

# Glarner Gletscherstudien

Autor(en): **Streiff-Becker, R.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft des Kantons  
Glarus**

Band (Jahr): **6 (1939)**

PDF erstellt am: **17.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-1046743>

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

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

# Glerner Gletscherstudien.

(Dr. h. c. R. Streiff-Becker, Zürich-Glarus.)

Die vorliegende Studie ist aus der Bearbeitung eines kleinen Gebietes, der Gletscher des Kantons Glarus, hervorgegangen. Im ersten Teil will der Verfasser eine Beschreibung der gegenwärtigen Vergletscherung der Glerner Alpen geben, nebst historischen Rückblicken auf frühere Gletscherstände; im zweiten Teil folgen theoretische Betrachtungen über das Wesen der Firne und Gletscher.

Das Glernerland liegt in einem Deckengebirge von außerordentlicher Mannigfaltigkeit, so daß auf dem kleinen Raum von 691 km<sup>2</sup> fast alle Bergformen vorkommen, alle Zwischenstufen von der sanfterundeten Kuppe bis zum wildesten Felsgrat und schroffe Höhenunterschiede. Das Linthtal ist sehr tief in den Alpenkörper eingeschnitten. Der höchste Gipfel des Tödi, 3 623 m, ist in Luftlinie nur 12 km vom Dorf Linthal, 650 m ü. M., entfernt und vom Gipfel des Ruchenglärnisch, 2 901 m, sind es bis zum Klöntaler See, 850 m ü. M., gar nur knapp 2 km Horizontaldistanz. Bei einem so stark bewegten Relief ist es nicht verwunderlich, daß fast alle in der Gletscherkunde unterschiedenen Gletschertypen vorkommen. Tabelle I gibt dafür Beispiele:

Typus	Name und Ort	Charakteristik
1. Alpiner Talgletscher	Bifertenfirn, vom Hochfirn des Tödi genährt	Von der Firngrenze an 2½ km abwärts als Eiszunge
2. Hängegletscher	An der Nordwand des Piz Urlaun	Neigung der Felsunterlage > 40 Grad
3. Plateaugletscher (skandinav. Typ)	Claridenfirn (Planura)	Von der Scheitelhöhe 3000 m Abflüsse nach allen Richtungen
4. Kargletscher	Zwischen Groß- und Kleinkärpfstock	Gletscherchen in einer Karmulde
5. Regenerierte Gletscher	Vorder- und Hinterrotifirn am Tödi	Durch Gletschereisabbrüche vom Tödigungipfel genährt
6. Mustaggletscher (Karakorum-Typ)	Hintersulzgletscher	Ganz unterhalb der Firngrenze liegend, nur durch Schneelawinen genährt

## I. Die Gletschergebiete des Glarnerlandes.

### Glärnischmassiv.

Der höchste Gipfel ist der Bächistock, 2 914 m. An seiner Nordseite liegt zwischen ihm und dem Feuerberg und Ruchenglärnisch der Hauptgletscher mit 1,940 km<sup>2</sup>, beginnend im Osten am Schwandergrat bei 2 862 m und im Westen bei 2 270 m ü. M. endigend (Herbst 1938). Er erhält von Süden her Zuflüsse vom Bächistockfirn, 0,410 km<sup>2</sup>, durch das Vordere und Hintere Couloir. Bis zum Jahre 1920 war noch eine beständige Verbindung mit dem kleinen oberen Kalttälifirn, 0,035 km<sup>2</sup>, vorhanden, seither wird die Verbindung nur in schnee- und windreichen Jahren vorübergehend hergestellt. Eisabbrüche und Schneelawinen erzeugen den kleinen unteren Kalttälifirn, 0,040 km<sup>2</sup>, in der Höhenlage zwischen 1 620 m und 1 500 m. Das Auftreten eines Bergschrundes und gelegentlicher Spalten beweisen, daß das Eis dick genug ist, um eine innere Fließbewegung auszulösen, daß es sich also nicht um einen gewöhnlichen Lawinenkegel handelt. Auf der Nordabdachung des Vrenelisgärtli liegt ein Firn von 0,030 km<sup>2</sup> zwischen 2 900 und 2 850 m, und ganz im Westen des Bächistockes liegen im sog. Rad zwischen den Höhenlagen von 2 640 und 2 410 m noch drei kleine Eiskuchen von zusammen 0,200 km<sup>2</sup>.

Trotz der direkten Besonnung und der Lage am Prallhang des im Glarnerland häufigen Föhnes ist die Südseite des Massivs bis in tiefe Lagen hinab auffallend stark vergletschert. Es ist das ein Beweis für den Niederschlagsreichtum, der in diesem Gebiet sicher 3 000 mm weit überschreitet. Zum bedeutenden Niederschlag kommen starke Schneezuwiehungen von Nordwesten hinzu. Es ist bemerkenswert, daß die Nordabdachung im sog. Rad schwächer und weniger tief hinab vergletschert ist, als die Südseite unter dem Bächistock, wo eben im Lee der Westwinde die Hauptschneemassen abgelagert werden. Diese Wirkung macht sich bis zur Talsohle hinab geltend, denn es ist bekannt, daß alljährlich die Schneemengen in der Gegend von Schwanden bis Nidfurn—Leuggelbach plötzlich stark zunehmen, trotz dem geringen Unterschied in der Meereshöhe. In einer östlichen Karmulde des Vrenelisgärtli liegt der kleine Guppenfirn, 0,235 km<sup>2</sup>. Auf der westlichen Fortsetzung des Felsbandes folgt das Obere Firnband, das als schmale dicke Firnmasse mit 0,545 km<sup>2</sup> bis nahe unter den Bächistockgipfel streicht. In der Höhe von 2 400 bis 2 500 m bricht das Eis über die jähren Felswände hinunter, zum Teil auf den mehr westlich liegenden Unteren Bächifirn, 0,690 km<sup>2</sup>. Der obere Rand dieses ganz südexponierten Firns lehnt sich bei 2 400 m Meereshöhe an die Südwand des Bächistocks an; der untere Rand ist am Hinterkamm in

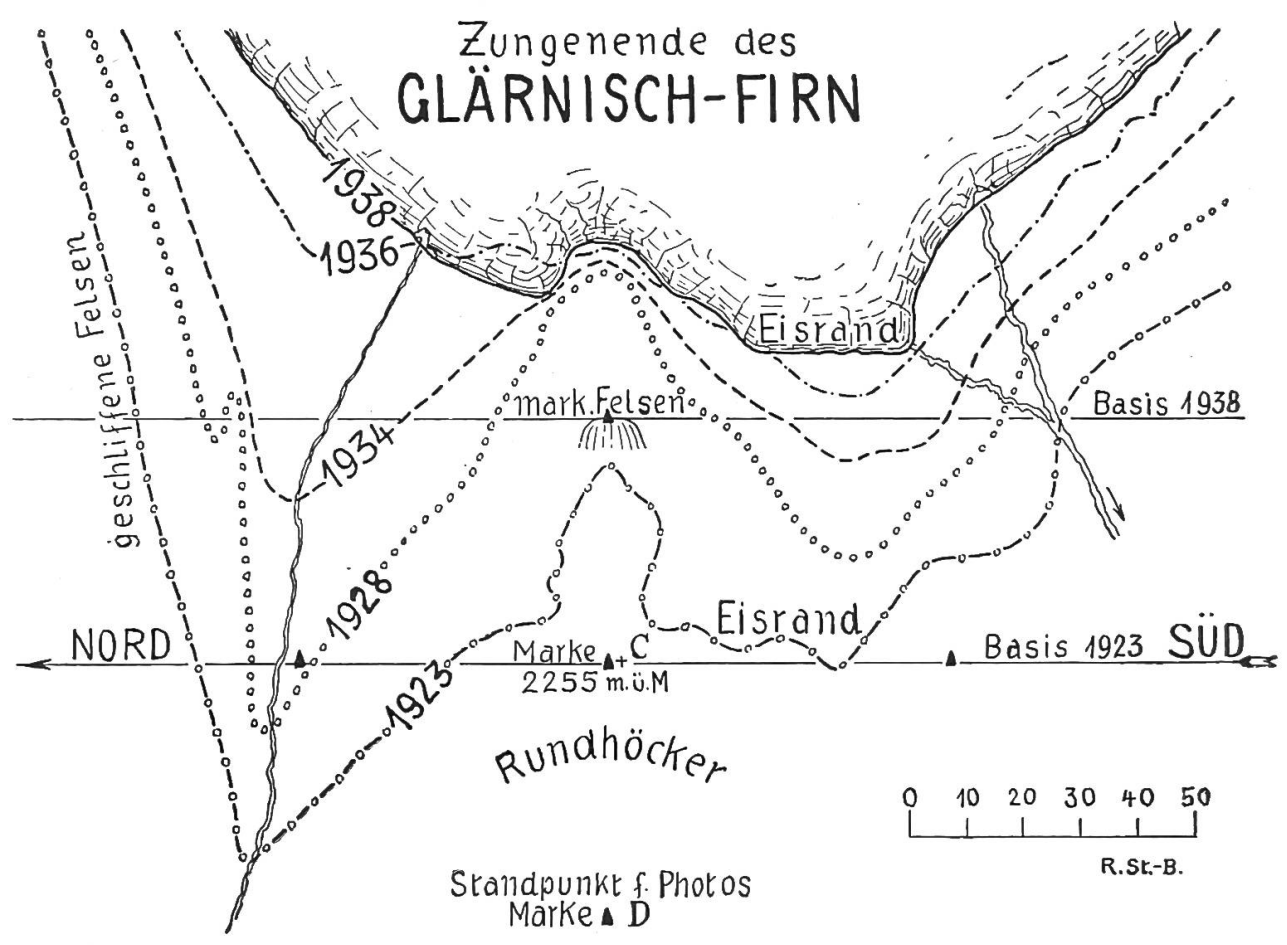


Fig. 1.

2 150 m Höhe. Etwas abseits, geographisch doch zum Glärnischmassiv gehörend, ist der kleine Firn am Bösen Faulen, 0,210 km<sup>2</sup>.

Die ganze heutige Vergletscherung des Glärnischmassivs mißt 4,335 km<sup>2</sup>. Perennierende Schneeflecken und Lawinenkegel ohne Eigenbewegung sind hier nicht mitgerechnet. Ueber den Rückgang des Hauptgletschers hat der Verfasser berichtet in der Vierteljahrschrift der Naturforschenden Gesellschaft Zürich 1932 unter dem Titel »Aus der Gletscherwelt«. Die Fig. 1 zeigt die Veränderung der Eisränder von 1923 bis 1938.

Die Firngrenze ist gegenwärtig in 2 530 m Meereshöhe anzunehmen. Das heutige Gletscherende liegt 2 260 m ü. M., während es Oswald Heer Anno 1832 bei 1 970 m Meereshöhe gesehen hat.

**Claridengruppe.**

Die Hauptvergletscherung dieses Gebietes erinnert an den Skandinavischen Typus, weil von einer zentralen, weiten und flachen



Fig. 2.

Vorder-Spitzalpelistock, Claridenstock, Bocktschingel,  
Claridenfirn, oberer Boden (2900 m),  
Geißbützifirn-Abbruch.

Scheitelhöhe, Planura genannt, Firn- und Gletschermassen nach allen Himmelsrichtungen abfließen. Die größte Längenausdehnung der zusammenhängenden Eismasse mißt in NE-SW-Richtung mehr als 12 km. Die Scheitelhöhe ist bei 2 960 m, die Nordseite wird begrenzt durch das Scheerhorn, 3 296 m, den Claridenstock, 3 270 m, Bocktschingel, Teufelsstöcke, Speichstock und Gemsfayrenstock, die Südseite durch den Düssistock, 3 259 m, Catscharauls, Hinter- und Vorder-spitzalpelistock und Geißbüztistock. Ueber alle Lücken zwischen diesen Gipfeln quellen Gletscherabflüsse zur Tiefe, eines Teils in Form wilder Eisabbrüche, andern Teils als flachere Eislapfen in Seitentälchen und Mulden ausmündend. Der wichtigste Abfluß geschieht nach Westen, wo der Hüfigletscher als Typus eines Talgletschers seine Eiszunge bis 1 550 m ü. M. gegen das Maderanertal hinabsendet. Dann folgen, nach rechts herum gezählt, die Eisabflüsse über die Kammlilücke 2 848 m, wo das Eis sich mit dem sekundären Griesgletscher vereinigt, über das Kammljoch, unterhalb welchem es bei

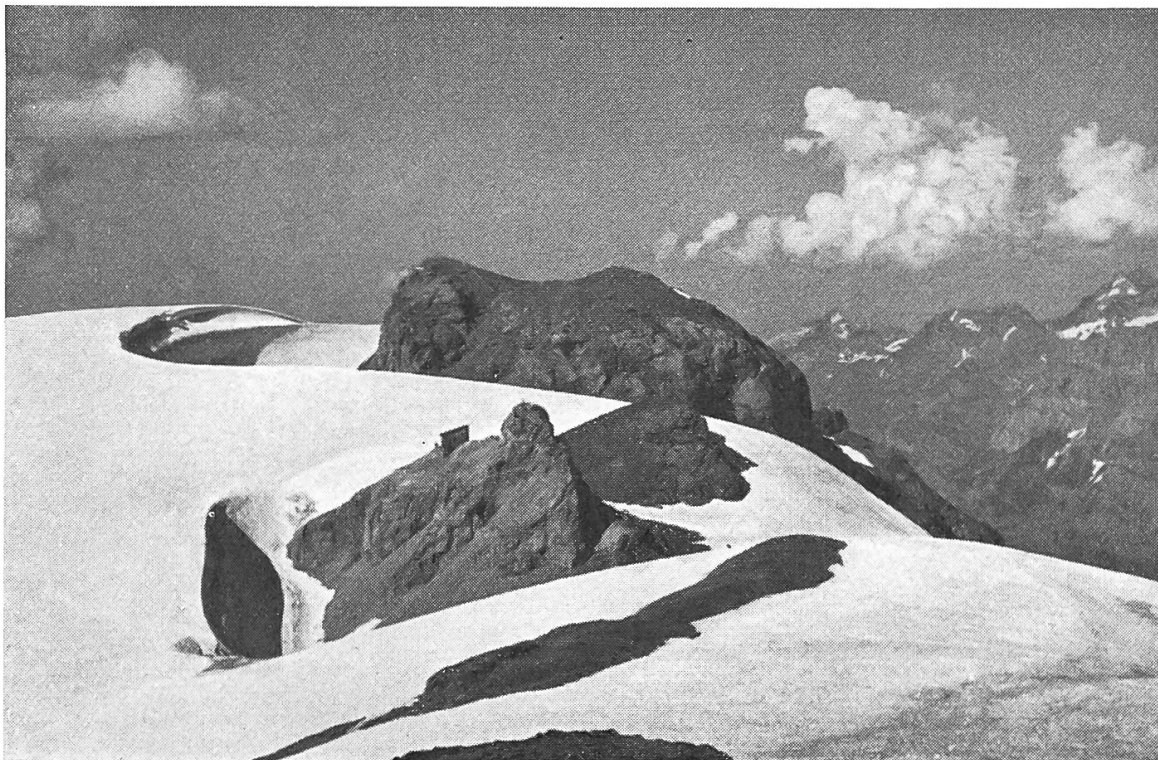


Fig. 3.  
 Windkessel im Claridenfirn,  
 entstanden durch Rückprall des Windes am Felsen.  
 Oben: Am Hinter-Spitzalpelistock.  
 Unten: Am Planurafelsen.  
 Rechts: Abfluß zum Sandfirn.

2 870 m die ehemals berühmte »Eiswand« bildet, im Osten als Eis-  
 lappen am Altenorenstock und Beckistöckli, im Südosten als Eisfall  
 des Geißbützifirns und des Spitzalpelifirns und schließlich, von Pla-  
 nura herkommend, als der etwas sanftere Sandfirn. Diese genannten,  
 in direktem Zusammenhang stehenden Firnflächen, messen 27,800 km<sup>2</sup>.  
 Als regenerierter Gletscher liegt ob dem Urnerboden in einem wilden  
 Kar der Claridengletscher, 1,400 km<sup>2</sup>, unter den Teufelsstöcken der  
 Rotnossenfirn und auf der Nordwestabdachung des Gemsfayrenstockes  
 der schön gewölbte Langfirn, 0,710 km<sup>2</sup> der eine kleine Eiszunge ge-  
 gen das Kar der Fisetenalp hinbsendet. Die Fortsetzung der Clariden-  
 vergletscherung gegen Westen bis zu den Windgällen und vom Düssi-  
 stock gegen Uri und Bünden lassen wir unerwähnt<sup>1</sup>. Ueber das Cla-  
 ridengebiet im engeren Sinne hat der Verfasser in verschiedenen  
 Schriften über historische und glazialwissenschaftliche Dinge berichtet:  
 »Der Claridenfirn« in »Die Alpen« des SAC., 1934; »Zwanzig Jahre

<sup>1</sup> Siehe Publikationen von Max Oechlin, Altdorf.

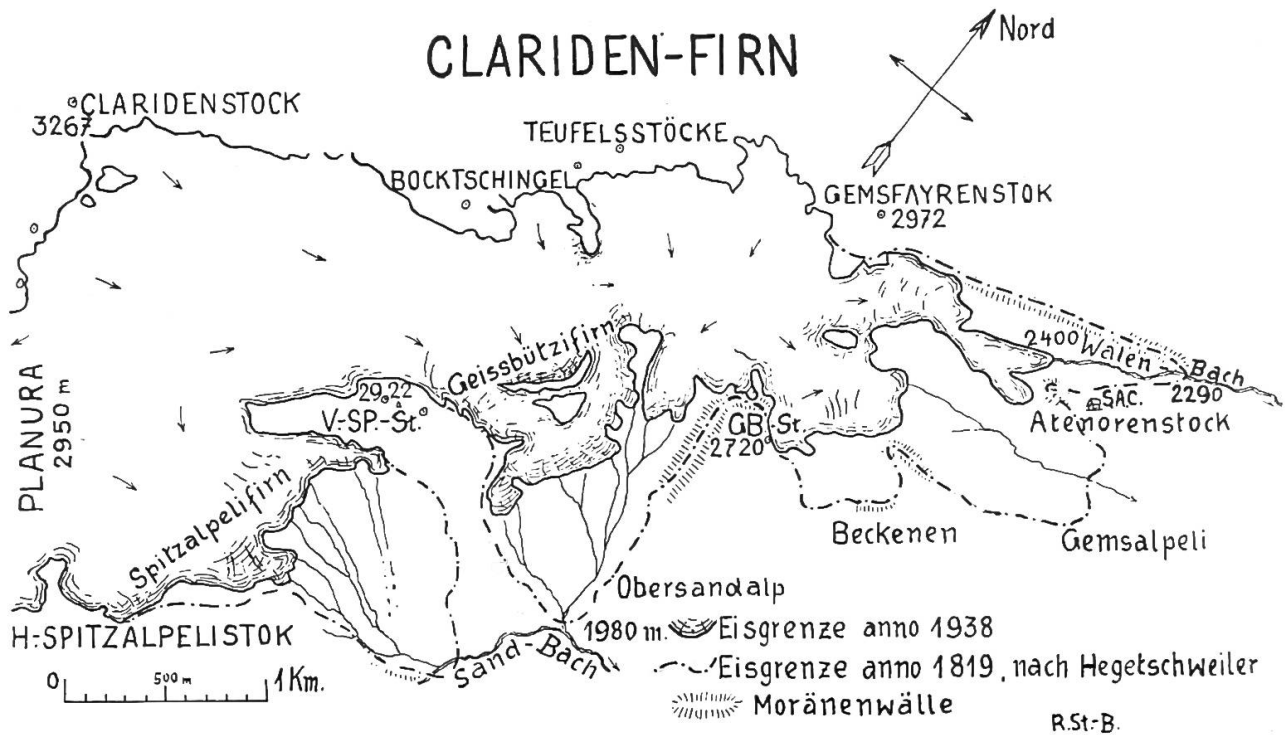


Fig. 4.

Firnbeobachtung« in »Zeitschr. f. Gletscherkunde«, 1936; »Zur Dynamik des Firneises« in »Zeitschrift für Gletscherkunde«, 1938. Bei der Ueberschreitung des Klausen- und Sandpasses gewinnt man den besten Ueberblick über die Vergletscherung des Clariden- und Tödigebietes. Obgleich diese Pässe seit Urzeiten von den Alpenbewohnern überschritten wurden, ist erst seit etwa zwei Jahrhunderten die glarnerische Gletscherwelt von wissenschaftlich geschulten Reisenden erwähnt und erforscht worden. Die Reihenfolge ist m. W. folgende:

- 1700 J. J. S c h e u c h z e r : »Naturgeschichte des Schweizerlandes sammt den Reisen über die Schweizerische Gebürge.«
- 1751 J. G. A l t m a n n : »Beschreibung der helvetischen Eisberge.«
- 1760 G. S. G r u n e r : »Die Eisgebirge des Schweizerlandes.«
- 1788 H. T h o m a n n s älteste farbige Zeichnung: »Sand Alp contre le glacier du Spitz Alp.«
- 1825 J. H e g e t s c h w e i l e r : »Reisen in den Gebirgsstock zwischen Glarus und Graubünden«, mit Abbildungen.
- 1845 O s w a l d H e e r in Blumer und Heer : »Gemälde der Schweiz.«
- 1854 G. S t u d e r , Zeichnung des Claridenfirns, abgebildet in: »Der Kanton Glarus.«
- 1860 M e l c h i o r U l r i c h : »Die Klariden«, Neujahrsblatt der Naturforschenden Gesellschaft Zürich.

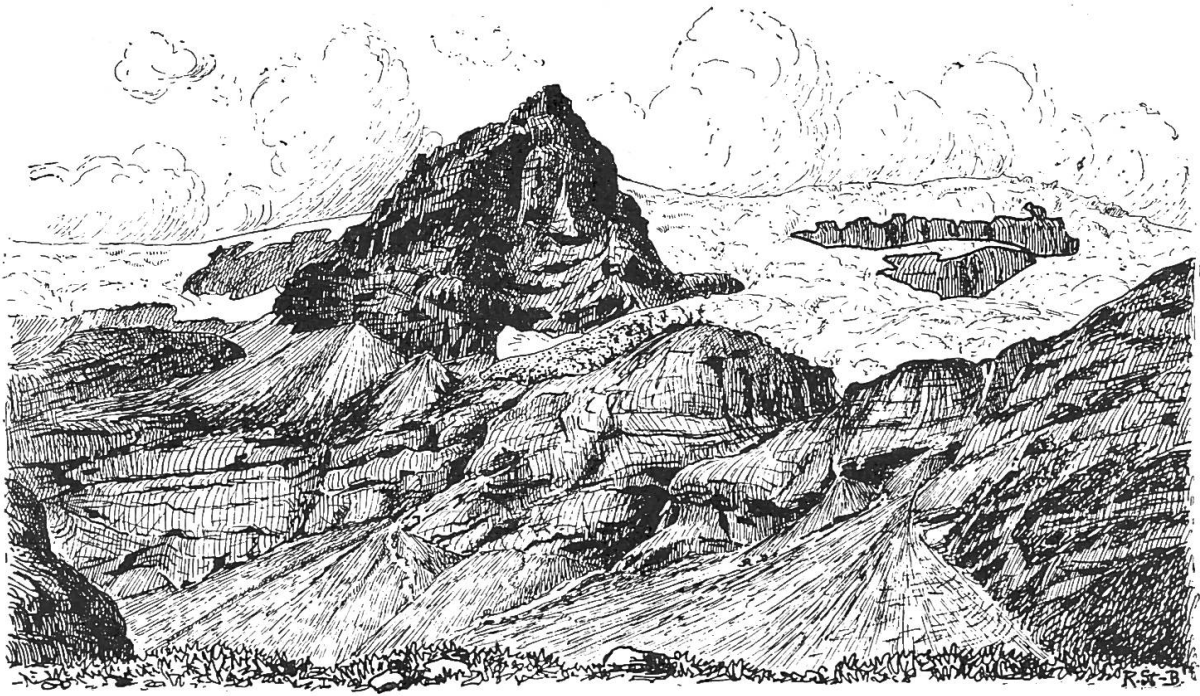


Fig. 5.  
Der Geißbützfirn  
von Obersandalp aus gesehen, im Herbst 1938.

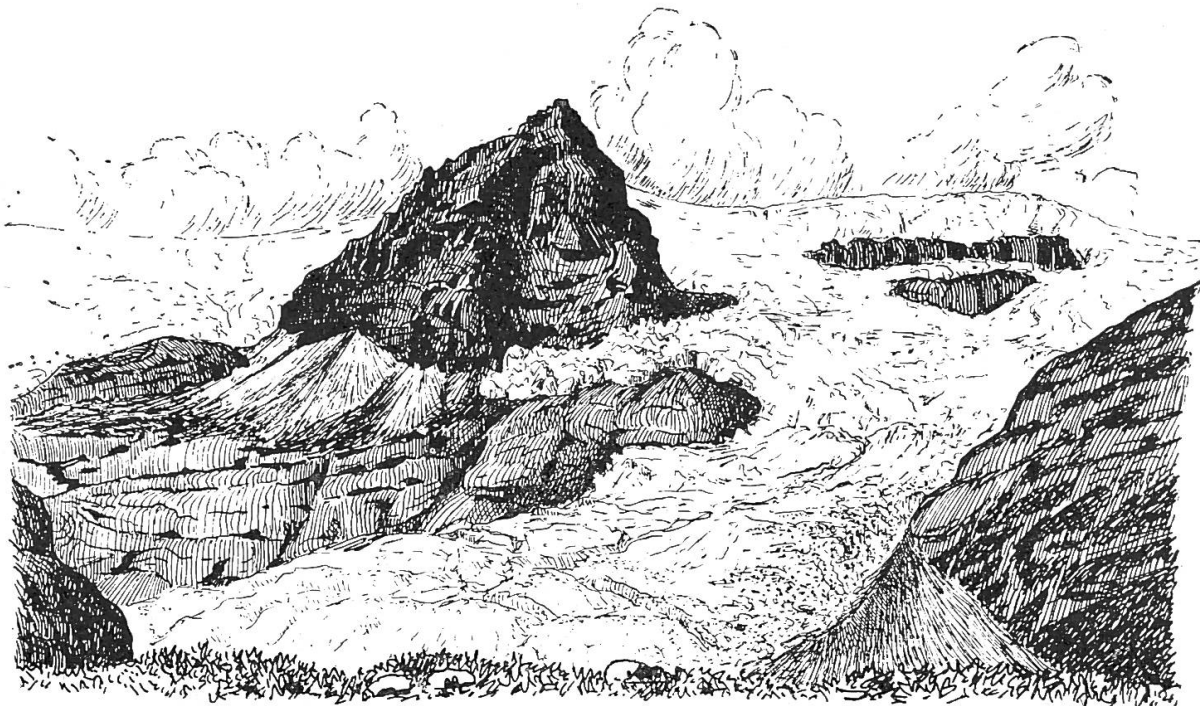


Fig. 6.  
Der Geißbützfirn  
von Obersandalp aus gesehen, im Jahre 1819  
nach einer Zeichnung von J. Hegetschweiler,  
zu Vergleichszwecken umgearbeitet.



- 1880 und ff. F. A. Forel und P. L. Mercanton: »Variations périodiques des glaciers des Alpes suisses.«
- 1885 Alb. Heim: »Gletscherkunde.«
- 1914 und ff. R. Billwiler: Berichte der Zürcher Gletscherkommission in Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft Zürich.
- 1920 A. de Quervain und E. Schnitter: »Das Zungenbecken des Bifertengletschers«, Denkschriften der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft.
- 1933 J. Oberholzer: »Die Bildungen der Eiszeit« in »Geologie der Glarner Alpen«.

Aus Berichten, gefunden in den Archiven der Alpenländer, und aus den im Gelände von den Gletschern hinterlassenen Spuren können wir heute mit Sicherheit schließen, daß in historischen Zeiten verschiedene auffallende Vorstöße und Rückzüge der Gletscher vorgekommen sind, wahrscheinlich infolge von Klimaschwankungen. In diesen Aenderungen ist der Wellengang ersichtlich; er läßt sich aber noch nicht streng nach Perioden ordnen oder gar voraussagen. Wir haben Beweise, daß im 16. Jahrhundert die Gletscher weiter zurückgeschmolzen waren als heute, daß dann aber bis zum Jahre 1620 in den Alpen ein ganz bedeutender Vorstoß der Gletscher vorkam, daß sich später noch mehrmals Rückzüge und Vorstöße folgten — so z. B. Vorstöße um die Jahre 1818, 1850 und 1919 herum —, daß jedoch die jüngeren Vorstöße jeweilen hinter den älteren zurückgeblieben sind. Für das Claridengebiet sind die Forschungen von J. Hegetschweiler von größter Wichtigkeit. Seine Beschreibungen sind von bewunderungswürdiger Genauigkeit, und dazu lieferte er uns noch wertvolle Karten und Zeichnungen. Während auf dem Bild von H. Thomann, 1788, der Geißbützifirn mit einer schmalen Eiszunge gerade noch den Boden der Oberen Sandalp erreicht, sieht man auf dem Hegetschweilerschen Bild vom Jahre 1819 den Alpboden von einer dicken Gletschermasse überflutet. Der Verfasser hat dieses Bild möglichst liniengetreu umgezeichnet, um einen direkten Vergleich mit dem heutigen Zustand des Geißbütziabflusses zu ermöglichen. (Siehe Fig. 5 und 6.) Hegetschweiler schreibt in seinem Buch auf Seite 43:

»Der Firnstoß von 1818 liegt kaum 10 Schritte vom Oberstaffelbach und gibt von nun an einen sicheren Maßstab für Zu- oder Abnahme.« Weiter unten schreibt er: »Eine Viertelstunde südlich und oberhalb liegt der Spitzalpelifirn, ebenfalls ein Ausfluß aus dem großen Claridenfirn. Im August 1819 bedeckte er den ganzen Zwischenraum von der Felswand des Spitzalpeli bis an die des Tödi und hatte unter seinem Eis den soeben aus dem Sandfirn entsprungenen Oberstaffelbach begraben.« (Siehe Kartenskizze, Fig. 4.)

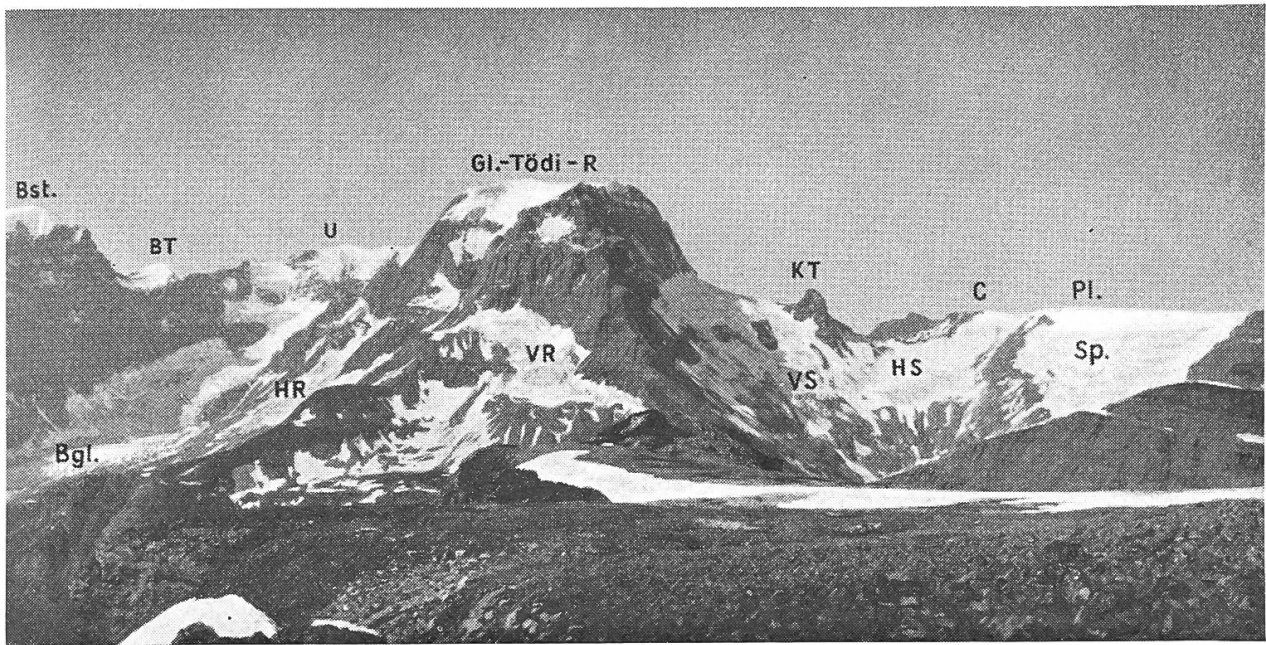


Fig. 7.

Ausblick vom Vorder-Zutreibistock.

Bst. = Bifertenstock	Gl. = Glarner Tödi	C = Catscharauls
Bgl. = Bifertengletscher	R = Piz Rusein	VS = Vorder-Sandfirn
BT = Bündner Tödi	HR = Hinter-Rötifirn	HS = Hinter-Sandfirn
U = Piz Urlaun	VR = Vorder-Rötifirn	Pl. = Planura
	KT = Klein-Tödi	Sp. = Spitzalpelifirn

### Tödigruppe.

Vom Gipfel des Vordern Zutreibistockes aus genießt man den besten Ueberblick über die Gletscher dieser Gruppe (Fig. 7). Wegen der Steilheit des Gebirges ist nur ein einziger Gletscher von größerer Ausdehnung und bildet eine eigentliche Talgletscherzunge, nämlich der Bifertenfirn<sup>2</sup>. Vom Gipfelhalbkreis, beginnend am Glarner Tödi, 3601 m, über Tödi-Rusein, 3623 m, bis zum Stockgron, 3418 m, fließen starke Firnmassen zum sog. Oberen Firnboden, rund 3 000 m ü. M. Im weiteren Tallauf kommen Eisabbrüche von den Hängefirnen des Piz Urlaun und Bündner Tödi und durch die sog. Schneerunse vom Glarner Tödi hinzu. Aus diesem Sammelbecken fließt, zwei Katarakte bildend, die Gletscherzunge, zu welcher noch unterhalb der Firngrenze vom Gipfel firn des Bifertenstockes Eislawinen herabstürzen. Vom höchsten Simmlergrat gerechnet bis zum Zungenende im Tentiwang ist die Fläche 2,69 km<sup>2</sup>. Dazu kommen die tributären Hängefirne mit rund 0,750 km<sup>2</sup>. Vom Simmlergrat nordwärts senkt sich sanft eine

<sup>2</sup> In der Glarner Mundart gilt das Wort »Firn« sowohl für das eigentliche Firneis wie auch für das Gletschereis, dagegen das Wort »Gletscher« nur für das Wassereis.

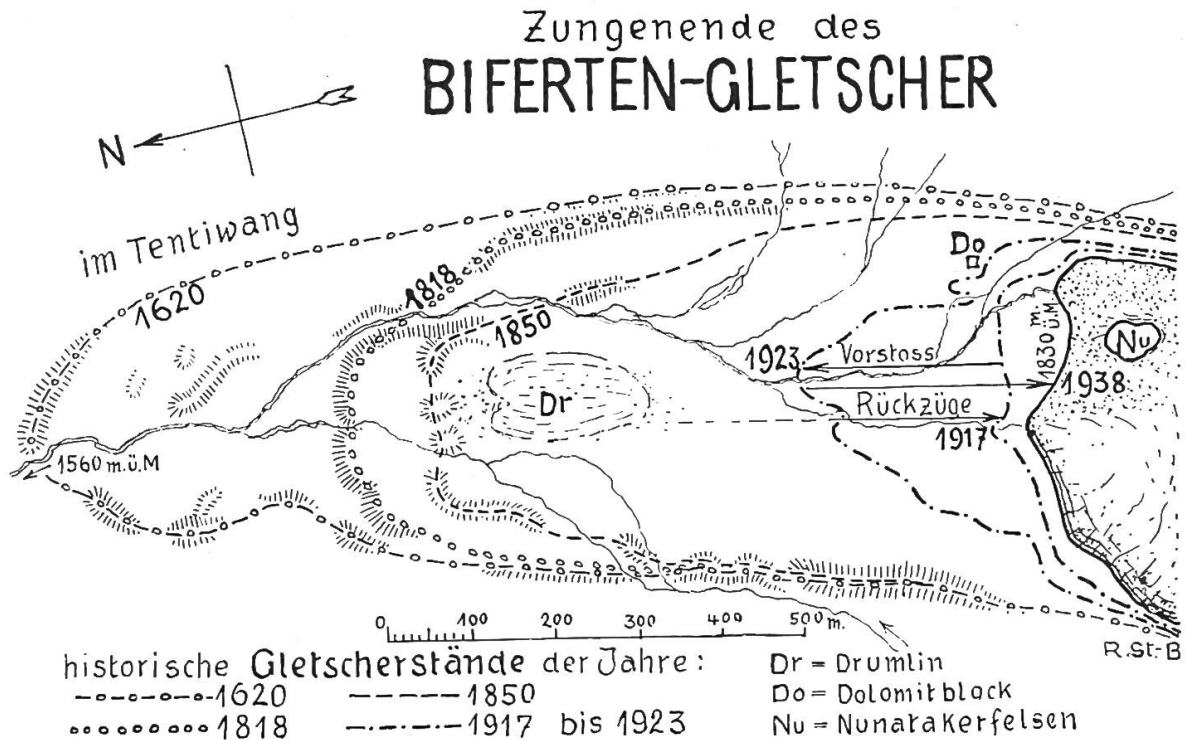


Fig. 8.

Hochfirnfläche von 0,910 km<sup>2</sup>, welche ihren Ueberfluß in Eislawinen allseitig über die hohen Felswände entladet. Am Fuße dieser Wände bilden sich kleine »regenerierte Gletscher«. Den Abfluß durch die Schneerunse haben wir schon genannt, es folgt dann der Hintere Rötifirn, 0,376 km<sup>2</sup>, der sich früher mit dem Bifertenfirn vereinigte, seit 1921 jedoch von diesem ganz abgetrennt ist. Unter dem Schutt zwischen beiden Gletschern mag noch Toteis verborgen liegen. Der Vorder Rötifirn, 0,110 km<sup>2</sup>, liegt auf der Nordseite, der Sandfirn auf der Nordwestseite des Tödi (Fig. 7). Er senkt sich von einer oberen Stufe in drei schmalen Eisfällen zu einer unteren Wandfläche hinab, total 0,930 km<sup>2</sup>. Vor einem Jahrzehnt noch hing er mit dem ebenfalls Sandfirn genannten Eislappen zusammen, der von Planura (Claridenfirn) herunterkommt (Fig. 3). Nun ist am Nordhang des Kleintödi eine deutliche Trennung eingetreten, so daß man auch hier die Benennung Vorder- resp. Hintersandgletscher einführen sollte. Der Hintere Sandgletscher mißt 1,230 km<sup>2</sup>. Der Vollständigkeit halber nennen wir noch die kleinen Gletscher, welche in der Tödigruppe die tiefen Karnischen der Bündnerseite füllen. Von West nach Ost sind es: Blaisas Verdes, Gliems-, Punteglas- und Frisalgletscher. Bei seinen (vergeblichen) Versuchen, den Tödi zu besteigen, hat J. Hegetschweiler zu Anfang des 19. Jahrhunderts auch den Bifertengletscher besucht und

seinen damaligen Zustand eingehend beschrieben. Eine genaue Vermessung und wissenschaftliche Beschreibung verdanken wir A. de Quervain und E. Schnitter von 1920, und seither bestimmen Beamte des Kantonsförsters in Glarus alle zwei Jahre den Stand des Zungenendes. Die entsprechenden Meldungen werden zusammen mit den Meldungen von andern Schweizer Gletschern durch P. L. Mercanton veröffentlicht in »Variations périodiques des glaciers des Alpes suisses«. Die Kartenskizze (Fig. 8) zeigt die Umgrenzungen der wichtigsten, in historischen Zeiten erfolgten Vorstöße des Bifertengletschers und seine heutige Lage.

### **Selbsanftgruppe.**

Diese vom Grenzkamm nach Norden vorspringende, mit steilen Felswänden jäh aus den Talgründen aufsteigende Gebirgsmasse schließt oben mit einem flachen, schwach nach Osten geneigten Gipfel-dach ab, das völlig vergletschert ist, obgleich ihre Gipfel sich nur wenig über 3 000 m erheben. Im Süden schließt sich der 3 426 m hohe Bifertenstock an, dessen Eiskappe einen Teil ihres Ueberschusses nordwestwärts zum Bifertengletscher hinabsendet, mit dem Hauptteil den Griesgletscher speist, der vom Dach der Scheiben und des Hinter-selbsanft herabkommt. Diese besser genährte südliche Hälfte des Griesgletschers fließt schneller und bildet die kurze Eiszunge des Limmerngletschers aus, welche heute bei 2 100 m Meereshöhe hoch über den Abschlußwänden des Limmernbodens endigt. In der Karte von J. M. Ziegler vom Jahre 1861 reicht der Gletscher bis zum Limmernboden selbst hinab bis 1 900 m ü. M., und J. Hegetschweiler beschreibt, wie der Limmernboden in früheren Jahrhunderten nicht nur mit Schafen, sondern sogar mit Rindvieh be-stoßen wurde. Die Gletschervorstöße vergandeten die Alp, und der »Galerieweg« durch die Limmernschlucht zerfiel allmählich. Die heutige vereiste Fläche der Selbsanftgruppe mißt 5,910 km<sup>2</sup>.

### **Hausstockgruppe.**

Diese Gebirgsgruppe steht isoliert im Dreieck, gebildet von den Paßwegen des Kisten, Panixer und Richetli. Ihre flächenhaft größte Vergletscherung liegt auf der sanfter abfallenden Bündnerseite, während an den steilen Felswänden der Glarnerseite keine größeren Firn-anhäufungen möglich sind. Vom Hausstock, 3 160 m, fließt ostwärts gegen den Panixerpaß der Meergletscher, 1,540 km<sup>2</sup>, der in 2 400 m Meereshöhe endet. Nördlich von der Kistenpaßhöhe liegen auf den schrägen Schieferhängen des Muttenberges in der mittleren Höhe von



Fig. 9.  
Hintersulz gletscher.  
(Karakorum-Typus), ohne Firnfeld, nur von Lawinen genährt.  
Jahresschichten der Lawinen.

2 600 m zwei dünne Eislappen, von welchen nur der nördliche einen Namen führt: Lattenfirn, 0,180 km<sup>2</sup>. Auf dem namenlosen Gipfel, 3 044 m, der sich auf dem sonst schmalen und steilen Grat zwischen Ruchi und Hausstock erhebt, sitzt eine kleine Firnhaube, 0,100 km<sup>2</sup>. Südlich unter dem erwähnten Grat liegen in tiefen Karmulden der Cavirolas-, 1,450 km<sup>2</sup>, und der Fluazgletscher, 1,010 km<sup>2</sup>. Beide endigen bei 2 400 m, reichen aber 2—300 m über die Firngrenze hinauf. Ganz anders liegen nun die Verhältnisse auf der Nordseite des Hausstockes. Oberhalb dem Aelpeli, hinter Elm, liegt in tiefem Kar ein kleiner Gletscher und auf der Linthaler Seite im wilden Karkessel von Hintersulz ein zweiter kleiner Gletscher. Jeder mißt ca. 0,650 km<sup>2</sup>, und beide liegen weit unterhalb der Firngrenze. Der Aelpeligletscher reicht von 2 430 m bis 2 000 m Meereshöhe, der Hintersulzgletscher von 2 250 bis 1 800 m. Beide Gletscher sind ausschließlich durch Schneelawinen genährt, sie stellen also trotz ihrer Klein-

heit den durch Ph. C. V i s s e r aus dem Karakorumgebirge beschriebenen »Mustaggletschertypus« dar. Sie zeigen alle Erscheinungen eines fließenden Gletschers und ausgeprägte Jahresfirnschichtungen (Fig. 9). Der dunkle, leicht verwitterbare Wildfleysch der Felsumrahmung wird von den Lawinen zur Tiefe gebracht und erzeugt während der sommerlichen Abschmelzung eine sehr stark verschmutzte Oberfläche. Das Zungenende macht geringe Vor- oder Rückstöße, ganz entsprechend dem jeweiligen Lawinenreichtum des Jahres. In den Entfernungen von 160, 200 und 500 m vom heutigen Zungenende sind deutliche Moränenreste vorhanden.

### **Vorab-Segnes-Gruppe.**

Westlich vom Segnespaß liegt auf dem gegen Südosten geneigten Pultdach des Vorab der Bündnerbergfirn. Vom 3 000 m hohen Firnscheitel zwischen dem Bündner- und Glarnergipfel des Vorab senkt sich ein kleiner Firnlappen westwärts bis zur Meereshöhe von 2 800 m hinab, ein ebensolcher südwärts, der Hauptteil fließt als breiter Eiskuchen in der Richtung gegen Flims bis zur Höchstquote 2 520 m hinab. Auf der schon erwähnten Zieglerschen Karte vom Jahre 1861 steigt er noch bis 2 430 m hinab. Ein schmaler, aber steiler Eisabfluß findet gegen Norden statt, zu den Felsterrassen, 2 280 m ü. M., oberhalb Martinsmaad. Die ganze Firnfläche mißt 4,55 km<sup>2</sup>.

Oestlich vom Segnespaß ist der lange rundliche Grat zwischen Piz Segnes und Sardona, 3 059 m, mit Firn bedeckt, der nur auf die Bündnerseite hinab zwei kleine Gletscher entsendet, den Segnesgletscher, 1,250 km<sup>2</sup> und den dreilappigen Sardonagletscher, 1,730 km<sup>2</sup>.

### **Kärpfstock.**

Dieser mitten im Freiberg zwischen Linth- und Sernftal liegende, 2 797 m hohe Gipfel beherbergt in einer nördlichen Karmulde ein ganz kleines Gletscherchen von nur 0,145 km<sup>2</sup> Fläche in der mittleren Meereshöhe von 2 550 m. Noch beweisen die Bildung einer kleinen Stirn- und von Spalten, daß die Firnmasse dick genug ist, um in fließende Bewegung zu geraten, doch scheint die Rückbildung zum bloßen Schneefeld in naher Zukunft zu bevorstehen.

\*

Die innerhalb der Kantons Grenzen liegende Firnfläche beträgt heute im gesamten 28,7 km<sup>2</sup>.

## II. Werden, Sein und Vergehen eines Gletschers.

(Fig. 10 und 11, Prof. I bis VI.)

Wir können beobachten wie der ursprünglich in Form feiner, zierlicher Eiskristalle gefallene, reinweiße **Hochschnee** nach kurzer Zeit schon Aenderungen in Korngröße, Dichte und Farbe erleidet, wie die geschichtete Schneemasse in Bewegung gerät, in deren Folge an der Masse selbst innere Struktur- und äußere Formänderungen auftreten, sowie eine auffallende Veränderung des umgebenden Geländes stattfindet durch Aufschüttung oder Abtrag von Schutt und Gesteinen, durch Abschleif von Felsen, durch Erosionsarbeit der Schmelzwasser, durch Beeinflussung der umgebenden Pflanzen- und Tierwelt. Eine Fülle von Problemen war und bleibt noch vor den Augen der Forscher zur Lösung ausgebreitet. Eine lange Liste von Namen wäre anzuführen, deren Träger neue Erkenntnisse gebracht haben, dennoch harren noch einige Probleme der endgültigen Lösung. So ist z. B. der alte Streit um das Maß der Glazialerosion noch nicht erledigt, Plastizitäts- und Reibungsverhältnisse nicht restlos geklärt. Dem Techniker ist es schwer verständlich, wie der schwere Körper eines großen Gletschers bei sehr geringer Neigung der Bahn und trotz rauhem Untergrund die ungeheure Reibung an seiner Sohle überwindet und den Untergrund dazu noch abschürft, wogegen er in der Praxis sieht, daß ein gewöhnlicher Körper sogar auf glatter Unterlage erst bei beträchtlicher Neigung ins Gleiten gerät. Der beobachtende Naturforscher sieht und beweist, daß der Gletscher tatsächlich gleitet und schürft, sogar in Gegensteigungen, aus einer Wanne heraus! Während nun der eine Forscher nachweisen kann, daß an einem bestimmten Ort eine starke Glazialerosion selbst auf hartem Felsen erfolgt ist, beweist ein anderer Forscher ebenso schlagend, daß ein Gletscher z. B. über Bergsturztrümmer hinweggeflossen ist, ohne die losen Schuttmassen weggeräumt zu haben. Während der Erstere nun auf durchgehend starke Glazialerosion schwört, behauptet der Andere mit ebensoviel Recht das Gegenteil. Der Verfasser, früher selbst im Lager der Erosionsgegner stehend, ist heute der Meinung, daß beide Ansichten zu Recht bestehen, nur nicht im verallgemeinernden Sinn, sondern örtlich beschränkt. **Al b e r t H e i m** schrieb in einer seiner Arbeiten:

»Eine Masse Inkonsequenzen und wechselnde Launen müßten wir dem Gletscher vorwerfen, wenn er bei der Austiefung der Täler und Seen ein bedeutender Mitarbeiter gewesen wäre.«

Aufbauend auf den großen Vorarbeiten ungezählter Forscher<sup>3</sup> und auf Grund eigener Beobachtungen in fast allen Teilen der Alpenkette glaubt der Verfasser heute, daß ein Gletscher tatsächlich »Inkonsequenzen begeht und wechselnde Launen« hat, daß diese jedoch auf natürliche Weise erklärbar sind. Er erlaubt sich deshalb in diesem zweiten Teil seiner Studie ein Bild vom Werden, Sein und Vergehen eines Gletschers zu entwerfen. Es ist notgedrungen zum Teil ein Phantasiebild, macht keinen Anspruch auf Vollkommenheit, sondern wünscht nur neue Wege zu neuen Forschungen zu weisen. Die Figuren 10 und 11 zeigen in den Profilen I bis VI schematisch die Entwicklung eines Gletschers und die entsprechenden Veränderungen der Landschaft.

Denken wir uns ein hohes, fluviatil durchtaltetes Gebirge, wo je nach der Gesteinsart und Tektonik die Täler schluchtartig sind oder breiter, wo die Hauptflüsse zwischen Schwemmkegeln der Seitenbäche und gelegentlichen Bergsturzmassen mäandern, und wo die Täler nach oben hin sich in muschelförmiger Ausbreitung verästeln (Fig. 10, Prof. I). Dann nehmen wir an, daß eine Hebung des Gebirges erfolge oder eine Aenderung des Klimas von kontinentalem zu kühl-ozeanischem Charakter. Das Jahresmittel der Temperaturen braucht nicht viel zu sinken; es genügt schon, daß auf Winter mit ausgiebigen Schneefällen in höheren Lagen kühle Sommer folgen mit langdauernder Bewölkung, viel Niederschlag und wenig Sonnenschein, um eine Vergletscherung einzuleiten. Während unter der Herrschaft des kontinentalen Klimas der Winterschnee durch die trockene Sommerhitze jeweilen vollständig verschwindet (wie gegenwärtig z. B. in Nordt Tibet), bleiben im ozeanisch-feuchtkühlen Sommer auch in mittelhohen Lagen Schneeflecken bis zum neuen Einwintern erhalten (wie z. B. in Süd-Chile und Süd-Neuseeland). Nach unserer Annahme bleiben nun von Jahr zu Jahr Reste des Winterschnees erhalten, bis die Anhäufung viele Zehner von Metern erreicht hat. Die Struktur des Schnees ist indessen nicht die gleiche geblieben. Bedeutsame Veränderungen sind eingetreten, indem schon am Ende des ersten Herbstes der Schnee des vorausgehenden Winters verfirnt ist. Unter dem Einfluß von Schmelzvorgängen, Sublimation, Regen und Schweredruck ist Bewegung in die aufgeschichtete Masse feiner Schneekristalle gekommen und eine Art Umkristallisation. Einzelne Eiskristalle sind auf Kosten anderer benachbarter größer geworden, z. Teil durch Aufnahme von Wasserdampf aus relativ feuchter Luft, zum andern durch Anfrieren

---

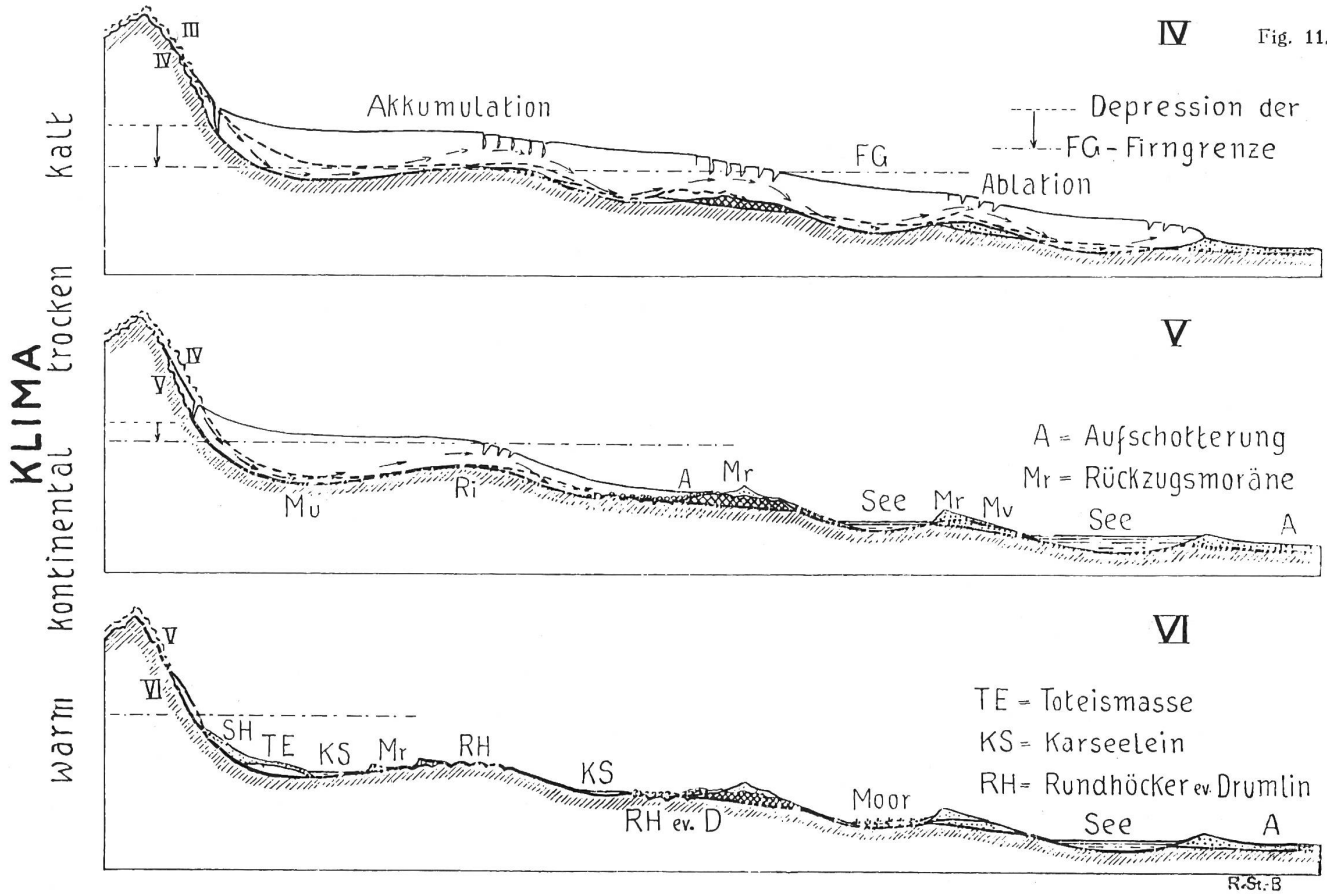
<sup>3</sup> Ein Verzeichnis der benützten Literatur ist wegen Raummangels weggelassen worden. Die Bibliographien der Fachgesellschaften und Zeitschriften geben dem Interessenten reichhaltige Aufschlüsse.



von Schmelzwasser. Andere Kristalle verschwinden durch Sublimation in relativ trockener Luft. So ist aus dem feinpulvrigen Winterschnee, der ungefähr das spezifische Gewicht von 0,1 hatte, schon im Laufe des ersten Jahres sog. **Firn** geworden, bestehend aus einem Gemenge von trübweißen Schneekörnern von der Größe eines Stecknadelkopfes oder Reiskorns, mit dem spezifischen Gewicht von etwa 0,5. Die einzelnen Firnkörner schmiegen sich so dicht aneinander, daß zwischen ihnen nur kapillarfeine Wege zum Eindringen von Regen- oder Schmelzwasser und zum Entweichen gepreßter Luft übrigbleiben. In niederschlagsfreien Perioden wird durch den Wind von den umgebenden Felsen Gesteinsstaub herabgeweht; auch kosmischer Staub und andere Dinge fallen auf die Firnfläche und trüben sie. Neu darauf fallender Schnee sticht in seinem reinen Weiß deutlich von der trüben, alten Schicht ab. So entsteht schon im Hochfirn eine deutliche **Schichtung**, als Abbild des Witterungsablaufes des Jahres. Erst in geringeren Meereshöhen vereinigen sich durch Zusammenschmelzung zwei bis mehrere ehemalige Oberflächen zu einer einzigen grauen Schmutzoberfläche. In unserem gegenwärtigen Klima fallen im ausschlaggebenden Nährgebiet der Firne im Hochwinter die geringsten Niederschläge, die stärksten im Vor- und Nachsommer. Wir haben nun aber zu unserer Betrachtung ein extrem kühlfeuchtes Klima angenommen, indem auch im Winter große Schneemengen fallen, von welchen sehr viel Schnee den Sommer überdauert und durch den neuen Winterschnee zugedeckt wird.

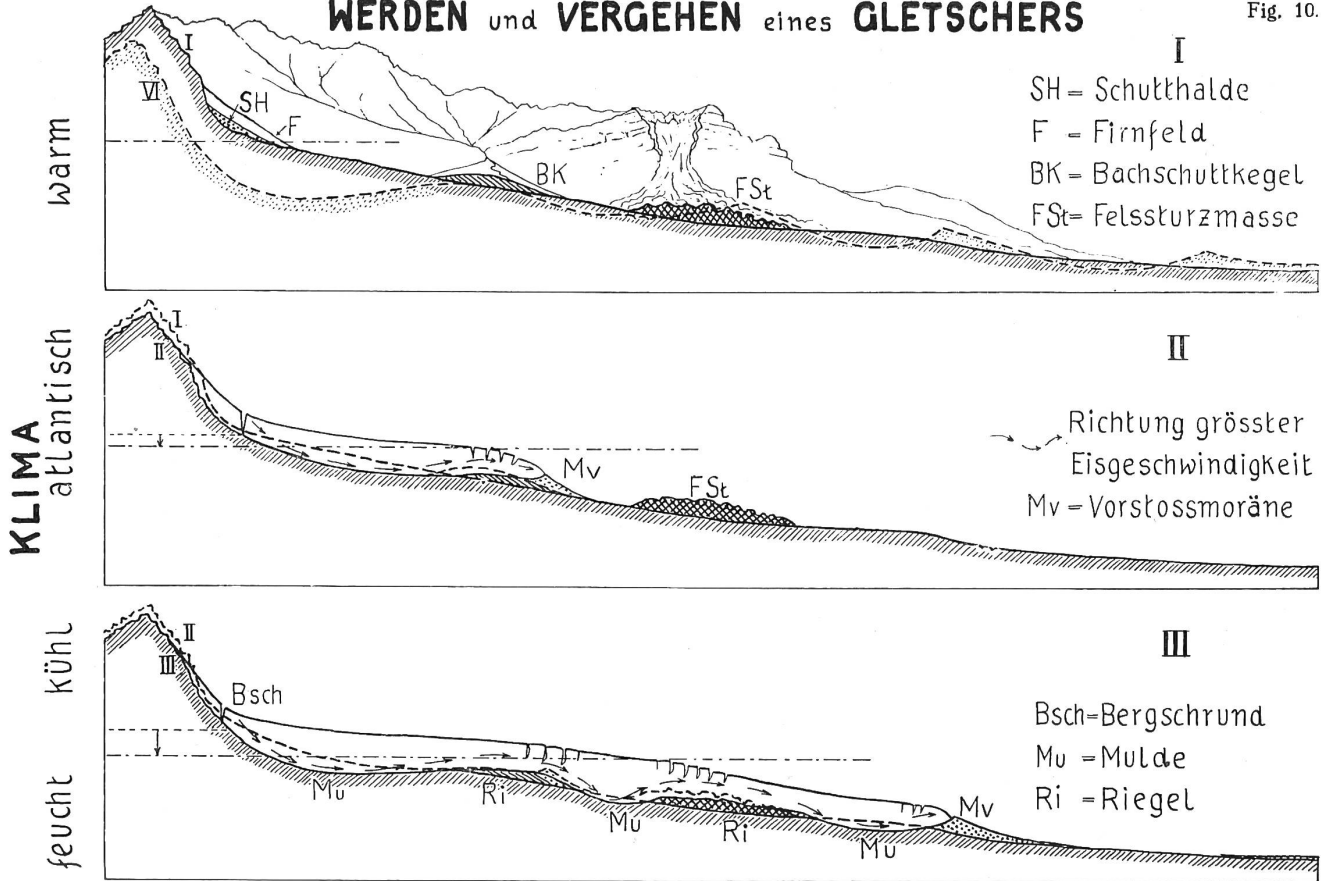
Da die neue Winterschicht im Hochgebirge eine Mächtigkeit von vielen Metern erreicht, genügt sie, um den begrabenen Firnüberschuß des Vorjahres vor Abschmelzung durch Sonnenstrahlung oder vor Verdunstung in die äußere Luft zu schützen. Einzig die unterste Schicht erleidet einen Materialverlust durch Abschmelzung infolge der **Erdwärme**. Die Temperatur des Erdbodens nahe der Oberfläche ist gleich der mittleren Jahrestemperatur eines Ortes. In unseren Alpen liegt die Null-Grad-Grenze in ca. 2 800 m Meereshöhe. Der geothermischen Tiefenstufe entsprechend finden wir ca. 33 m unter der freien Oberfläche die Temperatur von +1 Grad C. Im Schutze einer mehr als 50 m dicken Firnschicht steigt die Temperaturstufe von +1 Grad empor bis an die Firnschicht heran und heizt den vielleicht bei sehr tiefen Temperaturen gefallenen Schnee auf 0 Grad hinauf. Es ist berechnet worden, daß durch die Erdwärme im Jahr nur etwa 7—10 mm Eis geschmolzen werden. Trotzdem sehen wir in der Natur den Firn nicht endlos in die Höhe wachsen. Er scheint bei einer gewissen Maximalhöhe einen Gleichgewichtszustand zu erreichen. Da der Verlust durch die Erdwärme gering ist, Abschmelzung oder Ver-

dunstung der untersten Schichten im isolierenden Schutz der oberen Schichten ausgeschlossen ist, muß eine andere Möglichkeit vorhanden sein, damit der jährliche Zuwachs kompensiert wird und die Firnhöhe nicht endlos nach oben wächst. Wir können in der Tat eine zwar langsame, aber dauernde Bewegung der Firnmasse beobachten. Die Frage ist nur, ob diese Bewegung durch die ganze Firnmasse hindurch gleichförmig sei oder örtlich und zeitlich verschieden. Wir sehen, daß der Firn sich nicht nur auf abwärts geneigter Bahn bewegt, sondern auch bei völlig horizontaler Aufschichtung, ja gelegentlich sogar Gegensteigungen überwindet. Die Bewegungen sind so langsame, daß bei flüchtiger Beobachtung uns der Eiskörper als starr vorkommt und deshalb sein Gleiten auf schwach geneigter, rauher Bahn allen Reibungsgesetzen zu widersprechen scheint. Verschiedene Faktoren ermöglichen die Bewegung des Firneises, und zwar sind es außer der Schwerkraft reibungsherabsetzende Schmelzvorgänge. Bei geneigtem Untergrund muß schon eine Bewegung talwärts stattfinden, weil an die Stelle eines am Grund schmelzenden Eiskornes das darüberliegende nachrückt, und zwar nicht im rechten Winkel zum Hang, sondern in der Richtung der Schwerkraft. Dieser Weg talwärts ist größer, je geneigter der Untergrund ist, und die ganze darüberliegende Masse muß dieser Bewegung folgen. Wo Bewegung ist, tritt auch Wärme auf. Messungen haben ergeben, daß einjähriger Firn etwa das spezifische Gewicht von 0,5 hat, zehnjähriger Firn etwa 0,7. Eine 50 m hohe Firnschicht drückt also auf den Quadratmeter Bodenfläche mit  $2\frac{1}{2}$  bis  $3\frac{1}{2}$  Tonnen Gewicht. Je höher die Schicht, um so größer der Druck auf die untersten Schichten. Druck und Bewegung erzeugen Wärme. Sobald also die Firnschichtung eine gewisse Höhe erreicht, kommen drei Wärmequellen zur Wirksamkeit: die **Erdwärme**, die **Bewegungswärme** und die **Druckwärme**, und bewirken eine, wenn auch geringe innere Schmelzung. Nicht nur entsteht auf dem Felsboden eine hauchdünne Wasserschicht, sondern auch die sich berührenden und reibenden Oberflächen der einzelnen Firnkörner werden feucht. Wir haben es hier nicht nur mit reinem Schmelzwasser zu tun, sondern mit einer Mischung von Wasser mit feinstem Gesteinsmehl. Wir wissen aus der Erfahrung des täglichen Lebens, daß solche Mischungen von Flüssigkeit mit feinstem Staub ausgezeichnete Schmiermittel sind. Die äußerst dünne Haut einer solchen Mischung begünstigt das Gleiten mehr als starke Wasserschichten. Das beweisen uns das Gleiten von Lokomotivrädern auf feuchter Stahlschiene, das Gleiten der Reifen des Autos oder der Rohgummisohle des Fußgängers auf nebelfeuchtem Asphalt. Es darf angenommen werden, daß die seifige Schmierschicht unter- und innerhalb des Eiskörpers diesem die Be-



# WERDEN und VERGEHEN eines GLETSCHERS

Fig. 10.



weglichkeit verleiht, um so eher, als wir ja beobachten, wie ganz trockene Materialien, wie Kohle, Kies, Getreide u. a. im technischen Silo unter **Differenzialbewegungen** abwärts sinken und dabei viel größere Reibungswiderstände überwinden. Gerade infolge der Differenzialbewegung bleiben die Firnkörner als Einzelindividuen erhalten, aber sie haben unter sich Kohäsion genug, um zusammen als ein geschlossener, der Umformung fähiger Körper zu erscheinen, der dank der hauchdünnen Schmierschicht die Bodenreibung überwindet. Die bodennahen, dem stärksten Druck ausgesetzten Firnschichten müssen am fließfähigsten sein, nach oben hin werden die Schichten mehr und mehr starrer und passiv mitgenommen. Hierbei kommt es in diesen oberen starren Schichten zu Zugspannungen, welche sich unter Bildung von Spalten lösen. Das tritt schon an den obersten Firnhängen auf. Da wegen des steilen Gefälles nur wenig Schnee haften kann, ist dieser der Höhenlage entsprechend kalt und am Boden festgefroren. Wo die Firnauflage dick genug haften kann, daß ihre isolierende Wirkung groß genug ist, kommt die Erdwärme zur Geltung, es tritt eine leichte Bodenschmelzung auf und damit das Abgleiten der Firnmasse als Ganzes. Die untere gleitende Masse reißt von der oberen, festgefrorenen ab unter Bildung des sog. Bergschrundes (Fig. 12). Ueberall sehen wir diese Bergschründe, oft in prachtvollen Girlandenreihen die Firnmulden oben umrahmend. In den Bergschrund fallen von den überragenden Felsen abwitternde scharfkantige Gesteine oft bis zum Grunde und werden dort vom abwandernden Firneis mitgeschleift. Der Druck auf die einzelnen Steine ist groß, besonders weil ringsherum das Eis infolge von Druck und Erdwärme zurückschmilzt. Der vorstehende Stein schürft den Untergrund oder wird, je nach dem gegenseitigen Härtegrad selbst abgerieben, gleichzeitig jedoch sukzessive in den Eiskörper hineingedrückt. Der Widerstand, den das Eis dem Eindringen des Steines entgegensetzt, ist die Kraft, mit welcher der Stein den Untergrund schürft. Erst wenn die Anzahl der über den Untergrund schleifenden Steine so groß wird, daß die Summe aller Reibungswiderstände größer wird als die Schwerkraft der abwärtsdrängenden kohärenten Eismasse beträgt, bleiben die Steine stecken, das Eis gleitet mittels der Schmierschicht darüber hinweg, und die Sohlenschürfung bleibt aus. Wir sehen also, daß keine **Glazialerosion** stattfindet, wenn das Gesteinsmaterial fehlt, und ebenso, wo ein Uebermaß von Gesteinen vorliegt, demnach ist die mittelstarke Gesteinsführung das Optimum für Glazialerosion. Wir haben einen Beweis in der Natur vor uns: Dort, wo eine Firnfläche von Felsen umrahmt ist, durch den Bergschrund scharfkantiges Gestein zum Eisuntergrund gelangen kann, wird eine **Firnmulde** ausgehöhlt. Wo der

Firn sich frei auftürmt, fließt er allseitig ab, bildet zwar auch einen Bergschrund, aber weil dieser rein bleibt, unterbleibt auch die Sohlenschürfung, und wir sehen anstatt einer Firnmulde einen konvexen **Firnschild**. Die hangenden (oberen und seitlichen) Schichten der plastischfließenden Kernmasse stehen unter geringerem Druck, sind daher starrer und spröder, und weil das Eis keine hohe Zugfestigkeit besitzt, muß es zur **Spaltenbildung** kommen, wo sich Widerstände gegen das gleichförmige Fließen einstellen, vorab bei Krümmungen oder Querschnittsänderungen im Tallauf. Die Spalten reichen gewöhnlich nur bis zur plastischen Schicht hinab, wann und wo sie gewöhnlich auftreten, ist bekannt. Durch die Eisbewegung und durch Rückstrahlung von erwärmten Felsen am Rande der Gletscher können auch Klüfte entstehen, in welche, ähnlich wie beim Bergschrund, scharfkantige Steine stürzen. Diese werden vom Eise mitgeschleift und bewirken eine seitliche Erosion (Hohlkehlen usw.). Weil das Eis in den äußeren Teilen starrer, härter ist, drücken sich die Steine nicht so schnell und leicht in das Eis hinein, wie am Untergrund, weshalb die Seitenerosion unter Umständen kräftiger sein kann, als die Tiefenerosion.

Bei diesen Erosionsvorgängen spielen die Härtegrade und die Struktur der reibenden und geriebenen Gesteine eine wichtige Rolle. Wie eine mittelstarke Gesteinsführung an der Sohle die kräftigste Erosion bewirkt, so ist eine solche auch nur bei Eiskörpern von mittlerer Dicke zu erwarten. Dünne Eisströme üben einen zu geringen Schweredruck aus; bei sehr dicken Gletschern (den diluvialen z. B.) ist infolge des hohen Bodendruckes die Fließfähigkeit, resp. Verschiebbarkeit der einzelnen Eiskörner unter sich so groß, daß die Gesteine sich leichter in den Eiskörper hineindrücken lassen, die Sohlenschürfung daher geringer ist. Beim diluvialen Gletscher war der Faktor Zeit groß, deshalb konnte die Wirkung der Glazialerosion trotz geringer Grundmoräne dennoch bedeutend sein. Die oberen Firnschichten, zu denen jährlich neue hinzukommen, fließen passiv abwärts, weil die tiefer liegenden Schichten durch das Gewicht der oberen hinausgequetscht werden. Weil die unter Schmelztemperatur und beständigem, hohem Druck stehenden bodennahen Schichten in einem labilen Gleichgewichtszustand sich befinden, genügt eine relativ geringe Zunahme von Neuschnee oder Abnahme durch Ablation an der Oberfläche, um zu bewirken, daß die Fließgeschwindigkeit der plastischen Tiefenschichten zu- oder abnimmt. Dieser Abfluß hat eine weitere Strukturveränderung zur Folge. Wir haben die Bewegung der Firnmasse mit der Bewegung von Getreidekörnern im Silo verglichen. Hier wie dort müssen durch das Ausfließen tieferliegender Massen die

hangenden nachströmen und zwischen den einzelnen Körnern Differenzialbewegungen ausgelöst werden. Die Oberflächen der Körner rollen teils im gleichen Drehsinn fast reibungslos ab, während entgegengesetzte Oberflächenteile sich gegeneinander drehen, reiben und drücken. Der herrschende hohe Druck läßt keine Hohlräume zu. Die Einzelindividuen bleiben durch den Zwang der Bewegung erhalten, sie rollen und gleiten dank der Oberflächenfeuchtigkeit über und nebeneinander. Dabei mag hier eine Ausbuchtung eines Kornes abgewürgt werden, dort das abgesprengte Teilchen einem benachbarten Kristallgitter angegliedert werden. Auf diese Weise verschwinden oder wachsen in dauerndem Wechsel die in rundlichen Kerben und Ausbuchtungen ineinandergreifenden Eiskristalle, wobei mit der Länge des Weges das Verhältnis von kleinen zu größeren Körnern sich immer mehr zugunsten der größeren auswirkt. Aus dem ursprünglichen Gemisch von Firnkörnern in Stecknadelkopfgröße ist ein Gemisch von nuß- bis faustgroßen **Gletscherkörnern** geworden.

Wir haben gesehen, wie der im Laufe vieler Jahre angehäuften Schnee Strukturänderungen durchmacht und wie er zum Fließen kommt. Durch die talwärts gerichtete Bewegung gerät die Firnmasse sukzessive in Meereshöhen, wo die Jahrestemperaturen höhere sind. Das geht so weit hinab, bis die Abschmelzung den Nachschub des Eises ausgleicht. So reichen die Gletscherzungen mehr oder weniger tief unter die klimatische Schneegrenze hinab (Fig. 10 und 11, Prof. II und ff.). Das talwärtsströmende Eis stößt dabei auf gelegentliche Hindernisse. Kleinere Unebenheiten werden überfahren, geringfügigen, losen Schutt stößt es als Stirnmoräne vor sich her. Bei größeren Hindernissen, wie z. B. an einer plötzlichen Verengung des Tallaufes oder an großen Schuttmassen, Bachschwemmkegeln oder Bergsturzmassen muß eine Höherstauung der Eismasse eintreten, so hoch, bis das Hindernis überflossen werden kann. Es muß dabei eine größere Stauhöhe erreicht werden, als das beim fließenden Wasser der Fall wäre, weil beim Eis die oberen Schichten starr sind und nur passiv mit den tieferen flüssigeren Schichten mitgenommen werden. Das Gewicht der angeschwollenen Massen hat die tieferliegenden Schichten fließfähig gemacht und preßt sie gegen das stauende Hindernis hinauf. Die **Linie größter Eisgeschwindigkeit** steigt also im Innern des Eiskörpers nach oben und senkt sich erst nachher wieder. Wir erkennen das schon am Aussehen der Oberfläche. Wo die größte Fließgeschwindigkeit nach unten geht, zeigt die Oberfläche treppenförmiges Absinken, wo sie nach oben geht, wie über den Riegeln, sehen wir nicht selten einzelne Seraks über die allgemeine »Gipfelflur« hinausstoßen (Fig. 12).

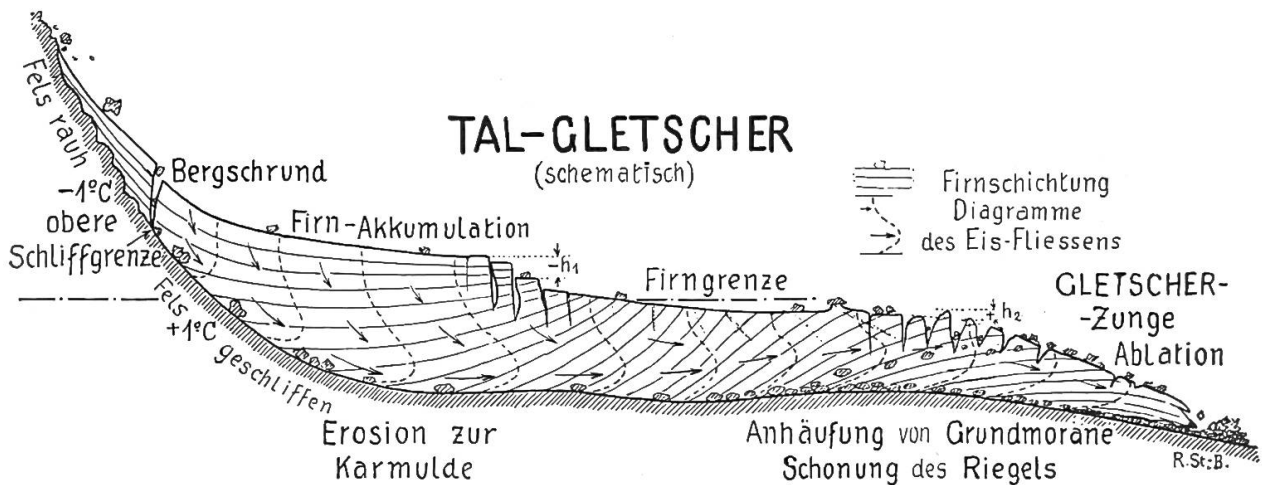


Fig. 12.

In tiefem Eise verläuft die Linie größter Geschwindigkeit bodennahe, rückt in weniger tiefem Eise nach oben, bei dünnen Eiskörpern so sehr, daß es zu Abscheerungen und Ueberkragungen oberer Schichten über untere kommt oder zum Vorschub des starren Schelfes als Ganzes (Fig. 12, rechts außen). Im Innern eines kilometerlangen Gletschers kann die Linie größter Fließgeschwindigkeit vom Bergschlund an bis zum Zungenende wellenförmig verlaufen in steter Abhängigkeit von der Beschaffenheit des Gletscherbettes (Fig. 11, Prof. IV). Wo die Linie im Eiskörper nach abwärts taucht, besteht eine Mulde, wo sie nach oben steigt ein Riegel. Infolge der größeren Geschwindigkeit führt das gleitende Eis pro Flächeneinheit zwar weniger Grundmoränenmaterial, aber dessen Erosionskraft ist wegen dem größeren Druck und der größeren Geschwindigkeit wirksamer, die Mulde wird noch vertieft. Umgekehrt häuft sich das Grundmoränenmaterial dort an, wo die Eisgeschwindigkeit abnimmt oder nach oben steigt. Die Summe aller Reibungswiderstände kann den Schwereindruck der nachdrängenden Eismassen übersteigen, örtlich vielleicht so sehr, daß der Grundschutt stecken bleibt und das Eis darüber hinwegfließt. In diesem Falle unterbleibt die Sohlenschürfung, die Schwelle bleibt erhalten, nur der Gletscherbach sägt sich unbekümmert in schmalen Schluchten durch den Riegel. Wir haben weiter oben erklärt, wie im Firngebiet die Karmulde und damit im Längsschnitt die Form des liegenden  $\sim$  entsteht. Ob im weiteren Verlauf eines Gletschers Wiederholungen dieser  $\sim$ -Form entstehen, wird davon abhängen, welche morphologischen Formen und Hindernisse, auch tektonischen Ursprungs, ein Gletscher bei seinem Vorrücken antrifft. Nach oben Gesagtem wird er **vorgefundene Mulden übertiefen, Riegel dagegen erhalten** oder gar durch Aufschüttung erhöhen (Fig. 10/11, Prof. VI



und I). Wenn der Nachschub des Eises dauernd größer ist als die Ablation, dann wird das Hindernis (Riegel, evtl. eigene Moräne aus früheren Vorstoßzeiten) vom Eis überschritten unter der bekannten Bildung von Querspalten und Seraks. Die Stirne des vorrückenden Eises schürft auf der Leeseite des Riegels den lockeren Boden auf, schiebt ihn vor sich her und staut eine sog. Stirnmoräne auf, welche noch erhöht wird durch das Material, welches von der stark convexgewölbten Gletscherstirne herabrutscht.

Von den beidseitigen Talhängen herabgestürzte Gesteine sammeln sich infolge der kontinuierlichen Eisbewegung zu langgestreckten Wällen, den sog. Seitenmoränen. Sie umsäumen daher zusammen mit der Stirnmoräne die Gletscherzunge. Wo im Gletschergebiet die größte Fließgeschwindigkeit aus tieferen Lagen gegen die Oberfläche steigt, wird Grundmoränenmaterial mitheraufgebracht und tritt zuweilen als Schuttquelle (Innenmoräne) an die Oberfläche. Bei Eisströmen, die aus zwei oder mehreren Zuflüssen zusammengesetzt sind, vereinigen sich zwei ursprüngliche Seitenmoränen im Winkel ihres Zusammentreffens zu einer einzigen, die dann als sog. Mittelmoräne auf dem Rücken des Gletschers talwärts getragen wird. Auf dem langen Wege vom Bergschrund oben ist das Wasser ein ständiger Begleiter des Eises und gewinnt bis zum Ende des Gletschers immer mehr an Bedeutung. In großen Höhen, über 3 800 m, wo der jährliche Niederschlag nur noch in fester Form niedergeht, ist die Sonnenstrahlung so wirksam, daß der Schnee auf dunklen Felsen durch Rückstrahlung schmilzt und das abrieselnde Wasser durch den Bergschrund auf den Grund des Eises gerät. Zwischen 3 500 und 3 000 m fällt im Sommer zuweilen schon Regen, der jedoch im Firn versickert und zur Verdichtung und Strukturwandlung des Firns beiträgt. In den Lagen unterhalb 3 000 m kann die Regen- und Schmelzwassermenge schon so groß sein, daß ein Teil zum Abfluß kommt, zumeist auf oberflächennahen **Harteisschichten**. Erst von der Höhe der Firnlinie an wird das Schmelzwasser oberflächlich gut sichtbar, wo es sich zu größeren Rinnsalen, ja bis zu richtigen Bächen vereinigt und durch Spalten oder Mühlenlöcher den Weg im oder unter dem Gletscher weiterverfolgt und sich mit dem Wasser vereinigt, das vom Schmelzprozeß durch Erdwärme oder von gelegentlichen subglazialen Quellen her stammt. Das **subglaziale Wasser** hat während seiner ganzen Weglänge mit talwärts zunehmender Kraft bedeutsame Arbeit geleistet. Vom Bergschrund abwärts bildet die hauchdünne Wasserschicht in Verbindung mit feinstem Gesteinsmehl die schlüpfrige Schmierschicht, die das Gleiten der schweren Eismassen ermöglicht, den Felsgrund je nach der Gesteinsart auch chemisch angreift und die mechanische

Abschleifung erleichtert. Die zu einem Bach vereinigten Schmelzwasser gewinnen zunehmend an Stoßkraft, erodieren mit Hilfe des mitgeführten Grundmoränenmaterials tiefe Rinnen ins Felsbett, in welche Rinnen das Eis nachsinkt und sie durch die mitgeschleiften Gesteine reibend und absplitternd erweitert. Gelegentliche Verstopfungen zwingen die Bäche zu Nebenwegen, was besonders in ebenen, flachverlaufenden Gletscherbetten der Fall sein wird. Der subglaziale Bach muß sich da vielfach verzweigen. Die einzelnen Mäanderbogen treffen sich; es bildet sich ein netzartiges Rinnensystem aus, in dessen Lücken **Rundhöcker** oder drumlinartige Schutthaufen bestehen bleiben. Es wären noch viele Erscheinungen zu nennen, welche mit dem Gletscher und seiner Bewegung im Zusammenhang stehen, wie z. B. die Schliffflächen an Felsen, welche in der Bewegungsrichtung des Eises rauh gekritzelt oder, je nach Umständen, auch glatt poliert, eben oder mit Hohlkehlen versehen sind; Gesteine, welche durch ihre Rundung und Kritzung verraten, daß sie ihren Weg zwischen Fels und Eis genommen haben; Bäche und Tümpel, die durch ihre milchige Trübung verraten, daß sie Träger des feinsten Abschiffmaterials sind, welches wiederum abgelagert den dichten Gletscherlehm liefert. Oder wir betreten den Gletscherkörper und sehen da Gletschermühlen, Gletschertische, Sandkegel, Schmutz- oder »Mittagslöcher« (Kryokonit) dolinenartige Löcher mit oder ohne Wasser, Ueberkragungen längs Scherflächen, Schmutzbänder (Ogiven), Schichtfugen, Bänder blauen oder weißen Eises usw. Diese Erscheinungen einzeln zu beschreiben würde den Rahmen dieses Aufsatzes überschreiten. Sie sind bekannt, und über ihre Entstehung herrscht kaum mehr ein Zweifel, mit Ausnahme der **Blau- und Weißbänderung**, welche sich im Gletscherkörper in bisher unerklärlichen Winkeln mit den Schichtfugen kreuzen.

Die im Firngebiet flach gelagerten Schichten werden infolge von Spannungsdifferenzen, z. B. an konvexen Stellen, von Spalten senkrecht durchrissen. Neuschnee fällt in diese Spalten, die sich weiter talwärts, an konkaven Stellen wieder schließen. Der Schnee wird dabei zu luftreichem, daher weißem, aber hartem Eis zusammengequetscht. Infolge der größeren Fließgeschwindigkeit in der Tiefe werden die ursprünglich horizontalen Firnschichten steil gestellt mit samt den kreuzweisstehenden weißen Eisschichten. Beim Ueberschreiten des der Firnmulde zumeist folgenden Riegels bersten senkrecht neue Spalten auf, die in neuen Winkeln die bergwärts entstandenen Schichtfugen kreuzen. In tieferen Lagen kann neben Neuschnee auch Schmelzwasser in die Spalten geraten. In der sich wiederum schließenden Spalte breitet sich das Wasser längs der ganzen Spaltenwand aus und gefriert bei genügender Dünne zu dunklem Blau eis. An

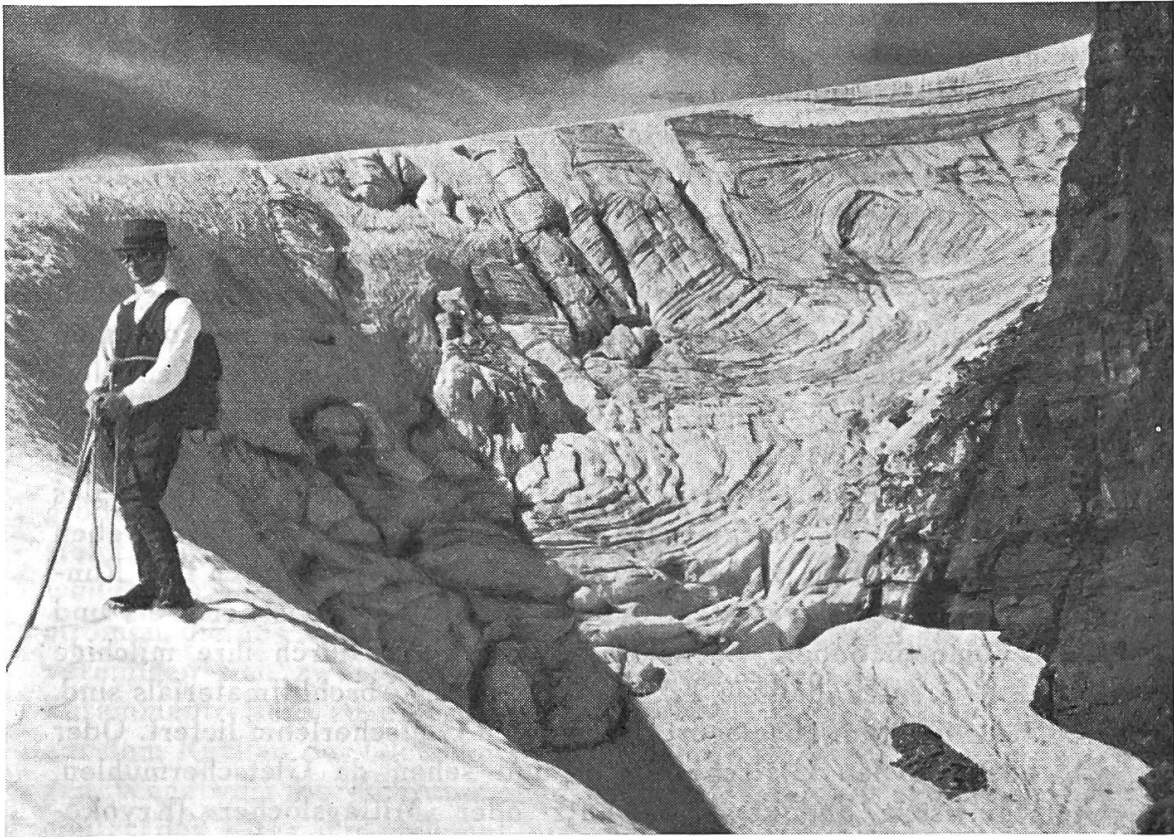


Fig. 13.

Disharmonische Verfaltungen der Firnschichten  
beim Umfließen eines Felsvorsprungs (Südgrat Teufelsstock),  
sichtbar an der Eiswand eines Windkessels.

Orten sehr starker Pressung kann auch eine Druckschieferung entstehen, wie sie die Geologen auch an Gesteinen kennen. Am Gletscherende kommen die in verschiedenen Winkeln sich kreuzenden Schichten und Bänder oft deutlich in Erscheinung. Im allgemeinen bleibt die Firnschichtung bei gleichmäßigem, ruhigem Tallauf in den Grundzügen erhalten bis zum Gletscherende. Durch plötzliche Talverengungen, oder beim Zusammenfluß zweier Eisströme, werden die flachliegenden Schichten seitlich aufgebogen. Beim Umfließen von Felsriffen, welche im Winkel zum Stromlauf stehen, kommt oft eine strudelnde Eisbewegung vor, in deren Folge die Firnschichtung tektonisch verfaltet wird und in Unordnung gerät (Fig. 13).

Nachdem wir im Vorstehenden das »Werden und Sein« eines Gletschers besprochen haben, beobachten wir noch sein »Vergehen«. Wir nehmen wieder eine durchgreifende Klimaänderung an. Kalte Winter mit häufigen Antizyklonen bringen dem Tiefland langdauernde Schneebedeckung, dagegen den höchsten Gipfeln und Firnflächen, die

zuweilen über den Wolken sind, viel Sonnenschein. Im Sommer schmilzt durch warme Regen und reichlichen Sonnenschein nicht nur der jeweiligen im Winter gefallene Schnee weg, sondern noch viel vom Firnvorrat, der aus früheren Jahren stammt. Die Firnfelder werden von Jahr zu Jahr dünner, der Schweredruck auf die tieferen Schichten geringer. Das Firneis wird weniger fließfähig, der wellenartig talwärts sich fortpflanzende Druck wird geringer, der Eisnachschiebung kleiner, die Ablation überwiegt. Das früher stark gewölbte Zungenende wird flacher und flacher und zieht sich bergwärts zurück. An Stellen über subglazialen Riegeln z. B. kann der dünn gewordene Gletscherkörper durchschmelzen und in muldenartigen Vortiefen oder auch an den Rändern große Stücke als »Toteis« liegen lassen. Unter dem Schutze starker Schuttbedeckung kann solches Toteis ungezählte Jahre liegen bleiben, seinen Standort längere Zeit vor Auffüllung schützen, während das Land ringsumher, besonders talein- und -auswärts durch die Gletscherbäche aufgeschottert wird. Allmählich schwindet auch das Toteis zusammen. Auf dem Eiskörper entstehen Spalten, die ihren Standort nicht mehr ändern, deren Wände jedoch unter stets größer werdendem Winkel klaffen. Die Schuttbedeckung rutscht längs den Spaltenwänden auf dem Spaltengrund zu langen Wällen zusammen. Zuweilen kommen auf dem Toteis auch dolinenartige Vertiefungen vor, etwa an Stellen ehemaliger Schlote von Gletschermühlen, wobei auch der Schutt der Oberfläche gegen die Tiefe des Trichters rutscht und einen kegelförmigen Haufen hinterläßt. Nach völliger Abschmelzung des Eises kann in der durch Glaziallehm abgedichteten Felsmulde ein See zurückbleiben, auf dessen Grund die alte Schuttdecke des Eises durch merkwürdig verteilte Untiefen in Form von Wällen, konischen Haufen oder flachen Schildern bemerkbar ist. An den seitlichen Talhängen bleiben an geschützten Stellen Teile der Seitenmoränen mit ihrem aufschlußreichen Blockmaterial liegen, während sie andernorts durch Lawinen oder Wasserläufe zerstört werden. Letztere transportieren das Material bis weit ins Vorland hinaus, wobei die Korngröße des Materials durch gegenseitigen Abschleiß nach außen hin naturgemäß immer kleiner wird. Am Felsbett wird der Gletscherschliff in allen seinen Formen sichtbar. Je nach der Gesteinsart verwittert der Gletscherschliff mehr oder weniger rasch, kann jedoch unter schützenden Schichten von Glaziallehm auch Jahrtausende erhalten bleiben. Wo ein Eisstrom einst über ein flaches Gelände geflossen ist, mußten die subglazialen Wasser, in viele Arme zerteilt, mäandern. Ein zurückweichender Gletscher wird an solchen Stellen eine **Drumlinlandschaft** hinterlassen, d. h. Scharen in der Eisstromrichtung gestreckter ovaler Schutthügel, wenn unter ihm einst

eine starke Grundmoräne lag; oder eine Landschaft mit eiförmigen, geschrammten Felsbuckeln (*roches moutonnées*), wenn unter dem Gletscher vorwiegend nackter Fels lag. Das Klima einer Rückzugszeit wird sich ebenso wenig wie dasjenige einer Vorstoßzeit in gleichförmiger Weise ändern, sondern, wie das meiste Geschehen in der Natur, im Pendelgang oder Wellenfluß. So kann einem ersten Rückzug ein neuer Vorstoß folgen, der aber die hinterlassenen Reste des äußersten Vorstoßes vielleicht nicht mehr erreicht, und taleinwärts neue Reste, wieder eine sog. Glazialserie hinterläßt. Aus der Lage der zurückgelassenen Moränen, deren Erhaltungszustand, Grad der Bewachsung mit Pflanzen u. a. kann oft die Geschichte eines Gletschers erforscht werden. Fig. 11, Prof. V und VI.

Das zusammenschmelzende Gletschereis lagert Schuttmassen ab, oft an Stellen, wo sie nicht liegen bleiben können, sondern einer annähernd stabilen Gleichgewichtslage zustreben müssen. Die starke Durchmischung mit Wasser und feinstem Gesteinsmehl befähigt die breiigen Schuttmassen zum Abrutschen. Die trockengelegten Stirn- und Seitenmoränenwälle können gut erhalten bleiben, wenn sie aus kalkreichen Gesteinen bestehen, weil der Kalksinter die Massen verkittet und verhärtet. Innerhalb des Moränenkranzes mischen sich die eckigen Gesteine der Obermoräne mit den gerundeten und gekritzten der Grundmoräne. Der Gletscherbach, der stets schon an einer oder mehreren Stellen die Stirnmoräne durchbrochen hatte, fördert einen Teil der Schuttmassen weg und breitet sie im Vorland als fluvio-glaziale Schotter aus. In einem Tal, wo die Gesteinsbeschaffenheit wenig Geschiebe liefert, können in den Mulden kleine Seen zurückbleiben, die als solche erhalten bleiben oder allmählich verlanden oder zu Torfmooren auswachsen. In Tälern mit ursprünglich gut ausgeprägtem V-Querschnitt, wo der Bach eines Gletschers mit wenig, jedoch hartem Geschiebe, die Mittellinie des Tales eingehalten hat, wird der zurückweichende Gletscher eine klare Trogform und einen Tallauf mit ziemlich ausgeglichenem Gefälle hinterlassen. Wo dagegen sehr viel Geschiebe vorhanden ist, kann es zu häufigen subglazialen Verstopfungen und zu Verzweigungen des Gletscherbaches kommen, dessen vorbereitender Bahn das Eis geschmeidig nachfolgt. Ein solcher Gletscher wird einen stufenreichen Talboden mit häufigen Rundbuckeln oder sogar Inselbergen hinterlassen. Gletschereis erodiert nicht souverän, es hat seine »Launen«, die ihm durch äußere Umstände aufgezwungen werden.

Das Studium der Umwandlung des Hochschnees zu Firn und des Firns zum Gletscher ist nicht nur wissenschaftlich reizvoll; es hat

auch für die Menschen praktische Bedeutung. Die Zu- oder Abnahme der Firne und Gletscher verändert eine Landschaft nicht nur in ästhetischer Beziehung, sondern hat auch wirtschaftliche Folgen durch die Veränderung der Wasserführung unserer Flüsse und Quellen. Lange bevor die Geschichte der Völker niedergeschrieben wurde, haben die Gletscher mit ihrem Wachstum und Schwinden »Geschichte gemacht«, indem sie in extremen Fällen wohl ganze Völker zu Abwanderungen gezwungen und in deren Folge Kriege verursacht haben mögen. Es wird sich mancher die Frage stellen ob je wieder eine Zeit übermächtiger Vergletscherung, wie einst zur Diluvialzeit, wiederkehren könne. Die Wissenschaft weiß darüber noch keine bestimmte Antwort zu geben, weiter zu forschen ist unsere Pflicht.