

Zeitschrift: Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft = Actes de la Société Helvétique des Sciences Naturelles = Atti della Società Elvetica di Scienze Naturali

Herausgeber: Schweizerische Naturforschende Gesellschaft

Band: 119 (1938)

Artikel: Altes und Neues vom Flimser Bergsturz

Autor: Staub, Rudolf

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-90419>

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: 08.07.2025

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

Altes und Neues vom Flimser Bergsturz

Vortrag gehalten auf Con am 28. August 1938¹

von

RUDOLF STAUB

Meine Damen und Herren !

Sie alle werden mit mir unserem hochverehrten Jahresvorstand dankbar dafür sein, dass er im Anschluss an die Versammlungen in Chur diesen herrlichen Abstecher in den Flimserwald in sein Programm aufgenommen hat. Und wenn auch heute, den düsteren Zeitläufen entsprechend, der sonst so strahlende Bündnerhimmel verhängt bleibt und schwere Wolken über dem Lande liegen, so haben Sie doch auf dem Weg zu dieser stillen Matte gespürt, wie denkwürdig und einmalig diese ganze Landschaft hier über den Tobeln des jungen Rheines ist. Duftender Bergwald, aus zähem, echt bündnerischem Holz, in einer Wildnis grotesker Felsblöcke, und aus dieser Waldespracht immer wieder aufleuchtend, bald da, bald dort, das blaue Auge eines kleinen Sees, das Ganze behütet vom einsam stehenden Kalkklotz des Flimsersteins, das sind die tiefen Eindrücke, die uns dieser schöne Ausflug hinterlässt.

In der Tat ist diese Landschaft einmalig und denkwürdig zugleich. Sie ist es auch in ihrer Geschichte. Wohl gibt es im weiten Umkreis der rhätischen Gebirge und Täler Landschaften von klassischerer Schönheit, Berge von edlerem Mass und Seen leuchtender an Pracht, Talschaften, wo die Welt des ewigen Eises wie ein wundersames Märchen in die braunen Stuben der Menschen hineinschaut und ein Himmel von tieferem Blau sich spannt; aber solche südliche Bergesschönheit findet sich auch anderswo, im Wallis, in Savoyen, in Piemont, wenn auch nirgends in jener vollendeten

¹ Nachträglich etwas erweitert.

Harmonie wie im Engadin, im einzigartigen Bergland Südbündens überhaupt. Die Landschaft von Flims aber gibt es in den ganzen Alpen nicht mehr, sie ist einzig in ihrer Art und einmalig in ihrer Geschichte.

Die Geschichte der Landschaften Graubündens ist eines der schönsten Kapitel der schweizerischen Geologie. Auch hier ist Bünden das Land der Gegensätze, zugleich aber auch das Land der diese Gegensätze überbrückenden Verbindungen. Die Mannigfaltigkeit der rhätischen Kulturen im Gegensatz zum bewusst einheitlichen Zug der bündnerischen Geschichte ist nur die logische Konsequenz dieser im vollsten Sinne erdgeschichtlich begründeten Konstellation. Aber so grossartig auch das geologische Bild des rhätischen Bodens erscheint, und so entscheidend auch die Rolle der bündnerischen Geologie für die moderne Erkenntnis vom Bau und Werden der ganzen Alpen geworden ist, so fügt sich doch eben dieser Bau Graubündens nur ganz harmonisch ein zwischen West- und Ostabschnitt der Alpenkette und zwischen Nord- und Südfuss der Alpen. Die geologischen Phänomene Graubündens finden sich, wenn auch nirgends so grossartig akzentuiert und auf so kleinem Raum gesammelt, mit geringen Ausnahmen auch in andern Alpenteilen; fazielle Gegensätze, grosse Überschiebungen, grandiosen Deckenbau, mannigfaltigste morphologische Geschichte zeigen auch Wallis und Tirol, die Westalpen und sogar weite Teile der helvetischen Alpenkette. Zwei Phänomene aber sind dem bündnerischen Raum in ganz besonderem Masse eigen: Bünden besitzt im Bergell das schönste und klarste Beispiel einer jungen, spätalpinen Eruptivmasse, und es beherbergt in der Landschaft um Flims den grössten Bergsturz der Alpen. Bergellermassiv und Flimser Bergsturz werden so zu ganz spezifisch bündnerischen Objekten der gesamten Alpengeologie.

In der Waldlandschaft von Flims liegt, vom Becken von Ilanz bis hinab nach Reichenau und hinein ins untere Safiental, vielleicht sogar bis über Rhäzüns hinaus, die grösste Bergsturmasse Europas vor Ihnen. Schon THEOBALD hat, in seinen « Naturbildern aus den rhätischen Alpen », die Hügel um Flims als « Bergschlipf-Haufwerke », vermischt mit Moränen, aufgefasst. Dieser vortreffliche Beobachter schrieb schon 1862 von den Hügeln der Waldhäuser zu Flims: « Der Boden besteht hier und noch viel weiter abwärts aus grossen Felstrümmern, wahr-

scheinlich Resten eines grossartigen Bergschliffs oder alter Gletschermoränen vom Segnes her.» Aber erst ALBERT HEIM hat, über 15 Jahre später, mit voller Bestimmtheit sogar erst 1883, die wahre Natur der Flimser Hügellandschaft erkannt und einen «Flimser Bergsturz» in aller Welt bekannt gemacht. Die in diesem Bergsturz niedergebrochene Masse schätzt er auf 12—15 km³ Gestein. Auf 15 km Länge sperrt dessen gewaltiger Trümmerhaufen, von Kästris bis Reichenau, das sonst so weitgehend ausgeglichene Tal des Vorderrheins, und bis zu 600 m Tiefe entblösst heute dessen junge Schlucht nichts anderes als Trümmerwerk. Die Nische, aus welcher ALBERT HEIM zwischen Flimserstein und Piz Grisch oberhalb Flims diesen Bergsturz herausfahren liess, weist allerdings nur eine Breite von gegen 3 km auf, die Abbruchhöhe der niedergestürzten Schichten aber beträgt, gemessen am Flimserstein, um die 800 m. In Form eines ungeheuren Felsschliffes ist der Flimsersturz, auf einer wohl von Sickerwasser intensiv geschmierten Schichtfläche oder auf einem ganzen System von solchen, aus der erwähnten Nische herausgebrochen, überfuhr, mit primärer Schussrichtung gegen Versam/Carrera, das vor ihm liegende, sicher schon weitgehend eingetiefte Talstück des Vorderrheins, und brandete auf dessen Südseite am Gegenhang, den Bündnerschiefergebirgen; dabei sich teilend in zwei seitlich abgetriebene Arme, von denen der eine bis Kästris, der andere bis Reichenau vorfuhr. Vorder- und Hinterrhein, aber auch die Rabiusa des Safientales, wurden durch diese Bergsturzmasse aufgestaut zu Seen, die erst allmählich wieder verlandeten, durch jüngere Zuschüttung besonders von den Seiten her; und erst nach der Verlandung dieser Stauseen grub sich der Vorderrhein sukzessive seine tiefe Schlucht durch die Sturzmasse, dieses gewaltige Tobel, über dem Sie stehen.

Diese ursprüngliche Konzeption ALBERT HEIMS, die in ihrer lapidaren Wucht auch heute noch im Grundprinzip die richtige ist — sie erscheint sinnfällig wie keine andere — hat sich im Laufe der letzten Zeiten recht beträchtliche Modifikationen und sogar auch entschiedenen Widerspruch gefallen lassen müssen.

Zunächst wurde bekannt, dass über der Bergsturz-Trümmermasse da und dort noch M o r ä n e n liegen, mit erratischen Blöcken typischer Bündneroberländer-Gesteine, vor allem von Punteglias-Graniten. Schon ALBERT HEIM hat einige solcher Moränen-

reste gekannt. Der Flimser Bergsturz musste somit in die Eiszeit, zumindest vor den letzten Vorstoss der eiszeitlichen Gletscher, fallen. Ob er aber in der grossen « Interglazialzeit » zwischen Riss- und Würmvergletscherung niederging oder erst am Ende der Würm-Eiszeit, d. h. vor einem letzten, nur mehr bescheidenen und mehr lokalen Vorstoss des Würm-Eises zur Zeit der spätglazialen « Rückzugsstadien », blieb vorderhand unentschieden. Sicher blieb während langer Zeit nur der Bergsturzcharakter der ganzen Landschaft und deren prähistorisches, eiszeitliches Alter, belegt durch die der eigentlichen Sturzmasse aufgelagerten Grundmoränenreste und die erratischen Blöcke. Gerade hier in dieser grünen Matte von Con liegt solche Grundmoräne vor. Als Ursache der gesamten Felsbewegung betrachtete HEIM, und mit ihm die Mehrzahl der Geologen, die Schaffung übermaximaler Böschungen durch den tiefen erosiven Einschnitt des Vorderrheins, und die ein Abrutschen von Felsmassen gegen das Rheintal hin begünstigende südfallende Schichtlage in der Kette des Flimsersteins. Für die Glazialgeologen kam hinzu noch die seitliche Unterschneidung des Gehänges durch die eiszeitlichen Gletscher.

Bis vor 20 Jahren blieb diese wenig modifizierte HEIMSche Auffassung der Flimser Landschaft als einer riesigen spätglazialen Sturzmasse unbestritten, und der Flimser Bergsturz ging als grossartigstes Beispiel einer Felsbewegung in alle Lehrbücher ein. 1918 wurde die erste Bresche in diese einheitliche Auffassung geschlagen. GSELL hat, im Sinne seines Lehrers Schardt, den Versuch unternommen, die Trümmersmasse des Flimser Sturzes noch weiter zu gliedern; und er kam dabei zur Auffassung, dass im Grunde nur die tiefliegenden Partien der Rheinschlucht und der Tobel von Versam und Laax, mit ihren typischen Sturzbreccien, als Bergsturz im Sinne HEIMS zu betrachten seien, die Waldlandschaft um Flims und Versam aber in erster Linie aus Moränen rein lokaler Gletscher bestünde. Im besondern wäre ein späteiszeitlicher Segnes-Gletscher über Flims bis hierher in die unmittelbare Nähe von Con vorgerückt und lägen die Flimserseen zwischen deutlichen Moränenkämmen desselben. Wer aber aufmerksam die Trümmerwildnis zwischen Flims und Con betrachtet hat oder dieselbe gar eingehender studiert, wird zugeben, dass für Moränen hier wohl etwas zu grosse und vor allem auch zu eckige Blöcke vorliegen und dass die Deutung dieser Wälle als Stauschwellen in

der Bergsturzmasse, wie ALBERT HEIM und nach ihm auch OBERHOLZER sie aufgefasst haben, bei weitem natürlicher ist. Dies um so mehr als bis jetzt, trotz sorgfältiger Untersuchung durch OBERHOLZER ganz besonders, in diesen Trümmernmassen noch nie ein Rest von Nummulitengesteinen des helvetischen Eozäns gefunden worden ist, wie solche vor allem im Einzugsgebiet eines Segnesgletschers weit verbreitet sind. Deren Fehlen in den Schuttmassen von Flims lässt sich aber ohne Schwierigkeit erklären, wenn es sich um Trümmer eines Bergsturzes handelt, der ausserhalb des Eozänbereiches der Segnesregion, etwa aus der Wand des Flimsersteins und der Gegend direkt nördlich der Alp Cassons, niedergebroschen ist. Und wenn in diesem Flimser Trümmerwerk neben dem Hauptbaumaterial des Flimsersteins, dem helvetischen Hochgebirgskalk des Malm, auch noch Kreide und Verrukano in grossen Massen vorkommen, wie GSELL vor allem sehr sorgfältig festgestellt hat, so kann daran erinnert werden, dass diese beiden Formationen, Kreide und Verrukano, auch auf dem Flimserstein in grosser Verbreitung, auf dem Malm vorhanden sind und dort, genau wie unten in der Trümmernmasse von Flims, im allgemeinen den Malm bedecken. GSELL ist zu dieser Moränenendeutung der Flimserhügel vielfach auch deswegen gelangt, weil in diesen Sturzmassen da und dort feines lehmiges Material zwischen den grösseren Blöcken vorkommt; aber auch aus diesem Grunde braucht nicht auf ein spätes Vorstossen des Segnesgletschers bis hierher nach Con geschlossen zu werden, denn diese moränenverdächtigen Partien der Sturzmasse können wohl ebensogut verstanden werden als mit der grossen Sturzmasse zusammen niedergegangene Reste einer alten Moränenbedeckung des Abrissgebietes. Es muss daher aus allen diesen Gründen die GSELLsche Deutung der Flimser Waldlandschaft als Moränengewirr, abgelagert von Lokalgletschern, vor allem aus dem Segnesgebiet, abgelehnt werden. Die Flimser Waldlandschaft besteht, von der Rheinschlucht und dem Laaxertobel bis hinauf zu den Waldhäusern und an den Flem, in allererster Linie aus Bergsturzmateriale eines grossen Flimsersturzes im Sinne THEOBALDS und ALBERT HEIMS.

Wenn nun aber anderseits ein Eisarm des Bündneroberländer-Gletschers nochmals die tieferen Teile der Flimser Sturzmasse be-

deckt und auf denselben Grundmoräne und Punteglias-Blöcke abgesetzt hat, so wird es doch wiederum sehr wahrscheinlich, dass zur selben Zeit jenes letzten Gletschervorstosses auch Eis aus der Vorab-Segnes-Ringelspitz-Kette nochmals weit über deren Südabdachung hinab vorgedrungen ist und die Gegend von Flims wohl noch erreicht hat. Diese Lokalgläser haben aber nicht bis in die Trümmerwildnis der Flimser Waldlandschaft vorgestossen, denn deren Blockwerk ist nicht fortgeräumt oder mit jüngerer Grundmoräne solcher Segnesgletscher auch nur verschmiert — es liegt in der ganzen wilden Bergsturzunordnung noch da — sondern diese Lokalgläser aus der Segneskette wurden durch die grossen Trümmernmassen von Flims direkt abgelenkt und schmiegt sich deren Umrissen weitgehend an. Deutlich sind die alten Gletscherbetten mit ihren gerundeten Schliffbahnen zwischen Flims und den Alpen Platta und Cassons zu sehen, und abermals zwischen Trinsermühle und Alp Bargis. Die Prada südlich von Mulins ist ein jung zugeschüttetes Zungenbecken eines Bargisgletschers, der nach dem Niedergang der Flimser Sturzmasse in jene eindrang und erst am Südrand der Mulinser Prada mit einem deutlichen Moränenkranz endigte. Nicht umsonst ist der sonst überall so scharf abgegrenzte Nordrand des Flimser Trümmerstromes zwischen Crestasee und Porclas unterbrochen und der Flem durch die Prada nach Süden direkt in die Rheinschlucht abgelenkt: der Vorstoss jenes Bargisgletschers hat hier die Nordflanke des Flimser Trümmerstromes durchfahren und ausgeräumt, und gleichzeitig den früher längs diesem Staurand in der Richtung auf Trins gegen Osten sich windenden Flem gegen Süden direkt zum Rhein abgedrängt. Das Zungenbecken der Prada ist ein prachtvoller Zeuge dieses Geschehens. In durchaus analoger Art aber dürfen wir im grünen Plan, wo heute das Dorf Flims liegt, den Rest eines jung zugeschütteten Zungenbeckens eines spätglazialen Segnesgletschers sehen, dessen Südende durch die Flimser Sturzmassen, von Flims abwärts, gegen Osten abgelenkt worden ist. Den Zungenbecken von Flims und Prada aber folgen, wie anderwärts in solchen Fällen, die durch die kräftigen Gletscherbäche von diesen Zungenenden aus tief eingesägten schluchtigen Abflussrinnen, unterhalb dem Flimser Plan gegen die Prada und unter der Prada zum Rhein. Und wenn wir in diesem Zusammenhang an den gewaltigen Einschnitt des Laaxertobels den-

ken, so könnten wir uns vorstellen, dass auch dort eine Abflussrinne von in erster Linie spätglazialer Entstehung und Anlage zumindest vorliegt, die von einem der Mulinser Prada direkt entsprechenden Zungenbecken oberhalb Laax eingetieft worden wäre. Die von Norden aus der Vorab- und Segnesgruppe herausstossenden Eismassen hätten sich dann an der Flimser Sturzmasse direkt geteilt und aufgespalten, in den gegen Osten abgedrängten Flimserarm und die den Trümmerhaufen des Flimserwaldes im Westen umfliessende Eiszunge von Laax, deren unterstes Ende noch heute so deutlich durch ein prachtvolles Zungenbecken zwischen Laax und Giaratsch markiert erscheint.

Es hat also auf jeden Fall der Flimser Bergsturz ausser der Eindeckung seiner tieferen Teile durch Oberländer Eis auch noch Eingriffe von lokalen Eisströmen aus der Segnes-Ringelspitz-Gruppe erlitten, aber diese Eingriffe beschränkten sich in erster Linie auf das heute gut besiedel- und bebaubare Gebiet der jungen Zungenbecken von Flims und der Prada von Mulins. Bis hierher, im Westen etwa bis um Laax, erkennen wir Überreste der nochmals, nach dem Niedergang des grossen Sturzes, vorgestossenen nördlichen Lokalgletscher; die grosse Hauptmasse des Flimserwaldes aber besteht aus Bergsturzmaterial. Die These GSELLS, dass von der Flimser Hügellandschaft nur die tiefsten Teile einer grossen Sturzmasse im Sinne HEIMS angehören, der grosse Flimser Wald aber aus Moränen der Seitengletscher aus dem Segnestal bestehe, muss somit auch heute wieder abgelehnt werden.

Auf das Alter des Flimser Bergsturzes jedoch werfen diese durch die Auffassung GSELLS erst zur Diskussion gegebenen Zusammenhänge zwischen Bergsturzmasse, Rheinmoräne und Lokalmoränen heute ein recht klares Licht. Es ist ausgeschlossen, dass ein Gletscher der Würm-Hocheiszeit den Flimser Bergsturz überdeckt hat, wie beispielsweise ALBERT HEIM dies noch in seinem letzten Werke über « Bergsturz und Menschenleben » zur Diskussion gestellt hat. Ein solcher Würmgletscher hätte ja bis über den Bodensee, weit ins Schwäbische hinaus gereicht, wie die betreffenden Moränen zwischen Bodensee, Ravensburg, dem Donautal und Schaffhausen dies kundtun; bis ein Rheingletscher aber bis dorthin vorgestossen wäre, hätte sicher das Oberländer Eis

reichlich Zeit gehabt, den unruhigen Blockhaufen des Flimsersturzes zu modellieren, d. h. zu glätten und zu frisieren. Nichts von solcher Coiffeurarbeit aber ist an den Hügeln von Flims zu sehen; keine Pomade ist in Form von Grundmoräne auf dieselben gestrichen worden, sondern das Blockgewirr des Flimsersturzes, das Sie so klar am Wege hierher gesehen haben, ist frisch gebrochen wie am ersten Tage nach dem Sturz. Etwas Bodenbildung und der herrliche Wald, das sind die einzigen Veränderungen in dieser Gegend seit dem Sturz.

Es kann sich somit nur um einen späteren, weit bescheideneren und zeitlich begrenzten letzten Vorstoss des Oberländer Eises handeln, der die Punteglias-Blöcke auf das Gebiet der Bergsturzbreccie gebracht hat. Das durch dieses Punteglias-Erratikum als nochmals, nach dem Sturz, von Oberländer Eis überflossen bestimmte Gebiet des Flimser Bergsturzes beschränkt sich dabei ganz klar auf die breite Furche zwischen den Hügeln des Flimser Waldes und den am Gegenhang des Signina-Gebirges aufgeworfenen äussersten Brandungswellen des Sturzes. In diese hinter der Brandungszone naturgegebene, scheinbar ziemlich breite Rinne drang das Oberländer Eis nochmals ein, um schliesslich bis in die Gegend um Reichenau vorzustossen. Der Bergsturzhügel von Ils Aults im Osten des Hinterrheins ist noch mit Moränen bedeckt, die auch Oberländer Gesteine führen; das Oberländer Eis hat also effektiv die Gegend um Reichenau nochmals erreicht. Vielleicht sind von diesem Gletscherstand aus, durch die sicher in jener Zeit, besonders beim beginnenden neuerlichen Rückzug des Eises sehr kräftigen Schmelzwässer, auch die berühmten T o m a s der Gegend um Ems aus einem Calanda-Bergsturzhaufen geformt worden. Erst beim Rückzug des Eises nach diesem letzten Vorstoss schnitt der Hauptteil der Rheinschlucht zwischen dem Becken von Reichenau und jenem von Ilanz sich ein, wohl ganz direkt vor der Front der nunmehr rapid zurückschmelzenden Eismassen. Die höheren Teile der Flimser Sturzmasse aber ragten während dieses ganzen neuerlichen Gletschervorstosses aus dem Oberländer Eis heraus, und nur die nördlichsten Ränder derselben und deren Westflanke wurden ihrerseits von lokalen Gletschern aus Segnes und Bargis noch etwas modelliert.

Ist somit das Alter des Flimser Bergsturzes durch diese Tatsachen als p o s t w ü r m i s c h sichergestellt, durch Fehlen einer

Moränendecke über grossen Teilen des Flimserwaldes, durch die beschränkte Verbreitung der Oberländer-Erratika und weiter durch das Fehlen jeder würmeiszeitlichen Modellierung der Oberfläche, so bleibt die Frage zunächst noch offen: In welches Stadium der allgemeinen Gletscherrückzüge fällt dies ganze Geschehen?

In der klassischen Eiszeitchronologie von PENCK und BRÜCKNER, welche Forscher übrigens, wie auch WALTER STAUB, den Flimser Bergsturz seit langem gleichfalls in die Zeit der allgemeinen Gletscherrückzüge verlegen, wurden zwischen der Würm-Hocheiszeit und den heutigen Gletscherständen drei grosse Hauptstadien des Gletscherschwundes unterschieden, das B ü h l -, das G s c h n i t z - und das D a u n s t a d i u m. Eine Reihe von Studien, in den Alpen und im Alpenvorland, in der Schweiz und in den Ostalpen, ergaben aber bald die Notwendigkeit einer beträchtlichen Revision dieses einfachen Bildes. Wohl hatten schon PENCK und BRÜCKNER, sowohl beim Bühl- wie beim Gschnitzstadium und in einzelnen Fällen sogar beim Daunstadium, jeweilen wieder ganz beträchtliche Gletschervorstösse angenommen, also bedeutende Schwankungen; aber erst die genauere Parallelisierung der verschiedenen Jungmoränengürtel im Alpenvorland, die auf AMPFERER zurückgehende Entdeckung einer eigenen S c h l u s s e i s z e i t, einer sehr klaren Schlussvereisung, und auch die Kombination dieser geologischen Tatsachen mit den erst vor wenigen Jahren zum Abschluss gelangten Berechnungen der säkularen Änderungen in der Erdbestrahlung durch MILANKOVITCH, besonders fussend auf den neueren Arbeiten BECKS, vermögen heute einen genaueren Einblick in die V o r g ä n g e d e r a u s k l i n g e n d e n E i s z e i t zu vermitteln.

Sicher stehen zwei benachbarte Endmoränenkränze der Würm-Hocheiszeit, im Linthgebiet jene von Killwangen und Schlieren, und ein etwas jüngeres Stadium, verbunden mit einem neuerlichen Vorstoss, das sogenannte Zürcherstadium; diese drei Gletscherstände relativ nahe und eng beieinanderliegend und durch einen relativ langen Zeitraum vom folgenden Bühlstadium, im Linthgebiet belegt durch die Moränen von Hurden-Rapperswil, getrennt. Diesem Bühlstadium des Linthgletschers entsprechen im Rheingebiet Moränenreste bei Dornbirn und Altstätten. Das Flimserstadium des Rheingletschers, d. h. die

neuerliche Überdeckung des Flimser Bergsturzes durch das Bündneroberländer Eis, das an sich ja allerdings noch viel weiter talabwärts reichte — wohl bis gegen Chur, wie einzelne Moränenreste auf den Tomas von Ems noch belegen, aber sicher nicht weiter — ist somit ganz bedeutend jünger als das Bühlstadium. Es dürfte daher, zunächst rein theoretisch betrachtet, an und für sich am ehesten etwa dem « Gschnitzstadium » PENCKS entsprechen, vor welches ja auch von diesem Forscher der Flimsersturz datiert worden ist. Es ist aber heute sehr zweifelhaft, ob diese Parallelisierung des Flimser-, resp. Churerstadiums mit dem Gschnitzstadium der Ostalpen wirklich zutrifft; denn es macht immerhin etwelche Beschwerden, sich den Rheingletscher bis sicher über Reichenau, d. h. vom Talhintergrund an der Oberalp rund 60 km zum mindesten, vorstossend vorzustellen in einer Zeit, wo im Brennergebiet, im Gschnitztal, die dortigen Lokalgletscher nur knapp 15 km bis zum klassischen Gschnitzstadium von Trins hinausreichten. Man mag das grössere Einzugsgebiet des Rheingletschers und den erhöhten Niederschlagsreichtum des Rheingebietes, des nördlichen wie des südlichen, gegenüber dem Gschnitzgebiet in Rechnung stellen, es bleibt doch immer ein gewaltiger Unterschied zwischen dem Gschnitzstadium der Ostalpen und dem Flimser- resp. Churerstadium des Rheingletschers bestehen. Wir wollen daher lieber ein eigenes Flimser- oder Churerstadium der Gletscherstände in der ausgehenden Würm-Eiszeit der Schweizeralpen ausscheiden und dasselbe vom klassischen Gschnitzstadium unabhängig gewertet wissen.

Sicher steht weiter, dass dieses Stadium von Flims, aber wohl auch jenes von Gschnitz, nicht der eigentlichen Schlussvereisung im Sinne OTTO AMPFERERS zugehört, sondern dass diese Schlussvereisung ganz bedeutend jüngeren Datums ist. Kein Talgletscher hat in dieser letzten Vereisungsperiode mehr die grossen Haupttäler der Alpen erreicht oder gar bedeckt, geschweige denn dass ein solcher gerade im Vorderrheintal seine 60 km vorgerückt wäre. Die Schlussvereisung AMPFERERS zeigt zwar ein deutliches Wiederaufleben eiszeitlicher Klimaverhältnisse nach erfolgter fast völliger Ausaperung der Gesamtalpen bis zu den heutigen Gletscherständen etwa; sie führte aber nur mehr, wie

gerade AMPFERER ja so vielfach gezeigt hat und wie ich in grosser Klarheit neuerdings im Oberengadin feststellen konnte, zu einer Vergletscherung der obersten Nebentäler. Die Gletscher der eigentlichen Schlussvereisung erreichten beispielsweise gerade noch das oberste Engadin, das Puschlav und das Bergell, aber keine dieser Talkammern wurde als solche noch von schlusseiszeitlichen Gletschern überflutet. Diese Schlussvereisung ist daher sicher auch jünger als das klassische Gschnitzstadium der Ostalpen, wo ja die Gletscher der sicher bescheideneren Hochregion der östlichen Stubaier Alpen und der Tribulaungruppe bei Trins immerhin bis auf 1200 m herunterstiegen und das relativ tiefgelegene Gschnitztal noch auf rund 15 km Länge mit Eis erfüllten. Und wenn wir nun die Vereisungsmöglichkeiten und die Moränenbilder der Umgebung von Flims etwa mit jenen des Oberengadins vergleichen, so kommen wir zum Schluss, dass wohl am ehesten die Moränenstände der Segneshütte oder um Bargis den Lokalgletscherständen der Schlusseiszeit entsprechen, d. h. die Schlussvereisung blieb auch hier auf die hochgelegenen Kammern der Seitentäler beschränkt. Das Flimserstadium des Rheingletschers aber liegt ganz bedeutend weiter zurück, und damit natürlich auch das grosse Bergsturzeignis selber, das somit nicht nur vor die Schlussvereisung, wie AMPFERER sich dies vorstellt, fällt, sondern vor das Flimserstadium, und damit bestimmt auch lange vor das eigentliche Gschnitzstadium der klassischen Chronologie.

Bedeutet das Flimserstadium nun eine nur lokale Schwankung der Gletscherenden, in welcher der Rheingletscher bloss etwa aus der Gegend um Ilanz nochmals bis über Reichenau hinaus vordrang, oder aber einen neuen kräftigeren Vorstoss der im Schwinden begriffenen Würmgletscher nach deren Zurückweichen bis in weit höhere Regionen des Oberlandes hinauf? Die Schuttbildungen des Beckens von Ilanz und des Oberlandes könnten uns darüber am ehesten Aufschluss geben, aber gerade da fehlen heute noch entscheidende Untersuchungen.

Die wenigen sicheren Aufschlüsse in jenem Gebiete zeigen aber doch, dass auf jeden Fall im Becken von Ilanz, das bisher so unbedenklich als direktes Erbe eines durch den Berg-

sturz von Flims bedingten Stausees betrachtet wurde, der Bergsturzschutt nicht zuerst von Seeablagerungen, Kiesen, Schottern, Sanden und lakustren Tonen überdeckt wird, sondern von klarer Grundmoräne des Rheingletschers. Schon dieses eine Faktum allein würde genügen, die Auffassung zu vertreten, dass zwischen Flimser Sturz und Neuvorstoss des Rheingletschers zum Flimser resp. Churerstadium keine längere Akkumulationsperiode sich einschaltete, sondern dass der Vorstoss des Flimserstadiums relativ rasch über den niedergegangenen Sturz sich vollzog. Mit andern Worten, dass das Flimserstadium bestimmt noch in die generelle Rückbildungsperiode der Würmvergletscherung fällt und nicht einen Vorstoss nach weitgehender Ausaperung darstellt, d. h. dass das Flimserstadium damit auch ganz bestimmt nicht zur Periode der alpinen Schlussvereisung gehört. Das aber würde wiederum besagen, dass der Flimser Sturz am ehesten zu einer Zeit niedergangen sein muss, als der Rheingletscher sich nur relativ wenig hinter das Becken von Ilanz, vielleicht nur bis Ruis, bestenfalls aber bis gegen Truns zurückgezogen hatte, dass er also niederbrach, fast unmittelbar nachdem das Talstück Reichenau-Ilanz gegen das Ende der Würmeiszeit zum erstenmal vom Eis geräumt worden war. In der Tat könnte man sich vorstellen, dass der Bergsturz zur Auslösung kam, kurze Zeit nachdem der Eisdruck auf die tektonisch zu Felschlipfen schon weitgehend prädestinierte nördliche Talflanke, infolge Abzugs des Gletschers, für die Stützung der bereits in hohem Grade niedergangsbereiten Felsmassen in Wegfall gekommen war. Auf jeden Fall aber ist der eigentliche Ilanzer See, dessen Ablagerungen wir kennen, ein wesentlich jüngeres Phänomen. Dieser See wurde nicht einfach durch den Bergsturz als solchen gestaut, sondern derselbe ist jünger als der Neuvorstoss des Rheingletschers im Flimserstadium. Es handelt sich in der Talweitung von Ilanz viel eher um die Füllung eines jungen Zungenbeckens, das ein erneutes Stationieren des Rheingletschers nach dem Vorstoss des Flimserstadiums illustriert, und von dem aus auch die eigentliche Durchtalung der Sturzmasse, d. h. das Einsägen der Rheinschlucht, durch den ungestümen Schmelzbach der Ilanzer Gletscherzunge, aus ganz direkter Nähe betrieben wurde. Erst nach diesem Ilanzerstadium zog sich

dann das Oberländer Eis abermals im Sinne des allgemeinen Gletscherschwundes um eine grosse Strecke zurück, wohl am ehesten bis in die Gegend um S o m v i x , wo Reste eines weiteren Rheingletscherstandes wieder klar erhalten sind. Das könnte am ehesten das Aequivalent des G s c h n i t z s t a d i u m s der Ostalpen sein, vielleicht zusammen mit den relativ wenig oberhalb folgenden Moränenresten der Umgebung von Disentis. Vielleicht aber gehört auch die auffallende Talweitung des T r u n s e r - b e c k e n s noch zu diesem selben Gschnitzstadium, als Zungenbecken dieses Gletscherstandes, und ist der relativ weit engere Talabschnitt von Tavanasa am unteren Ende der Trunserweiterung als Abflussrinne jener Zeit zu deuten.

Es scheint mir auf solche Art der natürliche Ablauf der die Talgeschichte des Vorderrheintals zur Zeit des Flimser Bergsturzes bedingenden Ereignisse wie folgt gegeben :

1. Rückzug des würmeiszeitlichen Rheingletschers vom Bühlstadium im st. gallischen Rheintal bis mindestens oberhalb Ilanz, aber höchstens bis gegen das Trunserbecken.
2. Niedergang des Flimser Bergsturzes, unmittelbar dem Nachlassen des vom diluvialen Eis ausgeübten Seitendruckes auf die Talflanken folgend.
3. Erneuter Vorstoss des Rheingletschers über die tieferen Teile der Sturzmasse, verbunden mit Ablagerung von Moränen auf derselben und im Gebiete des Ilanzerbeckens. Äusserster Vorstoss bis gegen Chur : Flimser-Churerstadium des Rheingletschers.
4. Rückzug dieses Flimserstadiums bis etwa Reichenau, verbunden mit der Bildung der Tomas von Ems usw.
5. Weiterer Rückzug des Eises bis ins Zungenbecken von Ilanz, d. h. zum Ilanzerstadium, verbunden mit kräftiger Erosion in der Rheinschlucht zwischen Reichenau und Sagens.
6. Freigabe des Beckens von Ilanz durch weiteren Rückzug des Eises, Stauung des Rheins im Zungenbecken der Gruob, zum See von Ilanz, dann sukzessive Zuschüttung desselben durch die Gletscherbäche der langsam zum Gschnitzstadium zurückweichenden Gletscher der Surselva und des Lungnez.
7. Erneute Erosion in der Rheinschlucht und im Becken von Ilanz, unter Umständen genährt durch einen Vorstoss im

Gschnitzstadium oder vielleicht sogar erst durch die Schmelzwässer der Schlussvereisung.

Rein lokal betrachtet, könnte der relativ kurze Vorstoss des Flimserstadiums, d. h. das relativ bescheidene nochmalige Wachstum des Rheingletschers von oberhalb Ilanz bis über Reichenau hinaus, sehr wohl auf die durch die Talsohlenerhöhung des Flimsersturzes an sich naturnotwendig bedingte Klimaverschlechterung des in Frage stehenden Talabschnittes zurückgeführt werden; denn der Talboden des Vorderrheintales wurde schliesslich durch den Flimsersturz bis zu 600 m erhöht, was sicher auf die Vereisungsbedingungen, resp. das Abschmelzen des Vorderrheingletschers nicht ohne Einfluss bleiben konnte. Wir werden aber Umschau halten müssen, ob hier effektiv nur ein lokales, an den Flimser Bergsturz effektiv gebundenes Phänomen vorliegt oder ob dem Flimser- resp. Churerstadium entsprechende Gletscherstände auch in andern Talschaften erkannt werden können.

Auf jeden Fall aber kann heute nach diesen vergleichenden Studien als sicher festgehalten werden, dass der Bergsturz von Flims ganz bedeutend jünger ist als das Bühlstadium, aber auch ganz bedeutend älter als das klassische Gschnitzstadium der Ostalpen, und sicher sehr viel älter als die eigentliche Schlussvereisung.

Es ist nun von hohem Interesse, dass, erst in den letzten zehn Jahren, im grossen Vereisungsgebiet der Ostalpen zwischen Bühlund Gschnitzstadium immer deutlichere Anzeichen eines dem Flimserstadium weitgehend äquivalenten Gletscherstandes gefunden worden sind, der vorderhand im besondern von KLEBELSBERG gefunden und von ihm nach seinen ersten Entdeckungen in den Schlerndolomiten Südtirols als Schlernstadium benannt worden ist. Die Front des Oetztalgletschers lag zu dieser Zeit beispielsweise noch rund 50 km von den Talhintergründen entfernt, im Inntal vorn, und ein eigener Brennergletscher reichte südlich Innsbruck bis auf 1100 m hinab. Vom Gschnitzstadium und den Bühlgletscherständen sind diese Gletscherenden deutlich unterschieden, sie werden aus diesem Grunde von KLEBELSBERG auch als erneute kräftige Vorstösse im Zeitraum zwischen Bühlund Gschnitz gedeutet. Es liegen damit auf jeden Fall unserem Flimser/Churerstadium recht ähnliche Verhältnisse vor.

Dann machen es ferner die Studien von BECK im Aaretal sehr wahrscheinlich, dass auch im Gebiet des einstigen Aaregletschers, in den Moränen von Interlaken, Zeugen eines Rückzugsstadiums der alpinen Vereisung vorliegen, die recht gut mit unserem Flimserstadium zusammenpassen. Dem Gschnitzstadium des Aaregletschers kann dieser Interlakener Gletscherstand so wenig entsprechen wie jener des Flimserstadiums, und natürlich noch viel weniger der Schlussvereisung AMPFERERS. AMPFERER hat zwar gerade das Schlernstadium als erste Phase seiner Schlussvereisung aufgefasst, aber es kann, nunmehr vom Flimserstadium aus betrachtet, heute als ausgeschlossen gelten, dass zwischen Flimser Bergsturz und Flimser Gletschervorstoss, der ungefähr dem Schlernstadium entspricht, das Gebirge zur fast völligen Ausaperung gelangt und sozusagen eisfrei geworden wäre. Wie dies ja vor der AMPFERERSchen Schlussvereisung, die durch eine solche Ausaperung deutlich von der Würmeiszeit geschieden sein sollte, der Fall sein müsste. Diese Ausaperung hat sicher stattgefunden, aber erst sehr viel später, unmittelbar vor der Oberengadiner Schlussvereisung, so dass auf solche Art weder Schlern- noch Gschnitzstadium zur effektiven Schlussvereisung gezählt werden dürfen.

Und wenn wir nun weiter etwa die von BECK nach den Tabellen von MILANCOVITCH errechneten Kurven der Bestrahlungsänderungen der Erde unvoreingenommen betrachten und feststellen, dass nach den grossen Schneegrenzendepressionen der Würm-Eiszeit, etwa im Zeitraum zwischen —65,000 bis über —30,000 MILANCOVITCH-Jahren, die damaligen Schneegrenzendepressionen sich in bescheidenem Rahmen hielten und erst nochmals um das Jahr —22,000 und wiederum um das Jahr —10,000 grössere Beträge erreichten, so könnten wir uns vorstellen, dass in den erstgenannten Zeitraum etwa die grosse Abschmelzperiode der eigentlichen Würmgletscher fällt, verbunden mit deren Rückzug bis weit hinter das Gschnitzstadium, dass in diesen Zeitraum hineingehören als gewisse Marken das Bühl-, das erste und das zweite Ilanzerstadium und das Stadium von Flims-Chur, d. h. das Schlernstadium, und dass erst lange nachher, gegen das MILANCOVITCH-Jahr —20,000 etwa, die Gschnitzvereisung, und abermals weit später, gegen das Jahr —10,000, die eigentliche Schlusseiszeit vom Typus der Oberengadiner Schlussvereisung folgte. Aber vorder-

hand stehen alle diese Dinge noch etwas in der Luft und bedürfen noch dringend weiterer Abklärung.

Als sicheres Ergebnis aber kann vorderhand gelten, dass der grosse Bergsturz von Flims in die ausgehende Eiszeit fällt, dass er älter ist als das sogenannte Schlernstadium oder das Stadium von Flims, aber bedeutend jünger als Bühl, bestimmt aber viel älter als Gschnitz und die Schlusseiszeit.

* * *

Eine ganz andere Deutung der Dinge um Flims hat erst vor kurzem OTTO AMPFERER gegeben. Dieser grosse ostalpine Forscher, der eine seltene alpine Erfahrung als Frucht einer herrlichen Lebensarbeit sein eigen nennen darf, fasst die bisher als Bergsturzbreccien gedeutete Hauptmasse des Flimserwaldes als eine gewaltige Mylonitmasse auf, als eigentlich anstehendes Zermalmungsprodukt des helvetischen Malmkalkes in erster Linie, der bei der Überschiebung des Bündnerschiefergebirges, die ja erst lange nach der HEIMSchen Konzeption erkannt worden war, völlig zu einer Breccie zerdrückt worden sei. Die Bündnerschiefer hätten nach OTTO AMPFERER ein altes Rheintal, somit ein altes morphologisches Relief, in Form einer « Reliefüberschiebung » überfahren und den in diesem Relief blossliegenden Malmkalk aufgepflügt und innerlich völlig zertrümmert. Die Moränen auf den Breccien fasst AMPFERER in ihrer Gesamtheit als solche seiner Schlussvereisung auf.

In der Tat erscheinen gewisse Partien der Flimser Trümmersmasse derart kompakt, dass sie an und für sich leicht als Anstehendes gedeutet werden könnten. So vor allem an der Strasse zwischen Versamertobel und Bonaduz, wo grosse zusammenhängende Felspartien sich im Grunde effektiv nur schwer als aufgebrandete Bergsturzmasse verstehen lassen. Im übrigen hat schon ALBERT HEIM ähnliche Fragen aufgeworfen und dieselben in seinem Mechanismus der Gebirgsbildung diskutiert. Aber anderseits ergibt sich doch klar und deutlich, dass einmal die fraglichen Malmkalkkomplexe über dem zur nördlichsten penninischen Zone über dem Gotthard gehörenden Bündnerschiefer der Versamerbrücke liegen, statt von demselben im Sinne AMPFERERS und der ganzen

modernen Deckentheorie überschoben zu werden, und dann erscheint auch in der Basis dieser zusammenhängenden Kalkkomplexe östlich der Versamerbrücke, in den Abhängen gegen die Rheinschlucht hin, zweifellose, feinsplittrige, echte Bergsturzbreccie, als deren Unterlage. Diese zusammenhängenden Partien von zertrümmertem Malmkalk schwimmen regelrecht, wie schon HEIM dies berichtet, in der eigentlichen Bergsturzbreccie, sie sind als Ganzes, in den Trümmerstrom eingehüllt, relativ gut davongekommen. Und wenn AMPFERER aus dem Auftreten von Dogger östlich von Versam und dessen « Fehlen » im Abrissgebiet oberhalb Flims, in der Nische westlich des Flimsersteins, die sicher nur einen Teil des gewaltigen Schichtausbruches darstellt, auf ein effektives Anstehen dieses Doggers schliesst, so muss daran erinnert werden, dass, im Gegensatz zu dieser Anschauung, Dogger im Abrissgebiet des Flimsersturzes sicher vorhanden war, nämlich in der westlichen Fortsetzung der Doggerkerne von Trins, dass somit die AMPFERERSche Argumentation nicht stichhaltig ist. Was aber schliesslich entscheidend gegen die Auffassung AMPFERERS spricht, ist die Tatsache, dass erstens wir solche « Mylonitbildungen » von der Art der Flimserbreccie wohl längs der ganzen Bündnerschieferüberschiebung finden sollten, nicht nur zwischen Reichenau und dem Becken von Ilanz, dass aber effektiv diese « Mylonitbildungen » auf einen relativ nur ganz kleinen Abschnitt der Bündnerschieferfront beschränkt sind, obwohl wir heute dieselbe bis hinüber ins Wallis und weiter kennen; und zweitens, dass der Trümmerhaufen des Flimserwaldes einen gewaltigen Fremdkörper im Talweg des Vorderrheins darstellt, der in seiner Entstehung sicher jünger ist als die normale Durchtalung. Als einen in ein altes, bis unter das heutige Niveau eingetieftes Vorderrheintal niedergebrochenen Bergsturz im Sinne THEOBALDS und HEIMS vermögen wir den dunklen Riegel des Flimserwaldes zwischen den weitgehend ausgeglichenen Talabschnitten des Oberlandes und des Churer-Rheintals zu verstehen, aber niemals hätte eine durch die allgemeine Bündnerschieferüberschiebung hier geschaffene Mylonitzone gerade in diesem Talabschnitt der Erosion des Rheins und der eiszeitlichen Gletscher einen vermehrten Widerstand entgegengesetzt; sondern die Talbildung wäre gerade hier als in einer schon tektonisch zertrümmerten Gesteinszone

ganz bedeutend leichter vor sich gegangen und der Talweg müsste auf solche Art gerade hier weit ausgeglichener sein. Weil er dies aber eben nicht ist und ganz im Gegenteil der ganze Flimserwald im Talweg des Vorderrheins einen ganz jungen, von der Erosion noch kaum überwältigten Fremdkörper darstellt, ist die ganze Deutung AMPFERERS nicht akzeptabel, sondern einzig und allein die alte Auffassung THEOBALDS und ALBERT HEIMS, dass hier eine grossartige Bergsturm-
masse vorliegt. ALBERT HEIM selber hat noch, im Verein mit Dr. OBERHOLZER, der seither das ganze Gebiet für seine Monographie der Glarneralpen aufgenommen hat, auf diese Widersprüche in der AMPFERERSchen These hingewiesen und dieselbe abgelehnt.

Und doch liegt wohl in dieser AMPFERERSchen Idee einer riesigen Mylonitbildung im Vorderrheintal ein wertvoller Fingerzeig für das wirkliche Verständnis des grossen Flimsersturzes. Dessen näheren Ursachen wurde bisher nur recht wenig nachgespürt und vieles blieb völlig rätselhaft. Das hat wohl seinen Grund darin, dass noch nie der Flimser Bergsturz in nähere Beziehung zu den modernen Erkenntnissen der Alpengeologie gesetzt worden ist, sondern das Verstehen desselben stets auf der alten Basis der 80er Jahre versucht wurde. Und doch hängt dieser gewaltige Sturz auf das allerengste zusammen mit der ganzen geologischen Geschichte dieses Alpenabschnittes, mit Baumaterial, innerer Struktur, tektonischem und sogar morphologischem Geschehen. Ein ganz kurzer Hinweis nur sei mir in dieser Richtung hier noch erlaubt.

* * *

Das Vorderrheintal, von Chur bis über Ilanz hinauf, liegt an der Grenze gewaltiger alpiner Schubmassen und zugleich an der Grenze ganz verschiedener Faciesräume der alpinen Sedimente. Den kalkigen Schichtreihen der helvetischen Kette, d. h. der Tödi-Ringelspitzkette, im Norden, steht die Bündnerschieferentwicklung im Süden des Rheins gegenüber. Diese Bündnerschiefermassen sind, wie erst vor kurzem auf Grund ausgedehnter vergleichender Studien nachgewiesen werden konnte, die vom gewaltigen kristallinen Kern der Adula und den über demselben liegenden höheren Überschiebungskörpern Mittelbündens von den tiefliegenden Tessiner Gneissmassen abgeschürften, nach Norden vorgetragenen Sedimenthüllen des Tessiner Grundgebirges, und was Sie da

drüben jenseits der Rheinschlucht an mächtigen dunklen Schieferbergen sehen, das stammt aus heute ganz unbedeutenden Gesteinsfugen im Tessin-, Calanca- und Bleniotal, aus Fugen, die nunmehr als schmale Trümmerzonen in Form ausgedehnter Überschiebungsflächen die verschiedenen Gneissareale zwischen Leventina- und Adulamasse voneinander scheiden.

Vor diesen Tessiner Elementen lag, heute weitgehend von denselben überschoben und eingedeckt, das Gotthardmassiv, und abermals weiter nördlich dasjenige des Finsteraarhorns, das sogenannte Aarmassiv, das in seinen östlicheren Teilen die alte Basis der Tödikette bildet; beide Massive primär bedeckt mit einer vorwiegend kalkig ausgebildeten Sedimentserie, der sogenannten helvetischen Schichtreihe. Beim Vorschub der Tessiner Elemente, d. h. bei der Überschiebung der Bündnerschieferzone gegen diese helvetische Region, wurde nun zunächst die Sedimenthülle des unmittelbar benachbarten Gotthardmassivs von der allgemeinen Nordbewegung der Massen in Mitleidenschaft gezogen und nach Norden gepresst, bis sie schliesslich als eigenes Schichtpaket von ihrer angestammten kristallinen Unterlage abgetrennt und separat nach Norden vorgeschürft wurde. Dieses primär gotthardmassivische Sedimentpaket überschob sich dabei auf den nordwärts anschliessenden Schichtenstoss des Aarmassivs, grosse Teile desselben an seiner Basis mit sich vorwärtsreissend und in einzelnen Gesteinscherben dieselben weithin mitschleppend in der Richtung auf den Alpenrand. Das ist nichts anderes als die grosse Glarner Überschiebung auf die einzelnen Elemente des Aarmassivs, jene klassische Glarner Überschiebung, deren Zeugen bei klarem Wetter in so prachtvoller Schärfe in den Tschingelhörnern, am Piz Segnes und am Ringelspitz die Flimserlandschaft hier beherrschen. Dabei ist diese ganze Glarner Schubmasse sehr deutlich in eine Tiefenzone, eine Depression der ihr primär vorgelagerten Aarmassiv-Schwelle hineingestossen worden, zwischen dem eigentlichen Aarmassiv im Westen und dem kleinen Sondermassiv von Vättis im Osten. Dahinter aber rückte in gewaltiger Front das Bündnerschiefergebirge nach, überdeckte zunächst den seiner primären Sedimenthaut durch Abschürfung in die Glarner Schubmasse beraubten Kristallinkörper des Gotthardmassivs und legte sich schliesslich sogar noch über weite Teile der heutigen

helvetischen Kette hinweg, die südlichen Teile der Glarner Schubmasse und das Aarmassiv weit unter sich begrabend.

Die Überschiebung der Glarner Schubmasse im Gefolge der grossen allgemeinen inneralpinen Bündnerschieferüberschiebung und die erwähnte Depression der tektonischen Achsen zwischen Tödi und Vättisermassiv lassen nun, zusammen mit der weiteren morphologischen Geschichte des Gebirges, die Ursachen des Flimsersturzes in recht hellem Licht erscheinen.

Zunächst ist im hintersten Teil der Aarmassivzone am Grunde der Glarner Schubmasse, durch den Vorschub derselben, der Gesteinszusammenhang bestimmt stark geschwächt, d. h. weitgehend gelockert worden. Eine kräftige Mylonitisierung, d. h. Gesteinszermalmung, lässt sich, gerade im Gebiet des heutigen Flimsersteins, der an der Basis der grossen Schubmassen der Glarneralpen liegt, feststellen; und diese mechanische Zerrüttung mag vom Flimserstein gegen Süden, mit weiterer Annäherung an die grosse Bündnerschiefermasse jenseits des Rheins, noch weit stärker gewesen sein. Diese Zertrümmerung der Kalkplatten unter der Glarnerüberschiebung aber mag einen ersten Grund zum Abbruch eines Bergsturzes vom Charakter der Flimser Sturzmasse gegeben haben, indem der Zusammenhang im Gebirge selber dadurch ganz wesentlich gelockert wurde.

Dann zeigt die geologische Geschichte des Flimsergebietes, in einen allgemeineren alpinen Zusammenhang gestellt, weiter, dass, lange nach den alle alte Ordnung umwälzenden grossen Überschiebungsphasen der Alpenfaltung, nach dem Bündnerschieferanschub, nach dem Vorschub der Glarner Schubmasse über das Aarmassiv, das Gebirge im Norden des Rheintales nochmals eine weit jüngere Emporwölbung von ganz beträchtlichem Ausmass erfahren hat. Zur Zeit des mittleren Oligozäns, im sogenannten Stampien, strömten nämlich über das spätere Gebiet von Flims, hoch über den heutigen Tälern und Pässen, in allgemeiner Richtung über Segnes und Vorab, die Wasser eines ersten Ur-Rheins, von den Hochregionen um die heutige Bernina quer zum Oberengadin und hoch über dem heutigen Oberhalbstein und Domleschg, un-

behindert durch eine Tödikette, direkt dem Molassemeer des heutigen Unterlandes zu. Die Depression in den kurz vorher erst durch die grossen Überschiebungen geschaffenen inneralpinen Strukturelementen, der diese uralte erste Querentwässerung der bündnerischen Zentralalpen folgte, als einer vorhandenen, tektonisch bestimmten Tiefenlinie ersten Ranges, ist durch den heute noch erkennbaren Gebirgsbau halb Graubündens festgestellt vom Oberengadin bis in die Tödikette hinaus, und vor derselben liegt, als ganz direkter Zeuge dieses uralten Flusslaufes, im einstigen Mündungsgebiet dieses Quer-Rheins, sogar ein mächtiger Schuttkegel oligozänen Alters bis heute aufbewahrt, in der grossartigen, heute selber ein ganzes Bergland bildenden Nagelfluhmasse des Speergebietes. Schon im oberen Oligozän aber, im sogenannten Aquitan, hörte diese rheinische Geröllschüttung in das spätere Speergebiet auf und unterblieb auch weiterhin durch das ganze weiter folgende Miozän. Der alte Quertalweg des ersten Rheins wurde immer mehr verbogen durch den beginnenden Aufstieg der Tödikette und dabei der Rhein gezwungen, sich seinen Ausweg aus den Alpen immer weiter östlich zu suchen. Die weitere Analyse der Nagelfluhbildungen und der helvetischen Strukturen aber zeigt, dass die Tödikette, vom Aquitan durch den ganzen Rest der Tertiärzeit bis in die Eiszeiten hinein immer höher stieg, ruckweise allerdings, dabei getragen von der späten Emporwölbung des ganzen Aarmassivs. Dass bei diesem Vorgang das schon primär bei den Überschiebungen angelegte Südgefälle der Kalkplatten der Ringel-Segnesgruppe gegen das Vorderrheintal hin ganz wesentlich verstärkt wurde, liegt auf der Hand.

Gleichzeitig mit dieser Hebung der Tödikette ging aber der Abtrag der höheren, seinerzeit über dieselbe hinweggeschobenen inneralpinen Schubmassen, vor allem der sogenannten ostalpinen Deckenelemente, seinen Gang; was seinerseits eine weitere plastische Deformation der Gesteine derselben, die ja nur in einer gewissen Rindentiefe möglich ist, immer mehr erschwerte. Es bildeten sich daher offene Brüche und Kluftsysteme, und dies besonders im Gebiet der alten Achsendepression, wo die Durchtalung von allem Anfang an gewirkt hatte und damit der Abtrag am tiefsten griff, und wo auch schon von früher her die Deformation des Gesteinsmaterials die kräftigste war. So

lassen sich gerade im Gebiet des Flimsersteins, wie u. a. auch die eben zur Publikation gelangten stereo-geologischen Aufnahmen von Dr. R. HELBLING in prachtvoller Art zeigen, heute eine ganze Reihe von jungen Kluftsystemen erkennen, die nun ihrerseits abermals, wenn auch erst lange nach ihrer Bildung, nach der seitherigen Untergrabung der Flimserberge durch den Rhein und deren darauf weiterfolgenden intensiven Unterschneidung durch die eiszeitlichen Gletscher, sehr wohl die Ablösung einer an sich schon geschwächten und dazu noch nach dem Rheineinschnitt abfallenden Schichtplatte ganz gewaltig erleichtern, ja vielleicht überhaupt bedingen und ermöglichen konnten. Die grossen Abstürze des Flimsersteins gegen Westen, Süden und Osten folgen solchen jungen Kluftsystemen, der Flimserstein ist direkt längs solchen herausgeschnitten.

Südost- und Nordost-, d. h. zur allgemeinalpinen Schubrichtung parallel und quer dazu verlaufende Kluftsysteme finden sich aber auch noch anderwärts am Südabfall der helvetischen Kette, vor allem auch in der Calanda- und der Ringelgruppe; es können somit nicht diese Kluftsysteme allein es gewesen sein, die zur grossen Katastrophe von Flims geführt haben. Warum aber ist gerade hier im Raume von Flims der gewaltigste Bergsturz der Alpen herausgebrochen?

Der Bergsturz von Flims steht einzig da in seiner Geschlossenheit und Grösse, aber er hat doch auch noch gewisse Analoga in andern Tälern der Schweizeralpen. Da liegt im Wallis, mitten im Rhonetal, bei Sierre, sein wahres Gegenstück. In durchaus analoger Lage, am Südabfall der helvetischen Kette herausgebrochen, die innere Zertrümmerung und Zerklüftung seines Abrissgebietes durchaus analog begründet durch die grosse Bündnerschieferüberschiebung der Walliseralpen; und auch da erkennen wir in der grossen Wildstrubelsenke eine uralte Quertalanlage über das grosse jüngere Längstal hinweg wie hier hoch über Flims, und damit einen analogen spätalpinen Aufstieg der helvetischen Kette auch im Raume der Nordkette des Wallis. Dazu kommt auch bei Siders die auffällige Lage der Abrisszone im Raume einer grossen Achsendepression. Vielleicht nicht mathema-

tisch genau, aber doch in grossen Zügen. Siders und Flims, die beiden grössten spätglazialen Bergstürze der Schweizeralpen, sie liegen beide in solchen axialen Depressionsgebieten. Es liegt daher nahe, in diesen Achsendepressionen des alpinen Strukturhaufens irgendwie abermals eine fundamentale Ursache für die Auslösung dieser eigentlichen Riesenfelsstürze zu sehen und diese irgendwie mit der Depressionslage der betreffenden Gebiete in kausalen Zusammenhang zu stellen.

In was nun können die eine Ablösung von solchen Felsmassen begünstigenden Faktoren in solchen Depressionsräumen bestanden haben?

Die Antwort auf diese Frage ist im Grunde genommen sehr einfach: Einmal ist der Vormarsch der gegen den Alpenrand vorwandernden grossen Schubmassen im Gebiete der axialen Depressionen bedeutend leichter vor sich gegangen und auch beträchtlich weiter vorgedrungen als nebenan in den Gebieten axialer Kulminationen, wo es ja vielfach zu Stauungserscheinungen gekommen ist; die Überschiebungen sind dabei, weil leichter, wohl auch rascher als in den axialen Hochgebieten vorgeschritten. Die Folge dieser tektonischen Gesetzmässigkeit war eine bedeutend stärkere mechanische Beanspruchung des überfahrenen Gesteinsgutes im Bereiche solcher axialer Depressionen; eine relativ weitgehende Mylonitisierung ist daher in erster Linie in solchen Depressionsgebieten zu erwarten. Für die Segnes-Vorab-Depression trifft eine derart gesteigerte Mylonitisierung der darin gelegenen Gesteine unbedingt zu. — Dann aber ist von hoher Bedeutung, dass auch das Sickerwasser in erster Linie gegen diese Depressionsgebiete drängt und dort vor allem, quer zum allgemeinen Streichen, zu seitlichem Abfluss tendiert. Es sammeln sich so in diesen Depressionsgebieten die grössten Sickerwassermengen an und diese ihrerseits bedingen nun gerade in diesen Depressionen eine grösstmögliche Schmierung eventuell durch den Gebirgsbau schon gegebener natürlicher Ablösungsflächen. Im Falle des Flimsersturzes mochte die Schubfläche des Flimserstein-Malmkalkes an der Basis der so-

genannten Tscheppschuppe zur Ablösungsfläche prädestiniert gewesen sein, wobei die Schmierung der Malmbasis — es braucht sich dabei nicht um die exakte untere Grenzfläche des Malms zu handeln, sondern es kann derselben eine ganze Gleitflächenschar mit tonigen Belägen folgen — auf jeden Fall noch ganz bedeutend erleichtert worden ist durch den grossen Bruch, der Süd- und Nordhälfte des Flimsersteins im Norden von P. 2438 bis gegen Alp Cassons hin so radikal durchreisst und der auf einem der HELBLINGSchen Aufrisse so klar dargestellt erscheint.

Der heutige Rand der Abrissnische des grossen Flimser Sturzes greift vom Hügel von Porclas wenig westlich von Trins der Val Turnigel entlang gegen Norden vor, folgt dann dem Süd- und Westabbruch des Flimsersteins bis über Alp Cassons und weicht von da wieder gegen Laax zurück. Die Nische, aus welcher der grosse Sturz erfolgte, ist also ganz bedeutend grösser als bisher angenommen wurde. Die vor dem Sturz noch vorhandene nördliche Talflanke zog sich seinerzeit wohl aus der Gegend über Trins in einem nur schwach gegen Norden vorspringenden Bogen gegen die so klar unterschrittene Steilstufe zwischen Fellers und Sagens, zwischen sich und dem Bündnerschiefergebirge auf der Südseite des Rheins nur ein Tal von ungefähr der gleichen Breite wie bei Ems etwa freilassend. Dieser alte, weit vorgeschobene Südabfall des Flimsersteins wurde vom Rhein untergraben, und unterschritten von den eiszeitlichen Gletschern, so lange bis die ohnehin tektonisch gelockerten und von Sicker- und Schmelzwasser weitgehend geschmierten Gesteinsmassen aus dem Gleichgewicht, d. h. ins Gleiten kamen und in riesigem Felsschlipf zu Tale fuhren. Dass dies ziemlich rasch nach dem Hinfall der noch einigermaßen wirksamen letzten Stützung durch das Eis des Vorderrheingletschers nach der grossen Abschmelzperiode zwischen Bühl- und erstem Ilanzerstadium geschah, ist ebenfalls plausibel, und dazu mögen die Schmelzwasser der zu dieser Zeit das nördliche Gebirge noch teilweise bedeckenden Lokalgletscher abermals das ihrige zur Schmierung der genannten Gleitflächen getan haben.

So führten schliesslich eine ganze Reihe von Faktoren verschiedenster Art zum gewaltigen Niederbruch. Ent-

scheidend aber war die Vorbereitung der ganzen Konstellation, die weit in die geologische Geschichte des Gesamtgebirges zurückgreift. Überschiebung der Glarner Schubmasse auf das Aarmassiv und dessen primäre Bedeckung, im Gefolge des inneralpinen Vorschubes der Bündnerschiefer auf das Gotthardmassiv, verbunden mit weitgehender innerer Zertrümmerung der an der Basis der Glarner Schubmasse gelegenen Zone des Flimsersteins, im besondern der Tscheppschuppe; jüngere Hebung der helvetischen Kette, dokumentiert durch die Unterbrechung der primären Quertalrinne zwischen Engadin und Molassemeer im Speergebiet, verbunden mit der Ausbildung mächtiger Kluftsysteme; grösstmögliche Schmierung der an der Basis der Tscheppschuppe entstandenen Diskontinuitätsfläche im Raume einer axialen Depression, und endlich Unterschneidung dieser dergestalt schon weitgehend zum Abgleiten vorbereiteten Felsmassen durch den Vorderrhein und die eiszeitlichen Gletscher bis gegen das Ende der Hauptvereisung, sicher bis lange nach dem Bühlstadium; alle diese verschiedenen Dinge führten schliesslich zum gewaltigsten Felssturz der Alpen. Dass aber die Lage in einer Achsen-depression bestimmt von Bedeutung für diesen Niederbruch war, zeigt die durchaus analoge Lage des Bergsturzes von Siders.

Hochverehrte Damen und Herren! Damit glaube ich Ihnen einiges Wissenswerte aus der Geschichte des Flimserwaldes vermittelt zu haben. Ein Bergsturz gewaltigsten Ausmasses liegt effektiv da vor Ihnen, wie THEOBALD und ALBERT HEIM dies schon vor Jahrzehnten erkannt haben. Aber ein Bergsturz ohne Schrecken, der höchstens die Menschen der Drachenlochzeit mit Entsetzen erfüllte, der aber sonst zu einem Segen des Tales geworden ist. Eine herrliche Landschaft ist hier durch jene ferne Katastrophe geschaffen worden, Ungezählten zur Freude und bleibenden Erholung. Und noch ein weiteres verdanken wir diesem klassischen grössten Felssturz der Alpen. Er schuf, bis in die Zeit der Eisenbahnen, ein gewaltiges Hindernis im Verkehr zwischen Oberland und Churertalung, eine Barre, hinter der, intensiver und länger als irgendwo in den Alpen, das angestammte uralte rhätische Sprach- und Kulturgut sich unvermischt erhalten konnte. Ohne diesen schwer überquerbaren und fast nur von dichtem

Walde besiedelten Trümmerhaufen des Flimser Bergsturzes wären Sprache und Sitten des Churer Rheintales und damit die Germanisierung schon seit Jahrhunderten bis ins Oberland vorgedrungen; so aber wurde derselben und manchem andern ein natürlicher Wall entgegengesetzt, und nicht ohne tieferen Sinn heisst heute auch, fast als Ausdruck des Dankes der rhätischen Urbevölkerung des obersten Rheingebietes an den grossen, seit Jahrtausenden waldbestandenen Flimsersturz, die altromanische Talschaft des bündnerischen Oberlandes die *S u r s e l v a*. Möge sie auch weiterhin, trotz Eisenbahn, Auto und Radio und trotz lärmender Propaganda, den Flimserwald für immer als ihren kulturellen Vorposten betrachten.

Wichtigste Literatur

- THEOBALD, G., Naturbilder aus den Rhätischen Alpen, Chur 1862.
- HEIM, ALB., Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung, Basel 1878.
- Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein, Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Lief. 25, Bern 1891.
- PENCK, ALBR. und BRÜCKNER, E., Die Alpen im Eiszeitalter, Leipzig 1909.
- STAUB, W., Die Tomalandschaften im Rheintal zwischen Reichenau und Chur, Jahresber. Geograph. Ges. Bern 1910.
- GSELL, R., Beiträge zur Kenntnis der Schuttmassen im Vorderrheintal, Jahresber. Naturf. Ges. Graubündens, Chur 1918.
- OBERHOLZER, J., Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein, Spez. Karte No. 63, Bern 1920.
- Geologie der Glarneralpen, Beitr. Geol. Schweiz, N. F. L. 28, Bern 1933.
- AMPFERER, O., Neue Wege zum Verständnis des Flimser Bergsturzes, Sitzber. Akademie d. Wiss. Wien, Bd. 143, 1934.
- Tektonische Studien im Vorderrheintal, Ebenda 1934.
- Waren die Alpen zwischen Würmeiszeit und Schlussvereisung unvergletschert? Ebenda 1936.
- HEIM, ALB., Bergsturz und Menschenleben, Viertelj. Naturf. Ges. Zürich, 1932.
- HEIM, ALB. und OBERHOLZER, J., Zu Otto Ampferers « Gleitformung der Glarneralpen » und « Flimser Bergsturz », Ecl. Geol. Helv. 1934.
- STAUB, R., Der Bau der Alpen, Beitr. Geol. Schweiz. N. F. Lief. 52, 1924.
- Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie, Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges., Bd. 69, 1934.
- Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer, I. Teil, Viertelj. Naturf. Ges. Zürich, 1937.
- Zur Frage einer Schlussvereisung im Berninagebiet, Ecl. Geol. Helv., 1938.
- Prinzipielles zur Entstehung der alpinen Randseen, Ebenda 1938.
- Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Bünden und Wallis, Ebenda 1938.
- BECK, P., Studien über das Quartärklima im Lichte astronomischer Berechnungen, Ebenda 1938.
- HELBLING, R., Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der Glarneralpen, Beitr. Geol. Schweiz, N. F. L. 76, Bern 1938.