

Untersuchung und Vermessung des in der letzten Rückzugsperiode verlassenen Bodens des Hüfi-Gletschers.

Von

Gedon A. Voskule.

Mit einer Karte und vier Tafeln.

Einleitung.

Dass der Gletscher als solcher seinen Untergrund, worauf er fließt, ändert, sieht man sehr deutlich, wenn man das Talbett oder noch besser das ganze Tal, wo früher ein Gletscher war, besichtigt. Wir finden dabei zwischen oder unter den Moränen sogenannte Gletscherschliffe, d. h. polierte Flächen, manchmal spiegelglatt, aber stets geschrammt, abgerundete Hügel und Rundhöcker.

Alle diese Merkmale zeigen sich nur auf der Stosseite der Felsköpfe. Die Schrammen und noch eher die polierten Flächen verschwinden allmählich durch Verwitterung, aber die allgemeinen Formen bleiben und Rundhöcker sind noch immer leicht zu erkennen, wenn auch die Politur und die Schrammen schon lange verschwunden sind.

Über den Betrag der Abschleifung an der Unterfläche des Gletschers sind wie bekannt die Meinungen sehr verschieden. Viele Forscher, wie Ramsay, Tyndall, Brückner, Penck, etc. schreiben dem Gletscher die Fähigkeit zu, nicht nur losen, freiliegenden Schutt auszufegen, sondern auch anstehenden Fels zu brechen, Täler und Becken auszugraben. Andere, Escher, Heim, Credner, Richter, Whitney, bestreiten diese Meinung und sagen, dass es dem Gletscher nicht möglich ist, solche Arbeiten auszuführen, sondern dass er nur wie ein grosser Hobel arbeitet, indem er alles abglättet, weil seine Arbeit auf zu grosse Fläche verteilt wird.

Diese letztern Forscher stützen sich dabei auf das Auftreten vereinzelter, im Wege stehender Felsköpfe, die vom Gletscher nicht beseitigt worden sind. Beispiele solcher Köpfe sind: Der Fels Hügel von Zwing-Uri bei Amsteg im Reusstal, Insel Ufenau im Zürichsee etc. etc.

Dass die abschleifende Wirkung gerade an diesen Objekten als hervorragende Ecken am stärksten war, ist von vorneherein leicht zu verstehen, dies geht übrigens auch hervor aus der starken Politur dieser Stellen.

Die Erscheinung der Felsköpfe gibt allerdings sehr gute Gründe für diese Deduktion der geringen Abreibung, doch lässt sie keinen bestimmten Schluss zu auf die Grösse derselben. Direkte Beobachtungen wären viel wichtiger, solche sind aber sehr schwierig auszuführen und nur möglich am untern Ende des Gletschers oder wo er nicht fest anliegt, besser würden Beobachtungen unter der Mitte des Gletschers sein. Um nun den Betrag der Abreibung durch den Gletscher im Tal in einer gewissen Zeit zu bestimmen, ist es nötig, diese Täler genau zu vermessen. Solche Messungen sind eingerichtet worden beim Obersulzbach-Gletscher von Dr. E. Richter im Jahre 1880—1882, beim Untergrindelwald-Gletscher von Dr. A. Balzer 1895, beim Vernaght- und Guslar-Ferner von Dr. Finsterwalder 1888—1889, die Messungen ergänzt von Dres. Blümke und Hess in den Jahren 1891, 1893 und 1895.

Wenn die Gletscher nun wieder vorgerückt und abermals zurückgegangen sein werden, dann muss die zweite Vermessung ausgeführt werden und durch die Unterschiede zwischen den zwei Vermessungen werden dann die gewünschten Resultate erhalten.

Die Zeit des Schwindens der Gletscher wird benützt, Aufnahmen oder Vermessungen der Gletscherboden zu machen. So kommt man weit zurück auf dem Gletscherboden und es ist gerade wünschenswert, die Punkte, wo die Abschleifung zu messen ist, möglichst tief unter dem Gletscher zu nehmen, damit der Einwurf, dass das Abschleifen durch den Gletscher am Ende des Gletschers nicht mehr so stark sei, wegfällt.

Um nun einen genauen Betrag zu bekommen, wie viel der Gletscher seinen Untergrund, wenn es Felsen sind, abschleifen kann, genügt eine topographische Karte nicht, indem sie nur einige (5) Meter Equidistanz-Linien zeigt und so werden sehr kleine, ja sogar schon ziemlich grosse Veränderungen bei der zweiten Vermessung kaum zu bemerken sein. Infolgedessen hat Balzer bei seiner Vermessung des Untergrindelwald-Gletschers auf dem verlassenen Gletscherboden in einzelne anstehende Felsen Löcher von genau gemessener Tiefe bohren lassen. Diese sind gewählt worden mit

Berücksichtigung aller Verhältnisse (sichtbare, starke Abnutzung, leichte Wiederauffindbarkeit etc.). Durch Nachmessung der Löcher, nachdem sie vom Gletscher abermals bedeckt worden und nachher wieder zum Vorschein gekommen sein werden, wird die Erosion durch die Abnahme der Tiefe des Bohrloches bestimmt.

Unter Anwendung dieser Methode genügt dann eine Karte (topographische) mit Höhenkurven von 5 Meter Equidistanz vollständig zur Prüfung der Gletscherarbeit auf dem Gletscherboden.

Auf Anregung von Prof. Heim habe ich mir nun die Aufgabe gestellt, den Gletscherboden des Hüfi-Gletschers, im Kanton Uri, Schweiz, in ähnlicher Art zu untersuchen, zu vermessen und mit Bohrlöchern für zukünftige Abschleifungsmessungen vorzubereiten, wie es von Balzer für den Untergrindelwald-Gletscher und wie es von andern für eine Anzahl der Gletscher der Ostalpen geschehen ist.

I. Beschreibung.

Der Hüfi-Gletscher ist der grösste der Tödi-Windgälle-Gruppe. Seine Firmulde ist umgrenzt von den Gipfeln des Scheerhorns, Kamlistockes, Claridenstockes und des Piz Cambrales. Seine Zunge fliesst westlich in das Maderanertal hinab.

Er ist ein einfacher Gletscher erster Ordnung und wird genährt von einer Firmulde mit einem Sammelgebiete von 9,42 km², die sehr flach ist. Seine Firnlinie liegt in 2650 m Meereshöhe. Die Zunge des Gletschers ist steiler geneigt als die Firmulde, was bei den grössern Gletschern gewöhnlich umgekehrt der Fall ist.

Weitere Zahlen, zusammen mit den oben angegebenen, über die Grösse des Gletschers sind in der folgenden Tabelle enthalten, welche sich auf das Jahr 1878 bezieht:

Eisstromfläche	6,65 km ²
Sammelgebiet	9,42 „
Gesamtfläche	16,07 „
Länge des gesamten Gletschers	7,75 km.
Länge des Eisstromes	5,00 „
Breite des Gletschers im Mittel	500 m.

Höhe des Endes über Meer	1465 m.
Firnlinie	2650 „
Mittlere Randhöhe der Firnmulde über Meer aus 29 exakten Höhenzahlen berechnet .	3024 „

Aus den letzten drei angegebenen Zahlen sehen wir, dass die Höhendifferenz zwischen mittlerer Randhöhe und Firnlinie 374 m. beträgt, und die zwischen der Firnlinie und der Höhe des Gletscherendes 1185 m. Die eine der Differenzen ist dreimal so gross wie die andere. Nach Brückner sollen die Differenzen gleich sein, das heisst, die Firnlinie sollte bei 2244 m. Meereshöhe sein. Dieses Verhältnis beim Hüfi-Gletscher ist leicht zu verstehen, indem seine Firnmulde sehr weit ist, aber flach und von keinen besonders hohen Gipfeln umsäumt. Der Gletscher hingegen geht durch ein sehr steiles und ziemlich schattiges enges, schluchtförmiges Tal zur Tiefe. An diesem Beispiele sieht man recht deutlich, dass die Höhe der Kammlinie gar keinen direkten Einfluss auf den Stand des Gletscherendes haben kann.

Moränen.

Die Seitenmoränen des Hüfi-Gletschers verschwinden grösstenteils ungefähr einen Kilometer rückwärts von seinem jetzigen Ende in den Spalten und Klüften, die in dem Gletscher durch seinen Absturz über einen steilen Abhang entstehen, so dass sie kaum mehr als solche unter dem Sturz zu bemerken sind. Die Moräne des rechten Ufers verschwindet gänzlich, jedoch die des linken nur teilweise; sie zeigt sich geschwächt bis zum Ende des Gletschers.

Der Gletscher hat, weil er ein einfacher ist, keine Mittelmoräne (Taf. III und IV), und es sei hier bemerkt, dass er in Bezug auf Schutt auf seiner Oberfläche ein ungewöhnlich reiner Gletscher ist.

Ufer-Moränen sind auf beiden Seiten zu bemerken oberhalb des oben erwähnten Sturzes des Gletschers; unterhalb desselben nur auf der linken Seite. Sie sind weit besser entwickelt in dem vom Gletscher verlassenen Talboden, wie wir nachher sehen werden.

Der in der letzten Rückzugsperiode von dem Gletscher verlassene Boden ist nicht mehr so steil, wie das Tal oberhalb des jetzigen Gletscherendes, es bildet zum Teil eine recht flache Stufe.

Die Seiten des Tales sind vielfach verschüttet und es ist hier breiter. Einige Schuttkegel, vom höheren Gehänge kommend, sind an der linken Seite zu bemerken, an der rechten Seite jedoch sind solche nicht deutlich zu sehen, auch gibt es an dieser Seite mehr Felsen, wie auf der linken Seite, wie man es auf den Bildern (Taf. IV) und der Karte sehen kann. Die im Boden anstehenden Felsen sind vom Gletscher zu Rundhöckern geschliffen und es zeigt sich allgemein deutlich, dass sie noch nicht lange vom Gletscher verlassen sind, da sie noch deutlich Schrammen und polierte Flächen aufweisen.

Ungefähr 1450 m. vom jetzigen Ende des Gletschers gibt es einige etwa 30 m. hohe Felsköpfe aus amphibolitischem Gneiss, die das Tal verengern und eine Barriere bilden, unter welcher wieder Stromschnelle folgt; diese Felsen sind auch Rundhöcker und sind mit Moränentrümmern übersät.

An beiden Seiten des Tales sind Ufermoränen vom Gletscher zurückgelassen worden. An der rechten Seite am Fusse der Hochgebirgskalkwand finden wir die Ufermoränen als Glacialbreccie verkittet mit Calcit in enormen Massen, mehr als 100 m. über dem verlassenen Gletscherboden, wo der Gletscher noch 1873 eine Mächtigkeit von 52 m. gehabt hat (Heim, „Mechanismus“, S. 253). Weiter nach unten findet man Spuren der Seitenmoränen auf dem Schutte. Auf den Felsen von amphibolitischem Gneiss findet man die Moränentrümmer überall, wo sie liegen bleiben konnten, in charakteristischer Glacialmischung von Stücken aller Grössen durcheinander verstreut. Am linken Ufer sieht man deutlich die Moränentrümmer als zurückgelassene Wälle, beinahe auf der ganzen Strecke vom Gletscher bis dahin, wo die Ufermoränen mit den Endmoränen zusammentreffen. Zwei solche Moränenwälle sind zu bemerken. Einer, dem Stande des Gletschers in den Jahren 1846—1850 und der zweite einem spätern (1865—1870?) entsprechend. Die Lage dieser Wälle ist auf der Karte durch grössere blaue Punkte angegeben.

Die Grundmoränen des Hüfi-Gletschers, die er in seinem Bett zurückgelassen hat, sind den ganzen Weg vom Gletscher talabwärts bis dort, wo er seinen höchsten Stand erreicht hatte, zu erkennen. Sie sind aber grösstenteils mit Obermoränen-Schutt bedeckt. An der linken Seite des Tals, ungefähr 50 m. höher als der Bach, sind ältere Grundmoränen schön durch fliessendes Wasser entblösst worden. Hier bestehen sie meistens aus Lehm, der grössere und

kleinere geschliffene Steinstücke enthält, sie sind auf der Karte fein blau punktiert angegeben.

Im ganzen besteht ein sehr grosser Teil der gerundeten, geglätteten und mehr oder weniger geritzten Grundmoränentrümmer aus Eocän Taveyanazsandstein. Dieses charakteristische Gestein kommt aber im Gletscherbette nirgends vor, wohl aber steht es am obern Rande der Firnmulde an und überragt in Graten und Gipfeln (Kammlistock, Claridenstock, Scheerhorn) den Gletscher (Heim, Gletscherkunde, S. 374). Diese Tatsache beweist, dass hier die Grundmoränen grösstenteils von Obermoränen abstammen, indem der Taveyanazsandstein von den Gipfeln und Graten nur auf den Gletscher als Obermoräne gelangen kann, weil jenes Gestein nirgends im Bette des Gletschers vorkommt.

Der Gletscherbach.

Die Wassererosion hat hier in den Kalkfels einen Cañon von ungefähr 100 m. Tiefe gehöhlt, viel tiefer als es der Gletscher auszuschleifen vermocht hätte, und der Cañon ist links flankiert von hohen, das Tal versperrenden Kalkfelsköpfen, die der Gletscher noch 1880 bedeckte, die er sich aber nicht aus dem Wege zu schleifen vermocht hat. Dieser Cañon ist jetzt 400 m. lang vom Gletscherende bis dahin, wo der Bach auf den Geschiebeboden ausfliesst; hier verbreitert er sich bald und an drei Stellen umfließt der Bach in Arme geteilt, verschiedene Schuttinseln. Er wird aber wieder eingeengt und fliesst dann durch eine im Fels ausgesägte Schlucht durch die schon auf Seite 44 erwähnte Barriere.

Das Wasser des Baches ist durch den Schlamm und Sand der Grundmoräne weiss gefärbt und wird infolgedessen auch hier Gletschermilch genannt.

Der Schlammgehalt des Baches ist gemessen worden von Dr. A. Heim im Jahre 1873 und er fand um die Mittagszeit im Juni und Juli, dass das Gewicht des Schlammes zu dem des Wassers $\frac{1}{8000}$ und im September um die gleiche Zeit $\frac{1}{250\,000}$ betrug. Dann im Winter am 30. Januar 1904 habe ich eine Bestimmung des Schlammgehaltes gemacht und es ergibt sich aus Filtrieren von $15\frac{1}{2}$ Liter Wasser nur 0,012 gr. Schlamm oder nach Gewicht $\frac{1}{1\,260\,000}$ von dem des Wassers.

Merkmale des Abschleifens des Felsens durch den Gletscher sind leicht zu erkennen, nicht nur auf dem neu verlassenen Boden, sondern bis tief ins Tal hinab kann man die charakteristische Abrundung an den Talseiten erkennen.

Im Maderanertal, wie in vielen andern Tälern, wo früher Gletscher waren, finden wir einzelne im Talwege stehende Felsköpfe, die vom Gletscher geschliffen sind und als Rundhöcker bezeichnet werden können, doch hat er sie nicht beseitigt, trotzdem sie gerade im Wege des Gletschers waren. Es sind folgende: Kirchhügel von Bristen, einer im Tal unter dem Golzernsee, weiter oben der Hügel, auf welchem das Hotel S. A. C. steht; noch höher zwischen dem Hotel und dem von mir vermessenen Boden gibt es deren noch zwei. An einer Stelle, ungefähr 150 m. vom Hotel, auf dem Wege nach dem Gletscher, auf dem dort entblösten Felsen kann man sehr gut erkennen, wie der Gletscher nur auf der Stosseite, also der talaufwärts gerichteten Seite des Felskopfes gut gearbeitet hat.

Auf der Karte (Taf. VII) sind zwei gute Beispiele zu sehen, wo die Fixpunkte *a* und *A* sich befinden. Der Felskopf *A* besteht aus amphibolitischem Gneiss und ist ein etwa 30 m. hoher Kopf. Er ist von dem gleichen Gestein, in welches an seinen beiden Seiten die Wassererosion zwei Schluchten auserodiert hat. Die eine rechts von ihm zeigt eine Reihe prachtvoller Erosionstöpfe (Taf. VI, Fig. 10), durch Wasserstrudel gehöhlt. In der an seiner linken Seite eingeschnittenen Schlucht fließt jetzt noch der Bach.

Hier haben wir wieder ein Beispiel, wo Wasser und Gletscher auf dem gleichen Fels arbeiteten und das Resultat des Unterschiedes im Betrage ist sehr auffallend, der Gletscher hat nur den Felskopf abgerundet, poliert und geschrammt, dagegen hat das Wasser links und rechts diese zwei tiefen Einschnitte gemacht.

Der Felskopf *a* liegt ungefähr 250 m. vom jetzigen Ende des Gletschers und besteht teils aus Kalk, teils aus Echinodermenbreccie und Eisenoolit. Er ist schon erwähnt worden auf Seite 45 im Zusammenhange mit dem Cañon, in welchem der Bach fließt und seine Wichtigkeit als Beweis der geringen Gletschererosion gegenüber der des Wassers ist schon hervorgehoben worden. Er steht dem Gletscher völlig quer im Wege, er besteht aus einem leicht abschleifbaren Material, das viel weicher ist, als die Steine der Grundmoränen.

An dem Felsvorsprunge gehen die Malmschichten und der ganze Dogger mit dem Eisenoolit steil in die Höhe und die Gletscherschrammen laufen quer horizontal über die Schichtenköpfe, trotzdem sind sie nur schön poliert und geschrammt und die Erosion ist keine grössere, als wo der Gletscher auf den Schichtseiten der Felsen geschliffen hat.

Ferner bemerkt man hier an verschiedenen Stellen Schrammen, die einander kreuzen. Sie entstehen in folgender Weise: Als der Gletscher gross war, machte er die erste Serie Schrammen, indem er über den Felskopf floss, ohne auszuweichen, dann, als er verkleinert war, musste er vor dem Felskopf ausweichen und um ihn herumfliessen. Da entstand die zweite Serie Schrammen, die ihre Richtung mit der Flussrichtung des Gletschers änderte und infolgedessen die andern Schrammen kreuzte. Hier also war die zweite Schrammung nicht einmal im Stande, die erste zu verwischen, welche Tatsache wieder zeigt, wie gering die Gletschererosion wirklich ist.

Wie schon auf Seite 44 erwähnt, sind die älteren Grundmoränen, die aus Lehm bestehen, durch Wasser an der linken Seite des Tales entblösst worden. Es ist deutlich hier zu sehen, wie sie sich an den schon vorhandenen Schuttkegel angeschmiegt haben; so haben diese Schuttkegel ihre Form behalten, trotzdem sie 1840 bis 1875/80 vom Eis bedeckt waren und das Gletscherende für eine lange Zeit 700 bis 800 m. weiter talabwärts zu finden war.

Dieses ist ein Beispiel dafür, dass der Gletscher sogar an den Schutt sich angeschmiegt hat, ohne diesen wegzufegen.

Es gibt zwei grosse Blöcke, die auf dem vom Gletscher verlassenen Boden liegen. Der unterste liegt links vom Bach und ungefähr 1150 m. entfernt vom jetzigen Gletscherende. Seine genaue Lage ist auf der Karte als Punkt *C* angegeben. Nach G. Hoffmann (Fahrten in das Gebirge 1842 S. 115) soll der Hüfi-Gletscher diesen Stein vor sich her gewälzt haben bei seinem Vorstoss im Jahre 1840—41.

Ein Felsriff hätte aber den Stein 1841 aufgehalten und der Gletscher überschritt ihn 1842. Dieses Felsriff, welches den Stein aufgehalten haben soll, ist aber jetzt nicht zu sehen. Auf den Bildern (Taf. VI, Fig. 89) sieht man den Stein von zwei verschiedenen Richtungen, aber keine Felsbarriere. Nach meiner Meinung ist

der Stein nicht aufgehalten worden durch so ein grosses Hindernis wie eine feste Felsbarriere, sondern nur durch sein eigenes Gewicht, indem sein Schwerpunkt, wie man auf dem Bilde (Taf. VI, Fig. 8) sehen kann, so viel nach der Stosseite fällt, dass der Gletscher ihn nicht nur hätte stossen, sondern auch zum Teil heben müssen, um ihn weiter zu wälzen, welch' letzteres auszuführen der Gletscher nicht mehr die Kraft gehabt haben wird.

Der Stein ist von der Seite angesehen dreieckig und er ruht auf einer Ecke (Taf. VI, Fig. 8). Eine der Ecken zeigt rückwärts nach der Stosseite. Von vorn angesehen (Taf. VI, Fig. 9) ist er in seiner jetzigen Lage oben breiter als unten. Er ruht auf Geschiebegrund und ist nicht eingesenkt. Seine Flächen zeigen auch jetzt keine Gletscherschliffe. Dieser Stein besteht aus einem dioritischen Amphibolit.

Der zweite Block, auf der Karte als B eingezeichnet, liegt eingesunken im Schutt und tritt nur 3 m. über diesen hervor. Seine Form ist länglich und er liegt quer zur Talrichtung. Auf seiner Stosseite zeigt er schöne Gletscherschliffe, seine Oberfläche ist mit Moränentrümmern überstreut. Dieser Block besteht aus Malm- oder Hochgebirgskalk. Schürffurchen im verlassenen Schuttgrunde des Gletscherbodens sind nicht zu sehen.

Eine weitere interessante Tatsache kann man jetzt bei dem kleinen Gletscherstande beobachten: An der rechten Seite des Tales, gerade vor dem jetzigen Ende des Gletschers, wo das Eocän zum Vorschein kommt, fliessen verschiedene Quellen gerade über dem Eocän aus. Das Eocän ist ein schwerdurchlässiger Schichten-Komplex, während der überlagernde Hochgebirgskalk durchlässig ist und so kommt das Wasser, das in den letztern einsickert, als Quelle über dem undurchlässigen Eocän heraus (Taf. VI, Fig. 7). Noch im Jahr 1870 waren diese Quellen vom Gletscher verdeckt.

Vegetation.

Das aufgenommene Terrain ist so zu sagen gar nicht mit Pflanzenwuchs bestanden, nur an den Rändern, wie auf der Karte durch die Farben der Horizontallinien angegeben ist, finden sich Rasenflächen. Der Schuttboden ist nur von einzelnen unzusammenhängenden Pflanzen besetzt.

II. Vermessung.

Wie schon in der Einleitung bemerkt, sind Vermessungen an verschiedenen Gletschern, die viel zurückgegangen sind, gemacht worden, mit der Absicht, durch eine spätere Nachmessung die Veränderungen, die Erosion etc. zu bestimmen.

Der Hüfi-Gletscher ist jetzt hierzu sehr günstig, weil er sehr zurückgegangen und ungefähr anderthalb Kilometer kürzer geworden ist.

Die Instrumente zur Vermessung sind mir in entgegenkommender Weise von dem Eidg. Polytechnikum in Zürich geliehen worden. Herr Prof. Becker war so gütig, mir sowohl zu raten, welche Instrumente mir am besten dienen würden, als auch deren Eigentümlichkeiten im Gebrauch mir zu erklären und mir die Vorteile zu zeigen, die sie vor den gewöhnlichen Instrumenten haben, die im Gebrauch zur Darstellung topographischer Karten sind. Ich nehme Gelegenheit, diesem Herrn meinen Dank auch an dieser Stelle auszusprechen für diese und viele andere Gefälligkeiten, die er mir erwiesen hat.

Zum Vermessen des Dreiecksnetzes ist ein Theodolit gebraucht worden. Er ist von Kern in Aarau gebaut und gibt auf den Horizontal- und Vertikalkreisen bis 20 Centesimal-Sekunden an.

Zur weitem Anfertigung der Vermessung ist ein Messtisch verwendet worden mit Diopterlineal. Der Vertikalkreis des Lineals gibt Winkel an bis 20 Minuten.

Die Basis zu messen, hat ein 20 m. langes Stahlband gedient.

Eine 4 m. lange Latte mit 1, 5, 10 cm. Einteilung ist benützt worden, die Höhe und die Distanzen mit dem tacheometrischen Fernrohr des Diopterlineals zu bestimmen.

Vermessung.

Ein Dreiecknetz ist zunächst über die ganze Fläche ausgelegt worden, diese zwischen ihren äussersten Punkten einnehmend. Es besteht aus 11 Dreiecken, bzw. 13 Punkten. Diese Punkte waren mit Fähnchen bezeichnet und dienten auch als Orientierungspunkte in der Aufstellung des Messtisches.

Die folgende Figur gibt eine Darstellung des Dreiecknetzes im Masstab 1 : 10,000. Die Punkte sind mit den gleichen Buchstaben bezeichnet, wie auf der Karte.

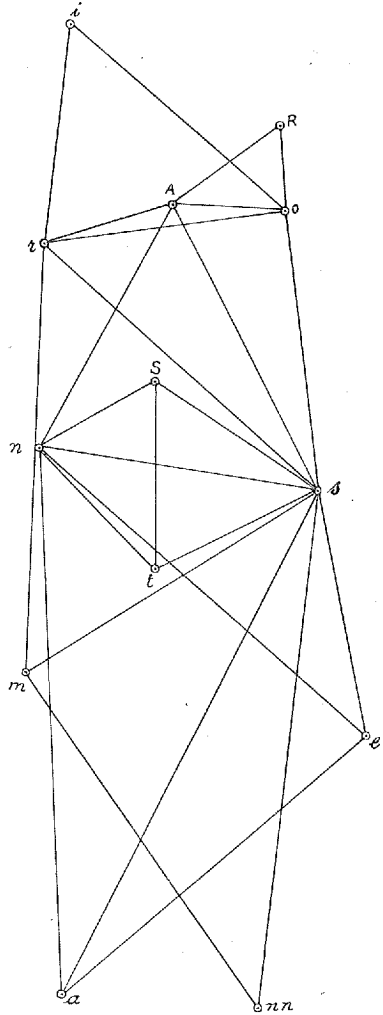
Eine Basis *St* ist dann gemessen worden mit dem Stahlband. Aus drei Messungen hin und zurück ergeben die Zahlen als Mittel 249,73 m.

- 1. 249,72 } Mittel 249,735 m.
249,75 }
- 2. 249,772 } Mittel 249,731 m.
249,690 }
- 3. 249,76 } Mittel 249,74 m.
249,72 }

Auf dieser Basis sind für das Ende *S* als Koordinaten genommen

$$\frac{y}{0} \frac{x}{0} \text{ und für Punkt } t \frac{y}{0} \frac{x}{-249,735}$$

Von diesen Ausgangspunkten wurden mit Hilfe der mit dem Theodoliten bestimmten Winkel die Koordinaten der andern Punkte berechnet. Dieses sind folgende:



Punkt	y	x	Bemerkungen
<i>S</i>	0	0	Nicht dauernd bezeichnet.
<i>t</i>	0	- 249,735	" " "
<i>s</i>	+ 211,148	- 145,073	" " "
<i>n</i>	- 152,018	- 87,601	" " "
<i>A</i>	+ 24,720	+ 231,468	Loch 20 cm. tief Messing-Platte.
<i>r</i>	- 146,413	+ 180,637	" 20 " "

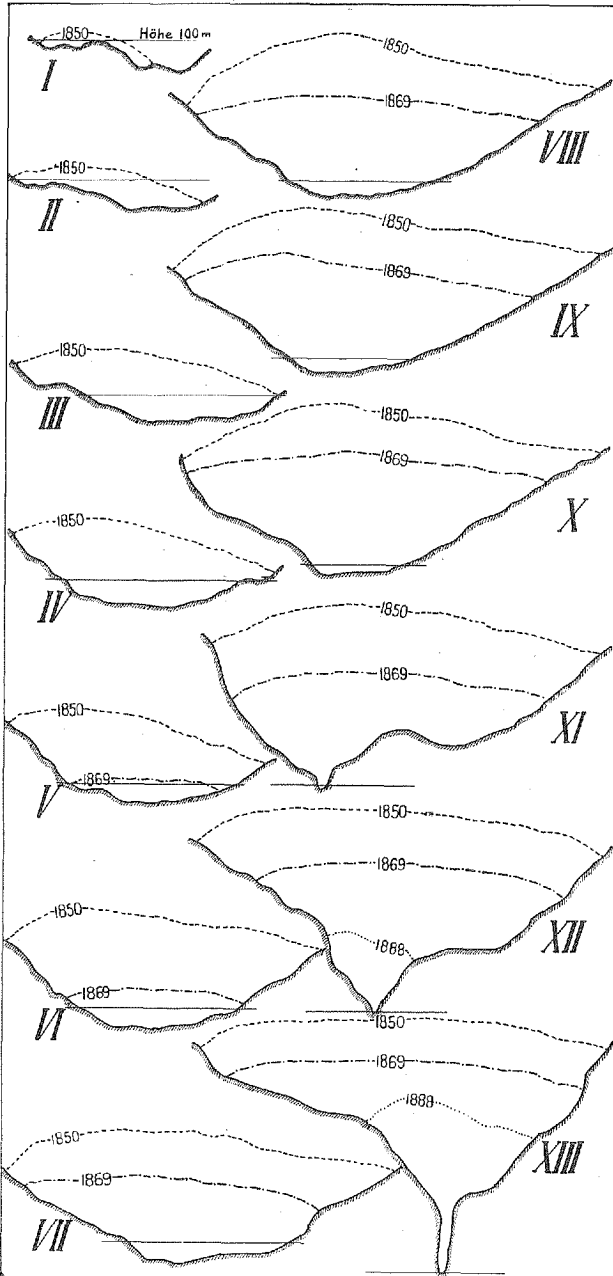
Punkt	<i>y</i>	<i>x</i>	Bemerkungen
<i>o</i>	+ 172,011	+ 218,829	Nicht dauernd bezeichnet.
<i>i</i>	— 109,964	+ 471,330	" " "
<i>m</i>	— 172,429	— 386,322	" " "
<i>a</i>	— 121,938	— 806,243	Loch 1 m. tief unten mit Gyps, oben mit Cement gefüllt.
<i>e</i>	+ 277,735	— 462,421	Nicht dauernd bezeichnet.
<i>nn</i>	+ 134,123	— 823,742	" " "
<i>R</i>	+ 166,747	+ 332,689	Quellenausfluss in der Wand.

Die so ausgezeichneten Koordinaten sind dann auf dem Blatte des Messtisches aufgetragen worden, im Masstab von 1 : 5000.

Als dieses fertig war, begann die Arbeit mit dem Tische und als Ausgangspunkt ist *A* gewählt worden, wie oben schon erwähnt. Seine Höhe wurde zu 100 m. angenommen. Die rechte Seite vom Tal ist dann zuerst aufgenommen worden mit Punkten, deren Höhe, Distanz und Richtung auf den Punkt des Tisches bezogen worden sind, gleichzeitig wurden, auf dem Terrain, die Horizontalkurven von 5 zu 5 m. Höhendistanz eingetragen. Wo die Kurven auf Felsen laufen, sind sie schwarz und ganz ausgezogen, auf Schutt schwarz punktiert, auf Vegetation gebrannte Sienna, auf Eis blau ganz ausgezogen. Nachdem die rechte Talseite fertig war, ist in gleicher Weise die linke aufgenommen worden und zuletzt der Teil in der Nähe des Gletschers und die Spitze der Gletscherzunge selbst. Auf der Karte sind weiter die geologischen Formationen mit Buchstaben angegeben.

Das Tal ist sehr unregelmässig, deshalb habe ich eine grosse Anzahl Querschnitte hergestellt, in je 100 m. Distanz. (Auf der Karte als braun gestrichelte Querlinien angegeben.) Die untere Seite von jedem Querschnitt ist nach der Karte, beziehungsweise nach den Equidistanzlinien gezeichnet und der obere Teil nach den Photographien von Gabler (Interlaken) aufgenommen im Jahre 1869 und 1888.

Die so hergestellten Querprofile sind dann benutzt worden, den Unterschied im Volumen des Eises von 1850 und dem jetzigen im Tal zu bestimmen. Zeichnungen, Masstab 1 : 10,000 mit Flächeninhalten sind angegeben auf den Seiten 52—53 und die Volumenrechnungen folgen auf Seite 54.

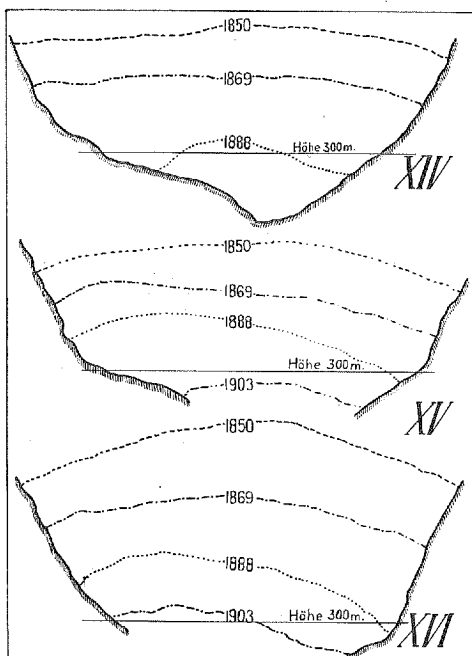


Flächeninhalt der Querprofile
des verschwundenen Eises an
verschiedenen Stellen in den
Jahren

1850	1869	1888
m ²	m ²	m ²
	No. I	
2500	—	—
	No. II	
6575	—	—
	No. III	
14750	—	—
	No. IV	
24375	—	—
	No. V	
23750	4375	—
	No. VI	
42500	8750	—
	No. VII	
55000	27000	—
	No. VIII	
68000	39000	—
	No. IX	
75000	30000	—
	No. X	
76250	47250	—
	No. XI	
72750	34250	1250
	No. XII	
79500	42000	7000
	No. XIII	
73750	43750	18750

**Flächeninhalt der Querprofile
des verschwundenen Eises an
verschiedenen Stellen in den
Jahren**

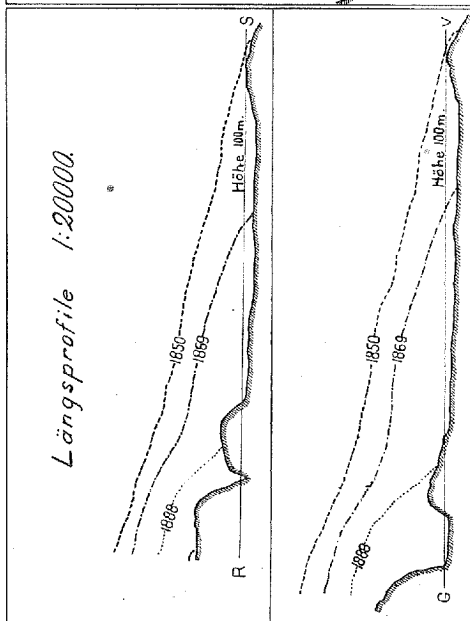
1850	1869	1888
m ²	m ²	m ²
No. XIV		
97 500	66 250	13 250
No. XV		
88 750	56 000	31 250
No. XVI		
122 500	68 250	28 500



Längsprofile.

Zwei Längsprofile sind auch angefertigt worden, im Masstab 1 : 20 000, eines RS senkrecht zu den Querprofilen und das andere GV in drei verschiedenen Richtungen, entsprechend der ungefähren Wölbung, die der Gletscher damals hatte.

An diesen letztern Linien (auf der Karte) sehen wir, dass der Gletscher seit 1842 in gerader Linie um 1315 m. und nach seiner Strömungslinie um 1490 m. zurückgegangen ist.



Flächeninhalt der Querprofile des Gletschereises an den verschiedenen Stellen in verschiedenen Zeiten.

		1850	1869	1888
Profil	I	2 500 m ²		
"	II	6 575 "		
"	III	14 750 "		
"	IV	24 375 "		
"	V	23 750 "	4 375 m ²	
"	VI	42 500 "	8 750 "	
"	VII	55 000 "	27 000 "	
"	VIII	68 000 "	39 000 "	
"	IX	75 000 "	30 000 "	
"	X	76 250 "	47 250 "	
"	XI	72 750 "	34 250 "	1 250 m ²
"	XII	79 500 "	42 000 "	7 000 "
"	XIII	73 750 "	43 750 "	18 750 "
"	XIV	97 500 "	66 250 "	13 250 "
"	XV	88 750 "	56 000 "	31 250 "
"	XVI	122 500 "	68 250 "	28 500 "
		<hr/> 923 450 m ²	<hr/> 585 875 m ²	<hr/> 100 000 m ²

Formeln: $a, b, c \dots z$ = Flächeninhalt der Profile.

D = Distanz zwischen je zwei Querschnitten.

$$\begin{aligned} \text{Volumen} &= D \left(\frac{a}{2} + \frac{a+b}{2} + \dots + \frac{y+z}{2} \right) \text{ m}^3 \\ &= D \left(a + b + \dots + y + \frac{z}{2} \right) \text{ m}^3 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} D = 100. \quad \text{Für 1850} \dots \left(a + b + \dots + y + \frac{y}{2} \right) &= 862\,200 \text{ m}^2 \\ \text{1869} \dots \left(\quad \quad \quad \quad \quad \quad \quad \quad \quad \quad \quad \quad \right) &= 551\,755 \text{ " } \\ \text{1888} \dots \left(\quad \quad \quad \quad \quad \quad \quad \quad \quad \quad \quad \quad \right) &= 85\,750 \text{ " } \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{Volumverlust seit 1850} &= 862\,200 \times 100 = 86\,220\,000 \text{ m}^3 \\ \text{" " 1869} &= 551\,755 \times 100 = 55\,175\,500 \text{ " } \\ \text{" " 1888} &= 85\,750 \times 100 = 8\,575\,000 \text{ " } \end{aligned}$$

Diese Zahlen geben den Verlust des Eises auf dem verlassenen Boden an.

Jetzt folgen bis zum Sturze, welcher 1 km. weiter zurück liegt, 10 Profile. Nehmen wir als Profilfläche das Mittel der letzten zwei Profile an, so finden wir als Verlust in diesem Teile:

Von 1850 bis 1903	=	105 625	×	10	×	100	=	105 625 000	m ³
„ 1869 „ 1903	=	62 125	×	10	×	100	=	62 125 000	„
„ 1888 „ 1903	=	29 875	×	10	×	100	=	29 875 100	„

Total-Verlust.

	Total	Jährl. Verlust im Mittel
1850 bis 1903 = 105 625 000 + 86 220 000 = 191 845 000 m ³		3 619 717 m ³
1869 „ 1903 = 62 125 000 + 55 175 500 = 117 300 500 „		3 450 014 „
1888 „ 1903 = 29 875 000 + 8 575 000 = 38 450 000 „		2 563 333 „

Genau wie es in der Einleitung bei der Vermessung der andern Gletscher erwähnt wurde (Seite 41), habe ich auf dem verlassenen Boden des Hüfi-Gletschers an verschiedenen Stellen auch Bohr-löcher angebracht.

Die Zahl der Löcher ist allerdings sehr klein, nur vier, aber die für die Löcher gewählten Punkte sind dort, wo die Erosion sichtbar am grössten sein wird, nämlich auf den zwei Felsköpfen *A* und *a* und Block *B*, alle drei in der Beschreibung des Tales (Seite 46 und 48) schon erwähnt und noch beim Punkt *r* das vierte.

Die Löcher *B* und *a* sind in Kalkfels gebohrt worden und *A* und *r* in Gneiss.

Sie sind alle vier mit Ausnahme von *A* mit Gyps gefüllt bis zu den letzten 5—10 cm., die mit Cement als Deckel geschlossen wurden, um deren Ausgraben mit Bergstöcken etc. sowohl, wie deren Lösung durch Regen- oder Schneewasser zu vermeiden. Das Loch *A* ist wie die andern Löcher mit Gips bis ca. 10 cm. vom obern Rande gefüllt, auf welchem eine Messingplatte mit Cement eingelassen ist. Diese gibt die angenommene Höhe dieses Punktes (*A*) (100 m.) an. Sowohl die Platte, wie der Cement wirken dann als Schutz.

Die Tiefen der verschiedenen Löcher sind folgende:

<i>a</i>	101,2	cm.
<i>B</i>	104	„
<i>A</i>	20,8	„
<i>r</i>	22	„

Die Löcher a und B sind so gewählt worden, dass sie an den Stellen liegen, wo die grösste Erosion sein wird, wenn der Gletscher wieder hieher vorrücken wird.

Ich tat dieses, um so zu sagen die Erosion an einem im Wege stehenden Felsen zu messen. Die Tiefe, über ein Meter, wird, wie ich glaube, vollständig genügen, um die grösste Erosion, die der Gletscher ausüben könnte, messen zu können.

Das Loch A dient, wie oben schon erwähnt, als Fixpunkt in der Vermessung. Seine Höhe ist zu 100 m. angenommen und darauf sind alle die andern Höhenangaben, die auf der Karte markiert sind, bezogen. Dieser Punkt ist gewählt worden, weil es sehr leicht sein wird, ihn wieder zu finden, da der Hügel merklich vorsteht und dann ist er auch eine gute Distanz vom Gletscher entfernt und wird, wenn überhaupt, sich nur sehr wenig verändern beim nächsten Vorrücken des Gletschers.

Der Punkt r wird wahrscheinlich nicht vom Gletscher bedeckt werden bei seinem nächsten Vorstosse, aber zur Vorsicht ist er auch mit einem 20 cm. Loch markiert. Dieser Punkt r , im Zusammenhang mit A , wird zum Wiederfinden der Löcher a und B dienen, wenn man im Zweifel sein würde, wo sie zu suchen sind, oder wenn der Gletscher so viel wegerodiert haben sollte, dass es schwierig wäre, sie wieder zu finden. Bezogen auf unser Koordinaten-System mit genau gemessener Basis, sind die Koordinaten von a , r , A die folgenden:

	y		x	
A	+	24,720	+	231,468
r	—	146,413	+	180,637
a	—	121,938	—	806,243

Die Koordinaten sind in Metern angegeben. Der Punkt B ist nicht bestimmt worden aus den Koordinaten, sondern seine Lage mit dem Messtisch auf der Karte eingetragen.

Die Arbeit auf dem Terrain ist ausgeführt worden während der Sommerferien 1903. Sie ist angefangen in der ersten Woche des August und vollendet in der zweiten Woche des September. Regelmässiges Arbeiten war sehr gehindert durch Regen und Nebel. Das Ueberschreiten des Baches bot weitere Schwierigkeiten,

da es in der Nähe des Gletschers keine Brücken gibt. Der Bach musste jedesmal durchschritten werden, was vormittags gut, aber nachmittags nicht mehr möglich war. Wenn die nächste Vermessung gemacht wird, würde es viel Zeit und unangenehme Uebergänge ersparen, wenn sofort bei Beginn der Arbeit eine Interimsbrücke errichtet würde. Am letzten Tage, als die Löcher gefüllt wurden, lag der Schnee schon 10—20 cm. tief und so hat die Natur der Terrain-Arbeit am 12. September 1903 einen Schluss gesetzt.

Die Nachmessung.

Wie man aus dem Vorstehenden ersehen wird, ist diese, die erste Vermessung, in Wirklichkeit nur eine Vorarbeit. Die gewünschten Resultate, das eigentliche Anfertigen der Arbeit und Diskussion über die so gewonnenen Ergebnisse, sind nur durch eine zweite Vermessung, die stattfinden muss, nachdem der Gletscher vorgerückt und wieder zurückgegangen sein wird, möglich.

Bei der zweiten Untersuchung könnte man zunächst ohne weiteres die Tiefe der Löcher messen und durch den Unterschied der Tiefe den Betrag der Gletscherabschleifung an diesen Punkten feststellen.

An den Photographien (Taf. VI, Fig. 8, 9) wird man schon sehen können, ob der Steinblock *C* bewegt worden ist, aber um seine Bewegung bestimmt anzugeben, wird es dann nötig sein, ihm neuerdings von den Fixpunkten *A* und *r* aus einzumessen, oder bei Konstruktion einer neuen Karte des Gletscherbodens, zu bestimmen. Beim Vergleichen der Karten wird man auch sehen können, ob der Gletscher die jetzt gebildeten Schuttkegel und Moränenwälle verändert hat oder nicht und daraus bestimmen, wie er sich zu dem höckrigen Boden verhalten hat.

III. Geschichtliches.

Der Hüfi-Gletscher zeigt die Schwankungen im Laufe des vergangenen Jahrhunderts sehr auffallend. Nach Ebel soll er nach 1760 sehr stark zugenommen haben, so dass er drei Alpstaffel gänzlich überdeckte. Das Vorrücken, wie bei den andern Gletschern des

Kantons Uri, habe sich hier auch über 1818 hinaus erstreckt und sei 1818 bis 1824 sehr lebhaft gewesen. Dieses ist wohl begreiflich wegen der sehr hohen und flachen Firnmulde, die ihren Ernährungszuwachs jener nassen und kalten Jahre, erst stark verzögert, am untern Ende geltend machen konnte. An der rechten wie an der linken Talseite reichte zur Zeit jenes grössten Standes das Eis in der untern Hälfte des Gletschers etwa 80—100 m. höher als im Jahre 1873, was an den noch unbewachsenen Moränen zu sehen ist. Die alten Moränen dieses Niveaus sind vielfach durch Calcit zu einer löcherigen Breccie verkittet. Am Fusse der Hochgebirgskalkwand der rechten Talseite finden wir diese Glacialbreccie in enormen Massen als erhärtete Seitenmoräne teilweise wieder in Blöcke zerbrochen. Sie klebt auch fest in vielen Ritzen und Fugen der Felswand, selbst an der Decke einiger höhlenartiger Nischen („Balmen“) bis über 50 m. hoch über der Oberfläche des Gletschers von 1873. (Die hier genannte Nische ist auf der Karte als *H* bezeichnet.) Einige grosse (etwa 30 m. hohe) Felsköpfe aus amphibolitischem Gneiss mit Schliften bedeckt und Moränenblöcken übersät, sperrten damals das Tal ab. Hinter denselben liegt talaufwärts eine Talerweiterung mit ebenem Boden. Vom Jahre 1825 bis 1830 hatte sich das Ende des Gletschers etwas talaufwärts vom Querriff, doch weniger weit als 1871 zurückgezogen. 1834 bis 1841 rückte er wieder „um etwa sieben (?) Büchenschüsse“ (à 200 m.) vor. Er wälzte dabei den grossen Stein (*C* auf der Karte) vor sich her.

Der Gletscher überschritt den Stein 1842, um später dann auf die Felsbarriere zu steigen, so dass er 1846 an deren untern Abhang reichte. Er hatte damals zwei Ausflüsse, einen in der tieferen südlichen, die Barriere durchsägenden Schlucht, in welcher jetzt der Bach strömt, den andern durch einen etwas nördlicheren Einschnitt im Fels, der lange nicht so tief geht. Der letztere ist nach oben verzweigt und unter dem Vereinigungspunkte zeigt er eine Reihe prachtvoller Erosionstöpfe, durch Wasserstrudel gehöhlt (Taf. VI, Fig. 10), doch ist dieser Einschnitt jetzt verlassen. Es wird aber behauptet von dem Führer Josef M. Trösch, dass der Gletscher in seiner Erinnerung einmal nur diesen letzteren als Ausfluss gehabt habe. Diese Schlucht ist blau gestrichelt auf der Karte angegeben. 1850 konnte man bei Grieseren auf dem

Wege ins Maderanertal den untern Teil des Gletschers sehen. Nun zog sich das Gletscherende zuerst langsam zurück, 1859 lag es unmittelbar hinter der Felsbarriere. Der Gletscher war damals massig und steil abfallend am Rande und nicht ohne Stufenhauen zu erklettern. Seit 1865 schwand er rascher zurück. Gleichzeitig sank die Oberfläche. Der Gletscher endigt, seitdem er sich zurückzieht, in Gestalt einer dünn auslaufenden Eisscherbe. (Taf. III, Fig. 1). 1870 stand das untere Ende schon 200 m. hinter dem oben erwähnten 1842 überfahrenen Steinblock.

Auf der obern rechten Seite des Tales waren 1870—73 noch 200—300 m. vom Gletscher entfernt alte, langsam schmelzende Eismassen (tote Gletscher) von den mächtigen Moränen bedeckt. Solche Eismassen sind jetzt nicht mehr vorhanden.

Die seit 1846 vom Gletscherboden zurückgelassenen Moränenblöcke bestehen aus Taveyanazsandstein, Nummulitenkalk, Gneiss, Verrucano und andern Gesteinen der Zentralmassive. Gerade vor dem jetzigen Gletscherende (Heim, „Mechanismus“) sind 1885—86 wieder Felsköpfe zum Vorschein gekommen. Sie bestehen aus Echinodermenbreccien, Eisenoolit des Doggers und Malmkalk. Herrliche Gletscherschliffe sind auf dem Kalk zu sehen. Seit 1871 war fortwährend Rückzug des Gletschers. 1880 war er schon mehr als („1000 m.“) 700 m. kürzer als 1873. (F. A. Forel, Jahrbuch S. A. C. 1884—1885), eine durchschnittliche Verkürzung von ungefähr 90 m. (?) pro Jahr. Dieser Rückzug hielt an bis 1887—88, wo der Gletscher für ein ganzes Jahr sich stationär gehalten hat, insofern, als keine Verkürzung zu bemerken war. Dagegen verengerte er seine Breite und seine Oberfläche sank wesentlich. Das Bild (Taf. III, Fig. 2) zeigt den Stand des Gletschers im Sommer 1888. Wie an der folgenden Tabelle zu ersehen ist, die sein Wachsen und Schwinden in den verschiedenen Jahren angibt, zieht er sich seit 1850 fortwährend zurück, jedoch mit einer unregelmässigen Geschwindigkeit. Jetzt, 1903, ist er um 1490,6 m. seit 1850 zurückgegangen. Wie das Bild (Taf. V, Fig. 5) zeigt, ist sein unteres Ende steil und nicht ohne Stufen zu erklettern. Seine Randhöhe an der linken Seite ist 60 m. unter dem Ausflusspunkte der grossen Quelle, die 1860 nur einige Meter über ihm lag. Die Quelle ist zu sehen auf den drei Bildern von 1869, 1888 und 1903. Der Gletscher hat jetzt eine Stelle erreicht, wo gerade unter seiner Zungen-

spitze der Cañon des Baches ein Knie (talabwärts blickend) nach rechts macht. Dieser Punkt wird dazu dienen, seinen jetzigen Stand zu markieren und daran zu vergleichen, wenn er sich noch weiter zurückzieht.

Um die Chronik des Gletschers übersichtlich zu zeigen, gebe ich hier das in einer Tabelle zusammengestellt, was ich in der bezüglichen Literatur über die Schwankungen gefunden habe.

Von	bis	Rücktritt des Endes	Vorrücken des Endes	Totalresultat auf Stand 1850
—	1760	?	?	?
1760	1818	*	stark	*
1818	1824	*	sehr lebhaft	*

Vorletzter Maximaler Stand des Gletschers.

1825	1830	weniger als 200 m.	*	lag hinter dem Querriffe
1830	1834	?	?	*
1834	1841	*	" 7 (?) Büchenschüsse "	*
1841	1846	*	fortwährend	*
1846	1850	*	*	0

Letzter Maximaler Stand des Gletschers.

1850	1859	langsam	*	lag hinter der Felsbarriere
1859	1865	?	?	?
1865	1870	rascher	*	200 m. hinter dem 1842 überf. Stein
1870	1871	*	*	verkürzt 150 m.
12. Aug. 1871	11. Sept. 1871	16 m.	*	" 166 "
11. Sept. 1871	4. Okt. 1871	1,2 "	*	" 167,2 "
4. Okt. 1871	3. Nov. 1871	0,9 "	*	" 168,1 "
3. Nov. 1871	28. Mai 1872	9,0 "	*	" 177,1 "
28. Mai 1872	7. Juni 1872	*	0,3 m.	" 176,8 "
7. Juni 1872	16. Juli 1872	23,1 "	*	" 199,9 "
16. Juli 1872	28. Aug. 1872	14,1 "	*	" 214,0 "
28. Aug. 1872	25. Sept. 1872	15,0 "	*	" 229,0 "
25. Sept. 1872	24. Okt. 1872	8,7 "	*	" 237,7 "
24. Okt. 1872	25. Mai 1873	33,0 "	*	" 270,7 "
25. Mai 1873	20. Juni 1873	7,5 "	*	" 278,2 "
20. Juni 1873	15. Juli 1873	1,2 "	*	" 279,4 "
15. Juli 1873	15. Aug. 1873	2,7 "	*	" 282,1 "

Von	bis	Rücktritt des Endes	Vorrücken des Endes	Totalresultat auf Stand 1850
15. Aug. 1873	27. Sept. 1873	3,9 m.	*	verkürzt 286,0 m.
27. Sept. 1873	12. Okt. 1873	7,2 "	*	" 293,2 "
12. Okt. 1873	7. Nov. 1873	2,7 "	*	" 295,9 "
7. Nov. 1873	Aug. 1882	(1000 m.?) 700 m.	*	" 995,9 "
1882	1883	26,7 m.	*	" 1022,6 "
1883	1884	49,0 "	*	" 1071,6 "
1884	1885	40,5 "	*	" 1112,1 "
1885	1886	103,0 "	*	" 1215,0 "
1886	1887	18,0 "	*	" 1233,0 "
1887	1888	stationär	stationär	" 1233,0 "
1888	1889	5 m.	*	" 1238,0 "
1889	1890	27—28 m.	*	" 1265,5 "
1890	1891	9,5—10 "	*	" 1275,0 "
1891	1892	10—11 "	*	" 1285,5 "
1892	1893	15,0 "	*	" 1400,5 "
1893	1894	8,0 "	*	" 1308,5 "
1894	1895	10,0 "	*	" 1318,5 "
1895	1896	9,0 "	*	" 1327,5 "
1896	1900	82,0 "	*	" 1409,5 "
1900	1901	13,0 "	*	" 1422,5 "
1901	1902	59,0 "	*	" 1481,5 "
1902	1903	9,0 "	*	" 1490,5 "

Die Zahlen von 1760 bis 12. August 1871 sind nach Ebel und G. Hoffmann (Fahrten in der Gletscherwelt 1842. S. 115),

von 1871 bis November 1879 nach den Messungen von Herrn Prof. Dr. A. Heim,

von 1873 bis 1903 nach den Beobachtungen von M. Krayers-Ramsperger, publiziert in den successiven Jahrbüchern des S. A. C., von Dr. F. A. Forel aufgestellt.

Wie man aus dieser Tabelle sieht, ist der Gletscher seit 1850 um 1490,5 m. zurückgegangen oder durchschnittlich jährlich 26,74 m.

Geschwindigkeitsmessungen sind auch von Dr. A. Heim gemacht worden in den Jahren 1871 bis 1872. Der zur Vermessung gebrauchte Theodolit war in einer Balm (*H* auf der Karte) aufgestellt. Der gegenüberliegende Punkt am linken Ufer wurde durch ein auf den Fels gemaltes weisses Kreuz bezeichnet, ebenso in der Höhle, dem Aufstellungsort des Instruments.

Folgende Tabelle gibt die Bewegung an:

Entfernung vom rechten Ufer	Bewegung vom 12. Aug. 1871 bis 7. Juni 1872	Tägl. durchschn. Bewegung
0 m.	6,6 m.	20 mm.
15 "	8,1 "	25 "
30 "	9,6 "	29 "
45 "	12,4 "	38 "
75 "	14,7 "	45 "
90 "	19,8 "	60 "
105 "	19,9 "	60 "
120 "	21,8 "	66 "
135 "	23,0 "	70 "
150 "	22,5 "	68 "
165 "	22,7 "	69 "
180 "	22,9 "	69 "
195 "	22,7 "	69 "
Mitte 210 "	22,6 "	69 "
225 "	22,4 "	68 "
240 "	21,9 "	66 "
255 "	21,6 "	65 "
270 "	21,0 "	64 "
285 "	20,4 "	62 "
300 "	20,1 "	61 "
315 "	19,6 "	59 "
330 "	19,1 "	58 "
345 "	18,9 "	57 "
Linkes Ufer 440,6 "	?	?

Diese Messungen stammen aus einer Periode des Schwindens. Es wird von grossem Interesse sein, bei der nächsten Vorstossperiode abermals im gleichen Profil und bei zirka gleichem Gletscherstande die Geschwindigkeitsmessungen zu wiederholen. Wahrscheinlich fliesst der Gletscher in der Vorstosszeit schneller als beim Rückzug.



Fig. 1. Der Hüfigletscher 1869.



Fig. 2. Der Hüfigletscher 1888.



Fig. 3. Der Hüfigletscher 1903 von Punct (A.)



Fig. 4. Talabwärts von Punct (a).



Fig. 5. Das Gletscherende 1903.

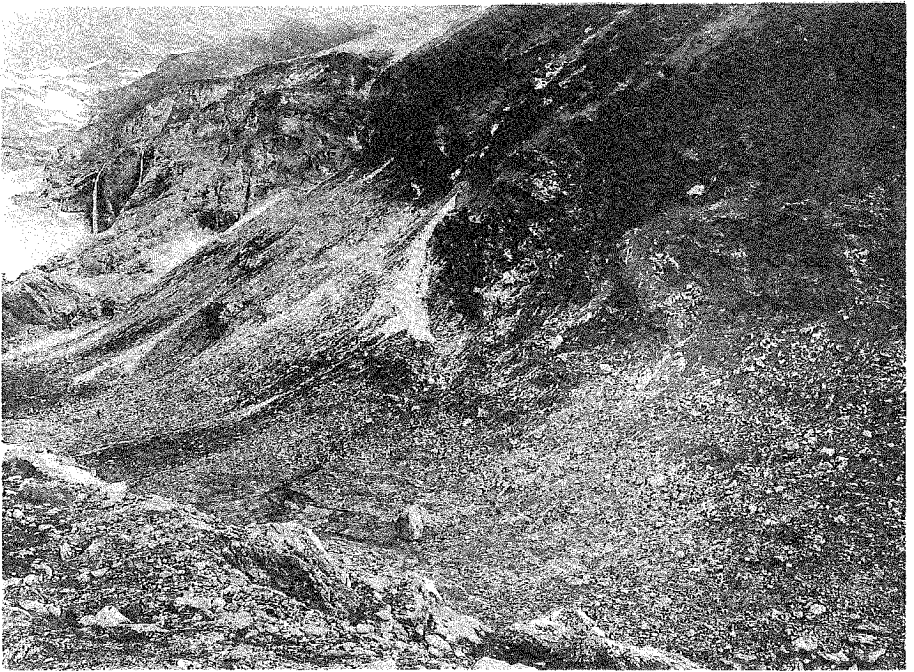


Fig. 6. Talaufwärts von (A.) Linke Seite. (Stein C).



Fig. 7. Eocän (E) und Quellen darüber.

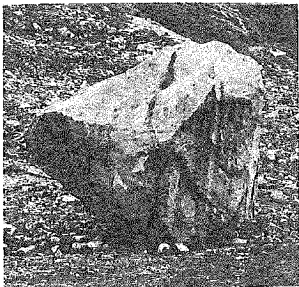


Fig. 8. Stein C von der Seite.

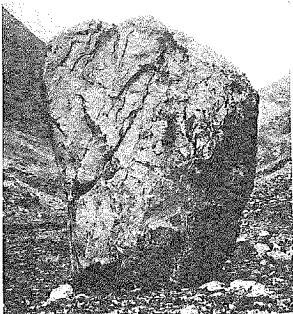


Fig. 9. Stein C von Vorne.

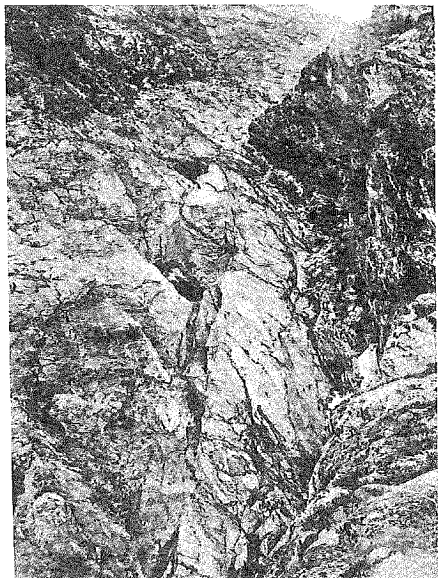


Fig. 10. Verlassene Schlucht mit Erosionskesseln.

Es sei mir vergönnt, meinem hochverehrten Lehrer

Herrn Professor Dr. Albert Heim

für liebenswürdige Aufnahme, für Zuweisung des Themas und für das rege Interesse, welches er meiner Arbeit entgegenbrachte, auch an dieser Stelle aufs wärmste zu danken.

Zürich, im März 1904.

Gedeon A. Voskule.

Literatur.

- Dr. Heim, A.: Gletscherkunde, 1885.
- „ „ „ Mechanismus der Gebirgsbildung, 1878.
- „ Richter, E.: Der Obersulzbach-Gletscher, Vermessung 1880—1882.
- „ Blümke und Hess: Der Hochjocht-Ferner.
- „ Finsterwalder } Der Vernaght-Ferner, Vermessung 1888—1889,
- „ Blümke und Hess } 1891—1895.
- „ Forel, F. A.: Les variations des Glaciers des Alpes. Jahrbücher S. A. G.
(1882—1903).
- „ Brückner, E.: Klimaschwankungen.
- „ Balzer: Vermessung der Untergrindelwald-Gletscher, 1895.
- „ Machaček: Gletscherkunde.