

Zeitschrift: Mitteilungen der Geographisch-Ethnographischen Gesellschaft Zürich
Band: 42 (1943-1944)

Artikel: Beschreibung einer Gruppe von Gletscherrandklüften am Obern Grindelwaldgletscher
Autor: Carol, H.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-30920>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

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. [Voir Informations légales.](#)

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. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 02.02.2025

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

Beschreibung einer Gruppe von Gletscherrandklüften am Obern Grindelwaldgletscher.

(Mit Hinweisen auf die Bedeutung der Gletscherrandklüfte für die
glaziologische und glazialmorphologische Forschung.)

Mit 12 Abbildungen, 6 Figuren, 2 Tafeln.

Von H. Carol.

Inhalt.

	Seiten
I. Problemstellung	13
II. Das Kluftsystem in den Jahren 1941, 1942, 1943	15
Uebersicht	15
1. Die kerbenförmige Gletscherrandkluft	18
2. Die taschenförmige Gletscherrandkluft	22
3. Die vordere höhlenförmige Gletscherrandkluft	23
4. Die hintere höhlenförmige Gletscherrandkluft	35
III. Dezennale und säkuläre Wandlungen des Kluftsystems	39
IV. Zusammenfassung der wichtigsten glaziologischen und glazial- morphologischen Ergebnisse	46
V. Bedeutung der Gletscherrandklüfte für die Forschung	48

I. Problemstellung.

Gletscherrandklüfte fallen in der Glaziallandschaft von Grindelwald nicht besonders stark auf. Wohl mag der Wanderer auf dem Wege von Grindelwald nach der Bäregg den schwarzen Kerben zwischen Eis und Fels einen Augenblick schenken, wohl bestaunt er auf dem Wege zum Milchbachloch die gähnenden Schlünde unter dem Leib des obern Gletschers; selten aber wird er sie aus der Nähe schauen, ihr zauberhaftes Farbenspiel im Gegenlicht oder ihre schroffe Wucht an düstern Tagen erfahren. So stehen die Klüfte am Rande des Gletschers denjenigen am Rande des Firns, den «Bergschründen», weit nach in der augenfälligen Wirkung auf das Landschaftsbild, wohl mit ein Grund dafür, weshalb sich die Beschreibungen der «Randklüfte» fast ausschließlich diesen geschwungenen Linien der Firnmulden zuwandten.

Betrachten wir die Klüftbildungen am Rande eines Gletschergebietes mit kritischem Blick, so fällt uns eine Gliederung im großen nicht schwer. Distel (Lit. 1) ¹⁾, der die eindeutigsten Begriffe einführte, definiert folgendermaßen: «Der Bergschrund kommt überall da zur Ausbildung, wo mächtigere, in Bewegung geratene Firnmassen sich von weniger mächtigen, am felsigen Untergrund haftenden losreißen. Eine Randklüft kann überall da zur Ausbildung kommen, wo Firn oder Eis an aperes (firn- oder eisfreies) Gehänge grenzt.»

Er unterteilt dann die Randklüft in jene, welche im Nährgebiet, Firngebiet und jene, welche im Zehrgebiet, am Gletscher im engern Sinne auftritt. Mit dieser Randklüft, mit der Gletscherrandklüft, wie ich sie nenne (im Gegensatz zur Firnrandklüft), wollen wir uns hier befassen. An dieser Stelle werden allerdings die kleinen *Ablationsrandklüfte*, welche im Laufe des Sommers entstehen, nicht erwähnt; es werden ausschließlich *Bewegungsrandklüfte* erfaßt.

Vorerst wollen wir uns kurz mit der sachlichen Erkenntnis und der Namengebung oder Begriffsbestimmung der Gletscherrandklüfte im Laufe der Forschung befassen. Agassiz (3, S. 576) beschreibt meines Wissens als erster in einem kurzen Abschnitt eine kleine Gletscherrandklüft, die er «Caverne» nennt.

In der deutschen Uebersetzung von Forbes «Travels» (4, S. 197) lesen wir folgende treffende Beschreibung einer Randklüft: «Wenn das Gletscher-

¹⁾ Die Ziffern in Klammern (2) beziehen sich auf die Literaturhinweise am Schluß der Abhandlung.

eis bei seinem Abwärtsgleiten gegen eine vorragende Felswand getrieben worden ist und diese überschritten hat, so bleibt natürlich eine Höhlung hinter dem Vorgebirge, die das Eis nicht ganz zu erfüllen vermag. Hier kann man leicht in eine solche Höhle hinabsteigen, auf der einen Seite das Eis, auf der andern die Felswand. Zwischen beiden befinden sich lose Granitmassen, welche von der Moräne, zwischen dem Eis und dem anstehenden Gestein herabgleiten, um durch das sie drückende Gewicht des Gletschers mitfortgerissen, in der Felswand Furchen hervorrufen müssen, welche in der Nähe der Eisfläche in Folge dieser Reibung deutlich frische parallele Streifen zeigen.» Als erster Forscher (im Zylinder und Cape) liefert uns Forbes in Tafel III (4) eine Abbildung einer Randkluft.

In der ausgezeichneten Zusammenfassung des Wissens über die Gletscher, sozusagen im ersten Handbüchlein der Gletscherkunde beschreibt Mousson (5, S. 77) das Phänomen der Randklüfte allgemein und gibt ihnen den zutreffenden Namen «Randkluft des Gletschers». Später werden sie von Heim (6, S. 349) erwähnt, ohne daß er ihnen einen bestimmten Namen gegeben hätte. Aus diesem Jahrhundert möchte ich nur die oben schon genannte Arbeit von Distel erwähnen.

Um die unklare Namengebung oder Begriffsbestimmung zahlreicher Autoren als solche zu kennzeichnen, muß wie bei Distel nochmals auf den Unterschied zwischen Bergschrund und Randkluft hingewiesen werden. Zahlreiche Forscher verwenden den Ausdruck «Randkluft» und «Bergschrund» wahllos für die randlichen Klüfte im Firngebiet. Mit unsern Gletscherrandklüften haben diese Bezeichnungen nichts zu tun.

Zusammenfassend können wir als Ausgangsposition für unsere Arbeit festhalten.

1. Beschreibungen von Gletscherrandklüften gibt es, generelle und spezielle. Es liegt aber noch keine Arbeit vor, welche sich die Erkenntnis der Gletscherrandklüfte zum Ziele gemacht hat.
2. Der Untersuchungsgegenstand wurde bisher am treffendsten von Mousson mit dem Namen «Randkluft des Gletschers» belegt.

Daraus können wir klar als Aufgabe erkennen: Das fast leere Blatt über die Gletscherrandklüfte im Buche der Gletscherkunde zu füllen. Im Rahmen dieser Arbeit ist allerdings nur ein Beitrag dazu möglich.

Ziel und Zweck dieses Beitrages möchte ich als einen Versuch dahin präzisieren, einige Gletscherrandklüfte, die miteinander räumlich und genetisch verbunden sind, monographisch zu beschreiben. Mit dieser individuellen

Darstellung hoffe ich auch das Verständnis für ähnliche Bildungen an andern Gletschern zu fördern, nicht nur um der Erkenntnis der Gletscherrandklüfte selbst willen, sondern vor allem um einen Einblick in jene Stellen der Gletscher zu geben, die wohl am besten geeignet sind, direkte glaziologische und glazialmorphologische Beobachtungen zu sammeln.

II. Das Kluftsystem in den Jahren 1941 und 1942 (1943).

Uebersicht.

Wenden wir uns von Grindelwald im Berner Oberland dem Oberen Grindelwaldgletscher zu und steigen vom Chalet Milchbach auf der linken Gletscherseite mittels des bequemen Leiternweges hinauf zum Milchbachloch und durch dieses hindurch, so stehen wir unvermittelt vor einem nur schwach geneigten Teilstück des Gletschers, unmittelbar über dem untersten Abbruch. Meist läßt sich hier der 250 m breite Eisstrom leicht auf der viel begangenen Route zum Wetterhorn überqueren. Aber, statt den Weg auf festem Boden bei der Oertlichkeit «Im Schlupf» (Topogr. Atlas der Schweiz, Koord. 164, 649,4) wieder unter die Füße zu nehmen, wenden wir uns südostwärts, dem Eisrande etwa 100 m folgend und stehen, nachdem wir einen Lawinenkegel umgangen haben, vor einer großen Kluft zwischen Fels und Eis, einer Gletscherrandkluft. Abb. 1 zeigt eine Totalansicht von anfangs September 1941. Der Standort der Aufnahme befindet sich etwa 20 m vom Lawinenkegel und etwa ebenso weit vom Felsufer entfernt. Die Strecke vom südlichen Ende des Kegels, das die Kluft eindeutig begrenzt bis in den Hintergrund, wo sich das Eis vom Fels trennt, mißt ungefähr 200 m (s. Uebersichtskroki, Fig. 1). Die Breite dieses unregelmäßig begrenzten Einschnittes variiert von etwa 10—40 m, während die Tiefe im Mittelgrund (Abb. 1) von der höchsten Eisrippe c bis zur Berührungslinie von Fels und Eis d gemessen etwa 15 m und im Hintergrund an der tiefsten Stelle etwa 40 m beträgt (Abb. 2). Diese Hohlform ist wie mit einem Schnitzlermesser zwischen Fels und Eis eingekerbt, weshalb wir sie als *kerbenförmige Gletscherrandkluft* bezeichnen wollen.

Der besprochenen Großform sind nun drei weitere Klüfte zugeordnet. Am linken Bildrand von Abb. 1 bei a beginnt eine 35 m lang dem Felsen bis zum Lawinenkegel folgende Spalte zwischen Fels und Eis, die an der Oberfläche etwa 0,6—2 m breit ist und etwa 8—12 m tief. Wie eine Westentasche ist diese Kluft unten und auf beiden Seiten geschlossen, d. h. es be-

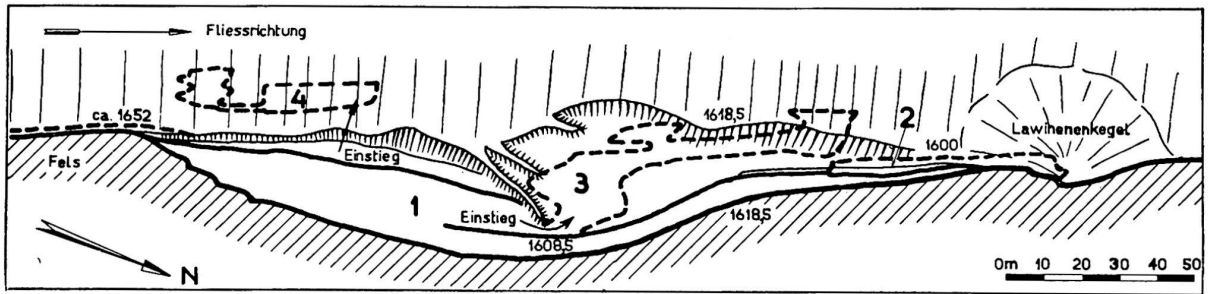


Fig. 1. Uebersichtskroki des Randkluftsystems im August/September 1941.

- | | | |
|-------------------------|---|----------------------|
| 1 kerbenförmige | } | Gletscherrandklüfte. |
| 2 taschenförmige | | |
| 3 vordere höhlenförmige | | |
| 3 hintere höhlenförmige | | |

rühren sich Eis und Fels, und nur oben ist sie geöffnet; wir wollen sie daher als *taschenförmige Randkluft* bezeichnen.

Folgen wir der «Kerbe» bis zum Punkt b, so finden wir dort wieder eine Öffnung zwischen Eis und Fels, die uns zu einem ausgedehnten, 100 m langen und kompliziert gebauten subglazialen Höhlensystem Einlaß gibt. Der Boden des Hohlraums wird durch eine mäßig steile Felsterrasse gebildet, während sich darüber ein Eisgewölbe spannt. Wir wollen dieser Kluft den Namen *vordere höhlenförmige Randkluft* beilegen, denn schon 60 m weiter hinten beim Pfeil auf Abb. 2 tut sich ein weniger bequemer Einstieg zu einer ähnlich gebauten Hohlform auf, zur hintern höhlenförmigen Gletscherrandkluft.

Diese erste Uebersicht zeigt uns, daß die vier Teilklüfte räumlich miteinander verbunden sind, indem die taschenförmige, die vordere und die hintere höhlenförmige in die große kerbenförmige Gletscherrandkluft einmünden. Die zwei höhlenförmigen Randklüfte, deren weitaus größter Teil vom Eis überdeckt ist — welche unter dem Eis liegen —, können wir auch als subglaziale Gletscherrandklüfte bezeichnen und müßten dann die beiden andern, bei welchen man über sich die freie Atmosphäre hat, als subatmosphärische zusammenfassen.

Obwohl die hier angeführten Namen nicht nur enge individuelle Bezeichnungen sind, sondern sich ohne weiteres auch auf andere Gletscherrandklüfte anwenden lassen, möchte ich sie doch nicht als strenge Begriffe aufgefaßt wissen, wäre doch zur Begriffsbildung die vergleichende Betrachtung einer größern Zahl genau bekannter Individuen nötig.

Gletscherrandklüfte sind nicht etwa selten vorkommende Erscheinungen, wenigstens an ähnlich zwischen steile Ufer eingesenkten Gletschern. Am obern Gletscher sind mir 16 größere und kleinere Randklüfte und am untern Gletscher 20 mehr oder weniger gut bekannt. Am Hüfigletscher reihen sie sich links und rechts mehrere hundert Meter lang kettenförmig aneinander. Inwiefern sie auch an andern Gletschern beobachtet worden sind, wurde in der Problemstellung klargelegt.

Das Kluftsystem lehnt sich an eine mit 60—80° steil einfallende Felswand aus Oerlikalken und Malm bestehend an, welche dem Kluftboden um 100 m entragt (8).

Das steile Einfallen des Felsufers ist die erste Vorbedingung für die Ausbildung von Bewegungsrandklüften; überall dort, wo es relativ flach unter den Gletscher fällt, vermögen sich keine oder nur kleine Randklüfte zu bilden. (So in der großen Felsschüssel des «untern Eismeeres» am untern Gletscher.)

1. Die kerbenförmige Gletscherrandkluft.

Die Gestalt. (Beobachtungen im August/September 1941.)

Oberhalb der Klufft schmiegt sich das Eis eng an das beinahe senkrecht einfallende Felsufer an (Fig. 1). Unvermittelt springt letzteres auf über 200 m Länge um etwa 20 m parallel zum Eisufer zurück und läßt zwischen sich und dem geradlinig weiterströmenden Eis einen Hohlraum frei.

Der Gletscher behält seine Fließrichtung starr bei. Die Mächtigkeit der Eismassen im Hintergrund der Klufft betrug Ende Dezember 1941 mit einer Meßschnur gelotet 40 m. Schon bald nach dem geraden Weiterströmen des Eises ohne den festen Halt des Felsufers lösen sich Eislamellen ab und füllen die mittlere und vordere Partie der Klufft zum Teil auf. Mit diesen Vorgängen steht die Bildung einer großen halbkreisförmigen Nische im Gletscher in Beziehung. Trümmer der zusammenstürzenden Lamellen bilden den anfänglich ziemlich unzusammenhängenden Boden, der sich später zum kompakten Eisboden der vordern Klufft verfestigt.

Allgemein läßt sich die Form dieser kerbenförmigen Randklufft etwa folgendermaßen charakterisieren: Denken wir uns die allgemeine Oberfläche des Gletschers von einer Fläche bedeckt, die bis zum Felsufer reicht (Fig. 1), so gleicht der entstehende Hohlraum unter der Fläche einer Kerbe, die gletscheraufwärts geschlossen und tief zwischen Fels und Eis eingeschnitten ist, während sie gletscherabwärts sich allmählich ausflacht. Man kann sie daher ohne technische Hilfsmittel von vorn nach hinten begehen.

Nach den Sommerverhältnissen interessiert uns noch die winterliche Gestalt, wie ich sie Ende Dezember 1941 antraf. Dank den sehr geringen Schneemengen war ein Aufstieg über die steilen Felsbänder zum obern Gletscher möglich gewesen. Die allgemeine Gletscheroberfläche war 5—8 m höher gelegen als im Sommer, ebenso der Eisboden der Klufft. Der Klufftboden war viel gleichmäßiger mit Eis ausgefüllt und darüber lag eine metertiefe Lockerschneeschicht. Die taschenförmige Randklufft war eben noch durch ein kleines Loch offen, während leider der Zugang zur vordern höhlenförmigen Randklufft vom Eise verriegelt war. Dagegen konnte man gefahrlos weiter nach hinten gelangen, wobei ich die hintere subglaziale Klufft entdeckte. Die Richtung des Gletscherufers hatte sich kaum verändert im Gegensatz zu derjenigen von vier subatmosphärischen Randklufften auf der andern Gletscherseite, die sämtliche viel weiter geworden waren.

Im April 1942 war das Gletscherniveau nochmals bedeutend gestiegen. Der Klufftboden lag um etwa 10 m höher als im Sommer. Der vordere Teil

der Kluft bestand nur noch aus einer sanften, mit Schnee gefüllten Mulde, während im Hintergrund die Tiefe annähernd gleich geblieben war (Abb. 3). Man vergleiche die Höhe des Felsbuckels links über dem Kluftboden bei Abb. 1 und Abb. 3. (Mein Begleiter, auf dem Felsbuckel stehend, gibt den Größenvergleich.)

Auch der Zugang zur hinteren höhlenförmigen Gletscherrandkluft war jetzt verschlossen. Abb. 4, ebenfalls vom April stammend, zeigt ein Detail der hintersten Partie der Kerbenrandkluft. Diese Stelle konnte man im Sommer der Gefahr wegen nicht aufnehmen, im April dagegen klaffte ein beinahe 100 m langer Spalt, 1 m breit und etwa 10 m hoch, zwischen Fels und Eis. Mit einiger Mühe gelang es, ihn 70 m weit gletscheraufwärts zu verfolgen.

Ende Juli 1942, elf Monate nach der Aufnahme von Abb. 1, hatte die Kluft abermals ein stark verändertes Aussehen (Abb. 5). Immer noch stand der Kluftboden etwa 6 m über dem Niveau vom Sommer 1941, so daß die vordere höhlenförmige Kluft abermals gesperrt war. Eine Begehung des hintern Teils, oder gar ein Einstiegsversuch in die hintere höhlenförmige Kluft, wäre bei den drohend überhängenden Eismassen viel zu gefährlich gewesen. Die gewaltigen Eistrümmer im Mittelgrund von Abb. 5, welche von den tentakelförmig sich ausbreitenden Eislamellen abgebrochen waren, mahnten gewichtig! (Man beachte die Größe meines Begleiters im Mittelgrund.)

Anfangs November 1943 endlich war der Kluftboden auf die Höhe vom September 1941 abgesunken und ihre Trümmer weggeschmolzen.

Wenn auch sehr wahrscheinlich das starke Anschwellen des Gletschers außergewöhnlich war, geben diese zweijährigen Beobachtungen über die Veränderungen einer einzelnen Kluft doch einen Fingerzeig auf den allgemeinen jahreszeitlichen Rhythmus, wie er sich ähnlich auch bei andern Klüften abspielt.

Der Luftkörper.

Wir wenden uns jetzt der Beschreibung der Luftmasse zu, welche den soeben skizzierten Raum einnimmt.

Der N—S-Verlauf des Gletscherufers und die Lage am östlichen Rande des tief eingesenkten Gletschers bringen es mit sich, daß selbst im Hochsommer die Insolation der Kluft nur vom Mittag bis abends 5 Uhr dauert, während in den Wintermonaten überhaupt kein Sonnenstrahl den Gletscher

trifft. Die Hauptstrahlung erfolgt vom SW, so daß der Eisrand sehr bald, nachdem die Sonne den Zenit überschritten hat, im Schatten liegt (Abb. 1 um 16 Uhr aufgenommen). Selbstverständlich erhält der hinterste Teil der Klufft nie einen Sonnenstrahl. Ruhige Wetterlage und Sonnenschein vorausgesetzt, wird sich das Klima etwa gegenüber den Randverhältnissen oberhalb der Klufft in geringem Maße individualisieren.

Die Temperatur steht im Sommer im hintern Teil der Klufft nur etwa 2—5° über dem Gefrierpunkt und die Luftfeuchtigkeit ist durch das herabtropfende Schmelzwasser sehr groß. Die feuchte Luft begünstigt die langdauernde Durchfeuchtung des Gesteins, das in diesem Zustand gegen mechanische Einwirkungen bedeutend weniger widerstandsfähig ist.

Winde von Norden und Süden haben leichten Zutritt und werden daher die Ausbildung besonderer Luftverhältnisse in der Klufft weitgehend verhindern. Im Laufe des Winters verwehren die großen Mengen von Lockerschnee in der Klufft der Atmosphäre den Zutritt zu den untern Partien.

Deduktiv darf angenommen werden, daß die klimatischen Eigenschaften der Kerbenrandklufft sich nicht sehr stark von denjenigen der Umgebung unterscheiden.

Die Eisfläche.

Haben wir im vorletzten Abschnitt in großen Zügen die Formen des Gletscherrandes beschrieben, wie sie für die Gestalt der Klufft von Bedeutung sind, kommen wir jetzt zu einer näheren Betrachtung der Eisfläche selbst. Wie von einem Walzwerk profiliert, löst sich die 40 m mächtige Eisbarre vom Fels ab, behält auf einige Dutzend Meter die grobe Rillenornamentik bei, die dann allmählich der Ablation zum Opfer fällt und durch die bekannten schalenförmigen Schmelzfiguren mit schwarzen Schmutzrändern ersetzt wird (Abb. 2, 4).

Die Eismasse ist durchweg ziemlich rein, nur selten ist ein kleiner Stein eingefroren. Am 30. Juli 1942 wurde die Oberflächengeschwindigkeit mit dem Kryozynemeter bei e Abb. 1 (P. 1652, Fig. 1) zu 37,08 cm/Tag bestimmt. (In 2 Std. 30,9 mm.) Die eigenartige Lamellierung (Abb. 5) scheint mit vertikalen, längsgerichteten Brüchen im randlichen Eiskörper zusammenzuhängen. Diese Brüche dürften nach Beobachtungen an andern Stellen des untern und obern Gletschers durch die am Rande sehr steil aufgerichteten Blaubänderstrukturen bestimmt sein, die ihrerseits sehr wahrscheinlich durch lokal auftretende Scherflächen erzeugt werden. In der Klufft «im

Schlupf» konnten, im Gegensatz zu andern Stellen, keine «Ueberkragungen» beobachtet werden, weil die äußern Voraussetzungen fehlen.

Die Kräfte, welche diese Lamellenbildung verursachen, scheinen sich also den inneren Schwächezonen des Eises nachzutasten, den Blaubändern zu folgen. Ist einmal, wohl primär durch die Schwerkraft verursacht und durch die Ablation unterstützt, die Aufspaltung erfolgt, so folgt die Lamelle eigenen Bewegungsgesetzen. Auf der Unterfläche wird sie — vor allem in den randlichsten Partien — durch die Bodenreibung in ihrer Abwärtsbewegung stark gehemmt, durch die Verbindung mit dem Gletscher kräftig vorwärts gestoßen — ein Drehmoment entsteht —, das die ganze Lamelle allmählich nach rechts außen dreht. Mit älteren Lamellen zusammen bilden sich fächerförmig Eisrippen, deren Trümmer den schon beschriebenen Boden der halbkreisförmigen Konkavität erzeugt (Fig. 1).

Die Felsfläche.

Fast das gesamte Felsufer bis weit über die heutige Klufthöhe hinaus, zeigt unverkennbar glaziale Ueberformung. Einzig im Hintergrund der Kluft über der jetzigen Eishöhe sind die Felsformen roh gebrochen und kaum überschliffen (Abb. 1 oben). Die Schrammen sind bis hoch hinauf noch vollständig frisch, zeigen keinerlei Patina, so daß angenommen werden muß, daß die ganze heutige Kluft beim letzten Eishochstand in den Jahren 1919 bis 1927 vom Eis erfüllt war. Beim Anblick der großzügig gerundeten Felsformen im Hintergrund der Kluft (Abb. 2) drängt sich die Frage auf, ob nicht das Gletschereis selbst so plastisch war, um sich den Ründungen anzuschmiegen; nicht bloß vermittels der Eistrümmer, wie gegenwärtig. Wir werden später noch auf diese Frage zurückkommen.

Ein typischer Bildausschnitt soll uns die charakteristische Ausgestaltung des Felsufers zeigen. Zur Orientierung: Abb. 6 wurde gletscheraufwärts photographiert und stellt im Vordergrund den obersten Teil des Felsausbruches a auf Abb. 1 dar. Man erkennt deutlich, daß sich der Oehrlikalk den abtragenden Kräften gegenüber als ziemlich homogene Masse verhält. Fast unbekümmert um Klüftung und Schichtung ist dem Fels ein kompliziertes Kleinrelief aufgeprägt. Schichtfugen erkennt man bei a; die latente Schichtung, die in Form von feinen Tönhäuten nur beim Bruch in Erscheinung tritt, bei b; die Nebenklüftung bei c und ebenso links unten.

Wie auch andernorts, dominieren die wirr verlaufenden fluvialen Rinnen. Steil herunterschließend machte das Wasser bei d kehrt, um wie bei einem

Siphon schräg nach oben zu laufen. Ganz in der Nähe gibt es Erosionsformen, die ohne Zuhilfenahme der Phantasie, welche die Felskanäle im Eis ergänzt sich vorstellen muß, nicht verstanden werden können. Erste Voraussetzung für die Entstehung dieser Formen war das Vorhandensein beträchtlicher Schmelzwassermengen, deren Ergiebigkeit stark vom Temperaturgang und der Insolation an der Oberfläche beeinflußt sein mußte. Die Wasser hatten ihren Abfluß aus bedeutender Höhe immer wieder neu zwischen dem unruhigen Relief des Felsens und der eng anliegenden, ständig vorwärts wandernden Eisfläche zu suchen. Für genügend Schleifmaterial war wie bei den heutigen Randgewässern gesorgt. In relativ kurzen Ablationsperioden vermochten sie sich tief ins Eis und den weichen Fels einzunagen. Eine kurze sommerliche Kältezeit verhinderte die Ablation und damit die dauernde Benutzung des Abfluß-Röhrensystems; das Eis schob sich vor, die kaum begonnene Erosionsarbeit unterbrechend. Von neuem mußte das Spiel beginnen.

Diese kompliziert geformten Rinnen sind auf den Stoßseiten des Eises über und über geschrammt, während die Leeseiten nur zufällig einige Kratzer abbekommen haben (Abb. 6). Diese Tatsache setzt eigenartige Plastizitätsverhältnisse voraus, die in der vordern höhlenförmigen Kluft zur Diskussion kommen werden.

Auf eine Beobachtung möchte ich noch hinweisen. Nahe dem Lawinenkegel entspringt einer Felsspalte eine starke Quelle, deren Wasser in die taschenförmige Randkluft stürzt. Solche Felsquellen sind in der Umgebung ziemlich zahlreich, sie treten aber meist hoch über dem Gletscher aus und rieseln als dünne Silberfäden über die Felsen. Im Dezember fand ich sie wieder, aber in Form von langen Eisfäden. Im Gegensatz dazu lag die erwähnte Quelle im Dezember nur 0,5 m über dem Kluftboden und war im April vollständig von der steigenden Eisflut begraben. Derart vor dem Vereisen geschützt, ergießt sie sich, solange die Wasserführung anhält, unter den Gletscher. Die Frage, ob ihr Wasser subglazial anfriert, oder bis in den Gletscherbach gelangen kann, soll bei der Besprechung der hinteren höhlenförmigen Kluft diskutiert werden.

2. Die taschenförmige Gletscherrandkluft.

Im Anschluß an den kleinen Felsausbruch a auf Abb. 1, welcher der längs- und quergerichteten Gesteinsklüftung folgt, fließt das Eis wiederum geradlinig fort, zwischen sich und dem Felsufer eine Lücke von 60—200 cm

lassend (s. Tafel I). Die Berührungslinie von Eis und Fels fällt von dieser Kante an etwa 10 m tief ab, zieht dann in Tiefen von 8—12 m unter der Oberfläche unregelmäßig auf- und absteigend gletscherabwärts, um nach 35 m wieder senkrecht in die Höhe zu steigen. Ihren Abschluß gletscherabwärts findet die Kluft deshalb, weil das Felsufer in einem Vorsprung die Eisfläche wieder berührt. Im Gegensatz zur erstbesprochenen Kluft flacht sie sich nicht allmählich aus, sondern behält ihre Tiefe ungefähr bei. Ein Einstieg ist nur von oben mittels Seils oder Strickleiter möglich. Dieser schmale Raum kann zwanglos mit der Form einer Westentasche verglichen, und daher als taschenförmige Randkluft bezeichnet werden.

Im Juli 1942 reichte die Kluft etwa 30 m weiter abwärts und endigte vom Lawinenkegel überlagert in einem Haufwerk von riesigen Kalkblöcken, die sich anscheinend durch das vorstoßende Eis gegenseitig zertrümmerten.

Die Felsfläche ist größtenteils glatt geschliffen, zeigt aber im Vordergrund und im Hintergrund typische Ausbruchsstellen, die wieder den Klüftungssystemen folgen.

Die Temperatur des Luftkörpers wurde bei andern, ähnlichen Klüften an schönen Sommertagen zu 2—3° festgestellt. Es darf angenommen werden, daß sich hier das Klima schon ziemlich stark demjenigen der subglazialen Klüfte angleicht.

3. Die vordere höhlenförmige Gletscherrandkluft.

Die Gestalt.

Im August/September 1941 hatte die vordere subglaziale Randkluft ihren Eingang bei b auf Abb. 1.

Dieses reich gegliederte und große Untersuchungsobjekt, das wir jetzt betreten wollen, habe ich mit Meßschnur, Meter, Klinometer und Kompaß notdürftig vermessen und auf einem Grundriß, einem Längsschnitt und fünf Querprofilen in Tafel I nachzubilden versucht. Die wesentlichen Angaben, vor allem Höhenzahlen, dürften nur auf $\pm 10\%$ stimmen. Die Höhenangaben beziehen sich auf den tiefsten Punkt der Kluft, eine wassererfüllte Spalte, die auf ungefähr 1600 m liegt. Da sowohl der Felsuntergrund wie auch die Eisgewölbe sehr komplizierte Formen haben, konnten sie nur in großen Zügen dargestellt werden.

Auf der 3 m breiten Felstreppe, die sich mit etwa 17° der Schichtung folgend neigt, betritt man gebückt einen 27,5 m langen und 11—14 m breiten Raum, der von einer Eisdecke frei überspannt wird. Diese «Vorhalle», so wollen wir den Raum nennen, erreicht im Maximum eine senkrechte Höhe

von 3 m. Die Felswand hat bis zum linken Abschluß der Halle eine allgemeine Neigung von 45° , sinkt aber der Klüftung und Schichtung folgend, treppenförmig ab. Nach W ist die Vorhalle durch eine mächtige Eisbarre beinahe vollständig abgeschlossen. Ein bei Punkt 14 nur 50 cm hoher Spalt gibt einen Durchpaß frei, durch den man in ein 4 m breites, etwa 80 cm hohes Gewölbe kriechen kann, das sich aufwärts etwa 10 m, gletscherabwärts mit einer Neigung von etwa 14° sehr weit erstreckt (s. Aufriß, Grundriß und Profil A—B).

Das Eisgewölbe spannt sich meist so niedrig über den Felsen, daß man ohne Rucksack auf den Knien gerade noch durchkommt. In Erinnerung an den Anblick der Scala Santa habe ich diesen «Kniegang» «Scala Diabolo» oder kurz «Scala» genannt. Diabolisch ist er nicht nur wegen des Martyriums der Knie durch die auf dem glatten Fels liegenden Steine, sondern vor allem wegen der ständig herunterplatschenden, zementartigen Grundmoräne, die einem den Nacken überkleisternd und den Rücken mit einer halbzentimeterdicken Schicht bedeckend, einen großen Tropfen Wermut in den Becher der Entdeckerfreude mischte! Nach 28,5 m erreicht man, immer der Rinne, die im Profil C—D dargestellt ist, folgend, den Punkt 8,5.

Von hier aus tritt man links in ein 2 m hohes Eisgewölbe über und gelangt damit unter klares Eis, das bei Sonnenbeleuchtung einen tiefblauen Schimmer des Tageslichtes durchläßt, der nicht mehr zum Lesen genügt, aber doch die Dinge ziemlich deutlich erkennen läßt. Diesem neuen höheren Gewölbe folgend betritt man die «untere Scala» und gelangt nach 20 m zu einem Wasserfall, Punkt 4,5. Das tosende Wasser links umgehend betritt man eine 15 m lange und 9—10 m breite Halle, deren westliche Abgrenzung eine 18 m lange, wassererfüllte Spalte bildet: «das Wasserschloß». Dieses Wasserniveau bezeichnen wir mit 0 m als unser Höhenniveau. Der eben beschriebene Weg vom Eingang bis zum Hintergrund des Wasserschlosses mißt 91 m. Die totale Länge der Kluft beträgt etwa 100 m.

Kehren wir zurück und betrachten die Formverhältnisse bei Punkt 8,5, der sich etwa an dem Ort befindet, wo auf Abb. 7 der Pickel steht (s. auch Längsprofil und Profil E—F). Die Felsrinne links des Pickels ist die obere Scala, dann folgt eine gut ausgebildete Felsrippe, welche nach rechts steil abfällt. Das flache Eisgewölbe der Scala geht im Vordergrund in das hochgebaute der Felsrippe über, welches sich rechts außen auf eine senkrechte Eismauer stützt und so zwischen Eis und Fels einen ungefähr horizontalen, 15 m langen Gang bildet, der durch eine sehr enge Passage in einen weitem Kluftabschnitt führt.

Dieser neue Raum eignet sich vorzüglich für Eisgeschwindigkeitsmessungen und andere Beobachtungen; wir nennen ihn daher «Meßkluft». Haben wir von P. 8,5 durch den «Meßkluftzugang» kommend uns durch den schmalen Spalt hindurchgezwängt, so betreten wir einen kleinen, 70 cm breiten Felsabsatz, auf dem sich besonders gut arbeiten läßt: «die Meßbank» (Abb. 8). Die glatte Felsfläche, der wir nun folgen, entspricht der Hauptkluftfläche, ist 4—5 m hoch und 15 m lang und endet mit einem Felsvorsprung. Diesem schmiegen sich die Eismassen eng an und fließen mit 15° gegen die Meßbank zu. Abb. 10 zeigt einen Anblick des oberen hinteren Teils der Meßkluft.

Die Eisschichten stoßen mit etwa 15° Neigung auf den 1 m über dem Boden gelegenen Felsvorsprung der Meßbank, an dem sich die Berührungslinie von Eis und Fels in einen Ast gabelt, welcher über die Meßbank dem Meßkluftergang zuläuft und in einen andern, welcher dem 3,5 m tiefer gelegenen untersten Punkt des Meßkluftbodens zustrebt (vgl. die Graphika). Will man vom Meßkluftboden her gegen die Scala, so führt der einzige Ausgang über die schmale, senkrechte, 1 m hohe Stufe der Meßbank. Durch diese Formverhältnisse, denen wir später noch einige Bedeutung zumessen müssen, wird die Basisfläche der Meßkluft zu einer Fallgrube, in die wohl Steine von oben hereinfallen, niemals aber durch den Meßkluftergang herausgeschafft werden können.

Es wäre wohl ein müßiges Unternehmen, dieser Kluft nach ihren besonderen Formverhältnissen einen Individualnamen zu geben. Da sie zweifellos einer allerdings komplizierten Felshöhle gleicht, nennen wir sie einfach höhlenförmig und unterscheiden sie von andern ähnlichen Bildungen durch die Lage ihres Eingangs, also: «vordere höhlenförmige Randkluft».

Der Luftkörper.

Im Gegensatz zu den beiden subatmosphärischen Randklüften, dürfen wir für den Luftkörper dieser komplizierten Hohlräume unter dem Eis, denen weder Wind noch Sonne wesentlich etwas anhaben können, eigenartigere Verhältnisse erwarten.

Zu Temperaturmessungen standen mir kontrollierte Minima- und Maximathermometer, die mir die Meteorologische Zentralanstalt und das Forschungsinstitut Jungfrauoch gütigst überlassen hatten, und zusätzlich ein ebenfalls kontrollierter Taschenthermometer zur Verfügung.

Ein Thermometerpaar wurde am 26. August 1941, 12 Uhr, 5 m über dem Eise an der Felswand aufgestellt, ein anderes auf der Meßbank 20 m unter dem Eise. Am 28. August wurden die Minima und Maxima abgelesen.

	26. 8. 41, 12 h	26. 8. 12 h — 28. 8. 9 h	4. 9. 41
Temp. 5 m über dem Eis . .	11,5 °	Max. 15 ° Min. + 4,7 °	+ 8 ° 10.30 h
Meßbank 20 m unter dem Eis	+ 0,5 °	Max. + 0,5 ° Min. — 0,4 °	+ 1/4 ° 13 h
Station Grindelwald	Max. 21 °	Max. 21 ° Min. + 6 °	

Es zeigt sich somit klar ein außerordentlich ausgeglichener Temperaturgang mit Tagesschwankungen von etwa 1 ° um den Nullpunkt. Diese Messungen wurden durch unmittelbare Beobachtungen unterstützt.

Wiederholt konnte ich feststellen, daß am Morgen kleine Eisplättchen, die sich während der Nacht gebildet hatten, noch nicht geschmolzen, am Nachmittag aber verschwunden waren. Oder am Morgen des 4. Septembers, als der Thermometer + 1/4 ° anzeigte, waren die Eisschollen, welche ich auf der Meßbank sechs Tage früher losgeschlagen hatte, ziemlich stark zusammengefroren; am Nachmittag jedoch wieder lose.

Den Schwankungen zufolge muß eine schwache Luftkonvektion bis in diese Tiefen reichen. Es darf wohl abgeleitet werden, daß kalte Luftmassen, welche über dem Gletscher lagern, in die Kluft eindringen und die durch das Eis relativ erwärmten hinaustreiben, so daß ganz am Rande eine ständige Kühlung des Gesteins und des Eises stattfindet. Im Sommer, vor allem bei relativ stark erwärmter Luft über dem Eis, wird sich ein ruhiger Kaltluftsee in der tiefern Kluft befinden. Natürlich ändern sich die Windverhältnisse im Falle sich die Austauschöffnung tiefer befindet als der Klufthintergrund, wie das von Schlaginweit für das Gewölbe beim Gletschertor nachgewiesen wurde. Daß in diesem Falle, durch die ständige Warmluftzirkulation, große Hallen ausgeschmolzen werden können, ist verständlich, während bei unserm Untersuchungsobjekt nur in der Vorhalle schalenförmige Schmelzfiguren als Zeichen der Ablation zu finden sind, in der Meßkluft jedoch fehlen.

Die Luftfeuchtigkeit wurde nicht direkt gemessen, immerhin darf angenommen werden, daß sie sich bei der großen benetzten oder befeuchteten Oberfläche des Gesteins und des Eises nahe dem Sättigungspunkt befindet.

Die Frage nach der *Häufigkeit des Frostpunktes* und damit nach dem Auftreten des Spaltenfrostes mit seinen morphologischen Auswirkungen, wird nicht leicht zu beantworten sein; Messungen durch das ganze Jahr sind ausgeschlossen.

Ob mehr Frostpunkte über dem Gletscher oder unter dem Eis überschritten werden und damit fast parallel laufend die Frage, ob die morphologische Wirkung des Spaltenfrostes im sub- oder periglazialen Gebiet größer sei, läßt sich auf deduktive Weise nicht mit Sicherheit entscheiden. Um einen ersten empirischen Anhaltspunkt zu erhalten, füllte ich zwei «Körbe» aus sehr feinem Drahtgeflecht mit je drei verschieden großen, prismatisch geformten Oehrlikalksteinen und je einem zähen Grundschiefer. Die Steine waren paarweise aus demselben Block und derselben Schicht in derselben Größe und ungefähr demselben Gewicht herausgebrochen und in die zwei Körbe verteilt worden. Dimensionen und Gewicht jedes einzelnen wurden genau notiert. Den einen Korb deponierte ich in der Kerbenrandkluft auf einer allseitig exponierten Felswand etwa 10 m über dem Eis, während der andere auf die Meßbank zu liegen kam. Die Absicht ist die, falls sie sich überhaupt je wieder finden lassen, den Zustand der Steine in bezug auf die Zertrümmerung oder doch auf den Gewichtsverlust zu prüfen, um allenfalls die Feststellung machen zu können, ob der Inhalt des einen Korbes gegenüber dem des andern eine stärkere Einbuße erlitten habe. Erweist sich diese Methode als tauglich, so käme man der Antwort auf die Frage näher: Sind die steilen Wände der Gletschertröge durch vermehrten Spaltenfrost im Bereich der Randklüfte mitbedingt?

Damit greifen wir aber über den Rahmen dieses Kapitels hinaus ins Gebiet des zweiten Teiles.

Die Eisfläche.

Die Vorhalle befindet sich unterhalb der halbkreisförmigen Gletschernische, deren Boden, wie wir gesehen haben, aus Trümmern der Eislamellen besteht. Von einer Trümmerstruktur ist im Dach der Halle nichts mehr zu sehen, ist es doch schon so stark verfestigt, daß es sich frei über 25 m ausspannen kann, ohne einzustürzen. Das Eis ist leicht verschmutzt und enthält ziemlich große Steine eingefroren. Ueberall tropft es, ein Zeichen der kräftigen Abschmelzung.

Sobald man unter der Eisbarre, welche die Vorhalle nach W begrenzt, durchgekrochen ist, ändert sich die Oberflächenbeschaffenheit mit einem Schlage. Das niedrige, 3 m breite Eisgewölbe der obern und untern Scala ist

mit einer mehrere Zentimeter dicken Grundmoränenschicht, einem «béton glaciaire», wie sie französische Autoren nennen, bedeckt. Das zur Hauptsache aus Kalkstein bestehende Material selbst besteht aus höchstens faustgroßen, zahlreichen erbsengroßen, zur Hauptsache aus sandigem und noch feinerem Detritus, welcher letzterer die gröberen Komponenten zusammenhält. Wo diese Schicht durch das Eis aufgenommen worden ist, konnte ich nicht feststellen.

Die gegen das Gletscherinnere abschließenden Eisbarren bestehen aus dunklem kompaktem Eis, das nur selten Gesteinstrümmer mitführt, die dann meist eine glatte Fläche aufgeschliffen haben.

Überall, an Eis- und Felsformen, an Eis- und Felsflächen sind deutliche Zeichen einer *Fließbewegung* feststellbar. Wie groß mag sie sein, hier am Rande des Gletschers, wo die Eismassen durch den Felsuntergrund stark gebremst werden, wo nach Philipp eine lamellierte Bewegung dem zähflüssigen Körper Finsterwalders aufgezwungen sein soll? Muß sie nicht als unbedeutend betrachtet werden, wenn man die zahllosen roten und grünen Steinreihen betrachtet, welche schon über Gletscher gelegt worden sind, mit dem immer gleichen Ergebnis, daß die Geschwindigkeit der Mitte jene des Randes um ein Vielfaches übersteigt? Soll man da den Angaben Mercantons nicht Glauben schenken, der die Größenordnung der Bewegung der Zungenunterfläche des Rhonegletschers mit etwa 5 m im Jahr berechnet (9)?

Mit großer Spannung installiere ich den Kryozynemeter der schweizerischen Gletscherkommission. Der Pflock wird 5 m oberhalb der Meßbank ins Eis getrieben, das Instrument an einer Felsplatte auf der Meßbank befestigt, die Zeiger auf Null gestellt und — schon bewegt sich der große Zeiger langsam von Zehntel- zu Zehntel-Millimeter!

In 1 Std. 18 Min. 17 Sek. legte das Eis 20 mm zurück; das macht *im Tag 36,8 cm* und im Jahr die erstaunliche Größe von 134,3 m! Eine Kontrollmessung ohne Gletscheruhr über 165¼ Std. (vom 28. August, 14.15 Uhr, bis 4. September, 12.00 Uhr) ergab einen Weg von 258 cm; d. h. 37,35 cm im Tag. Die Differenz der beiden Messungen, 5,5 mm im Tag ist klein in Anbetracht der verschiedenen Meßmethoden und Meßzeiten. Um keinen Zweifel über die Lage der Meßbank zum Gletscher aufkommen zu lassen, möchte ich nochmals auf die Graphika verweisen, aus denen hervorgeht, daß sie etwa unter P. c der Eisrippe Abb. 1, also 20 m unter der Eisoberfläche und 16 m vom Eisrande entfernt liegt.

Wie besonders schön auf Abb. 9 sichtbar, bilden die Eismassen äußerlich keine Einheit, sondern lagern barrenförmig übereinander. Zwischen

zwei solchen Barren sieht man eine deutliche Trennungslinie, die aus dunklerem Wassereis zu bestehen scheint. In der Annahme, es könnte sich hierbei um Scherflächen nach Philipp handeln, wollte ich die Gelegenheit nicht verpassen, die differentielle Bewegung metrisch festzuhalten. Zu diesem Zwecke schlug ich fünf Nägel mit Hilfe einer Lotschnur senkrecht untereinander ein. Nachdem das «Nagelprofil» einen Weg von 245 cm zurückgelegt hatte, machte ich die Kontrolle. Mit der etwas groben Methode (Genauigkeit höchstens 0,5 cm) war keine Verschiebung der Nägel nachzuweisen. Die eigenartige Quaderung der Eisschichten kann also an dieser Stelle nicht durch eine differentielle Bewegung im Eiskörper, im Sinne der Scherflächentheorie, nachgewiesen werden. Möglicherweise zwingen gletscherwärts günstigere Umstände dazu. Die Profilierung läßt sich jedoch viel einfacher am Beispiel des großen Gewölbes über der Felsrippe erklären. Verfolgen wir es durch die untere Scala bis zum Wasserfall, von P. 8,5 bis P. 4,5 = 20 m, so wird es durch die seitliche Pressung von rechts und von links bis zur Unkenntlichkeit deformiert, wird zu einem merkwürdigen Profil, das an Ort und Stelle betrachtet, kaum verständlich wäre (Profil E—F und G—H). Anlässe zu kleineren und größeren Gewölbebildungen gibt es die Fülle — man betrachte nur Abb. 10 — was uns die Häufigkeit der Quaderung verständlich macht.

Diese Formveränderungen setzen einen Körper voraus mit ganz besonderen physikalischen Qualitäten, vor allem mit der Eigenschaft relativ großer *Plastizität*.

Kehren wir zur Meßbank zurück. Wie schon früher erwähnt, stoßen die Eismassen, welche durch eine Fläche in eine obere und untere Schicht getrennt sind, mit etwa 15° auf den vorspringenden Felsabsatz der Meßbank auf. Figur 2, Abb. 8 und Schnitt C—D, Tafel II, zeigen die örtlichen Verhältnisse deutlich. Als Maßstab ist der Meter 20 cm ausgezogen. Mit mächtigem Fuß lastet Schicht II auf Schicht I, und überkragt letztere noch um einige Zentimeter. Eine deutlich erkennbare Fläche trennt beide. Man könnte wieder an eine Ueberschiebungsfläche denken, indem Schicht II die gebremste Schicht I überfahren würde. Eine diesbezüglich angestellte Messung von A—B (Fig. 2) mit der Gletscheruhr, wobei das Instrument 6 cm unter, der Pflock 7,5 cm über der «Scherfläche» angebracht wurde, ergab das merkwürdige Resultat, daß A 14,58 mm in der Stunde schneller sich bewegte als B! 23 cm unterhalb der Trennungsfläche und 15 cm über dem Felsboden betrug die Geschwindigkeit minus 19,4 mm in der Stunde gegenüber A. Wie unser Nagelprofil bewies, bewegen sich die übereinander lagernden Schichten

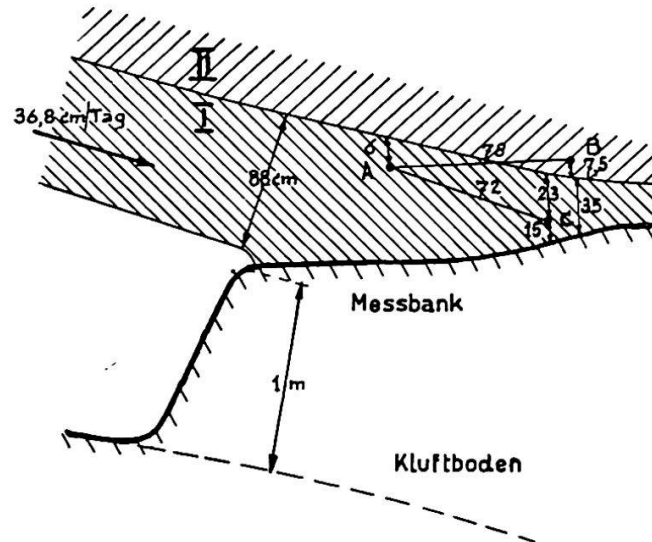


Fig. 2. Anordnung zur Geschwindigkeitsmessung.

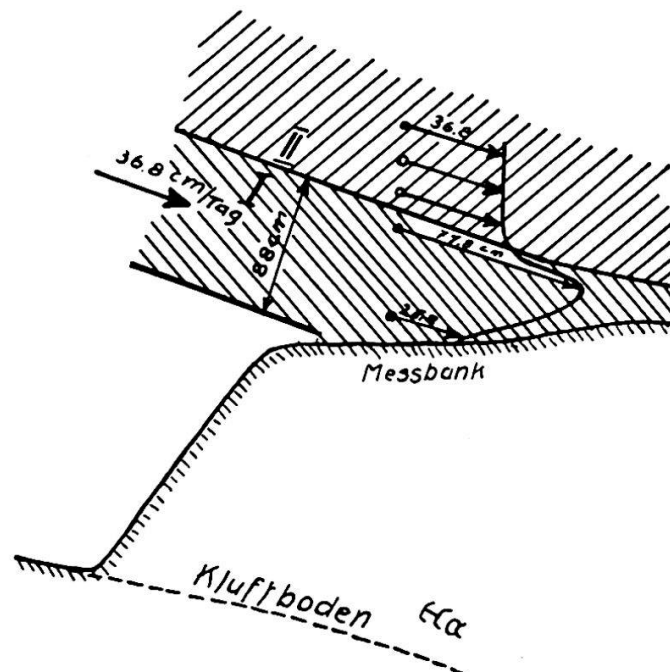


Fig. 3. Schematisches Geschwindigkeitsprofil durch die ausgequetschte Schicht I.

außerhalb der Druckzone gleich schnell, so daß also auch für B die Geschwindigkeit 36,8 cm im Tag gilt. A wird demnach mit 71,8 cm im Tag vorwärts gepreßt, während C auf 25,2 cm im Tag verzögert wird!

Diese Zahlen bedeuten nichts anderes, als daß durch den ansteigenden Fels als Widerlager, durch den Vertikaldruck von 20 m und durch die kinetische Energie der bewegten Gletschermasse die unterste Schicht plastisch verformt, ausgewalzt wird. Bei Vervollständigung dieser Messungen, welche

aus mehreren Gründen noch ungenügend sind, würde sich etwa ein Bewegungsdiagramm ergeben wie es Figur 3 zeigt. Zweimal versuchte ich mit einem Nagelprofil von sieben Nägeln die Bewegungsverhältnisse sichtbar zu machen; leider ohne Erfolg. Beim erstenmal konnte ich erst wieder nach sechs Tagen die Kluft besuchen, in welcher Zeit alle Nägel davongelaufen waren, das zweitemal hatte ich nur 2 Std. Zeit, zu wenig, um mit dieser groben Methode zum Ziel zu kommen.

Neben diesen indirekten Beobachtungen läßt sich die plastische Phase auch direkt verfolgen. Abgeschlagene Eisstücke sind weniger splitterig, eher «käsigt» als die nur 1,5 m weiter oben aus derselben Schicht gebrochenen. Die Ausbruchsstelle wird sofort naß, man sieht deutlich in feinen Eiskapillaren zirkulierendes Wasser, das durch Luftbläschen sichtbar gemacht ist. Ich beobachtete sogar, wie ein feiner Wasserstrahl mit Luftbläschen gemischt, mit zischendem Geräusch etwa 5 cm horizontal hinausgepreßt wurde. Aus dem starren Gletschereis, das 1,5 m oberhalb keine der erwähnten Eigenschaften zeigt, wird ein plastisches Eis—Wasser-Gemisch: ein direkter Beweis für die Richtigkeit der Regelationstheorie, nach welcher bei Ueberfließen eines Hindernisses druckverflüssigtes Wasser auftreten müsse, das bei Entlastung im Lee wiedergefriere und Frostsprengungen im Fels bewirken könne. Als Folge der großen Eisplastizität *durch Staudruck* ist jetzt auch das Ausschleifen einer so fein geschwungenen Felskehle, wie Abb. 8 zeigt, durchaus verständlich.

Hat uns die Meßbank den «plastischen Körper Eis» demonstriert, so zeigt uns die untere Scala auf Abb. 9 den «starreren Körper Eis». Der merkwürdige Wulst ist nichts anderes, als die ausgewachsene Form des aus Schicht I auf der Meßbank geborenen Wülstchens, das im Meßkluftzugang (s. Abb. 7) ständig zunimmt. Hier, wo es nicht mehr unter Druck gesetzt ist, vermag das Eis selbst die kleinste Neigungszunahme des Felsbodens und die leiseste konvexe Krümmung nicht mehr plastisch mitzumachen; es bricht in einzelne Tranchen. Als weiterer Hinweis für die unplastische Deformation im Eiskörper mögen die zahlreichen Geräusche dienen, vom kurzen Knall bis zum langandauernden Aechzen.

Als Folge der beiden polaren Eigenschaften des Eises: Starre—Plastizität, lassen sich alle übrigen Eisformen der Kluft verstehen. So zum Beispiel das 35 m lange, 3—0,5 m breite Gewölbe über der Felsrippe, das vom Fels sich seine Form prägen läßt, nachher aber ohne einzusacken die großen Eislasten zu tragen vermag. Weitere Beispiele dieser Art werden bei der Besprechung der hintern subglazialen Kluft folgen.

Die Felsfläche.

Schon in der Vorhalle stößt man auf die für das subglaziale Relief so charakteristischen Felstreppen. Nirgends taucht das Felsufer mit annähernd konstantem Gefälle, wie man es von einem fluvial erodierten Talgehänge her gewohnt ist, unter den Eiskörper ein. Figur 4, eine Skizze aus der Vorhalle, weist nochmals auf die enge Relation von Form und geologischen Verhältnissen hin. Weitere Beispiele kann man den Profilen entnehmen, vor allem auch Profil J—K durch das Wasserschloß. Merkwürdigerweise sind die fluvialen Rinnen und die reinen Schliffformen des Eises so regelmäßig in den Felskörper eingetieft, daß man weder von Schichtung noch Klüftung etwas wahrnimmt. Es legt dies Zeugnis für die gleichmäßige Widerstandsfähigkeit des Gesteins gegen derartige erosive Einflüsse ab.

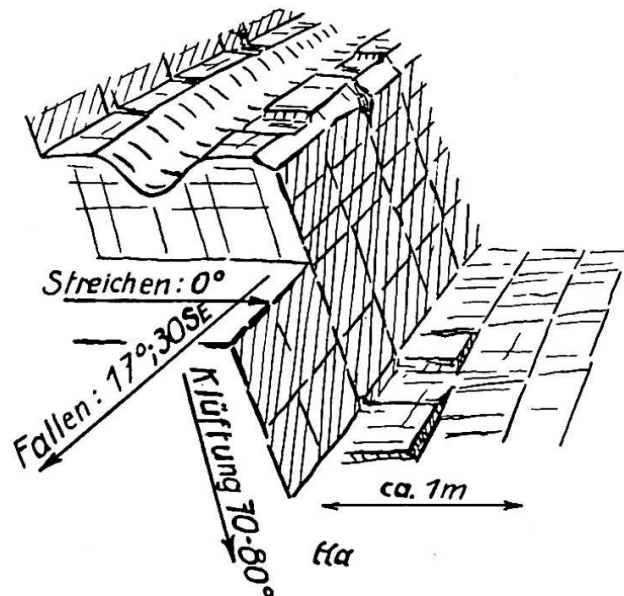


Fig. 4. Die subglaziale Erosion (Spaltenfrost) tastet sich der ausgeprägten Schichtung und Klüftung nach.

Welche Erosionsvorgänge vermögen denn so fein den Schwächezonen des Gesteins nachzutasten? Sollte es möglich sein, sie durch irgendwelche indirekte Spuren ihrer Tätigkeit, oder gar auf frischer Tat zu ertappen? Der Verdacht geht auf den Spaltenfrost oder die ausbrechende Glazialerosion (Detraktion).

Schauen wir uns vorerst in der Halle nach den Gesteinstrümmern um, welche die tiefern Teile bedecken! Neben den am zahlreichsten vorkommenden kantenbestoßenen kristallinen Gesteinen von sehr verschiedener Größe, gibt es auch Kalke der tieferen mesozoischen Schichten, die einige 100 m

weiter oben anstehen, und Malmkalke, die sich nicht vom Anstehenden unterscheiden lassen. Das Material, das überall den Felsboden mehr oder weniger bedeckt, besteht aus sandig bis lehmigen, kleinen und größeren Trümmern, die aber nie das Gewicht von etwa 30 kg übersteigen. Je weiter wir der Scala folgen, um so seltener werden die fremden Komponenten, bis man in der untern Scala sozusagen ausschließlich Malmkalke findet. Häufig haben die Steine prismatische oder plattige Formen und sind meist kleiner als kopfgroß.

Einzig beim Meßkluftzugang (Abb. 7, P. 8,5) liegen zwei größere Blöcke, während zwei weitere ebenso große sich einige Meter weiter unten befinden. Der Block rechts des Pickels ist 72 cm lang, 52 cm hoch und auf der Standfläche 37,5 cm breit. Auf der dem Eis zugekehrten Seite ist er geschliffen, während die abgekehrte Fläche gebrochen ist, einer Kluftfläche ähnlich sieht und keinerlei Schrammen aufweist, ebensowenig wie die gebrochene Vorder- und Hinterfläche. Der Block kann also noch keinen langen Transport hinter sich gehabt haben. Vor dem Block ist ein kleiner Schuttwall aufgestaut, der keinen Zweifel übrigläßt, daß das Felsstück vom Gletscher hierher geschoben worden ist. Die Lage der vier Blöcke, alle längs des Eiswulstes, weist in Richtung Meßkluft. Folgen wir diesem Fingerzeig, so gelangen wir nach 30 m ans hintere Ende der Meßkluft: ein schmaler, senkrechter Spalt von 50 cm Breite zwischen Eis und Fels, der durch einen Felsvorsprung (Abb. 10) abgeschlossen ist. Das Bild wurde auf 2 m Distanz aufgenommen, stellt rechts die eng dem Felsprofil anschmiegenden Eismassen, links eine spiegelglatte Kluftfläche und in der Mitte die gebrochene Felsfläche, deutlich die feine, horizontal streichende Schichtung verratend, dar. Der spiegelnde Glanz der Bruchfläche ist auf dem Ueberzug mit Wassereis, teils auch auf die stark benetzten ungefrorenen Stellen zurückzuführen. Eine genauere Untersuchung ergab, daß sich bei a—a eine ausgeprägte Schichtfläche durchzieht, welche der Dimension der Basisfläche des beschriebenen Blockes entspricht, daß Höhe, mittlere und obere Breite der Bruchfläche über a—a, daß der Winkel zwischen Kluft- und Schichtfläche, der gletscheraufwärts gerichteten Bruchfläche des Blockes entsprechen. Der Block stammt von dieser Stelle!

Unter welchen Umständen mag er aber losgebrochen worden sein? Sicherlich nicht unter jetzigen, denn sonst hätte er auf den Boden der Meßkluft stürzen müssen, in die Fallgrube, aus welcher er nimmer seinen jetzigen Platz hätte erreichen können. Es liegen in der Fallgrube nur kleinere und größere Steine, kein einziger größerer Block ähnlich den vier genannten, weshalb der Gedanke an Frostsprengung oder Ausbrüche durch Eiswirkung unter gegenwärtigen Verhältnissen keine Bestätigung erfährt.

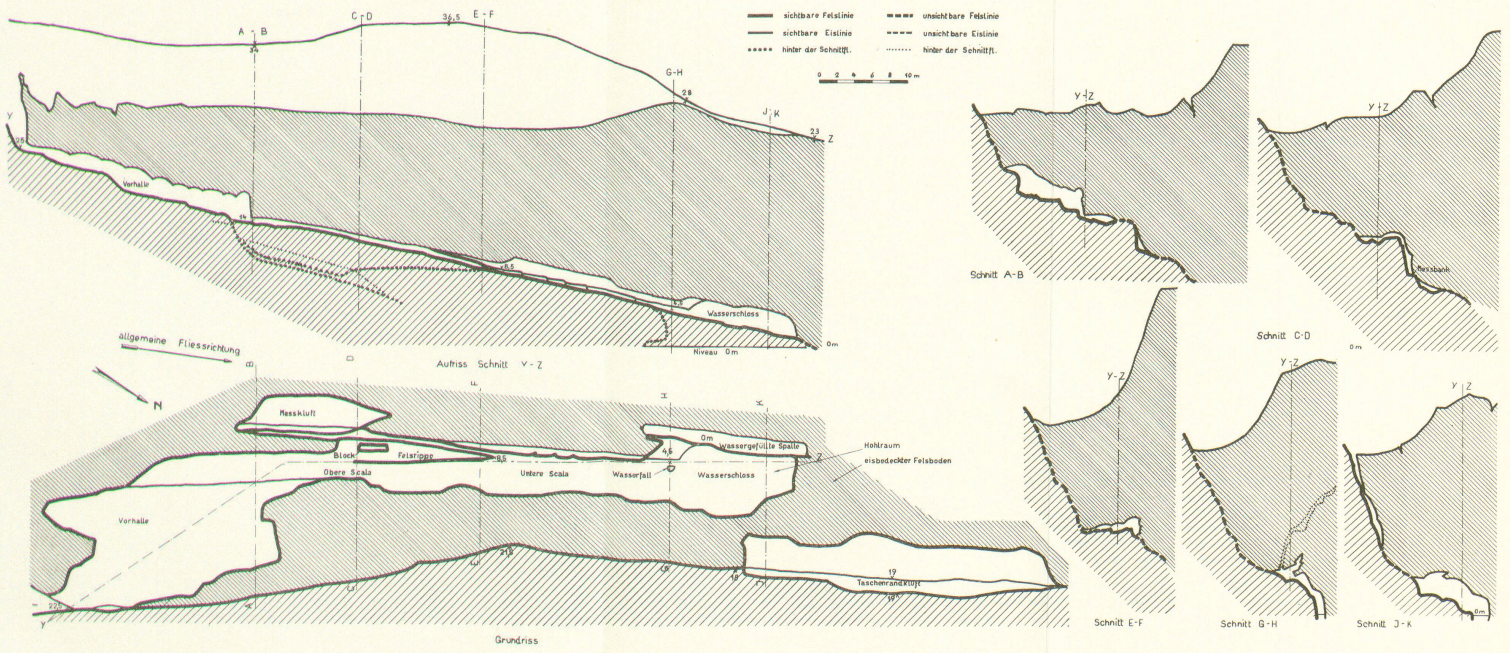
Ob der Block durch aktive Detraktion, etwa durch Angefrieren am Eise herausgebrochen worden sei, oder durch Spaltenfrostwirkung, läßt sich hier und anderswo nicht direkt nachweisen. Immerhin scheint mir die Annahme der *Frostwirkung als Hauptagens* mehr für sich zu haben, sonst hätte ich im Winter angefrorene Blöcke finden müssen.

Den Felsschliffen zufolge muß angenommen werden, daß die Eismassen gelegentlich die ganze Meßkluft schließen, d. h. dem Fels, mit Ausnahme des hintersten Teiles, direkt anliegen. Unter diesen Umständen wäre ein passives Mitschieben der Blöcke denkbar, ohne daß sie in die Fallgrube stürzen müßten.

Abb. 11 ist eine Detailaufnahme vom Hintergrund der Felsrippe auf Abb. 7. Oben das Eisgewölbe, welches rechts zur Meßkluft absinkt; im Vordergrund lockeres Steingetrümm mit feinem Material vermischt; im Hintergrund eine Malmplatte mit 100 cm Breite, 40—10 cm Dicke und 350 cm Länge, deren Oberfläche geschliffen ist. Von der Vorderkante bis zuhinterst, wo das Eis sich vom anstehenden Fels ablöst, sind es etwa 5,5 m. Der Luft-raum zwischen Plattenoberfläche und Eis ist 35 cm hoch. Zwischen der großen Platte und dem Anstehenden im Hintergrund liegen noch mehrere Blöcke, die aber des niedrigen Raumes wegen nicht zugänglich waren. Unser Objekt liegt auf einer Schicht von Lockermaterial, mußte also durch das Eis um einige Meter hierher verfrachtet worden sein, da eine Bewegung durch die Schwerkraft der geringen Neigung wegen ausgeschlossen ist. Ob aber der Ausbruch dem Spaltenfrost oder direkt dem Gletscher zuzuschreiben sei, ist auch in diesem Falle eine mit unserem Beobachtungsmaterial nicht lösbare Frage. Immerhin darf als erwiesen gelten, daß der Gletscher hier für Ausbrüche dieser Art besonders günstige Bedingungen schafft, denn im periglazialen Gebiet, unter ähnlichen geologischen Bedingungen, das schon längere Zeit vom Eise befreit und ebenso gestuft war, konnte ich nirgends ähnlich große Ausbrüche feststellen. Nur kleinere, etwa handgroße Stücke waren durch den Spaltenfrost losgetrennt worden und lagen häufig noch in der Ausbruchsstelle.

Durch welche Vorgänge die Erosion auch bedingt sei, zeigt sie deutlich eine selektive Wirkung, die sich der Klüftung und Schichtung nachastet, dadurch weitgehend die Kleinformen und das eigenartige treppenförmige Einfallen des Felsufers bestimmt (Fig. 4).

Den so geschaffenen Formverhältnissen passen sich auch die subglazialen Gewässer mit ihrer typischen Längsrichtung an. Die Schliche zu beiden Seiten



Die vordere höhlenförmige Gletscherrandkluft im August/September 1941.

Leere Seite
Blank page
Page vide

der Rinnen verraten, daß sich die jetzigen Eisgewölbe, durch besondere äußere Umstände veranlaßt, bis auf den Fels senkten und dann mit ihren langgestreckten Eispilastern den Lauf der Wasser bestimmten. Einmal zur längsgerichteten Eintiefung gezwungen, behalten sie auch nach der Hebung des Eises ihren Lauf bei und verstärken durch ihre Erosion den Stufencharakter des Felsufers.

Neben diesen Erosionsarten darf aber die altbekannte schleifende Erosion (Detersion) nicht vernachlässigt werden, rundet sie doch mit ihrer Schruffeile unermüdlich neuentstehende Formen ab, schleift längsgerichtete Rillen aus und fräst sogar quere Hohlkehlen (Abb. 7, 10, 8). (Näheres s. S. 44; Lit. 14.)

Die Wirkung des Mit-, Nach- und Nebeneinanders dieser Erosionsarten, deren quantitativer Effekt schwer abgrenzbar ist, bestimmt die Formen der Felsfläche, die wir oben besprochen haben.

4. Die hintere höhlenförmige Gletscherrandkluft.

Ihr Eingang befindet sich im hintern Teil der kerbenförmigen Randkluft und wird durch eine 40 m hohe, senkrechte Eiswand überwuchert. Im Sommer ist eine Begehung dieser Partie technisch wohl möglich, aber der häufig vom Oberrande des Gletschers her niederprasselnden Steine und Eismassen wegen äußerst gefährlich. Anders im Winter, wo die Steine der schwach ausgebildeten Seitenmoräne hart angefroren sind und keine Ablation den Eisverband lockern und zum Einsturz bringen kann. Bei der außergewöhnlich geringen Schneedecke fanden mein Begleiter und ich den Kluftungang am 25. Dezember 1941 offen; hatten aber, im Gegensatz zu der vordern Kluft, mit fünf Begehungen und etwa 20 Stunden Aufenthalt, nur drei Stunden Zeit, um schnell einiges Beobachtungsmaterial zu sammeln. Die Schilderung und die graphische Darstellung auf Tafel II mußten daher lückenhafter ausfallen; einzig die Länge und das Profil des Felsvorsprungs wurde gemessen, die andern Formverhältnisse wurden aus der Erinnerung konstruiert; auch konnten schlechtgeratene Blitzlichtaufnahmen nicht wiederholt werden. Die Darstellung dieser Formverhältnisse mit einfachen Mitteln ist nicht leicht. Der Grundriß ist daher in Form eines Schnittes dargestellt, welcher die Felsnase in ihrer größten Breitenentwicklung horizontal durchschneidet und von da weg knapp über der Eisbarre verlaufend, sich bis ans untere Ende hinzieht.

Die Gestalt.

Die Felsfläche bildet eine flache, steil einfallende Rinne, die das Eis geradlinig überbrückt und so einen schmalen Durchpaß in der Fallrichtung freigibt. Auf der glatten, tief verschneiten Felsfläche rutscht man, am befestigten Seile gebremst, 10 m hinunter, um dann nach 5 m leichter Kletterei über apertem Fels einen großen Raum zu betreten.

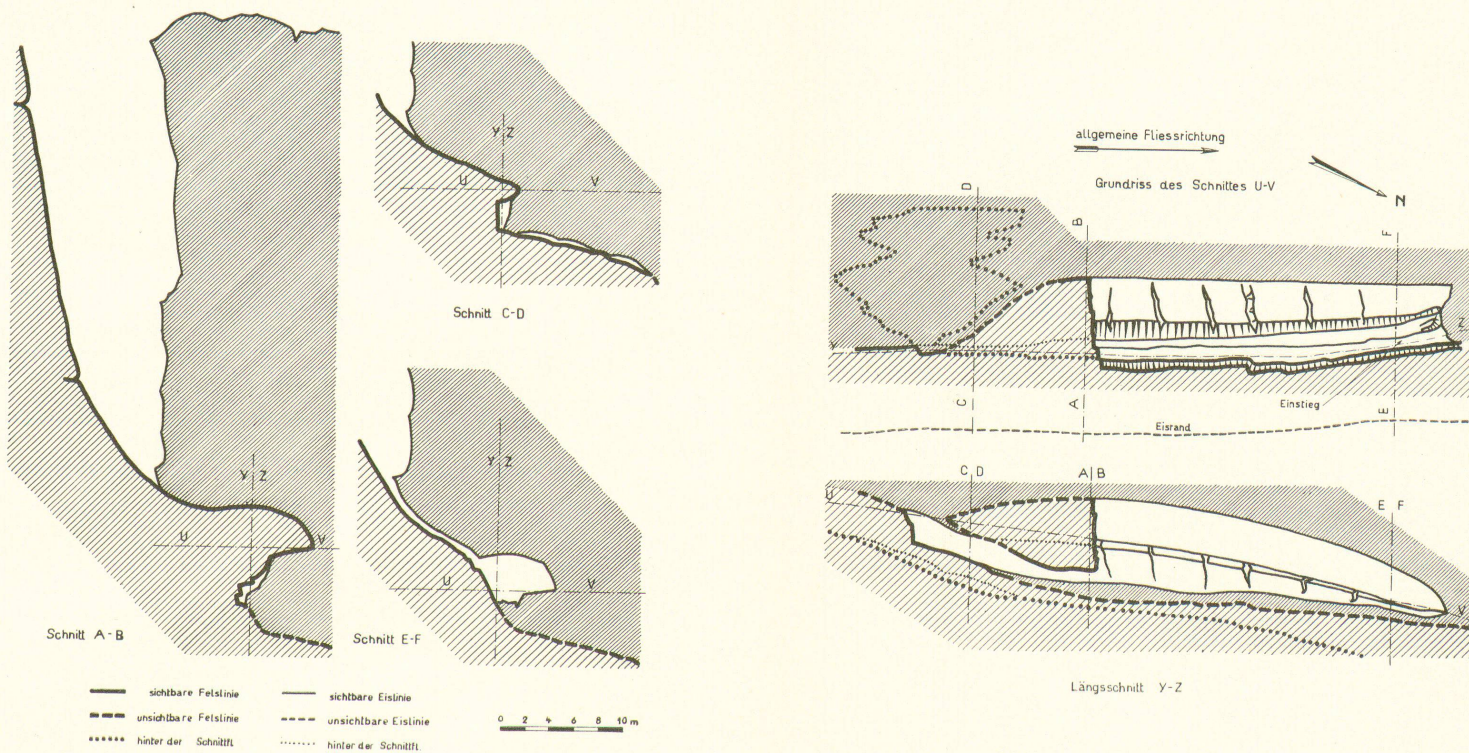
Den Ursprung der Höhle bildet eine mächtige Felsnase, die dreiseitig vom Eis umflossen wird und nur durch die vierte Seite mit dem Felsufer verbunden ist (Profil C—D). Ihre Höhe beträgt vom obersten zum untersten Punkt etwa 8 m und ebensoviel die Breite von der äußersten eisumflossenen Ecke rechts bis zum steileinfallenden, nach links abschließenden Felsufer. Ein mächtiges Eisgewölbe, der Felsnase angepaßt, spannt sich mit einer mittleren Neigung von $15\text{--}20^\circ$ über 30 m Länge bis zum verschmälerten Ende. Der Form der Unterfläche der Felsnase entsprechend verläßt ein mächtiger Eisquader, fein profiliert das «Walzwerk». Am untern Ende treffen sich Barre und Gewölbe in spitzem Winkel trichterförmig.

Folgen wir der Eisbarre, so führt sie uns zu einem kleinen Durchschlupf unter der Felsnase durch, linkerhand und oben Fels, rechterhand Eis. Der «Gang» wird nach hinten höher und schmaler und mündet nach schätzungsweise 15 m in einen neuen, sehr flachen Hohlraum. Ueber einer rippenförmigen Felsfläche, die mit etwa 17° in Richtung der Fließbewegung einsinkt, spannt sich eine flache Eisdecke von nur 50—100 cm Normalabstand über dem Fels. Der so gebildete Raum, dessen Form am besten aus Tafel II entnommen wird, mag eine größte Breite von 12 m und eine Länge von 16 m haben. Ich vergewisserte mich, daß ihm keine weitem Kammern angeschlossen sind, so daß man also nicht noch tiefer gletschereinwärts vordringen kann.

Als Besonderheit dieser Klufform muß nochmals hervorgehoben werden, daß nicht nur, wenigstens im Hauptteil, Dach- und Seitenwand, sondern auch der Boden aus Eis besteht.

Der Luftkörper.

Die Lufttemperatur nahe dem Eingang in der tiefsten Stelle der Kluff betrug $-1,7^\circ$. Eine größere Wasseransammlung war nur ganz leicht zugefroren. Als wir um 16.20 Uhr an die Oberfläche stiegen, war mittlerweile ein Föhnsturm losgebrochen, dessen Temperatur wir zu $-0,5^\circ$ maßen.



Die hintere höhlenförmige Randkluft am 25. Dezember 1941.

Leere Seite
Blank page
Page vide

Unsere Vermutung, es bilde sich im Winter ein ruhiger Kaltluftsee, scheint sich in dieser Kluft zu bestätigen.

Der oberste Teil des «Ganges», der schätzungsweise 10 m höher liegt, und auch der ganze anschließende flache Raum zeigen andere Verhältnisse. Einige Stücke der Felsfläche waren mit einer dünnen, feuchten Wassereiskruste überzogen, der größte Teil aber war naß, unvereist. An zahlreichen Stellen war der Grundmoränenlehm weich wie im Sommer in der vordern Kluft! Die Auswirkungen der Lufttemperatur ließen sich überhaupt nicht von jenen etwa der Scala oder der Meßkluft unterscheiden. Die Temperatur muß also auch 1° um den Nullpunkt schwanken, genau wie im Sommer!

Wenn also schon hier — etwa 50 m unter der Eisoberfläche unweit vom kalten Rande — Eis, Fels und Luft Temperaturen haben, die um den Nullpunkt schwanken, wieviel bestimmter darf da angenommen werden, daß die gesamte Gletscherunterfläche Winter und Sommer die dem Eisdruck entsprechende Temperatur besitzt, also nie am Boden angefroren. Denkbar wäre allerdings ein lokales Festgefrieren an Stellen, wo druckverflüssigtes Eis regeliert und hierbei allenfalls Frostsprennung erzeugt. Auch das Schicksal der im Abschnitt «Kerbenrandkluft» erwähnten Felsquelle dürfte aus vorstehendem abzuleiten sein, indem ihr Wasser wohl nie tiefern Temperaturen unter dem Eise ausgesetzt sein wird, als sie der Temperaturerniedrigung durch den Eisdruck entsprechen. Da diese Beträge sehr gering sind (am Hintereisferner in 148 m Tiefe war die Eistemperatur $-0,137^{\circ}$) wird das Wasser auch im Winter den Gletscherbach erreichen. Dies ein Beispiel für viele, wie wohl Dutzende unertorschlicher, subglazialer Quellen den winterlichen Gletscherbach speisen, welcher fließt, auch wenn die Schmelzung durch Erdwärme zu seiner Daseinserklärung gar nicht herbeigezogen wird!

Der Hinweis darauf, daß selbst von stürmischem Wetter, das uns beim Aufstieg zum Ausgang mit ganzen Schneefahnen überschüttete, in der Kluft selbst nichts zu spüren war, mag mit den Temperaturbeobachtungen erweisen, daß auch der hintern subglazialen Kluft ein ausgesprochenes Lokalklima zukommt.

Die Eisfläche.

Die Eisoberfläche ist im großen ganzen ziemlich rein, immerhin sind zahlreiche Steine eingefroren. Stark verschmutzt sind die randlichen Eisflächen (Abb. 12). Das Bild zeigt den untersten Teil eines Felsvorsprunges; das Eis fließt uns entgegen. Der Metallmeter ist wieder 20 cm ausgezogen.

Das Eis ist derart fein ornamentiert, daß unsere Empfindung bei diesem Anblick durch die bekanntere Vorstellung von metallischen Formprozessen geleitet, die starke Hitze des halbfesten Materials glaubt wahrnehmen zu müssen! Wieder ein Hinweis auf die außerordentliche Plastizität bei entsprechendem Druck; aber gleich nebenan, 10—30 cm vom Fels entfernt, ist derselbe Körper starr wie Glas und bricht in drei kleinen Rissen, bei unbedeutender Formveränderung (a, Abb. 12)!

Weit großartiger zeigt diese Verhältnisse der Hintergrund der Halle. Nicht nur die obere Ründung und die scharfe Spitze der Felsnase sind dem Eis aufgewalzt, sondern auch die Unterfläche formt es getreulich ab. Ihr Verhalten nach dem Verlassen des Felsens ist aber ganz gleich, wie im vorigen Beispiel. Der langgestreckte Eisquader von 3 m Breite und 3,5 m Höhe im Hintergrund, der sich wahrscheinlich einer Wölbung des Felsgrundes anpassen soll, zerbricht bei mangelndem Druck in gegen ein Dutzend Stücke, die bis 40 cm auseinanderklaffen (Tafel II, Grundriß). Das Eisgewölbe aber macht die schwache Längsdeformation auf dem Wege von 30 m ohne die kleinste Ribbildung durch, weil wahrscheinlich die überlagernde Eismasse von 40—50 m eine genügende Plastizität erzeugt. Immerhin muß festgestellt werden, daß die plastische Deformation selbst durch diesen beträchtlichen Vertikaldruck im Vergleich zu jener, welche der Bewegungsstaudruck zu erzeugen vermag, äußerst gering ist, das Eisgewölbe müßte sonst ja viel näher beim Felshindernis den Kluffboden erreichen.

Am untern Ende, wo das Gewölbe und die Barre spitzwinklig zusammenstoßen, stauchen sich die Eismassen auf und nehmen teils Formen an wie Schollen von frischgepflügtem Rasen. An dieser Stelle muß sich eine — weiter unten schwer erklärbare — Schuttschicht im Eiskörper bilden, mit feinerem und gröberem Material, je nachdem, ob beim Weg der Eisfläche längs der Felsnase nur feines Schleifmehl oder grobe Bruchstücke mitgenommen wurden.

Die Temperatur des Eises wurde am absteigenden Gewölbe gemessen und stand im Intervall von 0 bis $-0,1^{\circ}$. Eine genauere Ablesung gestattete das Instrument nicht.

Die Geschwindigkeit des Gewölbeeises betrug, als Fixpunkt ein Mauerhaken in der Felsnasenspitze gewählt, mit Stoppuhr und Kryozynemeter gemessen, 37,03 cm im Tag, oder 135,15 m im Jahr, also ziemlich genau gleich viel wie im Sommer 1941 in der Meßkluft und im Sommer 1942 an der Gletscheroberfläche (Weg: in 2 Std. 20 Min. 36 mm). (Oberflächengeschwindigkeit am 30. Juli 1942 bei e Abb. 1: 37,08 cm/Tag.)

Endlich sind noch die verschiedenen Geräusche des sich verformenden Eiskörpers zu verzeichnen. Kurze, langgezogen-ächzende und zischende, wie von ausgepreßtem Wasser herrührend.

Die Felsfläche.

Zweifellos ist die interessanteste Erscheinung die Adlernase, welche etwa 6 m weit vom Felsufer absteht und den Eiskörper aufschlitzt. Seine gebrochene Hinterfläche liegt quer zur Fließrichtung. Bemerkenswert ist eine große Ausbruchsnische, deren Basisfläche, die der Schichtung entspricht, nicht unten, sondern oben stehengeblieben ist. Die felsinnere Begrenzung wird gebildet durch eine Fläche des Hauptkluftsystems. Die Tiefe der Nische beträgt etwa 1 m. Wie und wann der in die Nische passende, käsbissenförmige Felsblock von 15—20 t ausgebrochen wurde, scheinen keine Indizien zu verraten.

Ueber die gletscheraufwärts gerichtete Form der Felsnase habe ich keine direkten Beobachtungen machen können. Ich vermute aber, es handle sich um eine Gestalt ähnlich der Stoßseite eines gutentwickelten Rundhöckers, dessen Basis aber nicht horizontal, sondern vertikal steht. Der Grund, weshalb diese Rundbuckelform auf der Scheitelhöhe so abrupt abbricht, der Grund, weshalb alle übrigen Rundhöcker diesem Formtypus angehören, ist in der mangelnden Plastizität, welche der Vertikaldruck zu erzeugen vermag, zu suchen. Das Eis schmiegt sich den Felsformen nur im Luv an, im Lee hingegen läßt es dem Spaltenfrost freie Hand.

III. Dezennale und säkulare Wandlungen des Kluftsystems.

Der erste Hauptteil versuchte, das Randkluftsystem sachlich und räumlich in der kurzen Beobachtungszeit zu beschreiben, sozusagen ein Momentbild des bewegten Objektes festzuhalten. Aufgabe des zweiten Hauptteils ist es, die Veränderungen dieses Objektes, seine zeitliche Funktion, sein Leben vom Moment der Entstehung bis heute darzustellen, es räumlich zeitlich zu beschreiben.

Mangelten schon im ersten Teil oft feststehende Tatsachen als Pfeiler der Erkenntnis, so liegen hier nur noch spärliche Beobachtungen vor, ein sehr unzusammenhängendes Fundament, das nur einen luftigen Gedankenbau auf weit gespannten Bögen gestattet.

Wandlungen des Eisufers.

Kaum zwei Jahrzehnte brauchen wir in der Geschichte des obern Gletschers zurückzublättern, so treffen wir als ersten markanten Punkt den Eishochstand der Jahre 1918—1927. Vorher war das Milchbachloch frei passierbar, der Gletscher also nur wenig höher als heute. Versuchen wir, uns seit jener Zeit die Wirkung der steigenden Eisflut auf unser Randkluftsystem vorzustellen! Immer höher steigt der Eisrand am Felsufer empor, 20, 40, 50 m, immer tiefer wird die Kluft, scheinbar so lange, bis das Eis den Felsbuckel überfließt. Dann ist unser Randkluftsystem von der Bildfläche verschwunden. Vielleicht, daß noch ein Eingang zu einer gewaltig tiefen subglazialen Kluft führen würde, die sich in der stärksten Konkavität des jetzigen Felsufers erhalten hätte.

Aber auch die Fließrichtung des Eises und damit die Breite der Kerbenrandkluft verändern sich durch den zunehmenden seitlichen Druck der sich zu Tale zwängenden Eismassen. Diese Annahme wird durch die Richtung der Felskehle oberhalb e auf Abb. 1 gerechtfertigt. Die Kerbenrandkluft wird schmaler und kürzer; der Eisstrom trifft das Felsufer früher und nur scheinbar nimmt daher die Kerbenrandkluft an Tiefe zu. Der Eisfuß wird nämlich durch den überlagernden Vertikaldruck und vor allem durch den gewaltig anwachsenden Staudruck, den das Felsufer auf die untersten Eisschichten ausübt, plastisch verformt und paßt sich in viel stärkerem Maße der Konkavität des Felsufers an. Damit aber verläuft die Berührungslinie von Eis und Fels nicht mehr wie bisher knapp über der subglazialen Felsterrasse, sondern im hintern Teil 20—40 m über dem heutigen Stand und steigt gletscherabwärts stark bis zum Ende der Kluft an. Aus der Kerbenrandkluft mit annähernd horizontalem Boden ist ein Mittelding zwischen kerben- und taschenförmiger Randkluft geworden, mit vielleicht nur 100 m Länge, 40—50 m Tiefe und höchstens 20 m Breite. Die heller hervorstechende und stärker überarbeitete Partie des Felsufers im Dreieck a — b — g auf Abb. 1 scheint auf das anliegende Eisufer beim letzten Hochstand zurückzuführen zu sein. Aller Wahrscheinlichkeit nach sind dadurch sämtliche drei Nebenkluft von der Verbindung mit der Hauptkluft abgeschnitten, entweder ganz verschwunden oder doch zu kleinen *englazialen Randklüften* umgewandelt worden.

Bei noch höherem Eisstand, bei Eisüberlagerungen des heutigen Kluftsystems um Hunderte von Metern würde sich das Eis in den tiefern Teilen vollkommen plastisch dem Felsufer anschmiegen und damit die letzten Reste

unseres bis zur Unkenntlichkeit umgewandelten Untersuchungsobjektes auslöschen.

Daß der ganze Eisfuß bei genügender Ueberlagerung und günstigen örtlichen Bedingungen tatsächlich eine außerordentliche Plastizität erreichen kann, und zwar im Gegensatz zu frühern Beobachtungen sich nicht nur auf der Luvseite von Hindernissen, sondern auch im Lee anschmiegt, möge die folgende Beobachtung vom untern Gletscher dartun.

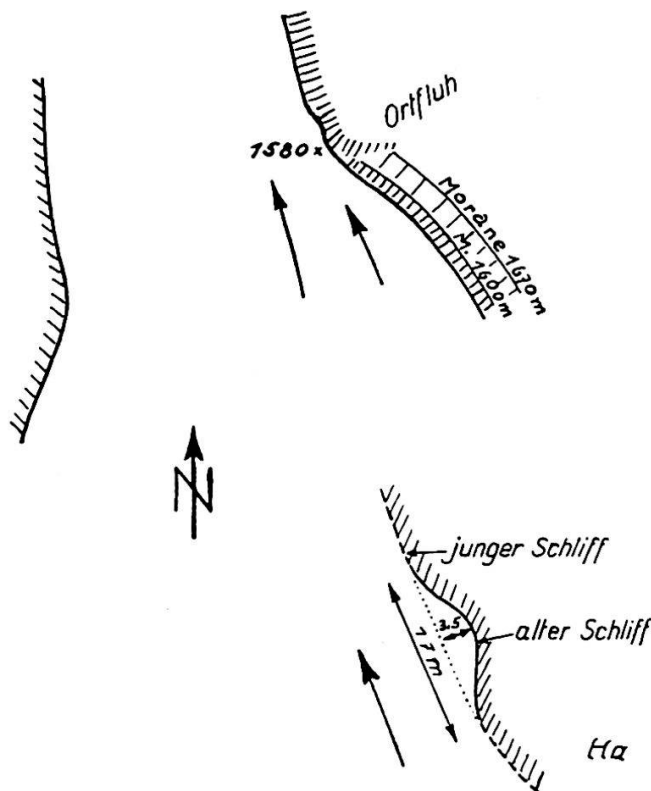


Fig. 5. Oben die topographische Uebersicht, unten ein Querprofil durch die allseitig geschliffene Felskehle, von P. 1580.

Bei der Ortfluh, wo der autochthone Sedimentmantel auf das rechte Ufer des untern Gletschers auftrifft und im Verein mit den gegenüberliegenden Sedimentschichten eine Verengerung des Gletscherbettes erzwingt, muß das Eis tangential an der vorspringenden Ründung der Felsnase vorbeifließen (s. Fig. 5). Dieses Felsrund wird durch eine vertikale Kehle gegliedert, die bis in die innersten Ründungen geschliffen ist. Die einzelnen Schrammen sind einwandfrei überall fühlbar. Während sie sich aber bei der strichlierten Signatur auf Figur 5 noch deutlich als helle Streifen vom dunkleren Felsgrund abheben, kann man mehr gegen das Innere des Bogens

keine Farbnuancen unterscheiden, der ganze Fels ist gleichmäßig dunkelgrau patiniert. Kein Zweifel, das Eis muß bei einem älteren Passieren über die selbe Stelle plastisch gewesen sein, bei einem jüngern Durchzug starr. Weshalb diese verschiedene Plastizität? Die junge, rauhe Schrammung reicht nur 20—30 m über das jetzige Eisniveau am Kalkfelsen hinauf, während die ältere patinierte bis über den Felsenweg, also rund 90 m höher reicht. Die Annahme, daß es sich um einen ältern und jüngern Eishochstand handle, wird durch die Zugehörigkeit der Ufermoränen zu den jeweiligen Schlifffgrenzen bewiesen, indem die große Ufermoräne aus der Mitte des 19. Jahrhunderts stammt, während die untere vegetationslose dem Jahre 1919 zugerechnet werden muß.

Mit dieser Beobachtung, die nicht etwa vereinzelt steht, ist glaubhaft gemacht, daß das Eis unter gegebenen örtlichen Verhältnissen (starke Staudruckpressung) in der Tiefe von 80—100 m so plastisch ist, daß es sich solchen Buchten anschmiegt ohne Randklüftbildung.

Längst bevor die Kerben- und Taschenrandklüft der steigenden Eisflut zum Opfer fallen, werden die subglazialen Klüfte ausgetilgt, oder, wo sich noch in Resten Hohlräume zu behaupten vermögen, haben sie keine Verbindung mehr mit der Außenwelt, werden zu englazialen Klüften des Gletscherbodens. Eine solche dürfte sich dauernd zu erhalten vermögen im Lee der Felsnase der hintern höhlenförmigen Randklüft.

Neben Zeiten außerordentlicher Eishochstände mag es auch Zeiten außergewöhnlicher Tiefstände gegeben haben. Das allmähliche Schwächtigerwerden des Gletschers hatte zur Folge, daß die Höhe der Kerbenrandklüft, nach unten durch die Felstreppe als Basis limitiert, immer geringer wurde, daß die subglazialen Klüfte schließlich allein übrigblieben, von dünnen Eisscherben bedeckt, bis auch diese verschwanden und nur das gestufte Felsufer von unserm zerronnenen Kluftsystem übrigblieb.

Derartige dezennale Schwankungen waren häufig. Ueber dem Felsbuckel gelegene Ufermoränen bezeugen sie. Auch in frühern Jahrhunderten und Jahrtausenden werden immer wieder Gletscherrückzüge das Kluftsystem «im Schlupf» freigegeben haben, deren Spuren allerdings längst durch nachfolgende Vorstöße verwischt sind. Ueber die historischen Schwankungen hinaus führt uns der Gedankenflug zu den geologischen; ins Postglazial, in die letzte Glazialzeit, ins Interglazial usf., bis zum Anfang des Quartärs. Ob angenommen werden kann, daß in den Zwischeneiszeiten die tausend Meter mächtigen Eisströme zurückschmolzen auf kümmerliche Eiszungen wie heute, ist mir nicht bekannt. Sicher aber ist, daß von dem Moment an, von welchem

die Formvoraussetzungen des Felsufers zur Ausbildung einer Randkluft gegeben war, im Rhythmus der Schwankungen um dieses Felsniveau unser Kluftsystem «im Schlupf» immer wieder in Erscheinung trat. Gleich einem Riff im Wechsel der Gezeiten wurde es dutzendfach von einer Eisflut überspült und einer Eisebbe freigegeben.

Wandlungen des Felsufers.

Zu Beginn des Quartärs, mit welchem die Vergangenheitsbeschreibung aller alpinen Randklüfte ihren Anfang nehmen muß, lag die präglaziale Landoberfläche wohl mehrere hundert Meter über dem jetzigen Niveau des Kluftsystems. Glazial- und Interglazialzeiten senkten den tiefen Trog ein, dessen heutige Ausgestaltung vor allem ein Werk der Würmeiszeit und des Postglazials sein dürfte. In das geologisch auf längere Strecken homogene Felsufer, das weder oberhalb noch unterhalb des Kluftsystems von ihm abweichende Gesteins-, Schicht- oder Kluftverhältnisse wahrnehmen läßt, in dieses Felsufer mag nun schon im frühen Postglazial eine höher als heute gelegene subglaziale Felstreppe eingesenkt worden sein. In diesen Zeiten mag auch der erste Anlaß zur Ausbildung einer Randkluft erfolgt sein, etwa in Form eines Ausbruches ähnlich demjenigen der Taschenrandkluft, oder in Form einer kräftig markierten, vertikalen Schriffkehle.

Im jetzt beginnenden Wettstreit zwischen den seitlich erodierenden, qualitativ ungleichen Kräften oberhalb des Kluftanfangs (schleifende Erosion) und jenen im Kluftbereich selbst (kräftiger Spaltenfrost), siegten die letzteren. Es gelang ihnen bis zur folgenden totalen Eisüberlagerung eine beträchtliche Nische im Felskörper auszubrechen, die während der Zeit bis zum nächsten Auftauchen nicht beseitigt werden konnte. Neue Tiefstände vermochten mehr und mehr das Felsufer parallel zur Fließrichtung zurückzusetzen. Ueberhänge entstanden, die von Zeit zu Zeit in Form von Felsstürzen ausgeglichen wurden.

Der Vorgang der kräftigeren Einnischung im Bereiche der Randkluft findet sein Ende dann, wenn die anfänglich aktiver erodierenden Kräfte im Bereich der Randkluft ihren Wirkungskreis über ihre optimalen Verhältnisse ausgedehnt haben und nurmehr der normalen Seitenerosion oberhalb der Kluft die Waage zu halten vermögen. Daß parallel zu diesem Vorgang auch die präexistente Felstreppe verbreitert und tiefer gelegt wird durch die lokalen Verhältnisse der subglazialen Klüfte, ist verständlich.

Falls die obige Deutung zutrifft, erhellt, daß die Randklüfte eine nicht unwesentliche morphologische Funktion auf die Ausgestaltung des Fels-

ufers ausüben, indem sie durch ihre kräftigere seitliche Erosion den idealen schwachgewellten Verlauf des Gletscherbettes stets wieder unterbrechen.

Es bleibt nun noch die Frage nach der Geschichte der Rundhöcker in unserm Kluffbereich zu besprechen. Wie soll man sich die Felsadlernase entstanden denken? (Tafel II, Prof. A—B.) Nicht denkbar, daß dieser Felsvorsprung präglazial schon existierte und nur halbwegs abgeschliffen worden ist! Der Gletscher selbst muß der souveräne Schöpfer der Rundhöcker sein, die in weltweiter Verbreitung immer an den Bereich der Eisströme gebunden sind.

Wie soll aber das Eis, eng am Felsen anliegend, bei seiner Arbeit be-
lauscht werden? Von den zahlreichen Oertlichkeiten, die mir bekannt sind, bietet einzig die Meßbank Gelegenheit, diese Frage experimentell zu lösen (s. Beobachtungen S. 29). Leider war im Juli 1942 und November 1943 der Kluffeingang geschlossen, als ich mit einem eigens konstruierten Instrument, bei welchem ein Stahlbolzen durch Federspannung in das Eis eingedrückt wird, das Problem durch ein untrügliches Experiment zu lösen versuchte. Es hätte sich ergeben, daß der Bolzen — eine Nachahmung eines Steins — im starren Eis weniger schnell eingedrungen wäre, als im plastischen Eis. Einige physikalische Ueberlegungen, deren Fundierung ich mündlichen Mitteilungen von Herrn Dr. Haefeli, Chef der Abteilung für Erdbau an der E. T. H. Zürich, verdanke, müssen uns über die Beobachtungslücke hinweg helfen.

Denken wir uns einen etwa faustgroßen Stein im Eise eingefroren, der über den parallel zur Fließrichtung verlaufenden Gletscherboden bewegt wird (Fig. 6). In diesem starren Eis, wo Korn an Korn zusammengefroren ist, wird er einseitig durch den Normaldruck (N) der überlagernden Eismassen auf die Unterlage gepreßt, wobei er nach eigenen Beobachtungen bis 4 mm tiefe und 20 mm breite Schrammen zu erzeugen vermag.

Sobald dieser selbe Stein aber in den Fließbereich vor einem Felshindernis gerät, wird er vom jetzt schmiegsamen Eiskorn-Wassergemisch umflossen. Hier ist das Eis an den Grenzflächen der Gletscherkörner durch den gewaltigen Staudruck verflüssigt. Der Druck wird jetzt nicht mehr allein von Korn zu Korn übertragen, sondern auch der die Eisstruktur durchsetzenden Flüssigkeit mitgeteilt. Jetzt befindet sich unser Stein unter *allseitig* wirkendem, hydrostatischem Druck (d), «schwebt», drastisch ausgedrückt, im Eise. Nur noch ein relativ geringer Normaldruck (n) preßt ihn auf den Felsen, wodurch seine Schrammung vermindert ist. *Wenn am Fuße des Rundbuckels sozusagen mit kräftiger Faust geschrammt wird, wird an den*

Vorsprüngen nurmehr mit leichter Hand geschliffen. Diese differenzierte Erosionsleistung präpariert alle Felsunebenheiten, seien sie nun präglazial, durch Ausbrüche oder durch Schmelzwasser geschaffen, bis zu einem gewissen Grade heraus, zu den im Luv sanft ansteigenden, im Lee abrupt abbrechenden Rundhöckerformen.

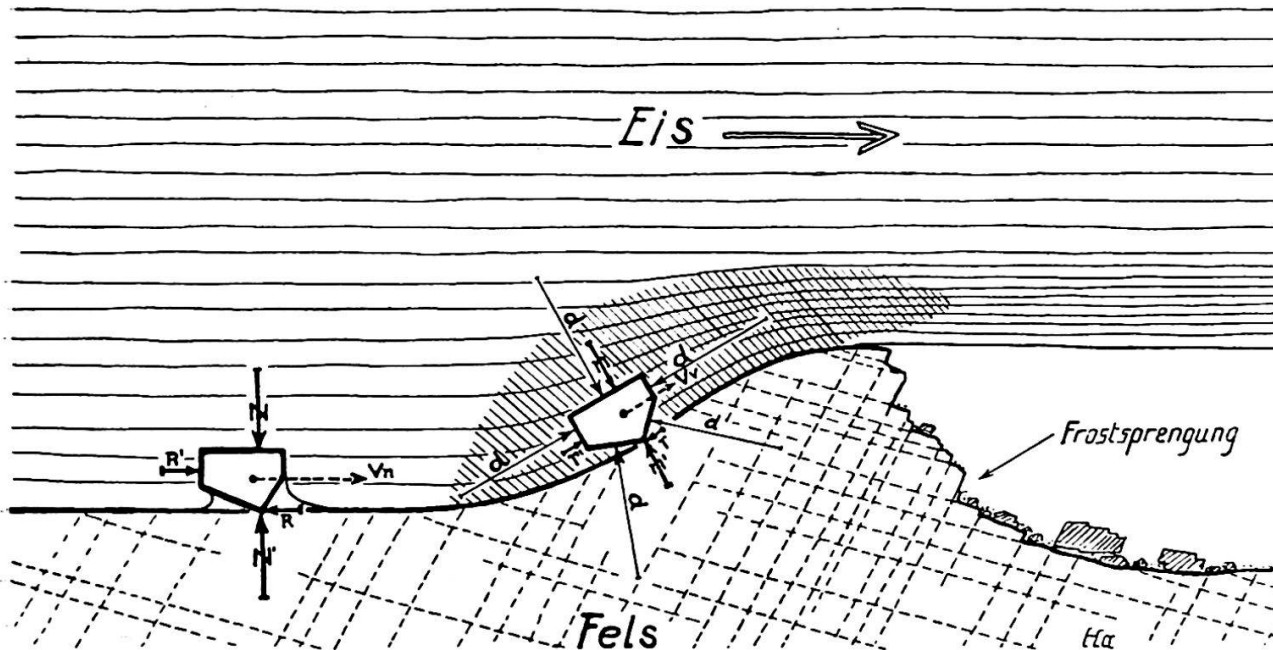


Fig. 6. Schematische Darstellung der Rundhöckerbildung.

Im starren Eis: Schrammung:	N	Normaldruck der überlagernden Eismasse auf den schleifenden Stein.
	N'	Gegendruck der Felsunterlage.
	R	Reibungswiderstand (Stein—Fels).
	R'	Kraft um R zu überwinden.
	Vn	normale Gleitgeschwindigkeit
Im Fließbereich: Schliff:	d	Hydrostatischer Druck auf die Flächeneinheit.
	n	rel. geringer Normaldruck.
	n'	Gegendruck der Felsunterlage.
	r	Reibungswiderstand (Stein—Fels).
	r'	Kraft um r zu überwinden.
	Vv	verminderte Gleitgeschwindigkeit.

Rundhöcker, bei denen auch das Lee überschliffen ist, habe ich noch nie beobachtet. Die Bildung derartiger, vollausgebildeter Felsformen würde eine große Plastizität des Eisfußes und daher eine mehrere hundert Meter mächtige Eisüberlagerung verlangen. Sozusagen «embryonal» werden wohl

solche «Vollrundhöcker» am Grunde der tiefsten Gletscher auch heute noch entstehen; sobald aber das Jahrhundert ihrer Geburt naht, wird vermöge des abnehmenden Vertikaldruckes nurmehr die Stoßseite überschliffen. Sie wandeln sich zur endgültigen Gestalt der «Halbrundhöcker».

Wenn sich gelegentlich, wie z. B. bei Andeer, trotzdem — von weitem betrachtet — allseitig gerundete Höcker finden, so handelt es sich bei scheinbar gerundeter Leeseite ausnahmslos um Ausbrüche längs Kluffflächen, welche durch ihren Verlauf eine solche Formgebung begünstigen. Gleich daneben, wo lokal eine steiler einfallende Klufffläche vorherrscht, findet sich auch hier der typische Ausbruch wieder.

IV. Zusammenfassung der wichtigsten glaziologischen und glazialmorphologischen Ergebnisse.

Eine Voraussetzung zur Ausbildung der hier beschriebenen Randklüfte liegt neben den Formverhältnissen des Felsufers in der Bewegung der randlichen Eismassen. Sie wurde an der Oberfläche und in 50 m Tiefe zu 37 cm, in 20 m Tiefe zu 36,8 cm im Tag gemessen. Die randlichen Partien gleiten also «en bloc» am Felsufer vorbei (S. 28, 38).

Eine weitere Voraussetzung zur Entstehung randlicher Hohlräume zwischen Eis und Fels liegt in den physikalischen Eigenschaften des Gletschereises begründet. Im unbelasteten oder wenig belasteten Zustande (selbst in 50 m Tiefe) ist das Eis ein starrer, spröder Körper, der bei den leisesten Deformationen zerbricht (S. 28, 30, 31, 38). Unter starkem Druck hingegen, wie er vor allem beim Auftreffen der bewegten Eismasse auf ein unverrückbares Hindernis (Felsvorsprung) erzeugt wird, verwandelt sich das starre Kornaggregat in ein plastisches Kornwassergemisch (S. 30, 38, 41, 42). Dieses vermag sich den Felsunebenheiten auf der Stoßseite vollständig anzupassen. Sobald aber der Staudruck auf der Kulmination des Vorsprunges nachzulassen beginnt, regliert das an den Grenzflächen der Körner verflüssigte Wasser wieder und das Eis fließt in der ihm vom Felsprofil aufgeprägten Form weiter.

Das Klima in den hinter Felshindernissen entstehenden Hohlräumen individualisiert sich gegenüber den oberflächlichen Verhältnissen in zunehmendem Maße (in typischen Fällen) von der kerbenförmigen zur taschenförmigen und zur höhlenförmigen Randkluff. In den abgeschlossenen Teilen der sub-

glazialen Randklüfte schwankt die Temperatur das ganze Jahr hindurch $\pm \frac{1}{2}^\circ$ um den Nullpunkt (S. 37).

Daß dies ideale Verhältnisse für häufiges Auftreten der Frostsprengung sein müssen, dürfte einleuchten, besonders da auch ganzjährlich genügend Wasser für die Durchfeuchtung des Gesteins vorhanden ist. Neben kleineren Gesteinsstücken werden ganze Platten und Blöcke, der Klüftung und Schichtung folgend, herausgebrochen und nachher vom fließenden Eise mitgeschoben (S. 32—35). Direkte Gesteinszertrümmerung durch den Gletscher kommt nur dann in Frage, wenn sich ihm kantige, ungeschliffene Felsvorsprünge entgegenstellen, oder ausgebrochene Blöcke seinen Lauf zu hemmen trachten. Dann kann der einseitige Druck das Gestein, den innern Schwäche-zonen folgend, zerbrechen. Ein solcher Vorgang ist von de Quervain am vorstoßenden Obern Grindelwaldgletscher beobachtet worden (13). (S. auch S. 23.) Direkte ausbrechende Tätigkeit durch das Gletschereis am überschliffenen Gletscherbett ist unwahrscheinlich, konnte auch an beiden Gletschern nirgends beobachtet werden. Denkbar ist eine derartige Erosionswirkung bei kleinen Gletscherlappen, die im Winter vielleicht am Felsboden angefrieren können, und das angefrorene Gesteinsstück in diesem Zustande aus seinem Zusammenhang zu reißen vermöchten. Für genügende Durchfeuchtung sorgen in erster Linie die zahlreich über den Fels rinnenden Schmelzwasser, aber auch das Druckschmelzwasser, das beim Ueberfließen eines Felshindernisses erzeugt wird (S. 31). Es läßt sich vermuten, daß dieses Wasser, wenn es zwischen Eis und Fels und durch Felsritzen hindurch auf die druckentlastete Leeseite gepreßt wird, regeliert und dadurch intensive Frostsprengung zu erzeugen vermag. Hierdurch läßt sich auch verstehen, warum ausnahmslos alle Rundhöcker auf der Leeseite, der Klüftung und Schichtung folgend, abrupt abbrechen.

Konnten wir für die bis jetzt geäußerten Ansichten über das Wesen der Kluftbildung, über ihre klimatischen Eigenheiten und über das Wesen der Felsbearbeitung im Kluftbereich, durch zahlreiche gesicherte Tatsachen belegen, so fehlen beweisende Beobachtungen über die Vorgänge der Felsbearbeitung auf der schwer zu beobachtenden Stoßseite von Felsvorsprüngen beinahe vollständig.

Physikalische Ueberlegungen, auf Beobachtungen fußend, haben uns zur Annahme berechtigt, daß die im Eise eingefrorene Grundmoräne den Felsuntergrund verschieden stark abschleift (S. 44). Wo die Eismassen ungestört auf dem Gletscherboden gleiten, wirkt auf die einzelnen «Schleifkörner», im starren Eise eingefroren, der ganze Normaldruck. Hier wird kräftig ge-

schrammt. Sobald aber die Steine in den Fließbereich vor einem Fels-
hindernis geraten, werden sie durch den allseitig hydrostatischen Druck von
der jetzt plastischen Eismasse umflossen und mit geringer Kraft auf den
Felsbuckel gedrückt, welcher dadurch nur relativ leicht geschliffen wird.
Diese differenzierte Erosionsleistung vermag Felsunebenheiten verschiedener
Entstehung nicht nur zu überschleifen, sondern, durch kräftigere Erosion
an der Basis, als Rundhöcker herauszuheben.

V. Bedeutung der Gletscherrandklüfte für die Forschung.

In einem kurzen *Rückblick* wenden wir uns vorerst den bisherigen
Forschungen in Randklüften zu. Die Klassiker der Gletscherkunde: Hugi,
Agassiz, Desor, Escher v. d. Linth, Forbes, A. Heim (6, S. 349) und andere
mehr suchten sie vor allem zur Abklärung der Streitfrage über die Ent-
stehung des Gletscherschliffes und der Bedeutung der schleifenden Erosion
auf, wobei Agassiz eindeutig durch direkte Beobachtung in einer Randklüft
beweisen konnte, daß die Felsformen ihren Schliff tatsächlich vom gleitenden
Gletschereis erhalten hatten (3 a, S. 189).

Heß (7, S. 202) suchte in einer Randklüft Auskunft auf die Frage: findet
sich auf der Gletscherunterseite genügend Material zu kräftiger Schleifar-
beit? Philipp (11) suchte Randklüfte auf, um die Einwirkung des Eises auf den
Untergrund unmittelbar zu studieren. O. Flückiger (12, S. 20) versuchte beim
Einblick in eine Randklüft eine Vorstellung über die Fließvorgänge im Glet-
scher zu bekommen.

Drei von zahlreichen Zitaten namhafter Forscher mögen genügen, um
in einem *Ausblick* auf die Möglichkeiten und die Wünschbarkeit subglazialer
Forschung hinzuweisen.

P. Mercanton (9, S. 169): «La glaciologie ne possédait jusqu'ici aucune
donnée numérique sur le glissement infraglaciale. On ne voit guère en
effet comment on pourrait en réussir la mesure directe.»

H. Philipp (11): «So ist die Literatur über die Entstehung dieser Formen
zwar außerordentlich umfangreich, die gesicherten Ergebnisse dagegen relativ
gering. Zudem sind die Vorgänge, die sich unter dem Eis abspielen, der
direkten Beobachtung und Messung so gut wie völlig entzogen, und die
direkte Beobachtung muß sich daher auf die Randgebiete eines vorstoßenden
Gletschers beschränken.»

Ahlmann, Stockholm, führte am Intern. Geographenkongreß 1938 in
Amsterdam aus: «Alle Ueberlegungen und Ergebnisse werden daher mehr

oder weniger spekulativ und hypothetisch. Es ist zu hoffen, daß es der Glaziologie allmählich gelingen wird, eine sichere, auf exakten und systematischen Messungen beruhende Grundlage für die Beurteilung des geophysischen Charakters des glazialen Erosionsprozesse zu schaffen.»

Ich glaube, daß man durch Einstieg in geeignete Gletscher- und Firnrandklüfte auf relativ einfache Weise zahlreiche Geheimnisse des Gletschers durch das untrügliche Experiment zu enthüllen vermöchte; daß Temperatur-, Geschwindigkeits- und Plastizitätsmessungen der glaziologischen Erkenntnis, exakte Beobachtungen über glaziale und fluvioglaziale Erosion und über die Wirkung des Spaltenfrostes der glazialmorphologischen Forschung wertvolle Dienste zu leisten vermögen.

Noch einige Worte zur *Technik der Forschung*. Erste Voraussetzung, um den Rand des Gletschers nach günstigen Einstiegsmöglichkeiten abzusuchen, ist eine gute Bergausrüstung, ein gewisses bergtechnisches Können und ein zuverlässiger Begleiter. Ist eine Oertlichkeit, wie z. B. das Kluftsystem «im Schlupf», gefunden, so sind die Anforderungen in bergtechnischer Hinsicht meist unbedeutend. Vorerst müssen drohende Gefahren, z. B. Eissturz und Steinschlag von der Seitenmoräne her, erkannt werden. Wenn sie unausweichlich sind, müssen sie zum mindesten in Rechnung gesetzt werden. Eis- und Steintrümmer, die in nächster Zeit abzustürzen drohen, werden an den gefährdeten Stellen beseitigt.

Zur Arbeit unter dem Eis müssen genügend Lichtquellen mitgenommen werden. Eine gewöhnliche elektrische Taschenlampe oder Kerzenlampe verwendete ich für Nahbeobachtungen und zum Aufschreiben; eine lichtstarke große elektrische Lampe zum Beleuchten größerer Räume. Das Photographieren ohne Hilfe eines Begleiters war an vielen Stellen eine äußerst umständliche Prozedur, mußten doch zu den Schwierigkeiten, welche die oft unmöglichen Stellungen mitbrachten, noch Rolleiflex und Agfa-Blitzlichtbeutel vor tropfendem Schmelzwasser und herunterplatschendem «béton glaciaire» geschützt werden.

Daß die Kleidung warm sein muß, um bei Temperaturen um 0 Grad mehrere Stunden (ich blieb gewöhnlich 4—6 Stunden unter dem Eise) mit Freude arbeiten zu können, braucht wohl nicht besonders betont zu werden. Da man über und über verschmutzt wird, empfiehlt sich die Verwendung eines Ueberkleides. Einstiege in die Taschenrandklüfte werden am bequemsten mit einer Strickleiter durchgeführt.

Neben diesen randlichen Beobachtungen in relativ geringer Tiefe müßte eine Erforschung des Gletscheruntergrundes in der Mitte des Eisstromes

von größtem Interesse sein. In dieser Absicht unternahm ich im November 1943 — vom Dudley-Wolfe-Fonds des S. A. C. finanziert — einen Einstiegsversuch durch ein Strudeloch des Untern Grindelwaldgletschers. Auf relativ einfache Weise konnten wir dem trockenen Bett des sommerlichen Schmelzwasserbaches durch einen horizontalen Gang und einen vertikalen Schacht folgend bis 72 m unter die allgemeine Gletscheroberfläche vordringen. Ein Weiterdringen war dann durch eine wohl mehr zufällige Verengung des Strudeloches verunmöglicht, so daß der Gletscheruntergrund nicht erreicht werden konnte. Ein ausführlicher, bebildeter Bericht findet sich in Lit. 13 a.

Zum Schlusse sei noch auf die praktische Bedeutung derartiger Untersuchungen für den Bau von subglazialen Wasserfassungen für Kraftwerke hingewiesen. Eine derartige Anlage ist im Zungenbereich des Glacier de Tré-la Tête im Montblancgebiet bereits im Bau (15).

Es ist mir ein Bedürfnis, all jenen, welche am Gelingen dieser Arbeit mitgeholfen haben zu danken. Insbesondere denke ich an meine Begleiter, welche Strapazen und Gefahren, aber auch herrliche Stunden auf und unter den Gletschern mit mir geteilt haben.

Literaturverzeichnis siehe Seite 51.

Abb. 1. Die kerbenförmige
Gletscherrandkluft.
Distanz von a—e ca. 160 m.
4. September 1941.

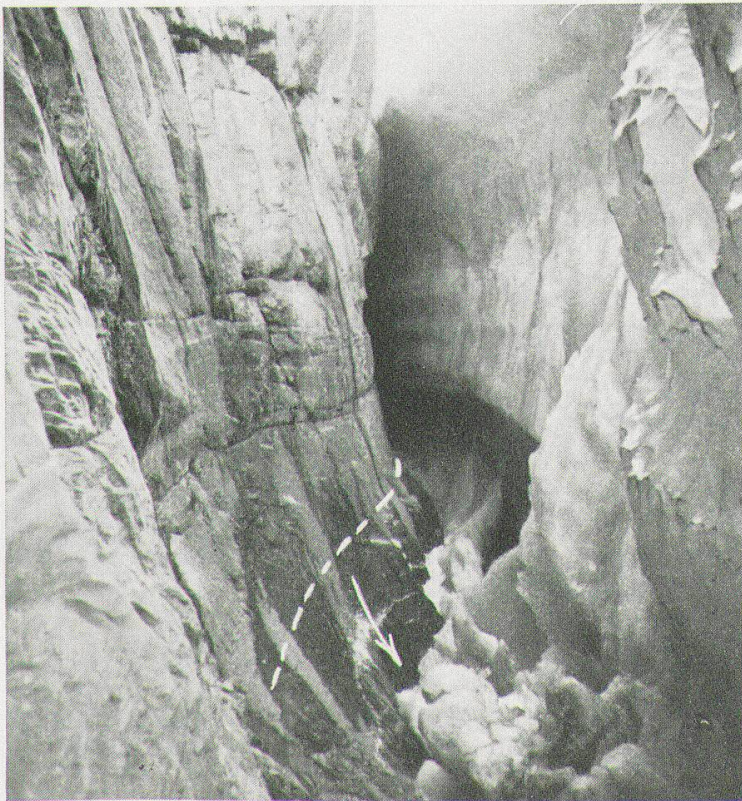
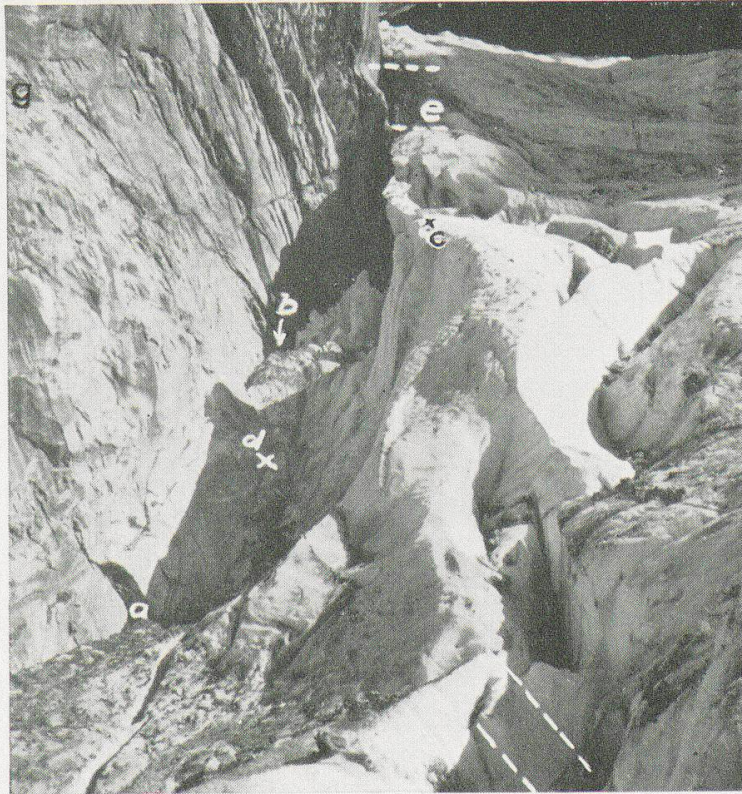


Abb. 2. Der hintere Teil der
Kerbenrandkluft. August 1941.
Die Mächtigkeit der Eisbarre
beträgt 40 m. Der Pfeil gibt
den Einstieg zur hinteren,
höhlenförmigen Randkluft an.

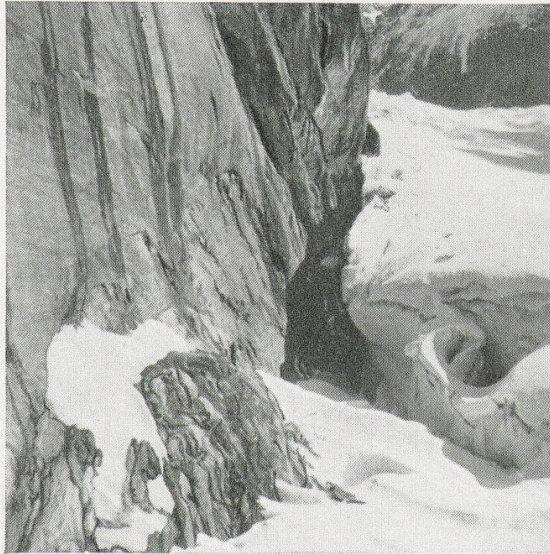


Abb. 3. Die Kerbenrandkluft im April 1942.

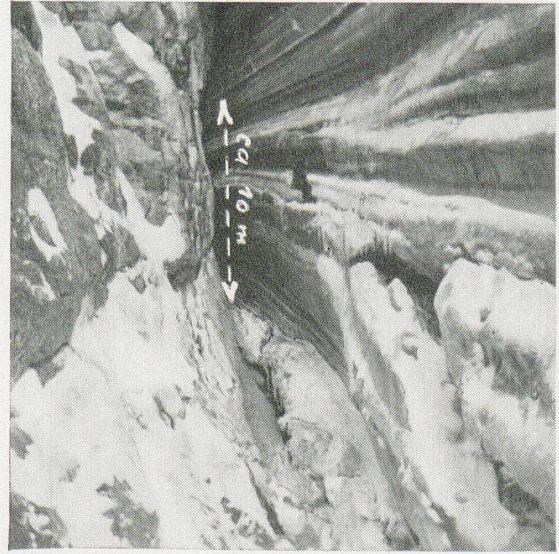


Abb. 4. Der hinterste Teil der Kerbenrandkluft im April 1942.

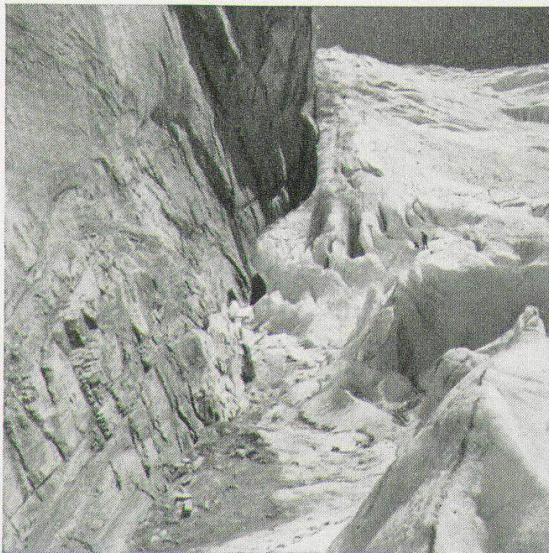


Abb. 5. Die Kerbenrandkluft im Juli 1942. (Man vergleiche die Größe meines Begleiters !)

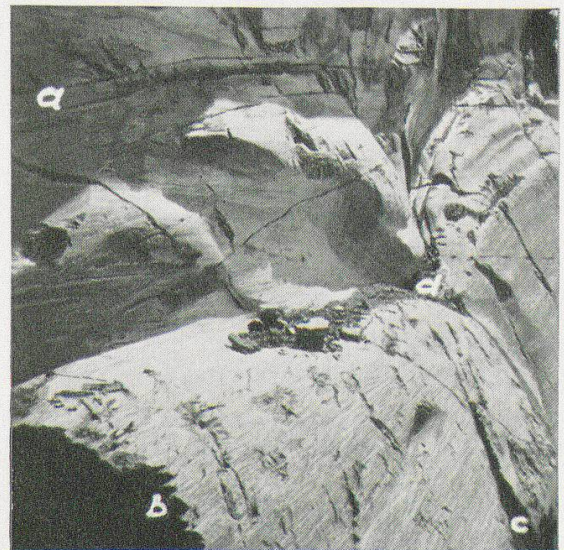


Abb. 6. Detail des Felsufers.



Abb. 7. In der vordern höhlenförmigen
Randkluft. Blitzlicht.

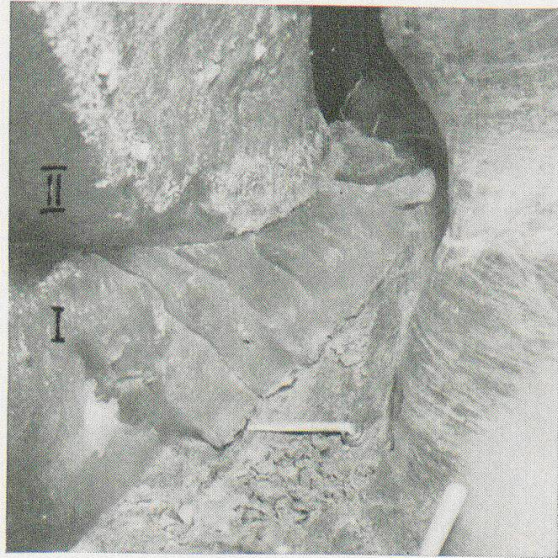


Abb. 8. Plastisches Eis: Schicht I wird
zwischen Meßbank und Schicht II aus-
gequetscht. Metallmeter 20 cm ausge-
zogen. Blitzlicht.

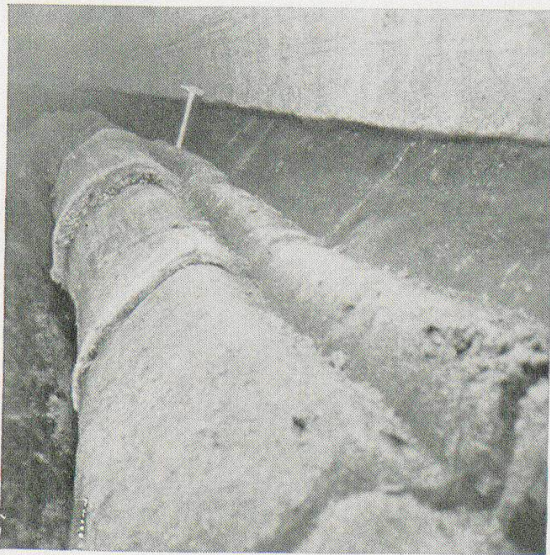


Abb. 9. Starres Eis: zerbrochener Eis-
wulst. Blitzlicht.

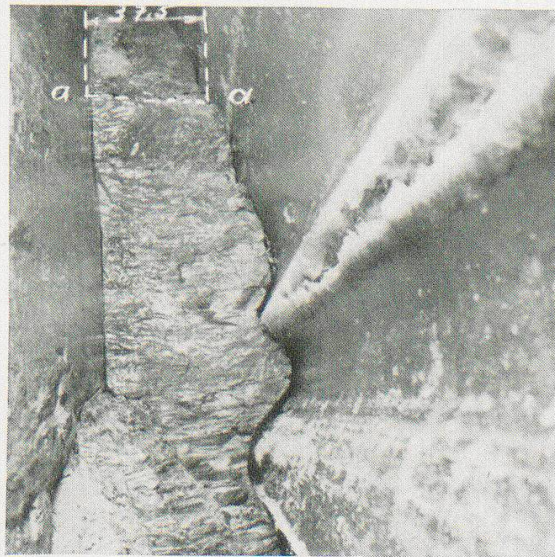


Abb. 10. Leeseitige Ausbruchsnische im
Fels (links), der fein geschichtet ist und
eine spiegelglatte Kluftfläche aufweist.
Rechts profiliertes Eis. Blitzlicht.

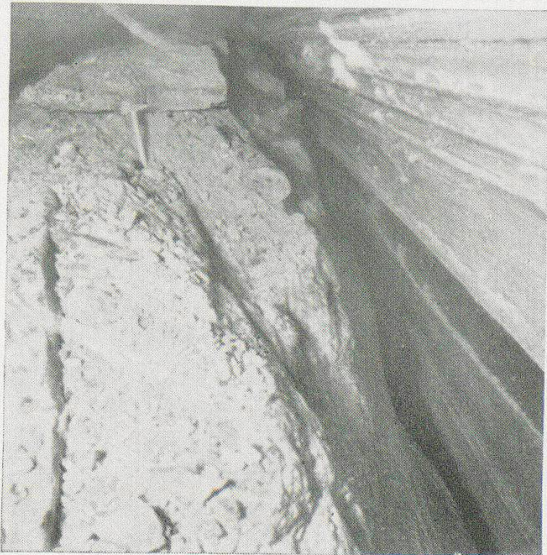


Abb. 11. Ausgebrochene und verscho-
bene Gesteinsplatten. Blitzlicht.

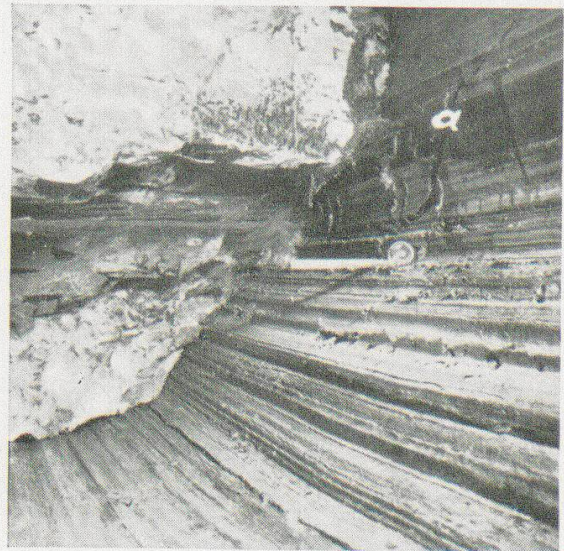


Abb.12. Blick gegen das rauh gebrochene
Lee eines kleinen Rundhöckers, der seine
Basis oben hat. Das Eis fließt gegen uns,
ist mit Grundmoräne verschmutzt und
sehr fein profiliert. Metallmeter 20 cm
ausgezogen. Blitzlicht.

Literaturverzeichnis.

1. *Ludwig Distel*: Bergschrund und Randkluft. Freie Wege vergleichender Erdkunde. Festgabe für E. v. Drygalski. Berlin 1925.
 2. *F. J. Hugli*: Ueber das Wesen der Gletscher. Stuttgart und Tübingen 1842.
 - 2 a. *F. J. Hugli*: Naturhistorische Alpenreise. Solothurn 1830.
 3. *L. Agassiz*: Système Glaciaire. Paris 1847.
 - 3 a. *L. Agassiz*: Etudes sur les Glaciers.
 4. *Forbes*: Travels through the Alps of Savoy. Edinburgh 1843.
 5. *A. Mousson*: Die Gletscher der Jetztzeit. Zürich 1854.
 6. *Albert Heim*: Handbuch der Gletscherkunde. Stuttgart 1885.
 7. *Hans Hefß*: Die Gletscher. Braunschweig 1904.
 8. *W. Scabell*: Beiträge zur Geologie der Wetterhorn-Schreckhorngruppe. Bern 1926.
 9. Gletscherkommission der Schweiz. Naturf. Ges. *P.-L. Mercanton, Held* u. a.: Vermessungen am Rhonegletscher. Zürich 1916.
 10. *H. Philipp*: Die Wirkungen des Eises. Handbuch der Bodenlehre von E. Blanke.
 11. *O. Flückiger*: Glaziale Felsformen. Peterm. Mitt. Ergänzungsheft 218. Gotha 1934.
 12. *A. de Quervain*: Ueber die Wirkungen eines vorstoßenden Gletschers. Beobachtungen am Obern Grindelwaldgletscher Herbst 1918. Vierteljahrsschr. N. G. Zürich, LXIV, 1919.
 13. *H. Carol*: Beobachtungen zur Entstehung der Rundhöcker. «Die Alpen», Heft 6. Bern 1943.
 - 13 a. *H. Carol*: Ueber einen Versuch, den Gletscheruntergrund mittels Einstiegs durch ein Strudeloch zu erreichen. Wird in den «Alpen» 1945 erscheinen.
 14. *O. Lutschg*: Observations sur le Glacier supérieur de Grindelwald. Mouvement et érosion de 1921 à 1928. Archives des Sc. Phys. et Nat. Genève 1933.
 15. *M. Waeber*: Observations faites au Glacier de Tré-la Tête à l'occasion de l'aménagement d'une prise d'eau Sous-Glaciaire. Revue de Géographie Alpine, Tome XXXI. Grenoble 1943.
-