskaskade immer schärfer, und es entstanden unter ihren Spaltensystemen über der *Riegelkante* von Maloja die *Gletschermühlen*. Der Felskamm, in den diese Gletschermühlen eingelassen sind und der heute dank seiner dunklen Bewaldung so auffällig den niedrigen Talabschluß des Oberengadins bildet, wird im eigentlichen Paßgebiet, d. h. dem Durchgang der Straße, begrenzt durch eine Vertiefung, in der die jüngste, späteiszeitliche *Stirnmoräne des Fornogletschers* liegt; gegen Norden wird der genannte Felskamm vom Lunghinaufschwung getrennt durch das alte Gletscherrand-Tälchen von Pila, dessen einstiger Bergeller Ausgang durch den auffälligen, ganz jungen Bergsturz versperrt worden ist. Die Vertiefung im Süden des Felskamms ist das Erbe eines alten Talbodenrestes des Forno/Murettotales aus den Anfängen der Eiszeit, jene im Norden das Werk von Gletscherrand-Gewässern, die sich unmittelbar nach der Zeit der Gletschermühlenbildung zwischen dem damaligen Eisstrom und dem Felsfuß der Lunghinkette in der Richtung zum Bergell hin eingruben und auch den heutigen Inn-Quellast des *Lunghinbaches* dorthin abführten. Die Vertiefung der Felssole an der Paßhöhe beherbergt alte Bergeller Abflüsse vom Oberengadiner Talbecken, und zwar aus recht verschiedenen Zeiten seit dem Rückzug der eiszeitlichen Gletscher hinter die Malojakante, und in dieser Paßvertiefung liegen schließlich ganz natürlicherweise auch die jüngsten Frontmoränen eines Fornogletschers aus der Zeit des letzten größeren Gletschervorstoßes, der Schlußvereisung. Dieser Gletschervorstoß aus dem Fornotal ins oberste Bergell aber hat seinerseits die Engadiner Talwanne samt ihren früheren, dem Bergell zurinnenden Abflüssen aus den ersten *Seen* abgeriegelt und damit eine bereits langandauernde Entwässerung des obersten Engadins über den Malojapaß zum Bergell «endgültig» unterbunden. Diese Forno-Moräne hat die Engadiner Seenwanne dabei so hoch gestaut, daß dieselbe sich von nun an gegen Samaden hin entwässern mußte und damit das *Oberengadin*, obschon an sich ja seit Jahrmillionen alte Inntalung, aber im Ablauf der Eiszeiten und bis gegen deren Schluß bereits *vom Bergell geraubt*, abermals, als großes *oberstes Quellgebiet*, dem *Inntal* und damit der Donau zurückgegeben werden konnte.

Wohl hatten an sich schon früher Seen bestanden; die große *Hauptseebildung* und besonders jene der höchsten Seestände jedoch

ist das *Werk der jungen Verriegelung der einstmals tieferen Maloja-lücke* durch das Forno-Eis und dessen mächtige Moränen. Auf ähnliche letzte größere Vorstöße von Fedoz-, Fex-, Corvatsch-, Suvretta- und Juliergletscher aber geht, von derselben Zeit an, die *Aufteilung der Oberengadiner-Seen*, die Entstehung ihrer heutigen Form und der jetzige Abfluß des Inn zurück.

Im großen ergeben sich manche *Beziehungen zur Talgeschichte des Berninapasses*, auf die hier noch kurz hingewiesen sei. Auch der Berninapaß ist ein großartiger *Tal-Torso*, wie der Maloja. Auch da hat ein gewaltiger insubrischer Einbruch, vom Puschlav her, das alte, einst weit südlich zurückreichende Paßtal als Rest einer oligozänen *Rhein-Quellader* in vielen Etappen und nach einem Zwischen-spiel des Spöl erobert und zurückgeschnitten. Auch da griff schließlich die Wasserscheide zwischen Inn- und Adda-System bis auf das *Seenplateau* zurück, wie im obersten Engadin. Auch da kam es bis gegen die Schlußabschnitte der Eiszeit zu gewaltigen *Transfluenzen* der östlichen Berninagletscher. Aber auch am Berninapaß wurden schließlich diese äußersten Übergriffe des Adda-Systems von spät-eiszeitlichen Toteismassen eingeleitet und gelenkt, die hier auf dem Berninapaß-Plateau weit hammerförmig ausgebreitet lagen. Aber während auf Maloja nun ein noch nicht tiefergelegtes altes Talbett den *Fornogletscher* in einer letzten Vereisungsphase nochmals *bequem zurückführte* bis auf den *Paß von Maloja*, *blieb am Berninapaß ein analoger schlußeiszeitlicher Vorstoß etwa des Palügletschers aus*; denn dessen Bett war bereits viel zu tief unter das Paßniveau eingeschürft, und *so wurde das Südende des Berninaplateaus durch keine «Palü»-Moräne*, im Sinne der Forno-Moräne von Maloja, neuerdings *zurückgestaut* und damit das Wasser des Lago Bianco zum «normalen» alten *Abfluß gegen das Engadin hin* veranlaßt, sondern es stieß ganz im Gegenteil der *Cambrenagletscher* quasi *mitten in die Paßsenke* vor und *verschloß* so dem «Weißen See» des Berninapasses geradezu seinen Abfluß zum Engadin. Der Rückgriff des Adda-Systems reichte am Berninapaß in ähnlicher Weise *bis auf und in das ebene Paßplateau* zurück, wie die Maira in das Oberengadiner Paßplateau eingebrochen ist. Aber eine *Rückeroberung* dieses Paßplateaus durch das Inn-System, wie sie anläßlich der Schlußvereisung und in so großartigem Maßstab am Malojapaß stattfand, blieb hier aus den eben genannten Gründen *aus*. So scheiden sich Bernina- und

Malojapaß schließlich in grundlegenden Belangen und liegen die Wasserscheiden an beiden Pässen ganz verschieden, wenn dieselben auch im Grunde eine durchaus ähnliche ältere Geschichte hinter sich haben.

*

Es bleibt übrig, kurz nochmals auf die *Gletschermühlen* von Maloja zurückzukommen, die als in ihrer Art wohl einzig dastehende geologische Dokumente den alten Paßriegel zieren. Die Lage derselben im großen, ihre Entstehungsweise und ihr Alter wurden bereits besprochen. Es soll daher nur mehr auf die ganz besondere Eigenart der Malojamühlen noch hingewiesen werden.

4. Die Eigenart der Gletschermühlen von Maloja

Gletschermühlen sind heute von einer Reihe von Orten unseres Landes bekannt. In früheren Zeiten galten sie im Volke als seltsame, unerklärliche Dinge und wurden daher als Teufelsmühlen, Hexenkessel oder Teufelslöcher bezeichnet. Später wurde man auf die *Strudellöcher in Bachläufen* oder *unter dem Sturz großer Wasserfälle* aufmerksam und schrieb deren Entstehung dann dort mit Recht der mahlenden Wirkung von Gesteinsblöcken zu, die durch das strömende oder stürzende Wasser in kreisende Bewegung versetzt worden wären und damit als Mahlsteine den Untergrund, vielfach deutlich in schraubenförmigen Spiralwindungen, im schmalen Umkreis ihres Wirkungsbereiches ganz lokal allmählich immer mehr ausgerieben oder regelrecht angebohrt und damit recht eigentlich diese — gewaltigen Bohrlöchern vergleichbaren — Vertiefungen in den Felsuntergrund gewissermaßen eingedreht, ja oft nach allen Regeln der Kunst eingedrechselt hätten. Solche Strudellöcher von «Gletschermühlencharakter» gibt es in den Bach- und Flußläufen unseres Landes eine große Menge, aber stets nur von bescheidener Größenordnung und ganz vergänglichem Charakter. Dies deshalb, weil die durch das Kreisen der Blöcke im oder unter dem Wasserlauf entstandenen Vertiefungen durch das weiter darüber hinwegströmende Wasser stetsfort rasch wieder zerstört werden.

Daß die *Bildung der Strudellöcher* an kräftige *Wasserwirbel* gebunden ist, ist klar. Es gibt nun aber — und das waren die zunächst

schwer-, ja unerklärlichen Fälle — eine große Menge von Strudel-
löchern in Gebieten, wo kein Bach oder Wasserfall im weiten Um-
kreis überhaupt möglich gewesen ist, der auf gewissermaßen «nor-
male» Weise ein Strudeloch oder eine Serie von solchen hätte aus-
tiefen können. Hierher gehören die *Riesentöpfe von Maloja*, hierher
auch jene des berühmten Gletschergarten von Luzern. Aber *beson-
ders Maloja zeigt das Problem dieser Riesentöpfe* und eigentlichen
«Felspfannen» deutlich und in großartigster Weise.

Da liegen dieselben effektiv *an der obersten Bergkante* zwischen
Bergell und Engadin, *auf dem Wasserscheidengrat selber* sogar und
kurz daneben, beidseits des Grates verteilt — *nicht wie in Luzern*,
wo diese Mühlen in der Nähe eines alten Reußlaufes eingegraben
sind —, und *da sucht man das Wasser wirklich vergebens*, das diese
offensichtliche Wasserarbeit des Ausdrehsels tiefer enger Löcher
geleistet haben sollte. *Die einzige Möglichkeit bleibt hier auf Maloja*
effektiv durch Spalten niederstürzendes Gletscherwasser in einem
mächtigen eiszeitlichen Gletscher. Diese besondere Art von Strudel-
löchern ist mit dem einstigen Dasein eines beträchtlichen Gletschers
unweigerlich ursächlich verbunden; es sind effektiv Dinge, die *ohne*
die Existenz eines Gletschers niemals an diesen Orten sich hätten
bilden können. Auch durch bloße Wildwasser nicht, weil auch für
solche jedes Einzugsgebiet, jeder Ursprungsort und jedes Gefälle, und
dazu noch jede als Mahlmateriale dienende Blockansammlung fehlte.
Diese besonderen Strudellöcher werden zwar als *Gletschermühlen*
bezeichnet, aber dieselben gehen *nicht* auf die Wirkung des *Glet-
schereises* an sich zurück, sondern auf *die Tätigkeit von durch das*
Eis niederstürzenden und durch dasselbe gewaltiges Gefälle und
*damit unerhörte Kräfte erlangenden eigentlichen glazialen Wasser-
fällen*.

Von diesen *eigentlichen Gletschermühlen* sind in unserem Lande
abermals eine recht beträchtliche Zahl bekannt: neben dem berühmt
gewordenen Gletschergarten von Luzern fanden sich solche verschie-
dentlich im Bernbiet, sogar in der Stadt Bern selbst, dann bei Lenz-
burg, im Vorarlberg bei Bregenz, im oberen Rheingebiet bei Pfäfers,
am Hügel von Mels, bei der Kantonsschule in Chur und auch an-
läßlich des Baues des Staudammes von Marmorera. Im Berner Ober-
land finden sich solche am Kirchet-Riegel bei Meiringen und bei
Lenk, im Wallis bei Monthey und am Hügel von Tourbillon bei

Sitten, weiter in der Umgebung von Bex; in Graubünden auch noch Vorkommnisse ob Tiefenkaſtel, bei Cavaglia, an der Porta im Bergell und auf «Sassfurá»!, in der Bondasca, daneben ſchließlich auch bei Chiavenna, im Unterengadin bei Lavin. *Die ſchönſten und eigenartigſten Gletschermühlen aber ſind beſtimmt, ſeit ihrer erſten Entdeckung im Jahre 1884 und beſonders 1890, die uns hier beſchäftigenden auf dem Riegel von Maloja.*

Gefunden von Baumeiſter KUONI aus Chur Anno 1884, wurden ſie bereits 1885 in ALBERT HEIMS großer «Gletscherkunde» erſtmals in der Wiſſenſchaft erwähnt, aber erſt 1896 durch CHRISTIAN TARNUZZER, daneben auch von M. CAVIEZEL, erſtmals näher beſchrieben. Das Einzigartige an dieſen Gletschermühlen von Maloja liegt, neben ihrer beträchtlichen und ſogar den Gletschergarten von Luzern *über-treffenden Zahl* von heute mindestens 32—35 *bekannten Einzelmühlen*, in folgendem:

Die Gletschermühlen von Maloja liegen *an der oberſten Felſkante* zwiſchen zwei großen, heute nach verſchiedenen Meeren ſich entwässernden Tälern, und zwar in unmittelbarer Nähe des oberſten Waiſſerſcheidengrates und ſogar auf demſelben ſelbſt.

Ein Herkunftsort des die Mühlen einſt in Gang ſetzenden *Waiſſers* iſt im heutigen Gebiete *überhaupt nirgends vorhanden* oder auch nur denkbar. *Die glaziale Abkunft des die Gletschermühlen erzeugenden Waiſſers iſt daher auf Maloja in ganz beſonders groß-artiger Klarheit in die Augen ſpringend.*

Neben den eigentlichen *Mühlen*, die vielfach wunderbar erhaltene Schraubengänge aufweiſen und manchmal ſogar gedoppelt und ineinander eingedreht erſcheinen, gewiſſermaßen Zwillinge und auch Drillinge bilden — CAVIEZEL ſpricht ſogar von einer «Mutter mit den ſieben Töchtern» —, zeugen *subglaziale Rinnen*, erratiſche Blöcke und vor allem der *allgemeine Gletscherabſchliff der Rundhöckerlandschaft* in der Umgebung der Mühlen klar von der *einſtigen Anweſenheit eines gewaltigen Eiskörpers*.

Maloja beherbergt aber daneben *auch die größten* und vor allem *die tiefſten Gletschermühlen*, die wir aus unſerem Lande kennen.

Während in *Luzern* die tiefſte Mühle bis auf 8 m in den Molleſſesandſtein eingebohrt iſt oder die ſonſt bekannt gewordenen oben erwähnten Mühlen bloß Tiefen von 3—5 m erreichen, gibt es *auf Maloja glaziale Rieſentöpfe* von *gewaltigem Umfang*, von 10

oder gar 22 m, mit Durchmessern von 5 und mehr als 6 m, mit Tiefen von 6, 7 $\frac{1}{2}$ oder gar 9 und schließlich 11 m. Dabei handelte es sich aber einst mit aller Bestimmtheit um *noch größere Tiefen* dieser von den glazialen Sturzbächen ausgemahlten Löcher, weil seit der Mühlenbildung die allgemeine Felsoberfläche ja noch eine Weile weiter abgeschliffen worden ist.

Was aber die Ehrfurcht vor der gewaltigen Ausdehnung dieser Gletschermühlen auf Maloja abermals erhöht, ist der Umstand, daß diese Riesentöpfe nicht in relativ weichen Felsuntergrund, sondern *in harten und widerstandsfähigen Granitgneiß eingelassen* sind. Nicht Sandstein wie bei Luzern, sondern Granitgneiß hat hier der Entstehung der Mühlen einen weit höheren Widerstand entgegengesetzt. Die für die Bildung der Maloja-Gletschermühlen notwendig gewesene *Arbeit* war also — gemäß dem Ausmaß der Mühlen und der Widerstandsfähigkeit des zu überwindenden Gesteinsmaterials — *ungleich größer als in allen anderen bekannten Fällen*, und es ist im Falle von Maloja beispielsweise ganz undenkbar, daß diese Riesentöpfe etwa nur die Arbeit eines einzigen Jahres darstellten, wie ALBERT HEIM dies für viele Mühlen bei Luzern angenommen hat.

Die Ausmaße der Gletschermühlen von Maloja werden aber auch bedingt durch den Charakter der einst dieselben in Betrieb setzenden *Mahlsteine*, von denen eine ganze Reihe aus besonders zähen, harten und widerstandsfähigen Felsarten besteht: Granite aus dem Oberengadin und dem Fornogebiet, Bernina-Diorite und Bergeller Tonalite, Amphibolite aus dem Fornogebiet haben auf Maloja als Mahlsteine an der Schaffung der Riesentöpfe gewirkt, daneben auch Serpentin, Gneiß und sogar Dolomit aus dem Engadin. Daß solchermaßen Vertreter aller drei großen geologischen Einheiten der zentralen Alpen in diesen Gletschermühlen auf engstem Raum beisammen liegen, *ostalpine und Bergeller Gesteine im penninischen Maloja-Gneiß*, bildet ein weiteres Kuriosum und wurde bereits früher erwähnt.

Daß aber die Gletschermühlen von Maloja in so widerstandsfähigen Granitgneiß eingelassen worden sind, ist auch *der Grund zu ihrer bis heute ausgezeichneten und scharf umrissenen Erhaltung*. Von großartiger Schärfe sind die Ränder dieser Mühlen, wie mit einem Zirkel gezogen die Rundungen derselben, von einzigartiger Schönheit die erhaltenen Schraubenwindungen, die noch heute, im

toten Gestein, die lebendigen und gewaltigen Wirbel am Grunde der einstigen Eiswasserfälle abbilden, die vor Jahrtausenden hier niedergestürzt sind.

So bilden gerade die Gletschermühlen auf Maloja, und dies in der großartigen Paßlandschaft zwischen Engadin und Bergell mit ihrer gewaltigen Geschichte, ein durchaus einzigartiges Naturdokument. Wohl berichten sie uns nur von einem ganz kurzen, ja fast ephemeren Abschnitt aus der Jahrmillionen umfassenden allgemeinen Entstehungsgeschichte des Passes von Maloja, aber sie verleihen wohl der heutigen Paßlandschaft einen ganz besonderen Charakter und eine durchaus eigene Note.

Die *Erhaltung dieser selten schönen Naturdenkmäler* scheint mir daher *selbstverständliche Pflicht* einer leider, bis hoch hinauf, schon mit so vielen Sünden gegenüber unserer naturgegebenen Heimat belasteten Generation! Zu deren Erhaltung gehört aber nicht deren Ausbeutung für Erwerbszwecke wie so manches andere in unseren Tälern, sondern deren *Schutz* vor einer solchen Ausbeutung. *Der großartige wie der intime Charakter dieser Gletschermühlenlandschaft sollte unter allen Umständen gewahrt werden.* Es könnten dabei wohl einzelne Mühlen besser freigelegt werden, ohne daß deren Umgebung ernstlich berührt würde. Andere aber sollten im jetzigen, uns von der Natur überlieferten Urzustand, im natürlichen Stadium ihrer Füllung mit Wasser, Moor- und Torfbildung und allmählicher Verlandung gelassen werden. Auf jeden Fall jedoch soll der klassische Gletschermühlencharakter *nicht durch weitere Anzapfung* des in den Mühlen liegenden Wassers von Stollenvortrieben aus *zerstört* werden, weil Gletschermühlen eben an sich gar keinen Abfluß in der Tiefe haben. Andererseits ist der Umfang und besonders die Tiefe, daneben in gewissen Fällen auch die Wasserfüllung dieser Gletschermühlen eine derartige, daß sie gewisse Gefahren für Mensch und Tier bergen und deshalb in diskreter Form, der waldig-moorigen Umgebung aufs beste angepaßt, umzäunt werden müßten. Zugangswege sollen in natürlicher Anlage zu den schönsten Mühlen und den schönsten Punkten der Malojakante geführt werden, daneben aber alles, was irgendwie nach «Gletschergartenromantik» riecht, in jeder Form vermieden werden. *Maloja soll kein Gletschergarten werden;* denn es hat dies gar nicht nötig. Die Gletschermühlen von Maloja liegen ja bereits in einem großartigen, wenn im einzelnen

in seinen Baumbeständen vielleicht auch etwas zurückgebliebenen *Naturpark*, und dies an einzigartiger Stelle in den Alpen. *In dieser alpinen Parklandschaft sollen die Gletschermühlen von Maloja, geschützt und gerettet vor menschlichem Zugriff jeder Art, bleiben und neben dem «Gletschergarten von Luzern» als großartiger «Gletscherpark von Maloja» auf immer, in ihrer von der Natur uns überlieferten Form, von den gewaltigen Vorgängen zeugen, die am Schlusse der großen Gletscherzeit die besondere Eigenart dieser alpinen Paßlandschaft geschaffen haben. Zwischen der Entstehung des Passes und der von demselben beidseits abfallenden Täler und jener der Oberengadinerseen liegt die Bildung der Gletschermühlen als den Zeugen eines ganz besonders reizvollen und auch weiterer Untersuchung würdigen Abschnittes der alpinen Talgeschichte.*

Einschlägige Literatur

- BECK P. Das Quartär. Geol. Führer der Schweiz. Basel 1934.
- Über das schweizerische und europäische Pliozän und Pleistozän. Ecl. Geol. Helv. Vol. 26 1933.
 - Vorläufige Mitteilung über eine Revision des alpinen Quartärs. Ecl. Geol. Helv. Vol. 30 1937.
- BONNEY T. G. Notes on the upper Engadine and the Italian Valleys of Monte Rosa and their relation to the glacier-erosion Theory of Lake-Basins. Quart. Journal XXX 1874.
- CADISCH J. Der Bau der Schweizeralpen. Verl. Orell Fübli 1925.
- Zur Talgeschichte von Davos. Jb. Naturf. Ges. Graubündens Band LXIV 1925/26.
 - Geologie der Schweizeralpen. Beer, Zürich 1934.
- CAVIEZEL M. Das Engadin in Wort und Bild. Verlag Tanner, Samaden 1896.
- CORNELIUS H. P. Geologie der Err-Julier-Gruppe. Beitr. geol. Karte Schweiz N. F. 70, 1935—51.
- EBERL B. Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande. Verlag Filser, Augsburg 1930.
- FRUEH J. Beiträge zur Kenntnis der Nagelfluh der Schweiz. Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges. Bd. 30 1887 (1890).
- Geographie der Schweiz. Verl. Fehr, St. Gallen 1929—45.
- HABICHT K. Neuere Beobachtungen in der subalpinen Molasse zwischen Zugersee und dem St. Gallischen Rheintal. Ecl. Geol. Helv. Vol. 38 1945.
- Geologische Untersuchungen im südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molassegebiet. Beitr. Geol. Karte Schweiz N. F. 83 1945.
- HEIM ALB. Über den «Gletschergarten» in Luzern. Viertelj. Naturforsch. Ges. Zürich 18, 1873.
- Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel 1878.
 - Die Seen des Oberengadins. Jahrb. S.A.C. 15. Jahrg. 1879.
 - Handbuch der Gletscherkunde. Stuttgart 1885.
 - Geologie der Schweiz. Tauchnitz, Leipzig 1919—22.
 - Die Gipfelflur der Alpen. Neuj.-Bl. Naturf. Ges. Zürich 1927.
- HOFMANN FR. Zur Stratigraphie und Tektonik des st. gallisch-thurgauischen Miozäns und zur Bodenseegeologie. Jahrb. St. Gall. Naturw. Ges. Band 74 1951.
- V. KLEBELSBERG R. Geologie von Tirol. Bornträger, Berlin 1935.
- LONA F. Contributi alla storia della vegetazione e del clima nella Val Padana. Atti Soc. it. Sc. nat. Vol. LXXXIX 1950.
- LUDWIG A. Terrassen, Stufen und Talverzweigung in den Alpen. Jahrb. S.A.C. 49, 1914.
- MACHATSCHEK FR. Zur Morphologie der Schweizer Alpen, Zeitschr. Ges. Erdkunde, Berlin 1928.
- Talstudien in der Innerschweiz und in Graubünden. Mitt. Geogr.-Ethn. Ges. Zürich, 1928.

- PRELLER DU RICHE. On the Origin of the Engadine Lakes. Geol. Mag. Vol. 10, London 1893.
- PENCK ALBR. und BRUECKNER ED. Die Alpen im Eiszeitalter, Leipzig 1909.
- V. SENARCLENS-GRANCY W. Die Gliederung der stadialen Moränen im Stubaital.
— Das Höchstaussmaß der jungstadialen oder Daun-Vergletscherung im innern Oetztal. Jahrb. Geol. Bundesanstalt 88, 1938.
- SOELCH J. Fluß- und Eiswerk in den Alpen zwischen Oetztal und St. Gotthard, Peterm. Mitt. Nr. 219, 1935.
- STAUB R. Der Bau der Alpen, Beitr. Geol. Karte der Schweiz N.F. 52, 1924.
— Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges. Band LXXIX, 1934.
— Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler. Denkschrift Schweiz. Naturf. Ges. Band LXXII, 1937.
— Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden. Ecl. Geol. Helv. Vol. 31, 1938.
— Zur Frage einer Schlußvereisung im Berninagebiet zwischen Bergell, Oberengadin und Puschlav. Ecl. Geol. Helv. Vol. 31, 1938.
— Prinzipielles zur Entstehung der alpinen Randseen. Ecl. Geol. Helv. Vol. 31, 1938.
— Altes und Neues vom Flimser Bergsturz. Verh. Schweiz. Naturf. Ges. Chur, 1938.
— Geologisches vom Malojapaß. Festschr. Jahresvers. Schweiz. Naturf. Ges. Sils, 1944.
— Über den Bau der Gebirge zwischen Samaden und Julierpaß. Beitr. Geol. Karte Schweiz. N.F. 93, 1948.
- TANNER H. Beitrag zur Geologie der Molasse zwischen Ricken und Hörnli. Mitt. Thurg. Naturf. Ges. XXXIII, Frauenfeld 1944.
- TARNUZZER CHR. Die Gletschermühlen auf Maloja. Jahresbericht Naturf. Ges. Graubündens, XXXIX, 1896.
— Aus Rätiens Natur und Alpenwelt. Orell Füßli, Zürich, 1916.
- VENZO S. Rinvenimento di Anancus arvernensis nel villafranchiano dell'Adda di Paderno, di Archidiskodon meridionalis e cervus a Leffe. Stratigrafia e clima del villafranchiano bergamasco. Atti Soc. ital. Sc. nat. Vol. LXXXIX, 1950.
- WALDBAUR H. Hängetäler im Oberengadin und Bergell. Bornträger, Berlin, 1923.
- ZIEGLER J. M. Über das Verhältnis der Topographie zur Geologie etc., Winterthur 1869 bzw. 1876.

Geologische Karten

- CORNELIUS H. P. Geologische Karte der Err-Julier-Gruppe, 1 : 25 000, Spezialkarte 115 A und 115 B, 1932.
- STAUB R. Geologische Karte der Val Bregaglia, 1 : 50 000. Sp.-Karte 90, 1921.
— Geologische Karte des Avers, 1 : 50 000, Sp.-Karte 97, 1926.
— Geologische Karte der Berninagruppe und ihrer Umgebung, 1 : 50 000, Sp.-Karte 118, 1946.

Inhaltsverzeichnis

Einleitung und Allgemeines	3
1. Tektonischer Bau und Ausgangslage der Täler	11
2. Gestaltung der Talgeschichte bis zur Eiszeit	16
1. Phase: oligozäne Entwässerung zum Rheingebiet	16
2. Phase: erste Individualisierung der Innlinie	21
3. Phase: erneutes «Zwischenspiel» des Rheins	23
4. Phase: zweite Bergeller-Entwässerung zum Inn	25
5. Phase: die insubrische Eroberung des Bergells	26
Näherer Zeitpunkt des Bergeller Einbruches 27. Alter der Talböden im Oberengadin 27. Fragen der pliozänen Entwicklung und des ersten Einsatzes der alpinen Vereisung 28. Junge Heraushebungen des Alpenkörpers im Oberpliozän 29. Alte Flächen- und Verebnungssysteme 30. Alter derselben und Gipfflurfragen 30. Talbodenreste im Oberengadin (in Altpliozän- und Astizeit) 32. «Präglaziales» Talsohlenniveau im Seengebiet 34. Alter der Bergeller Anzapfung 35. Probleme der beginnenden Eiszeit 36. Zusammenfassung der Anzapfungsgeschichte 37. Allgemein alpine Bedeutung derselben 38.	
3. Der Einfluß der Eiszeiten und ihrer Nachläufer auf die Paßgeschichte von Maloja und die Talgestaltung zwischen Oberengadin und Bergell	39
a) <i>Die Hauptvereisungen und ihre Rolle</i>	39
Fragen des Vereisungsbeginns und oberpliozäne Eiszeiten 39. Alter des Bergeller Talgrabens 41. Probleme der Interglazialzeiten 41. «Große Interglazialzeit» im Engadin/Bergell 43. Hochstände der Vergletscherung im Engadin/Bergell 44. Schliffgrenzen im Oberengadin und Bergell 45. Transfluenz am Malojapaß 46. Verschiedenartige Gletscherwirkungen im Oberengadin und Bergell 47. Erste Gletschermühlen auf Maloja 49.	
b) <i>Die Schlußabschnitte der letzten Eiszeit und ihre Folgen</i>	50
Weitere Gegensätze zwischen Engadin und Bergell 51. Rückzugsstadien der alpinen Gletscher und deren Auswirkungen 51. Schlern- und Gschnitz-Stadien der Engadin/Bergellergletscher 53. Der Malojapaß zur Gschnitz-Zeit 56. Malojariegel, Spät-Gschnitz-Eiskaskade und Entstehung der Gletschermühlen daselbst 57. Einzigartigkeit derselben 58. Alter der Gletschermühlen 59. <i>Jüngere Entwicklungsphasen nach der Bildung der Gletschermühlen</i> 60. Rolle, Entstehung und Vergehen des Oberengadiner Toteisblockes 61. <i>Entstehung und Geschichte der ersten Oberengadiner Seen</i> 62. Weitere Auflösung des Oberengadiner	

- Toteisblockes 63. Gegend von Sils 65. Letzte Auftrennung des Silserseebeckens 65. Abflußverhältnisse dieser ersten postglazialen Seen 66. Zeitweise Bergeller Wasserscheide bei St. Moritz 66.
- c) *Die letzten Phasen der Talgeschichte* 67
 Die Schlußvereisung im Oberengadin und Bergell 68. Stauung des Seentales auf Maloja 69. Bildung der heutigen Seen und Rückgabe des Engadins an das Stromgebiet der Donau 70. Wiedereinzug von Floren und Faunen und Erscheinen des Menschen 71. Der Paß von Maloja in seinem Werden 72. Analogien zum Berninapaß 74.
4. **Die Eigenart der Gletschermühlen von Maloja** 75
 Besonderheiten der Lage auf der Wasserscheide 76. Entstehung und Größenverhältnisse 77. Untergrund und Mahlsteine 78. Verpflichtung zum Schutz der Gletschermühlen 79. Einschlägige Literatur und geologische Karten 81.
 Nachfolgend:

Tabellen I—IV a—f

- I. Die generelle Gliederung der Tertiärzeit in ihrem Zusammenhang mit der Entstehung der Alpen.
- II. Die Gliederung der alpinen Eiszeiten.
- III. Die tektonischen Grundlagen des bündnerischen Talsystems zwischen Chur, Engadin/Bergell, Veltlin und Bergamasker Alpen.
- IV. a—f: Die Entwicklungsphasen der Oberengadiner/Bergeller Talgeschichte im Tertiär und Quartär.

Tafeln

Verzeichnis derselben.

- I. Die Entwicklung der bündnerischen Talsysteme zwischen Rhein-, Inn-, Adda- und oberem Etschgebiet.
- II. Die Gletscherstände der ausgehenden Eiszeit zwischen Comersee, Unterengadin und Chur.

Phototafeln 1—13 (mit Erläuterungen).

Die generelle Gliederung der Tertiärzeit in ihrem Zusammenhang mit der Entstehung der Alpen

Staub, *Malojapass*, Tabelle I

Quartär

Jungtertiär

Pliozän	oberes	Villafranca-Calabriano Beginn der altglazialen Epoche	Donau-Günz-Mindel-Eiszeiten Jüngere Durchtalung bei Beginn der Vereisungen	Allgemeines, doch zeitweise von neuer- lichen Hebungen be- gleitetes isostatisches Einsinken der Alpen	Alt- glaziale Hebun- gen
	unteres	Piacenzastufe Astistufe	Hebung und Beginn der jüngeren Durchtalung Stadium der gealterten breitsohligen Alpentäler und Ausbildung ausgedehnter Flächensysteme		

Miozän		Pontisch-sarmatische Stufe	Abflauen der Erosion, Ausreifung der Alpentäler und Ausgleichung der Gipffluren	Tektonische Nachphasen Hebungen	Bloßlegung und Abtrag des Bergeller Massivs
		Torton Helvet	Vindobon Maximale Tiefenerosion und ausgedehnteste Nagelfluh- schüttung bis Kettenjura		
		Burdigal			

Alttertiär

Oligozän	oberes	Aquitän	Verbiegung der Quertalfurche und erste Ausgestal- tung der Längstalsysteme. Zurückgehen der Nagelfluh- schüttung	Tektonische Hauptphasen Hebungen	Abschluß der Bergeller Intrusion
	unteres	Chattische Stufe Stampische Stufe Rupelstufe	Maximum der ersten Durchtalung, erstes Maximum der Nagelfluhbildungen Erste kräftige Quertalsysteme und erster Vorstoß der alpinen Geröllflut Erste Emporwölbung des Alpenkörpers, schwacher Einsatz der ersten Nagelfluhen		

		Tongrische Stufe (Lattorf)	Taveyanaz- und Altdorfer Sandstein, Anrücken der alpinen Decken, Schüttung von Bergeller Material (Fragmente von Tuffen und Laven in das helvetische Flyschmeer)		
--	--	----------------------------	---	--	--

Eozän		Obereozän-Priabon	Vorstoß der zentralalpiner Schubmassen und Bergeller Vulkanismus	Tektonische Hauptphasen Schubphasen	Beginn der Bergeller Intrusion
		Mittlereozän-Lutétien	Beginn der Überschiebung des ostalpiner Blockes gegen das helvetische Flyschmeer		
		Untereozän/Alteozän	Heraushebung zentralalpiner Elemente und Schüttung mächtiger Flyschsandsteine (Arblatsch- und Ruchberg)		

Obere Kreide		Cenoman-Senon	Beginn der penninischen Flyschschüttung über ersten alpinen Struk- turen der Vorgosau-Phase der penninischen Zone und der Gri- soniden.		
-----------------	--	---------------	---	--	--

Die Gliederung der alpinen Eiszeiten

Staub, Malojapfaß, Tabelle II

I. Vermutliche Vorphasen der alpinen Vergletscherung: Alpine Vorstadien

(Nur durch abnorme Größe von Nagelfluhgeröllern und unvermittelten Einsatz höchster Geröllschübe in der jungmiozänen Molasse wahrscheinlich gemacht)

1. Vorphase: Stadium der Bergeller Schüttung in der Comasker Nagelfluh ¹⁾	Hebung Torton	Oberes Mittelmiozän	} <i>Frühes Alpen- glazial</i>
2. Vorphase: Stadium der obersten Geröllschüttung im Hörnligebiet	Hebung pontisch-sarmatisch	Obermiozän	
3. Vorphase: Stadium der obersten Geröllschüttung im Albis-Ütlibergkamm	Hebung spät-pontisch		
4. Vorphase: Stadium der Sundgauschotter	Hebung Pliozän/Astizeit	Unterpliozän	

¹ Durch bloßen Flußtransport unerklärliche Riesengerölle finden sich in noch älteren Molassestufen, schon vom Altmiozän, ja vom Aquitan an, so daß allererste Vereisungsansätze vielleicht schon in diese Zeit vermehrter Heraushebung des Gebirges fallen (Beginn der Verbiegungsphasen nach erfolgten Überschiebungen).

II. Hauptphasen der alpinen Vergletscherung: Eigentliche Hocheiszeiten

1. Vollvereisung — Prä-Donau/Donau Interglazial Prä-Donau/Günz	} «Decken- schotter»- Eiszeiten	Hebung und Vereisung Sundgauschotter? — ± 240 000 Jahre	Spät-Astizeit- Villafranchiano inf.	} <i>Oberpliozänes Altglazial</i>
2. Vollvereisung — Günz/Mindel Große Interglazialzeit: Günz/(Mindel)-Riß Höttinger Flora, Paradiso/Lugano Große Erosionsepoche und Hochterrassenschüttung		— ± 300 000 Jahre Hebung bis zu abermaliger Vereisung	Villafranchiano sup.	
3. Vollvereisung — Riß/Würm, mit «Schieferkohlen-Interglazial» Prä-Donau, Günz und Riß bilden die jeweiligen Hauptvorstöße; Donau, Mindel und Würm schließen sich gewissermaßen als großartige Rückzugsstadien diesen Hauptvereisungen an und sind jeweils um ± 70 000 Jahre nach den Hauptvorstößen eingetreten (Milankovitsch/Eberl/Beck).			Alt- und Jungquartär	} <i>Jungglazial</i>

III. Nachphasen der alpinen Vergletscherung: Rückzugsstadien

	Stadien- bezeichnung	Entsprechende Gletscherstände des Engadiner-Eises		
		Unterengadiner/Inntal-Ast	Maloja/Bergeller-Ast	
Altstadien	} Bühl Schlern	südlich Kufstein	Tremesso, Melide	} <i>Spätglazial</i>
		Unterengadin (Remüs)	S. Fedelino/Novate—Colico	
Jungstadien	} Ilanz Alt-Gschnitz	Ardez—Zerne	Chiavenna/Plurs	
		Brail	Porta/Castasegna	
Engadiner Schlußvereisung Letzte Rückzugsstadien	} Jung-Gschnitz Daun Corvatsch	Scanfs	Maloja/Casaccia	} <i>Schlußglazial Postglazial</i>
		Punt Muraigl Pontresina/Rantumas	Maloja-Stadium der Seitentäler Cavloccio	

Die tektonischen Grundlagen des bündnerischen Talsystems zwischen Chur, Engadin/Bergell, Veltlin und Bergamasker Alpen

Querprofil:

Deckengewölbe *Bernina* (Val Furva—Sobretta—Sondalo—Passo d'Ur—Disgrazia—Scheitel), Deckengewölbe *Err-Arblatsch*.
Dazwischen zonenweise mehrteilige *Engadiner/Bergeller-Deckenmulde* als primäre Anlage der Längsfurche Oberengadin/Bergell;
Differenzierung durch Oetztaler-Frontfurche noch kaum angedeutet.

Längsprofil:

	Scaletta/Lavirum-Kulmination	Unterengadiner Kulmination	
<i>Tessiner Kulmination</i>	⋮	⋮	⋮
Flexur-Abfall westl.			
Linie Splügen/Chiavenna			
Dazwischen	Septimer-Depression	Silvretta-Depression	Reschen-Senke
	= primäre Quersättel und naturgegebene Überlaufstellen gegen Norden		
	Erste Entwässerung der Oberengadiner/Bergeller Längsfurche zum Rhein	Quertallinie III und Zernez—Bormio (Ur-Spöl)	Quertallinie Sulden/Reschen- Flexenpaß-Allgäu

Sekundäre Quermulden (nur schwach, aber doch gewässerleitend):

Piz Grevasalvas/Materdell; Margna/Fedoz; Led/Fora; Bergün/Chamuera; Padella/Berninapaß—Puschlav; im Westen Splügener Kalkberge und Liro-Senke.

Anlaß zu ersten Anlagen Fex/Fedoz und Quertallinie Bergün/Puschlav, im Westen Splügen-Linie.

Sekundäre Kulminationen:

Fuorcla Grevasalvas/Fuorcla Chapütsch und Val Bever—Campfèr = unbedeutende Längspässe in Engadinerfurche.

Querfalten, Querflexuren:

Muretto/Septimer, Anlage Muretto-Ast; Avers, Anlage Nandrò/Juf-System; Duan/Surettatal, Anlage Avers; Valle di Lei, Anlage Madris; Splügenpaß, Anlage Valle di Lei; *Sufers/Lai da Vons*, Anlaß zu Abfluß des Splügener-Rheins aus dem Rheinwald gegen Norden.

Vielleicht sind auch die Fex/Fedoz-Anlagen auf solche Querfalten zurückzuführen, desgleichen auch das Berninatal.

Alle diese Quertäler sind infolge des allgemeinen östlichen Achsenfallens von ihrer ursprünglichen Position allmählich, aber in verschiedenen Beträgen, ostwärts abgerutscht.

Diese Querfaltenabschnitte biegen sukzessive in Quermulden ein:

Muretto-Ast am Septimer, Nandrò-Ast im nördlichen Oberhalbstein, Avers im Ferrera und einmündend in die Anlage der späteren Rheinwaldfurche.

Mediterrane Wasserscheide:

Längs alpinem Deckenscheitelgewölbe über heutiger Linie San Romerio—Passo d'Ur—Disgrazia—Novate.

Südentwässerungen:

a) durch *Querfalten und Querdepressionen* dirigiert:

- Uranlage der Tallinie Malenco—Venina—Oberseriana—Clusone—Iseo;see;
- Uranlage Masino—Tartano—Brembo;
- Uranlage Comersee-Talung, Novate/Ober-Lario;
- Uranlage Camonica-System, zwischen Brusio—Aprica—Breno;

b) durch der Oberengadiner/Bergellerfurche konforme *Längsmulden* geleitet:

Erste Längstabschnitte der *Veltlinertalung*, durch die queren Depressionen in derselben (als den nördlichen Ausläufern jener der orobischen Ketten) den primären, eben genannten Quersystemen zugeleitet.

Diese Längs-Quelltäler des Ur-Lario, -Brembo, -Serio und -Oglio wuchsen infolge der geringfügigen Kulminationen relativ rasch zum einheitlichen *Längstalstrang des Veltlins* zusammen, mit definitivem Abfluß durch die Comersee-Furche und *Ausschaltung* der tieferen Val Camonica, der Val Seriana und Val Brembana als *eigene Talsysteme* im Aquitan.

Die Entwicklungsphasen der Oberengadiner/Bergeller Talgeschichte im Tertiär und Quartär

I. Erste Quertalphase im Chatien und Aquitan: Rheingebiet

1. *Chattien-Zustand:*

Oberengadin/Bergeller-Furche schwach ausgeprägt; *Versuch* zur Vereinigung verschiedener selbständiger Längs-Quelladern der Septimerrhein-Äste zu einheitlichem Talzug, wahrscheinlich erstes Seenstadium.
 Hauptentwässerung zum *Septimerrhein* durch Talanlage *Oberhalbstein-Schyn-Domleschg*.
 Über heutigem Flimser/Segnes-Gebiet Zerfall in mehrere Mündungsarme und Bildung des komplexen chattischen *Nagelfluh-fächers* zwischen *Hirzli-, Speer- und Stockberggebiet*.
 Kein Südatfluß aus *Engadin/Bergeller-Rinne*.

2. *Aquitane Weiterentwicklung* (Monte-Rosa-Phase der Alpenfaltung):

Verstärktes Einschnneiden der queren Quelladern des Septimerrheins: Rückwärtsverlängerung derselben über die Engadinerlinie hinweg, bis auf das Deckenscheitelgewölbe des *Bernina/Disgrazia-Walles*.
Zerstückelung der Engadin/Bergeller-Furche durch *hinterste Rhein-Quelläste:* *Albula/Bernina-, Julier/Prievlusa-, Fex/Fedoz-, Muretto/Forno-Albigna-, Trubinasca/Val di Cam-, Juf/Nandrò- und Averser Quelläste*. In Mittelbünden verstärkt durch Zusammenfluß derselben mit erstem *Averser-Rhein* und *Ur-Landwasser*, über dem *Domleschg* durch Einmündung des ersten *Rheinwald- und Splügener-Rheins*. *Landquart/Plessur-System* noch selbständig.

Gemeinsamer Abfluß des *Stammrheins* über der Linie *Schyn-Flims-Segnes*.

Verschiebung der stampfischen Mündungskegel gegen Nordosten: in *Schwanzbrugg/Kronberg/Gäbris-Sektor*.

Kein Südatfluß aus *Engadin/Bergeller-Rinne*.

Weitgehende *Schleifung* der übrig gebliebenen *Längspässe* im Bereich der *Engadin/Bergeller-Furche*.

3. *Beeinflussung der späteren Gipffelfur* durch erkennbare Erniedrigung derselben in den Durchflußgebieten der alten *Querentwässerung:*

Erosionsrelikt zwischen *Albula/Bernina-Rhein* und *Fex/Fedoz-Ast* = Hochflur der *Berninagruppe*

» letzterem und *Albigna/Muretto-Ast* = Hochflur der *Disgrazia*

Vereinigter Durchfluß der Septimer-Quelläste = Depression der Gipffelfur zwischen *Lagrev- und Duan-Gruppe*

» *des Bernina/Albula-Astes* = » » *Err/Julier und Kesch-Gruppe*

» *der Averser-Äste* = » » *Pizzo Stella und Duan*.

II. Erste Längstalphase im oberen Aquitan: Inngebiet

(Früh-insubrische Phase der Alpenfaltung)

1. *Tektonische Akzentuierung der Oetztales-Frontfurche und Vertiefung der Engadiner Deckensynklinale* zwischen weiter aufsteigenden Gewölbezonen des Deckenscheitels im Bernina/Disgrazia-Wall im Süden, des Tambo/Suretta-Arblatsch/Err-Walles im Norden.
Sammlung der Wasser in der nunmehrigen *Innfurche im Bergell/Oberengadin* und weitere Entwässerung derselben, verbunden mit Ablenkung des oberen Spögebietes, über Ofenpaß-Mulden in Richtung Münstertal/Reschenschenke—Malsertal. Installierung einer ersten höchsten Val Maroz als nördlichem Paralleltal des obersten «Bergeller»-Inn. *Versteilung* der südlichen Seitentäler, *Rückläufigwerden* der alten Quertalstrecken nördlich der nunmehrigen Innlinie: *Übergreifen des Inn in das Rheingebiet*. Verlegung der Wasserscheide Inn/Rhein nach Norden, auf Linie Weißberg—Piz d'Err.
In Verbindung mit entsprechender *Akzentuierung der Rheinwald/Davoser-Mulden* und der beginnenden *Einmuldung der Vorderrhein-Linie* hinter den erstmals schwach aufstrebenden helvetischen Massiven wird alpine Geröllabfuhr in den Molassetrog weitgehend unterbunden und eingeengt. *Allgemeine Stagnation in der Talbildung*; Gefällsverminderung gegen Norden, statt Geröllschüttung nur noch Mergelbildung in weiten Teilen des Molassetroges.
In den Alpen Schaffung einer *Stagnationszone im Gebiet der Landwassermulden* und dadurch Auslösen eines allmählichen *Überlaufens des Septimer-Rheins* gegen die unterdessen vom Churer-System (Rabiusa/Plessur) kräftig eingetieftete *Lenzerheide-Talung*. Averser-, Splügener- und erster Vorder-Rhein mit nunmehrigem Abfluß durch Vättner-Talzug gegen Ragazerbecken (Westrhein). Individualisierung der ersten *Schulser-Furche*, *Akzentuierung des Livigno- und Viola/Palü-Spöls* mit Ablenkung des obersten Bernina-Rheins im Puschlaver Sektor.
2. *Tektonische Bewegungen an der Veltliner-Linie* verstärken die dortige Längsfurche, verbiegen die alten Querläufe des Deckenscheitel-Südballes: Masino/Brembo, Malenco/Serio, Unterpuschlav/Camonica, Grosina/Alta Camonica.
Versteilen der nördlichen Veltlinertäler, *Rückläufigwerden* der südlichen; möglicherweise Stauung vor altem Lario-Ausgang und Ausbreitung heute verschwundener oligozäner Schuttfächer über dem Gebiet zwischen beiden Comersee-Armen (Alta Brianza).
Kein oder nur geringer Fortschritt des insubrischen Flußsystems gegen das Inngebiet, aber großer Fortschritt in der Adda-Furche des unteren und mittleren Veltlins.

III. Zweite Quartalphase im Burdigal, Helvet und Torton: Nochmaliges Zwischenspiel des Rheins

(Weitere Deformationsphase der Alpenfaltung, insubrische Hebung)

1. *Kräftige und allgemeine Hebung des zentralen Alpenkörpers und Vertiefung der Vorlandtröge bis zum Einfluten des burdigalen Meeres.*
Gewaltige Gefällssteigerung von den zentralen Alpen nach Süden und nach Norden.
2. *Neubelebung der alten Rhein-Quertalungen und erneute Rückverlegung der Rhein/Inn-Wasserscheide bis an und über die Innlinie Oberengadin/Bergell hinaus. Besonders während des großen Geröllvorstoßes im Helvet.*
Rückeroberung der Oberläufe der nördlichen Engadiner Seitentäler (Avers, Sursett, Julier/Agnelli, Bever, Albula).
Erneuter Rückgriff des Septimer-Rheins bis Albigna/Forno, Anzapfung des obersten Inngbietes über unterem Bergell durch Val di Cam zum Septimerrhein hin, später Ablenkung des obersten Bergeller-Inn durch die Albigna zum selben Septimerrhein. Absterben der alten Schyn-Rinne, Abfluß der Septimertalung als Ostrhein über den Talzug der Lenzerheide, Individualisierung eines eigenen Westrheins, umfassend Averser-, Splügen- und Adula-Hinterrhein-Äste, aber Abfluß mit Ostrhein durch Churertalung; Vättner Talzug vielleicht noch benutzt von Safer- und Vorderrhein. Im Engadin Durchbruch von Süs, mit Ablenkung der alten Inn- und Spöllläufe vom Ofengebiet ins Unterengadin, erstmals einheitliche Engadiner Talfurche Maloja—Schuls.
Schüttung des miozänen Hörnli-Nagelfluhdeltas bis an die Tößmündung hinaus, von der ersten Churertalung her.
3. *Mächtige und besondere Verteilung der südalpinen Flüsse, bedingt durch fortgesetzte Steilerstellung der zentralalpinen Wurzelzone und damit verbundener starker Hebung der Zentralalpen; daher kräftige Rückwärtserosion des insubrischen Systems, besonders vom Helvet an, erstmals kräftig im Torton.*
Beginn der Bloßlegung des Bergeller-Massivs an seinem Südrand, Ablagerung des Schuttfächers von Como/Varese.
Verlegung der Mittelmeerwasserscheide der alten Quertalung des Comersees bis gegen Chiavenna und Beginn der insubrischen Anzapfung des obersten Inngbietes über dem tieferen Bergell.
Fortschreiten der Erosion in den nördlichen Veltlinertälern und im Veltlin selbst, Beginn der Anzapfungen im Gebiete der Val Malenco und des Puschlav.

IV. Zweite Inn-Phase im Bergell, vom Torton bis Pliozän

1. *Erneute Verbiegungen im Alpenkörper und abermalige Akzentuierung der synklinalen Inn-Linie.*
Rehabilitierung des alten, wenn auch an seinen oberen Enden bereits schon schwach insubrisch angegriffenen *Längstalsystems*.
Einsenkung einer jüngeren Val Maroz und eines schon beschnittenen Bergeller Oberlaufes des Engadins quer zum Rhein-Torso der Val di Cam.
Schwacher insubrischer Einbruch des Maira-Systems an sich bereits bis gegen den «Vicosoprano-Paß» möglich.
 2. *Nach-tortonisch setzt der Aufstieg der alpinen Randzonen im Norden und Süden der Zentralalpen ein. Daher weitgehende Verbiegungen der Quertabinnen und abermalige Verflachung der Gefälle; erneutes Nachlassen der Tiefenerosion und Schaffung breitsohligter gefällsarmer Täler.*
Unterbindung der zentralalpiner Geröllausfuhr in die Randtiefen des Gebirges und endlicher Abschluß der großen Nagelfluhschüttung daselbst.
Ausbildung breiter, ausgereifter Täler bis ins Innerste des Gebirges: zweite Möglichkeit der Bildung alpiner Talseen;
Entstehung der obersten, in ihrem Alter pontisch-unterpliozänen Talböden des Engadins, in Val Bondasca, Val Malenco u. a. O.
 3. *Erneute Hebung der Alpen zu Beginn der Asti-Zeit.*
Neu-Einschneiden der Flüsse in das unterpliozäne Flachtal-System, *Einkerben tieferer Talrinnen und Talböden, wahrscheinlich im Zusammenhang mit beginnenden, d. h. noch tertiären Vereisungen im Gebirge selber.*
Breite Taltröge des Oberengadins vielleicht bereits Abbilder dieser älteren Vereisungen.
Jedenfalls bleibt das *Obere Bergell* in dieser Phase *noch oberstes Innggebiet*, bis zur Eintiefung des *Maloja-Talbodens*.
- In diese zweite Längstalphase fallen außer der abermaligen Betonung der Inn-Linie im Bergell und der weiteren Verstärkung der Veltliner Talflucht die Behauptung der Längstaläste des Spöl im Livigno- und Viola-System, die abermalige Verlängerung der nördlichen Inn-Seitentäler auf Kosten des Rheingebietes, die vermehrte Individualisierung der Rheinwald/Landwasserfurchen und des Vorderrhodan, das Verlassen der Vättnertalung durch die letzten Rheinäste, das Absterben der Lenzerheide und die Wiedereröffnung des Schyn, das Durchsetzen einer ersten Viamala, im Süden beträchtliche Einbrüche vom Adda-System gegen das Inn- und Spölgebiet, im Bergell, Malenco, Puschlav und gegen Bormio hin, in der Serra; gegen das Rheingebiet am Splügen, bis über Madesimo hinauf.

V. Insubrische Eroberung des Bergells: Pliozän bis «große Interglazialzeit» (Alt-Glazial)

1. *Eroberung des unteren Bergells* bis Val Bondasca und über die Porta; im Obermiozän begonnen, im Unterpliozän abgeschlossen.
2. *Schleifung des Vicosoprano-Passes und Anzapfung der Albigna*, frühestens zu Beginn der Vereisungen, spätestens während deren ersten Abschnitten.
3. *Weiter-Eroberung des nunmehrigen Bergeller Inn-Torsos* während der ersten Vereisungszyklen, mit *Anzapfung der Val Maroz*, mit kräftiger Eintiefung gegenüber Val Duan, und schließlich Eroberung der *Orlegna*.

VI. Besondere Eintiefung des heutigen Bergells: Interglazial- und quartäre Eiszeiten (Jung-Glazial)

(Letzte alpine Hochvereisungen)

1. Eintiefung während «großer Interglazialzeit» wahrscheinlich.
2. *Trogbildung* durch quartäre Eisströme.
3. *Gegensatz Engadin/Bergell* infolge *verschiedenen Gefälles* der Flüsse und der Eisströme.
4. *Gewaltige Transfluenz von Engadiner-Eis* über den *Maloja-Paß*, mit *Eisdicken* bis gegen 1000 m, Gletscherenden am lombardischen Alpenrand: bei Varese/Gallarate, Cantù s. Como, Brivio s. Lecco.

VII. Spätglaziale Entwicklung

Rückzugsstadien des Engadin/Bergeller-Gletschers:

Schlernstadium: Novate/Colico?, Ilanzer-Stadium: Chiavenna/Plurs, *Aligschnitt:* Castasegna/Porta, *Junggschnitt:* Casaccia;

Spätgschnitt: Engadiner Toteisblock.

Akzentuierung der Maloja-Eiskaskade und *Gletschermühlenbildung*.

Ausaperung des Gebirges bis mindestens zu den heutigen Gletscherständen.

Erste Seenbildung nach *Schmelzen der Toteismasse* und *Zerfall* derselben, Einzug der spätglazialen Floren und Faunen, mit Hochsteppen- und später Waldklima.

Abfluß dieser spätglazialen Seen *über Maloja zur Maira*.

Zeitweise Rückverlegung der Wasserscheide Inn/Maira bis Becken von St. Moritz.

Verschärfung der Erosion im Bergell und gewaltige *Zuschüttung* der Talsohle.

VIII. Schlußglaziale und postglaziale Ausgestaltung

Erneuter Vorstoß der Seitengletscher bis an die Haupttalfurche heran:

Von der Bondasca bis ins Berninatal (Merlun, Borgonovo, Cavril/Maloja, Pedpreir, Fex-Platta, s. Surlej, Punt Muraigl, Serlas/Chamuera). Beträchtliche Klimaverschlechterung.

Abermalige Höherstauung der Engadiner Seenwanne durch schlußglazialen Vorstoß des Forno-Gletschers bis Maloja und Einleitung des Abflusses der Seen zum Becken von Samaden.

Allmähliche Seespiegelsenkung entsprechend dem Einschneiden der Charnadüra, Rückgabe des obersten Engadins an den Inn. Durchschneiden der Stufen der Seitentäler, Bildung der jungen Mündungsschluchten, Schüttung der heutigen Schuttkegel und Aufgliederung der Seenwanne in die heutigen Einzelseen.

Im Bergell abermalige Zuschüttung von Maloja und den Seitentälern her.

Im Oberengadin in erster Linie Zuschüttung der flachsohligen Seitentäler (Fedoz, Fex, Roseg, Morteratsch, Bernina).

Im Zusammenhang mit erneuter Klimaverbesserung Rückzug der schlußzeitlichen Gletscher, Ausaperung der Engadinerpässe, Einzug des Menschen zur frühen Bronzezeit, erste Benützung der Sauerquellen von St. Moritz, Beginn der menschlichen Überlieferung im Oberengadin.

Tafeln und Photos

Tafel I:

Die Entwicklung der bündnerischen Talsysteme zwischen Rhein-, Inn-, Adda- und oberem Etschgebiet.

Von den ersten Anfängen bis zum Beginn der Eiszeiten.

- Fig. 1. *Die tektonischen Anlagen des zentralen rätischen Talsystems.*
- Fig. 2. *Die Entwicklung im Oligozän: Erste Quertalphase (maximale Ausbildung im beginnenden Aquitan).*
- Fig. 3. *Die Entwicklung im oberen Aquitan: Erste Längstalphase (Ausbildung des Oberengadin-Bergellischen Innsystems, Ur-Veltlin, Landwasserfurche).*
- Fig. 4. *Die Entwicklung zu Beginn des mittleren Miozäns (Helvet), erste Einbrüche in das Innsystem*
(zweite Rheinphase und Beginn der insubrischen Anzapfungen, maximale Geröllvorstöße in das Rheingebiet).
- Fig. 5. *Die Verbiegungsphasen im Obermiozän (zwischen Torton und Unterpliozän)*
(zweite Innphase, Fortschreiten der insubrischen Eroberung, Rheinwald-, Landwasser-, Vorderrhein-Entwicklung, Stilllegung der Lenzerheide, Anzapfung der Adda von Lecco her).
- Fig. 6. *Der Stand der insubrischen Einbrüche im Altglazial*
(Maloja-, Bernina-, Splügen-, Stelvio/Valmora-Phase derselben
Via: Der Zustand bei Beginn des insubrischen Vorstoßes vom unteren Bergell bis Maloja).

Legende zu Tafel I

Zu Fig. 1 siehe dort.

Zu Fig. 2 siehe dort.

Zu Fig. 3–6:

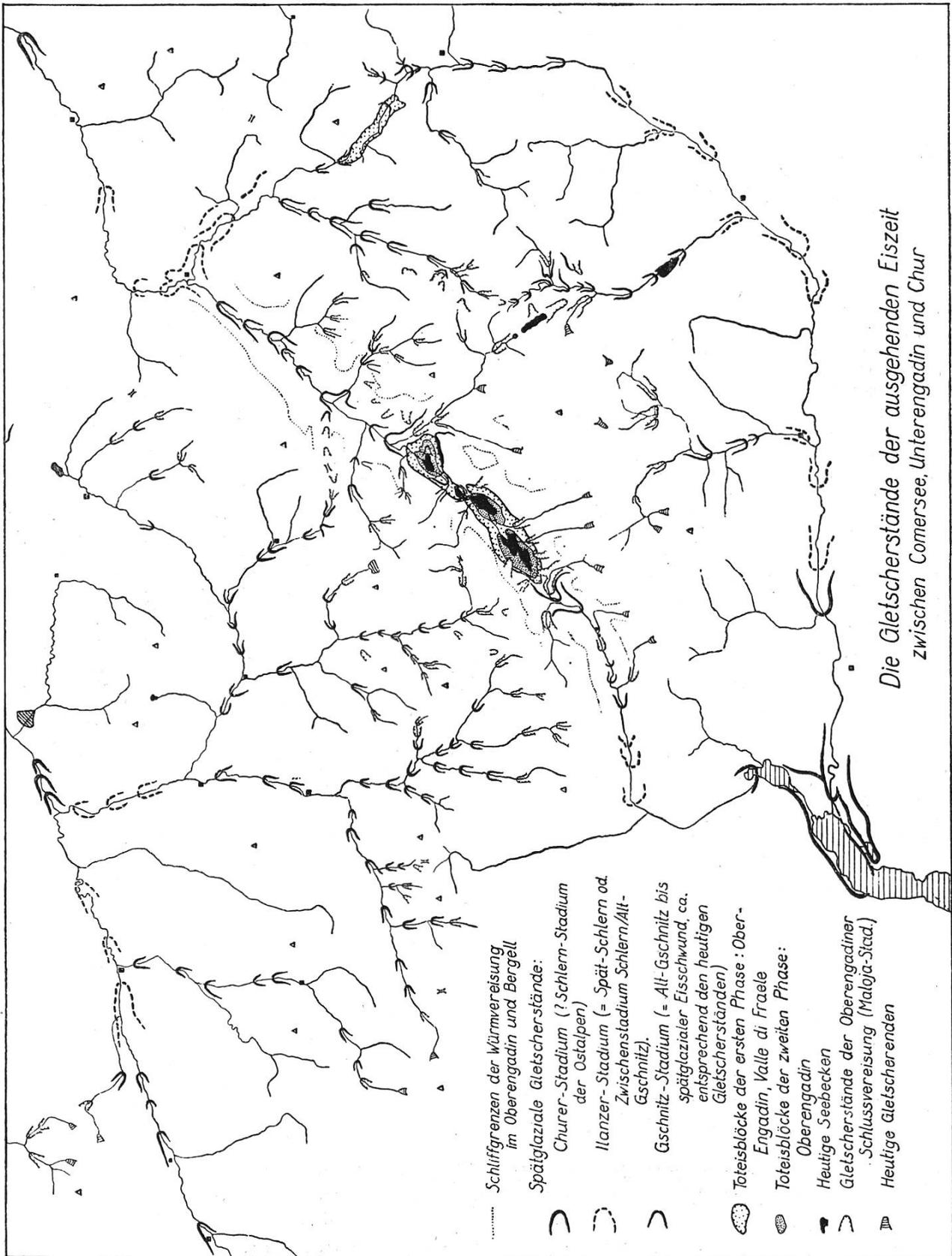
Volle Linien	= Innsystem
Dünne lange Striche	= Unterengadiner/Flüelasytem
Punkt/Strich-Signatur	= Rheinsystem
Strich/Strich/Punkt	= Etsch/Münstertalersystem
Kurze Striche	= Alpines Addasystem
Strich/Punkt/Punkt	= Moesa-System
Punktreihen	= Bergamasker Randsysteme (Lecco-Brembo-Serio und Oglio- system)

Tafel II:

Die Gletscherstände der ausgehenden Eiszeit zwischen Comersee, Unterengadin und Chur.

NB. Die auf Tafel II angegebenen Gletscherstände gründen sich nicht nur auf Moränenreste, sondern weitgehend auch auf die Verteilung der Felsriegel, der Schluchtabschnitte als glazialer Schmelzwasserrinnen und erkennbarer Zungenbecken innerhalb der verschiedenen Talzüge.

Legende siehe dort.



Die Gletscherstände der ausgehenden Eiszeit
zwischen Comersee, Unterengadin und Chur

- Schilffrenzen der Würmvereisung im Oberengadin und Bergell
- Spätglaziale Gletscherstände:
 - Churer-Stadium (? Schlern-Stadium der Ostalpen)
 - Illanzer-Stadium (= Spät-Schlern od. Zwischenstadium Schlern/Alt-Gschnitz)
 - Gschnitz-Stadium (= Alt-Gschnitz bis spätglazialer Eisschwund, ca. entsprechend den heutigen Gletscherständen)
- Toteisblöcke der ersten Phase: Oberengadin, Valle di Fraele
- Toteisblöcke der zweiten Phase: Oberengadin
- Heutige Seebecken
- Gletscherstände der Oberengadiner Schlussvereisung (Maloja-Stad.)
- Heutige Gletscherenden

Nr. 1. *Der Paß von Maloja*

von der Muott'Ota aus. Phot. R. Staub.

Im Vordergrund Silsersee, Mitte Malojariegel, dahinter Val Maroz als altes Inn-Quelltal, mit Piz Duan, Val Duan und Gletscherhörnern im Hintergrund; vor Piz Duan Lizzungruppe, links außen alter Talbodenrest Piz da Cam; rechts Val Maroz, Piz Meder, Turba und Piz Longhin, mit Fuorcla Longhin rechts draußen: heutiger Ursprung des Inn.



Nr. 2. *Maloja- und Oberengadinerseen*

Flugaufnahme über dem oberen Bergell. Swissair AG.

Seenwanne des Oberengadins, mit Absturz zum oberen Bergell am Malojariegel. Malojapaßhöhe, mit Moränenkranz des schlußglazialen Forno-gletscherstandes. Links junge Bergstürze: heutige Abdämmung der Pila-furche, d. h. der spätglazialen Innentwässerung zum Bergell; Inn-Fall von Pila und Pila rechts davon sichtbar. Linksseitig Fuorcla Grevasalvas und Piz Lagrev, dahinter Piz Julier und Piz Albana; Schlifffgrenze der Haupt-vergletscherung gut sichtbar, von links Silvaplanersee bis links Maloja. Auch Absteigen schlußeiszeitlicher Hängegletscher der Lagrevgruppe unter die allgemeine Schlifffgrenze.

Spuren der seitlichen Toteisränder bei Blaunca/Grevasalvas und rechts von Maloja. Vorquartäre Engadiner Talbodenreste: Malojariegel, Oberkante Crap da Chüern, Halbinsel Chasté vor Sils, Riegel Laret rechts der Silserebene, hinter Silvaplanersee Riegel von Crest'alta, hinter St. Moritzersee Riegel beidseits der Charnadüra.

Im Vordergrund: links Plan da la Folla, rechts Piz Salacina.



Phototafel Nr. 2

Nr. 3. *Septimerpaß und Bergellerberge*

Phot. R. Staub.

Vorn Paßfläche, Mitte Piz Lizzun-Maroz-Furcella-Kette; im Hintergrund links Castello/Cantone-Gruppe, Passo San Martino-Pizzo Zocca als Abschluß der Albigna, Mitte Sciora-Gruppe, rechts Pizzo Cengalo im Hintergrund der Bondasca. Deutlich sichtbar die Albigna- und Septimertalung verbindenden Terrassenreste links des Piz Lizzun, samt Schlifffgrenze dasselbst.



Phototafel Nr. 3

Nr. 4. *Die Maloja-Wasserscheide zwischen Bergell und Oberengadin*

Flugaufnahme über dem tieferen Bergell. Swissair AG.

Abbruch des breiten Seentales des obersten Engadins in die Bergeller Tal-
schlucht am Malojariegel. Im Vordergrund alte Talboden- und Gehänge-
reste in der Lizzungruppe, als Fortsetzungen alter Engadiner Talböden;
links davon der Torso der Val di Cam als Rest eines alten Rhein-Quell-
astes, dahinter Septimerpaß.

Man beachte die gewaltige Eintiefung des Bergells gegenüber diesen alten
Inn- und Rhein-Talböden.



Nr. 5. *Das Septimer-«Tor» zwischen Bergell und Rheingebiet*

Flugaufnahme über dem hintersten Fornogletscher. Swissair AG.

Etwas über der Bildmitte Septimerpaß; dahinter Quertalflucht Oberhalbstein—Lenzerheide, Richtung Chur—Bodensee. Links davon Piz Platta, Forbisch, Arblatsch, rechts Lenzerhorn, Piz Michel, Tinzenhorn und Err-Gruppe. Links außen Averser Weißberg, rechts Lunghin/Grevasalvas-Gruppe, davor Bacone. Im Vordergrund Cima di Castello und Cima di Cantone, links davon in der Tiefe die Albigna-Talung: in direkter Fortsetzung der Oberhalbstein/Septimerlinie.

Jüngere Eintiefung der Innfurche und des Bergells in dieses alte Rheinsystem; vom Weißberg und der Platta-Gruppe her alte Seitentalreste der Innfurche.



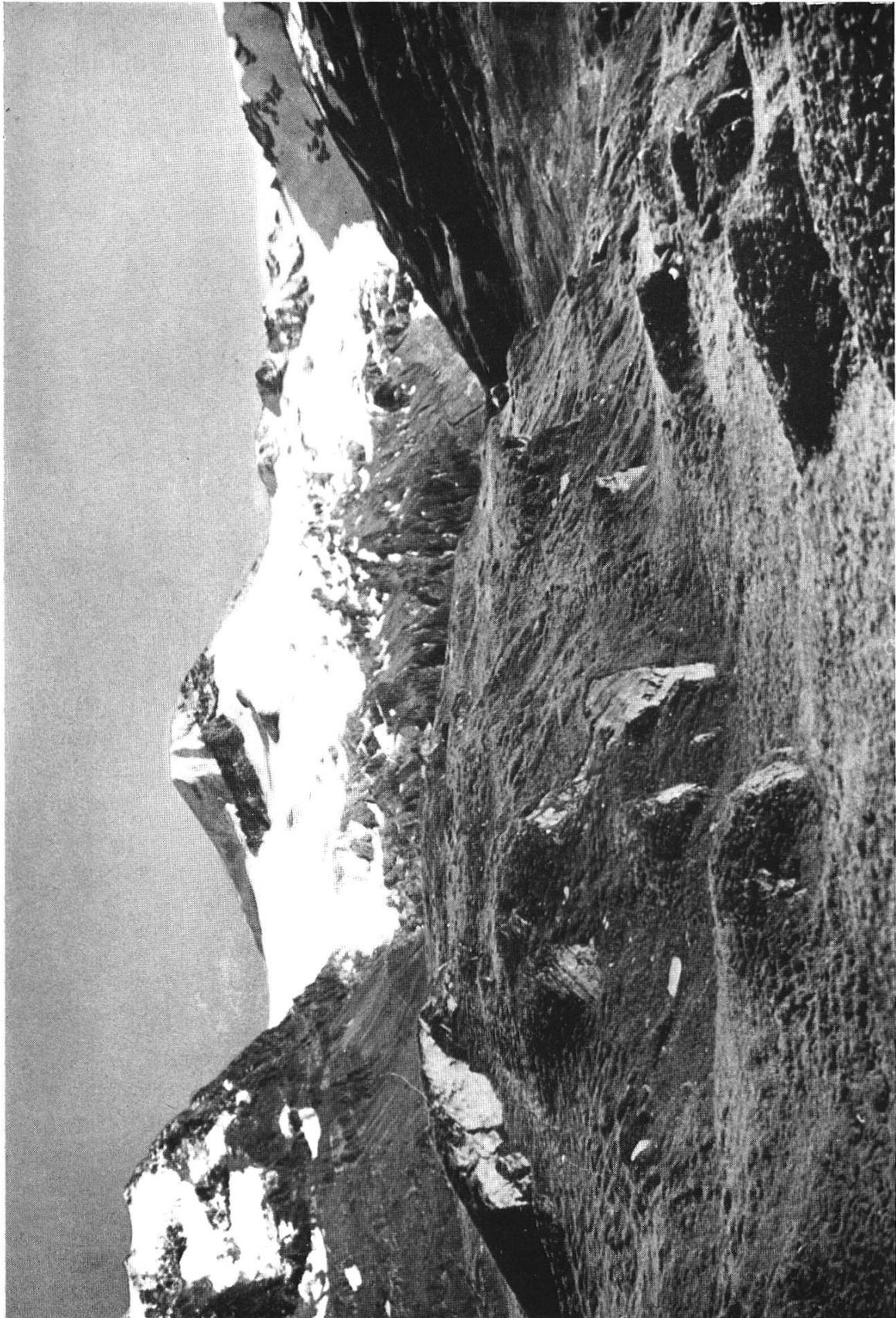
Nr. 6. *Piz Tremoggia*

der Hintergrund von Fex von der Muott'Ota aus. Phot. R. Staub.

Mitte Piz Tremoggia, rechts Paß Tremoggia und Fuorcla Chapütsch, links Fuorcla Fex/Scerscen und Aufschwung zum Chapütschin.

Auf Tremoggia und Chapütschin ältere Flächenreste, unter dem Tremoggia pontisch bis unterpliozäne Talbodenreste in mehreren Terrassenböden bis zum rechten Bildrand. Davor der jüngere Einschnitt mit dem Trog des eigentlichen Fexgletschers, im Vordergrund Rundhöcker der Muott'Ota.

Am Tremoggia Aufschub der hellen Gipfelkappe aus Trias über Bündnerschiefer der dunklen Kragens, am Chapütschin Aufschub des Sella-Deckenkerns über Linsen der Tremoggia-Zone deutlich sichtbar.



Nr. 7. *Das Oberengadiner Seental und sein alter Hintergrund im Bergell*

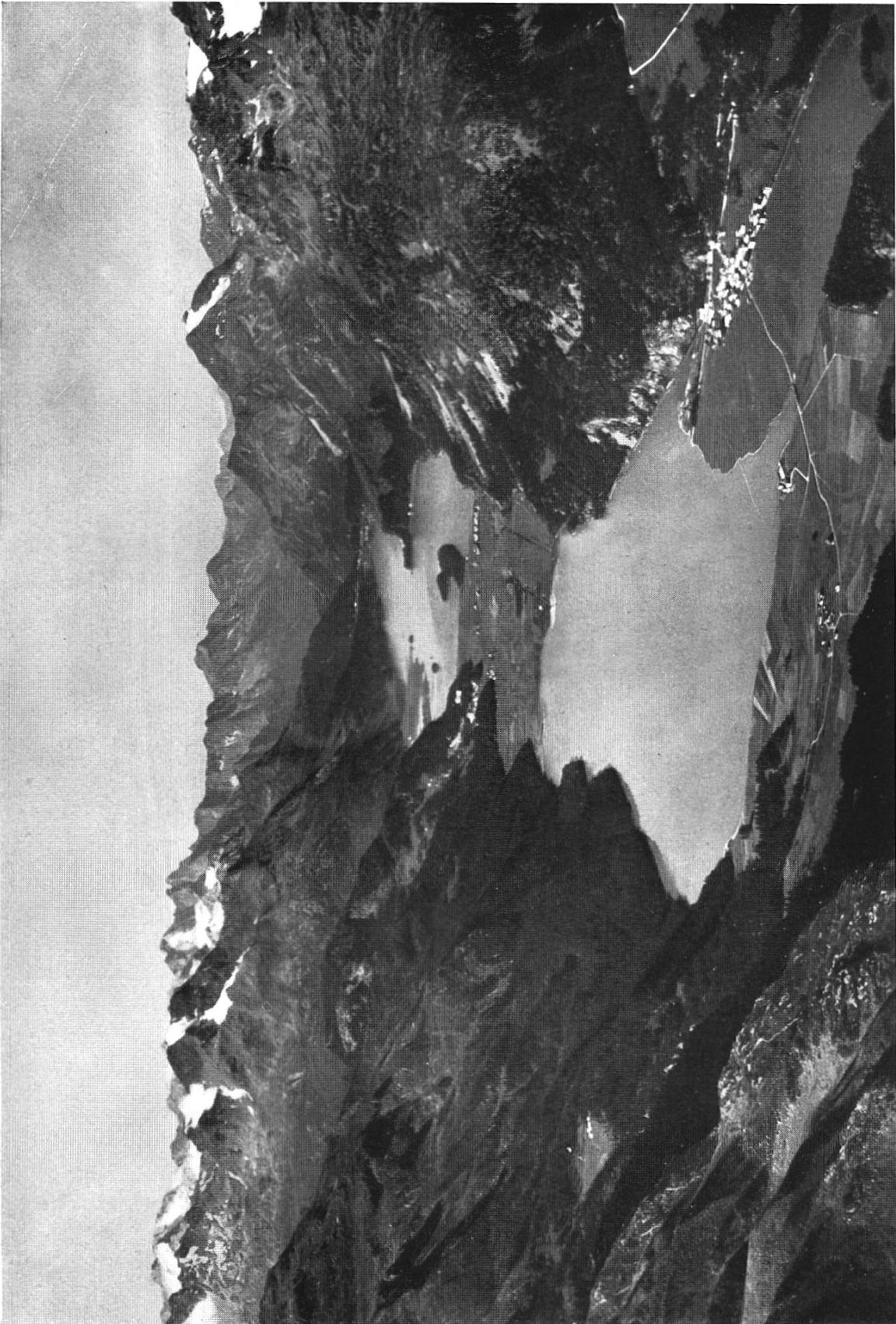
Flugaufnahme über St. Moritz-Bad. Swissair AG.

Im Vordergrund Silvaplanersee mit jungen Schuttkegeln von Silvaplana und Surlej, dahinter Silserebene und Silsersee mit Halbinseln Chasté und Crap da Chüern. Hinter dem Silsersee Malojariegel, dahinter Einschnitt des Bergells, zwischen Cengalo/Badile-Gruppe und Piz Duan. In der Talachse des Engadins Monte Gruf, links davon Rest der alten Trubinasca-Talung.

Links Piz Duan vorspringende Ecke des Piz da Cam als alter Inn-Talbodenrest. Links Maloja Pizzo della Margna, davor Val Fedoz und Muott'Ota, am linken Rand Grialetsch-Terrasse; rechts Lagrev-Gruppe.

Oberste Talbodenreste auf Grialetsch- und Margna-Schulter sichtbar, darunter solche auf Muott'Ota, Salacina links Maloja, Fedoz.

Schliffgrenze in Lagrev-Gruppe, mehr oder weniger auf unterpliozänem Talbodenrest, darunter «Trogwand» mittel- bis oberpliozänen Alters und glazial bearbeitet: Einschneiden der Astizeit und glaziale Bearbeitung im Oberpliozän. Darunter vorquartäre Talbodenreste auf Crest'alta, Fratta, Chasté, Crap da Chüern, Laret.

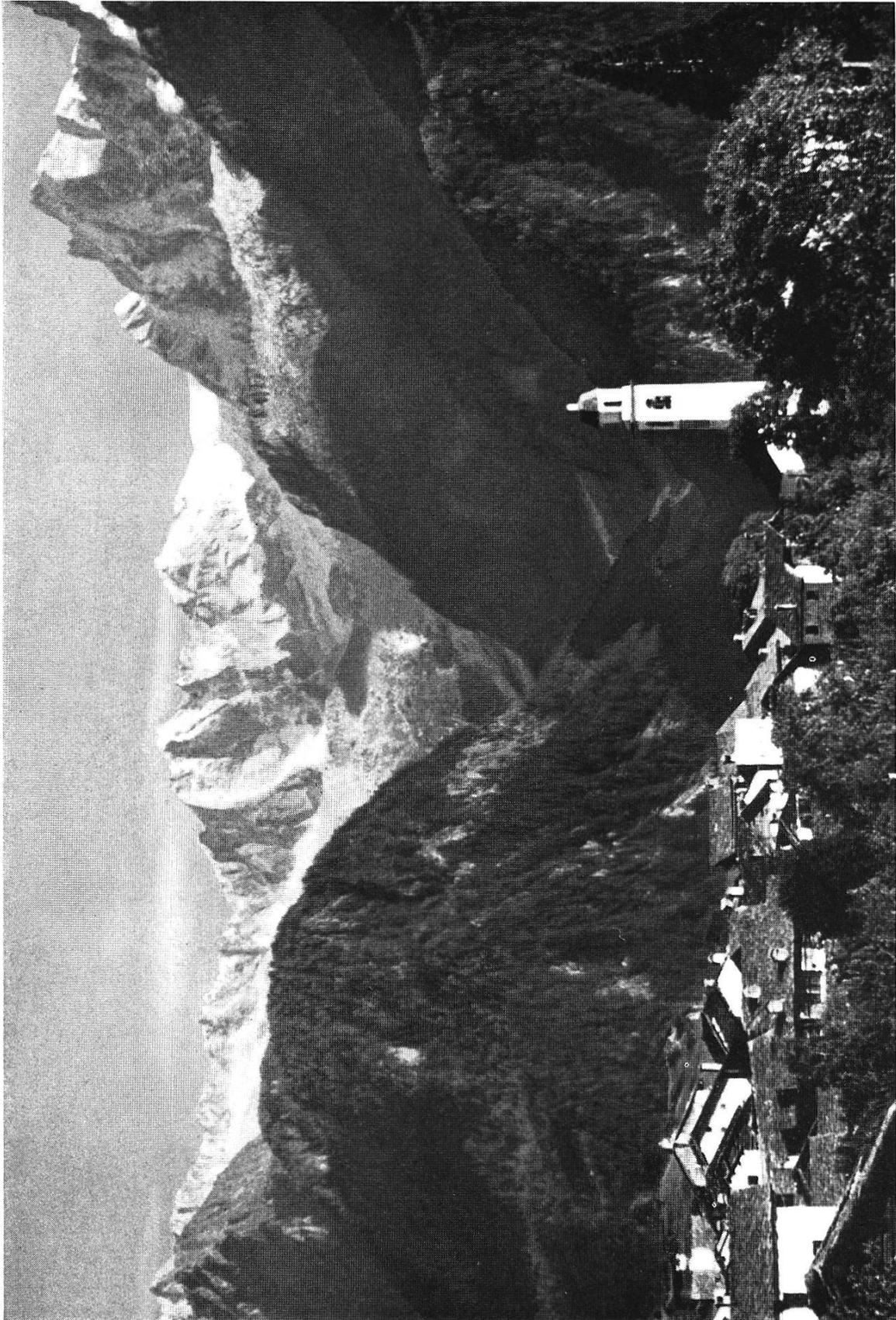


Nr. 8. *Soglio und Val Bondasca*

Phot. R. Staub.

Großartiger junger Einschnitt in die altplozänen Böden: Erosionseffekt zwischen Astizeit und Gegenwart (der große «Schrantz»).

Hinter Talkerbe Sciora-Gruppe; rechts Pizzo Cengalo, davor alter Bodenrest von Sassfurà, links Cacciabella-Gruppe, davor Rest der unterplozänen Fläche am Mongaccio und Schliffgrenze der letzten Hocheiszeit. Weitgehende Zerstörung des plozänen Flächensystems im Talhintergrund, durch sukzessives Einschleifen des «Trogchlusses» unter dem heutigen Bondascagletscher.



Nr. 9. *Die Gestaltung des Oberengadiner Talhanges nördlich des Oberen Silsersees* gesehen von der Muott'Ota. Phot. R. Staub.

Kette Piz Lunghin-Grevasalvas-Nalar-Materdell-d'Emat dadaint-Lagrev; am Silsersee Halbinsel Crap da Chüern.

Lunghin-Kalkzug des Crap da Chüern auf Kristallkern der Margnadecke (Malojagneiß). Von Crap da Chüern schräg nach links Kalkzug komplexer Zusammensetzung, über Splüga, Buera, Blaunca zur Motta Radonda (flache Kuppe vor Piz Grevasalvas) = Fexer Schuppenzone; Crap da Chüern = Tremoggia-Zug. Von diesem Kalkzug nach rechts untere Bildhälfte Grünschiefer und Serpentin der Platta-Decke, am Silsersee von Plaun da Lej nach rechts. Gipfelpartie Piz Grevasalvas-Piz Nalar, von Motta Radonda-Terrasse aufwärts = überschobene Granitmasse der südlichen Err-Decke; Piz Materdell Klippe von überschobenem Diorit auf Err-Decke; Piz d'Emat dadaint komplexe Basis der Err-Decke; Fuorcla Grevasalvas—Piz Lagrev = Granit/Dioritkern der Bernina-Decke.

Gegensatz zwischen tektonischer Struktur, d. h. generellem Schichtfallen nach Osten und flachen, die tektonische Struktur in fast horizontaler Richtung durchschneidenden Terrassenresten. Rechts der Rundbuckelrippe östlich Blaunca (über Buera) deutlich sichtbar Abbild schlußglazialer Gletscherzunge mit beidseitigen Randtälchen weit unter Schliftgrenze; daneben ältere Moränen von Grevasalvas. Gletscherrandtälchen hinter Motta Radonda, Toteisrand-Tälchen Blaunca-Grevasalvas-Ova della Roda, in späterer Phase Grevasalvas- und Buera-Plaun da Lej.



Phototafel Nr. 9

Nr. 10. *Silsersee, Paß von Maloja und Bergeller Berge*

Flugaufnahme nördlich oberhalb Silvaplanersee. Swissair AG.

Alte Engadiner Talumrahmung: Bildmitte Hintergrund Cengalo/Badile-Gruppe, rechts Trubinasca-Talbodenrest, links Forno-Hintergrund, davor Piz della Margna.

Oberste Engadiner Talbodenreste an Margna-Schulter, mit Schliffgrenze; darunter tiefere Terrassen und quartärer Taltrog in vorquartärem Talboden: links unten vorderes Fex und Riegel von Laret, Stufe Ausgang Fedoz, Oberkante Crap da Chüern, Malojariegel, Chastè.

Quartäre Übertiefung des Haupttales gegenüber südlichen Seitentälern: Stufenmündungen Felsriegel und Mündungsschluchten.

Zwischen Fex-Crasta (oberste Häuser links) und Schuttkegel von Isola, und rechts des Crap da Chüern System der Gletscherrandtälerchen, entstanden am sukzessiv schwindenden Toteisblock-Rand.



Phototafel Nr. 10

Nr. 11. *Der Taltrog des mittleren Engadins*

Flugaufnahme über St. Moritz-Bad. Swissair AG.

Im Vordergrund der vom Inn erst in den letzten Phasen der Eiszeit durchschnitene Felsriegel beidseits der Charnadüra; rechts anschließend alte Talfurche über Staz. Späteiszeitliche Wasserscheide Engadin/Bergell.

Dahinter breite und tief mit Schutt erfüllte Furche der alten Berninagletscher; an ihrem hinteren Ende unterhalb Scanfs Berninagletscher-Moränen des Gschnitz-Stadiums. Von Engadinerdörfern sichtbar St. Moritz, Celerina, Samaden, Bevers, Ponte, Madulein, Zuoz, Scanfs.

Links von Samaden alter Flächenrest auf Piz Padella, dahinter dunkler Felsgrat der Crasta Mora mit gleicher Fläche, dort zusammenfallend mit oberster Schliftgrenze der eiszeitlichen Gletscher: wahrscheinlich pontische Reste. Darunter altpliozäne Elemente am Samadener Schafberg, Terrasse von Clavadatsch, ob Muottas Muraigl, Munt Müsella und Schulter Piz Mezzaun rechts von Ponte. Rechtsseitige Schliftgrenze unter Piz Utèr und Gipfelbau Mezzaun. Im Hintergrund Silvrettagruppe: Piz Linard und Fluchthorn, Unterengadiner Talknick von Zernez gegen Süs, alte Furche Stragliavita-Paß, Rest einer Nebentalung des Unterengadiner Systems.

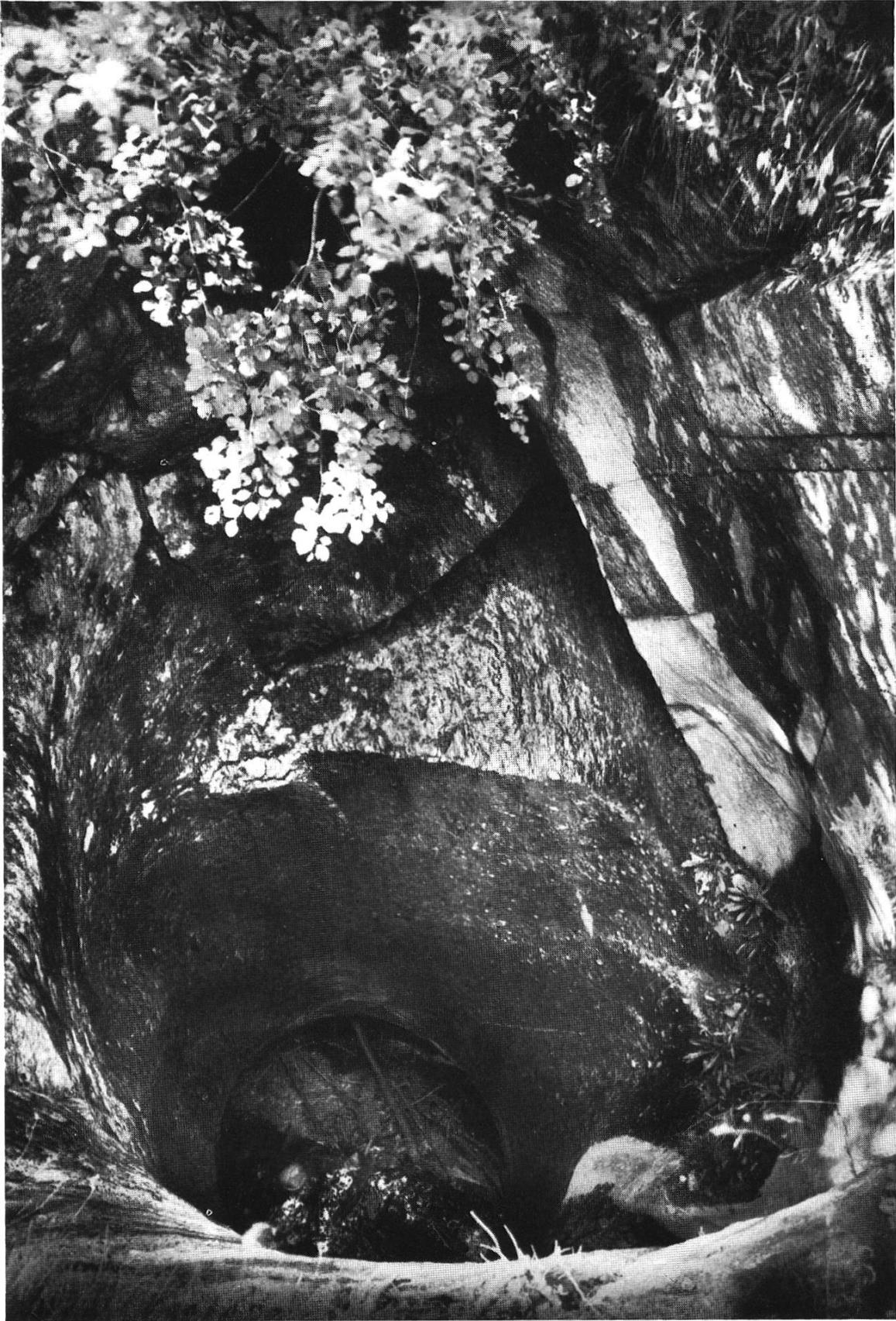


Phototafel Nr. 11

Nr. 12. *Erste große Gletschermühle beim Aufstieg zum Schloßhügel Maloja.*

Phot. Steiner.

Scharf eingedrehte Schraubenwindungen, entsprechend der Spiralbewegung der niederstürzenden Wasserwirbel aus den «Druckleitungen» der durch den spätglazialen Engadinergletscher gebohrten und geschmolzenen Eisschächte. Spiralwindungen im Gneiß von Maloja sehr schön sichtbar, zum Teil auch Erweiterungen der Mühlen in Zonen weicheren Gesteins.



Nr. 13. *Kleinere Gletschermühle am Schloßhügel Maloja.*
Phot. Steiner.

