

Die Karstentwicklung und Felsbruchtigkeit am Hochkönig

Von Josef Goldberger

EINLEITUNG

Nachfolgender Beitrag ist ein Teil meiner Dissertation „Zur Morphologie des Hochkönigs“, die ich im Jänner 1948 von meinem hochverehrten Lehrer, Univ.-Prof. Dr. Hans Kinzl, Vorstand des Geographischen Instituts der Universität Innsbruck, übernommen hatte. Die Begehungen wurden in den Sommern 1948, 1949 und 1950 durchgeführt. Dr. Werner Heißel stellte mir seine bisherigen geologischen Aufnahmeergebnisse des Kartenblattes 5050 (St. Johann i. P.) bereitwilligst zur Verfügung. Von seiten des Österreichischen Alpenvereines und Österreichischen Alpenklubs erhielt ich durch freie Unterkunft verständnisvolle Förderung. Im besonderen wurde ich vom Pächter des Matrashauses A. Zorec selbstlos unterstützt. Auf diesem Wege für alle gebotene Hilfe aufrichtigen Dank!

Als Kartengrundlage standen mir zunächst nur die vier Sektionen der Österr. Orig.-Aufnahme 1:25.000 des Blattes 5050 (Sankt Johann im Pongau) zur Verfügung, die aus dem Jahre 1872 stammen. Erst im Herbst 1949 erhielt ich Probedrucke der photogrammetr. Neuaufnahme 1:25.000, Bl. 124/2 Dorf Dienten und Bl. 125/1 Werfen.

Geologische und tektonische Grundzüge

Der Aufbau des Hochkönigs weist einen scharfen Gegensatz zwischen höchster Komplikation an der Basis, der sog. Werfener Schuppenzone, und Einförmigkeit in der darüber lagernden Schichtplatte, der tirolischen Decke, auf. Die Grenze zwischen diesen beiden tektonischen Einheiten ist eine Überschiebungsfläche (9, 118). Die tirolische Decke weist das normale Schichtprofil von der Reichenhaller Rauhwacke bis zum Rätkalk auf. Die Schichttafel zeigt im allgemeinen Nordfallen. Der Südrand ist steiler gestellt, im NO ist aber eine Schichtmulde ausgebildet, in deren Schutz Lias vor der Abtragung bewahrt blieb.

Die Raiblerschichten zeichnen wie ein Kontrollband die Lage der Schichttafel ab. Sie ziehen von der Wetterwand am Südabfall des Hochkönigs als deutliches Flachband unter der Mandlwand zur Mitterfeldalm durch und senken sich im Sinne des steilen Nordfallens zum Höllgraben hinab. Am Kammrücken der Imlbergalm streichen sie wieder aus und treten — scheinbar nur bruchstückartig — am Südhang der Imlau, westl. der Ostpreußenhütte und letztmalig unter dem Niederen Tenneck auf.

Die Grenze zwischen Dachsteindolomit und Dachsteinkalk, in

wechselnder Deutlichkeit ausgebildet, senkt sich am Südrand von zirka 2400 m im W auf 2200 m im O. Am Westende des Nordrandes liegt sie an der Torscharte noch bei 2300 m, senkt sich aber dann rasch nach O auf 1900 m und liegt am Nordabfall des „Neugebirgs“ (Name der alten Karte entnommen) bei 1700 m. Am Ost- rand, beim Ausgang des Ochsenkars, sinkt sie infolge der erwähnten tektonischen Einmuldung auf fast 1400 m ab.

Die obere norische und rätische Stufe sind am Hochkönig zum größten Teil als Riffkalk und nur im W und NO pelagisch als gebankter Dachsteinkalk ausgebildet. Formenmäßig wirkt sich der Unterschied sehr stark aus. Der Gipfelbau der Manndlwand, die Bildung der Torsäule und die ungegliederten Wandfluchten sind nur im massigen Riffkalk mit seiner mächtigen Vertikalklüftung möglich. Hingegen äußert sich die ausgeprägte Bankung eher in weitgespannten Formen.

Im Dachsteinriffkalk der Hochfläche liegt das Rät in bunter Fülle vor. Die mächtigen Breccien (bes. am Westhang Pkt. 2875 westl. des Hochköniggipfels) sind nach der Feststellung von W. Heißel sedimentäre Brandungsbreccien.

Die Liaskalke sind unregelmäßig in das Relief des Dachsteinkalkes eingelagert. Es sind rötliche, tonreiche Kalke, stellenweise mit Krinoiden angereichert. Als massige rote Kalke liegen sie auf den Höhen des Neugebirgs, bes. am Flachfeld und Hirschland, auf.

In den Dachsteinkalk der Riedlwand im O des Hochkönigs sind an einer Störung Mergelschichten eingelagert, die W. Heißel als Zlambachschichten bestimmte. Westl. der Riedlwand ist eine Dolomitscholle ausgebreitet, deren altersmäßige Stellung hier noch offen bleiben muß.

Außer der Gesteinsgrundlage ist hier auch das Maß der tektonischen Beanspruchung festzuhalten. Am Süden der Torscharte streicht eine NO—SW gerichtete Störung durch, nach F. Machatschek (21, 51) eine Blattverschiebung, an der sich der Hauptdolomit des Steinernen Meeres gegenüber dem Dachsteinkalk des Hochkönigs abstößt.

W. Heißel (12, 125—126) hatte im besonderen die „Westbrüche“ des Mitterberger Reviers untersucht. Sie lassen im darüberliegenden Triasbau der Manndlwand nur Schichtverstellungen von wenigen Metern erkennen.

Es konnten aber auch Fälle jüngerer Bruchtektonik beobachtet werden, wodurch randliche Teile der alten Landoberfläche („Raxlandschaft“ N. Lichteneckers) bei der späteren Heraushebung zurückblieben. Ohne einer Beweisführung dieses umstrittenen Fragenkreises vorzugreifen, sei hier auf die Örtlichkeiten hingewiesen: Im NO des Neugebirgs sind die Scheibwies (2172 m) und die Höhe Pkt. 2100 an einer NW—SO verlaufenden Bruchlinie gegenüber dem Flachfeld und dem Hirschland mit einer Sprunghöhe von etwa 100 m abgesenkt; im Steinkar ist der NO-Teil mit der Gamswies und Pkt. 2185 von zwei Bruchlinien durchsetzt, durch welche die Altflächen und die Eintalung staffelförmig verstellt wurden.

Die Hochfläche des Hochkönigs wird von einer großen Zahl

von Klüften durchzogen. Es handelt sich häufig wohl nur um Druck- und Spannungsrisse, über welche die Bankung ungestört hinwegstreicht. Auch bei wirklichen Verwerfungen dürften die Verschiebungsbeträge meist nur gering sein. In dichter Folge treten besonders O—W-Kluftscharen auf. Sie lassen sich vom Hochseiler über die ganze Hochfläche verfolgen und zeichnen sich am steilen Westabfall des Neugebirgs fast spiegelbildlich wieder ab. Im Steinkar sind die beiden Begrenzungskämme von Scherflächen geradezu in Gesteinslamellen zerlegt. Für manche Klüfte steht infolge Einlagerung von rotem Krinoidenkalk präjurassisches Alter fest. An der SW-Seite des Hochkönigs streichen vom Lammkopf (2844 m) zum Hochseiler weitgeöffnete Kluftscharen. Ihrem Verlauf folgt hier auch der Südrand.

Die Struktur der Südwand des Hochkönigs ist an Stelle der fehlenden Schichtbankung an große Scherflächen gebunden, die auch im Höhenlinienplan der Karte hervortreten.

Im Ostteil des Hochkönigs treten auch N—S verlaufende Klüfte stärker in Erscheinung.

Diese Hauptssysteme bilden vielfach die Leitlinien der jüngeren Formentwicklung.

Die Karstentwicklung am Hochkönig

Die gesteinsmäßigen und tektonischen Voraussetzungen zur Verkarstung sind vollauf erfüllt. Wenn aber trotzdem ausgeprägte Karstlandschaften meist fehlen, so ist dies eine Folge der Höhenlage. Die ganze Hochfläche unterliegt zwar der Karsthydrographie, aber nur randliche Teile reichen noch in die Höhenzonen optimaler Karren- und Dolinenentwicklung herab. Die Schichttafel, die den verkarstenden Dachsteinkalk trägt, ist zum Großteil darüber hinausgehoben. Nur das Gebiet östlich des Neugebirgs und das untere Steinkar sind als „Hochkarst“ anzusprechen. Bei diesen Gebieten wird auch die Tieferstellung durch jüngere Bruchtektonik, wie eingangs erwähnt, als maßgeblich angesehen.

Im Landschaftsbild des Hochkönigs haben die glazialen Formen ihr Übergewicht gegenüber den Karstformen in erhöhtem Maß bewahrt. Hierin unterscheidet sich der Hochkönig von den anderen Kalkplateaus, dadurch verdient er aber auch besonderes Interesse, da er alle Übergänge von der Glaziallandschaft zur Karstlandschaft aufweist. Gletscherwirkung und Karstformen bieten sich hier in einer untrennbaren Verknüpfung dar. Die Endlagen der verschieden alten Moränen bilden dabei den zeitlichen Rahmen für das Ausbildungsalter der Einzelformen.

Verkarstung und Vergletscherung

Die Beobachtungen beginnen bereits am gegenwärtigen Eisrand. Die Karstschlote als Bahnen der Schmelzwasserabfuhr sind in ihrer Anlage an Klüften sehr alt. Für sie kann noch am ehesten präglazial-

les Alter angenommen werden. Ihre Vergrößerung wurde gerade bei der Eisrandlage weiter entwickelt.

Die Schmelzwässer erreichen oft die Stärke von kleinen Bächen. Ihr kurzer oberirdischer Lauf zeigt erodierende Wirkung. Die Einmündung in die Schlünde erfolgt in Form gut ausgeprägter Kolke. Bei wannenförmigen Untertiefungen der Gletscherbette sind Schächte besonders häufig, so im oberen Ochsenkar und am Nordende der Mulde östlich des Hochseilers.

Am Eisrand treten auch Karrenrinnen auf. Bereits A. Penck (22, 261) beschrieb Furchen von 2 bis 3 cm Tiefe. In die Schliffbuckel östl. des Hochseilers sind vor dem Eisrand in 2500 m Höhe noch viel größere Rinnen mit lebhaften Mäandern eingesenkt.

Bild Nr. 1 zeigt eine solche Rinne von 20 cm Breite, die bis zu 30 cm tief in das Anstehende eingelassen und von Moränenblöcken erfüllt ist. Seitlich münden ebenfalls mäandrierende Nebenfurchen ein. Zum Teil sind sie aber durch Gletscherschliff wieder ausgelöscht worden. In ihrer Form gleichen sie unter ähnlichen Gesetzen in Eis eingekolkten Mäandern. Von einer Vererbung solcher Formen von Eis auf den Felsuntergrund ist wohl deshalb nicht zu reden, weil der Eiskörper in sich zu beweglich und veränderlich ist, um dafür Zeit zu geben.

Diese Schmelzwasserrinnen im Anstehenden sind subglaziale Bildungen, die in Eisrandnähe von den Schmelzwässern geformt und gleichzeitig durch das Eis an der Oberfläche geschliffen werden. Es sind sehr junge Bildungen, auch wenn sie in manchen Fällen Tiefen bis zu einem halben Meter erreichen. Ansonsten müßten diese Rinnen zeitlich sehr weit zurückverlegt werden, sie müßten zu mindest älter sein als der Fernauvorstoß (um 1600). Seither war dieses Gelände ja nie eisfrei. Solches Alter widerspricht aber dem frischen Aussehen dieser Formen und auch der erosiven Leistung des Eises, vor der sie nicht verschont geblieben wären. Für solche Schmelzwassergerinne wird überhaupt die Bezeichnung „Karre“ im üblichen Sinne abgelehnt. Diese Formen können niemals in eine Karrenlandschaft hineingelangen. Sie werden sowohl durch die lösende Wirkung der Firnflecken als auch durch Spaltenfrost ihres Aussehens beraubt, bevor sie bei etwaiger Klimaverbesserung in die Höhenzone intensiver Karrenbildung geraten könnten.

Ähnliches wird von den hochgelegenen einzelnen Rinnenkarren, die an glatten Felsflächen durch die Schmelzwässer des Firns angelegt werden, angenommen.

Für sie gibt es keine klimatische Obergrenze, sie wurden noch auf der Südwand des Hochköniggipfels über 2900 m beobachtet. Ihre Tiefe erreicht nur selten 10 cm. Eigenartig ist, daß sie keinen glatten Kanal bilden, sondern aus vielen gekrümmten Teilstücken zusammengesetzt sind, die mit scharfer Kante aneinander stoßen.

Die Bildungsphasen von Schuttdolinen sind an den Moränenresten recht gut zeitmäßig zu erfassen, während sich für Dolinen im Anstehenden in dieser Hinsicht keine Anhaltspunkte ergaben (24, 59). Es war so auch nirgends möglich, eine Hohlform als präglaziale Doline anzusprechen.

Bereits innerhalb der 1850er Moränen treten Schuttdolinen auf (Bild Nr. 2). Dolinenbildung geht im Schutt infolge der viel größeren, der Lösung ausgesetzten Oberfläche ungleich schneller vor sich als im Anstehenden. Die lösende Wirkung der zerfallenden Firndecke wurde besonders von O. Lehmann (18, 221) hervorgehoben. Bei den runden Schuttdolinen kann es sich aber um sogenannte „Schwemmland-Dolinen“ (6, 363) handeln, indem die Lockermassen in darunter befindliche Schächte oder Hohlräume nachsanken. Im Einzelfall könnte nur eine Grabung entscheiden, inwieweit reine Lösungsformen vorliegen. In der Talung westl. des Neugebirgs treten vereinzelt flache Schuttdolinen von 2 m Breite und nur einem halben Meter Tiefe auf, bei deren Bildung wohl die Firnlösung den Hauptanteil hat.

Innerhalb der Grundmoränen des Fernauvorstoßes ist die Dolinenausbildung bereits sehr intensiv.

Spärliche Wallreste von Fernaumoränen liegen unweit außerhalb der 1850er Moränen. Der Weg von der Ostpreußenhütte zum Matrashaus quert in 2400 m Höhe 200 m südlich Punkt 2431 ein Wallstück. Grundmoränenreste liegen in der von dort nach W führenden Talung. In einer Mulde 500 m SW Punkt 2369 ist die Grundmoräne sanderartig umgelagert. Das dort ausgebildete Dolinenfeld hat ungefähr die Gestalt eines gleichschenkeligen Dreiecks mit einer Basis von 50 m und einer Höhe von 60 m. Ich zählte nicht weniger als 138 Dolinen, deren größte einen Durchmesser von 4 m hatten.

Am Südhang des Hohen Tennecks liegt in 2300 m Höhe eine große Moränenmasse ausgebreitet. Nicht nur die flache Grundmoräne, sondern auch der mächtige Ufermoränenrücken von 150 m Länge ist von großen Trichterdolinen besetzt. Eine zusammengesetzte Doline erreicht gar 50 m Durchmesser. Auch zwischen Floßkogel und Pkt. 2423 wird das Karstgelände in 2340 m Höhe von einer Moränenaufgabe bedeckt. Die Dolinen überschreiten oft 5 m Durchmesser. Die Aufschüttung ist mit einer dünnen Rasenarbe überzogen.

Diese beiden Moränenlagen südl. des H. Tennecks und des Floßkogels entsprechen der Höhenlage nach zwar gut dem „Egesenvorstoß“ H. Kinzls (14, 120) mit einer durchschnittlichen Senkung der Schneegrenze um 100 bis 120 m, aber es fehlt an ausgeprägten Stirnwällen, um sie mit Sicherheit von den übrigen Daunmoränen zu trennen.

Dolinen von 5 m Durchmesser sind bei den Daunwällen am Westende der Manndlwand häufig. Eine zusammengesetzte Doline erreicht dort einen Durchmesser von 12 m bei einer Tiefe von 5 m.

Einschwemmungen von Grundmoräne des Daunvorstoßes haben bereits das Aussehen von Buckelwiesen.

Die Größe der Dolinen nimmt nun auf den noch älteren Gschnitzmoränen (13, 158) keineswegs weiter zu. Die gänzlich überwachsenen Trichter zeigen schon greisenhafte Formen: flache, rasenbedeckte Mulden von geringer Tiefe, am Boden meist Karrensteine. J. Lechner (17, 26) erklärte die abnehmende Dolinengröße damit, daß durch die üppige Vegetation die trennenden Stege zwischen den

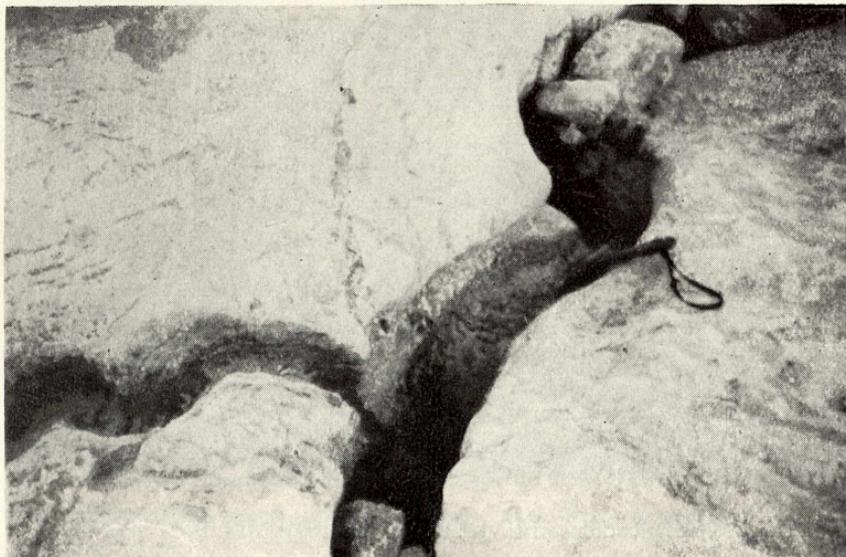


Abb. 1. Schmelzwasserrinne (20 cm breit, 30 cm tief) im Schlifffelände östl. des Hochseilers. Herzogsteig in 2640 m Höhe.



Abb. 2. Schuttdoline in der 1850er Moräne östlich des Hochseilers.



Abb. 3. Wiesenbecken westl. der Riedlwand, Pkt. 2014. Blick gegen N.



Abb. 4. Ausgebrochenes Schichtpaket am Tal-
schluß der Seichen.

Dolinen ebenso erniedrigt werden wie die Dolinenböden. Die Grundmoränenfelder der Gschnitzgletscher rings um den Hochkönig, auf denen eine Reihe von Almen liegen, bilden häufig Buckelwiesen. A. Pencks (23, 6) Erklärung dieses Phänomens als Miniaturdolinen bestätigt sich auch hier, zumal sich am Hochkönig diese Entwicklungsreihe der Dolinenbildung von den jüngsten Moränen an so geschlossen aufzeigen läßt.

Ein Großteil der Dolinenlandschaften des Hochkönigs ist als Schuttdolinen in Moränenresten entwickelt. Als Hochkarst ist beim Hochkönig nur die dem Neugebirge östl. vorgelagerte Karstlandschaft zu betrachten. Besonders der nördl. Teil dieses Gebietes ist auch frei von Moränenresten, von der Daunvergletscherung wurde er nicht mehr betroffen. Seit dem Rückzug des Gschnitzgletschers lag dieser Teil also eisfrei. Die Vegetation (besonders die Latschen) ist schon weiter vorgedrungen. Hier kann auch bereits von kräftiger Mitwirkung der Humussäuren gesprochen werden. J. Lechner (17, 25) bezeichnet daher diese Kampfregion der Vegetation als die Zone stärkster Karstlösung. Während J. Lechner im Toten Gebirge die Verkarstung und „Entkarstung“ mit dem klimatisch bedingten Aufwärtswandern und Absinken der Vegetation in ursächlichen Zusammenhang bringt, wird beim Hochkönig den Gletschervorstößen die maßgebliche Rolle zugeschrieben. Sie vernichten zwar zunächst die Karrenbildung, entfernen andererseits aber auch gründlich alles abdichtende Material, durch welches der Oberflächenkarst oft zum bedeckten Karst wird und die Klüfte sowie Schlucklöcher verstopft werden. Das Eis leistet der Verkarstung sozusagen die grobe Vorarbeit. Die Karstlösung beginnt bereits unfern des Eisrandes, wie die Schuttdolinen der jüngsten Moränen zeigen. Es bedarf dazu nicht der Mitwirkung der Vegetation, der Firn übernimmt die Hauptarbeit an der Ausbildung der Dolinen in den hochgelegenen Gebieten (16, 154—158).

Wie es ohne die Eiswirkung um die Verkarstung stünde, lassen die Kuppen erkennen, auf denen die Hülle aus älteren Verwitterungsrückständen und dem jüngeren schwarzen Humus geschont blieb. Nur vereinzelt sind neben den älteren, mit Lehm und Humus verstopften flachen Dolinenschüsseln auch frische Trichter anzutreffen.

D. Baedeker (5, 25-26) unterschied einen doppelten Karstzyklus. Allerdings ist dabei unbestimmt, wie weit man diese älteren Formen zurücksetzen darf, ob sie nur interstadial oder gar interglazial sind. Gegen ein interglaziales Alter spricht der häufige Klimawechsel, der auch die Kuppen bald mit Firndecken, bald mit Sprengschutt und schließlich mit Vegetation überzog und auch wieder entblöbte.

Am Hochkönig blieb also der Großformenschatz der Vergletscherung noch überall erhalten, die Karstformen der Oberfläche sind durchwegs nur jüngeres Anhängsel. Die selbständige Weiterentwicklung der Karstlandschaft unter den ihr eigenen Gesetzen steht noch größtenteils aus. Dagegen ist die Karstentwässerung mit ihren Tiefenwegen sehr alt.

Höhenzonen der Verkarstung

O. Lehmann bot in seiner richtunggebenden Arbeit „Das Tote Gebirge als Hochkarst“ (17, 201—242) eine Aufgliederung der Karstformen in Landschaftstypen.

Die „Dolinenlandschaft“ als tiefstgelegener Karstgürtel tritt im Dachsteinkalk des Hochkönigs kaum landschaftsbildend auf. Nur in schwacher Ausprägung ist sie auf den Altflächen des H. Tennecks, des Eiblecks, des Nixriedls, des Rückens Pkt. 2100 NO des Hirschlandes und auch der Riedlwand in Höhen von 2000 bis 2500 m ausgebildet. In diesen sehr hohen Lagen sind die Dolinen häufig an aufreißende Spalten (infolge Hangzerrung) gebunden. Auch die tonreichen Liaskalke begünstigen noch über 2000 m die Bildung von Dolinen, so am Hirschland in 2300 bis 2450 m. Überaus kräftig ist die Dolinenentwicklung auch auf der Torscharte in Sattellagen bei 2250 bis 2300 m. Die gleichmäßig runden Trichter erreichen bis zu 6 m Durchmesser. Dabei ist dieses Gebiet aus Dachsteindolomit aufgebaut, aber tektonisch sehr stark beansprucht. Sogar Karstschlote treten hier auf.

Die „Karrendolinenlandschaft“, für die O. Lehmann (17, 234 bis 235) eine Untergrenze von 1600 m angibt, ist im Ostteil der Karstlandschaft östlich des Neugebirgs dadurch reicher an Dolinen, daß die Akkumulation von Moränenmaterial auf Karrenfelsen ihre Bildung begünstigt. Im mittleren Teil dieser Karstlandschaft schließen sich die Karrendolinen zu langen Karstgassen zusammen.

Die „Karrige Plattenlandschaft“, im Dachsteinkalk des Toten Gebirges im Bereich von 1700 bis über 2000 m, ist am Hochkönig bis gegen 2200 m entwickelt. Da es dem Dachsteinkalk des Hochkönigs großteils an ausgeprägter Bankung mangelt, erhält diese Landschaft ein anderes Aussehen. Nördlich des unteren Ochsenkar wurden so aus dem Riffkalk, der zudem steil gestellt ist, nur runde und massige Karstbuckel herausgeformt. Nach N nimmt aber die Deutlichkeit der Bankung zu, das steile Nordfallen geht in Form einer Schichtmulde sogar in flaches Südfallen über, sodaß im Gebiet nördl. und östl. der Scheibwies die Plattenlandschaft gut ausgebildet ist.

Im Steinkar sind nur am Karausgang bei Pkt. 2012 Schichtplatten auf kleinem Raum ausgeprägt. Das übrige Kar ist aus korallenreichem Riffkalk aufgebaut, so daß sich nur eine „Karrenlandschaft“ entwickeln konnte. Dabei ist der obere Teil dicht von sich kreuzenden Karstgassen durchsetzt. Die Rinnenkarren werden nach oben zu immer mehr von Kluffkarren abgelöst, die in einer breiten Übergangszone schließlich durch Frostsprengung verdrängt werden. Beim Aufstieg übers Ochsenkar werden diese höhenmäßig nicht genau trennbaren Zonen der Reihe nach gequert.

Die tiefstgelegenen Karren wurden auf einem riesigen Dachsteinkalkblock von 10.000 m³ Größe, einem Erratikum nach W. Heißel (13, 153), in 600 m Höhe am Ausgang des Höllentales angetroffen. Die Karren sind hier aber nicht mehr in Weiterbildung begriffen.

Größten Flächenanteil hat am Hochkönig die Zone der Karstlösung durch Firnflecken. Es sind hier keine Trichterdolinen entwickelt, sondern durch Klüfte vielfach rechteckig begrenzte Schachtdolinen mit Schneeresten, welche sich an den Kluftwänden immer mehr in die Tiefe lösen. Das Zurücktreten von Sprengschutt auf der Hochfläche des Hochkönigs erklärt sich daraus, daß die lang anhaltende Firndecke die Frostwechselhäufigkeit während des Jahres herabdrückt und auch seit der letzten Eisbedeckung noch zu wenig Zeit zur Schutteinhüllung zur Verfügung stand.

An Sprengschutt sehr reich sind aber die höchsten Altflächen sowohl im Neugebirge als auch am Südrand des Hochkönigs.

Die Niederschlagsmessungen mittels der im Jahre 1934 aufgestellten Omrometer und Totalisatoren ergaben gegen alles Erwarten geringe Niederschlagsmengen, da der starke Wind die Niederschläge fast horizontal hinwegtreibt (26. 12-14). Das Jahresmittel der Temperatur beträgt für den Gipfel des Hochkönigs minus 4,8° C (15,7). Über die Frostwechselhäufigkeit geben die von C. Troll (27, Texttafel I) von der Zugspitze (2964 m) angeführten Zahlen brauchbare Vergleichswerte. Den insgesamt 232 Eistagen des Jahres stehen dort 52 frostfreie Tage und 81 Frostwechseltage gegenüber. Letztere überwiegen in der Zeit von Mai bis Oktober. Der Temperaturwechsel der Luft kann sich in dieser Zeit mangels einer Schneedecke voll in Auflockerung des Gesteins auswirken.

Dieser Sprengschutt, der Stücke bis zu 30 cm Länge führt, unterscheidet sich vom Moränenschutt durch scharfe Ränder und eine rauhe, mit heller Verwitterungsrinde überzogene Oberfläche. Der Sprengschutt beliefert auch die Halden rings um die Steilwände der Hochfläche.

Die Verbreitung der Schuttdolinen auf den Moränen fällt aus der zonalen Einteilung völlig heraus.

Quellaustritte

Im Dachsteinkalk der Hochfläche sind meist nur Kluft- und Sickerquellen anzutreffen.

Am Westhang der Schoberköpfe tritt in 2560 m eine kräftige Quelle an einer Wandstufe aus, taucht aber bald wieder im Schutte unter. Kleinere Schuttquellen, die im Sommer von Firnflecken gespeist werden, trifft man mehrfach im Neugebirge, im Ochsenkar und im Steinkar.

Eine große Kluftquelle tritt am Nordhang von Pkt. 2663 im Neugebirge aus. Das größere von den zwei wassererfüllten Kluftbecken ist 10 m tief. Ihre Wandung ist mit einem dicken Belag von Kalksinter umsäumt.

Schichtquellen treten in den Liaskalken auf, wo violette Mergelzwischenlagen das Wasser stauen. Von der zerstörenden Wirkung, die sie auf die darüberliegenden Wände ausüben, zeigen große Blöcke, so vor dem Ostrand des Hirschlandes (Pkt. 2458) und dem Südfall der Scheibwies.

Die formende Kraft von Schichtquellen ist eindrucksvoll in der Umgebung der Dolomitscholle westlich der Riedlwand zu verfolgen.

Dieses Gebiet hebt sich als begrünte Fläche von der übrigen Karstlandschaft ab und trägt auf der neuen Karte ebenso die Bezeichnung „Hirschland“ wie der Rücken mit der Höhe 2458 m am Nordrand des Neugebirges. Der plattige und gefaltete Dolomit wirkt als Wasserstauer. An den Schichtflächen treten Quellen in mehreren Adern aus und bilden kleine Sümpfe. Im N schließt sich an den Dolomit wieder der Dachsteinkalk an einer Störung an und ragt mit einer Stufe über ihn hinaus. An der Nordseite dieses O—W führenden Kalkriegels sind die über 3 m mächtigen Schichtbänke von den Quellästen linsenförmig unterhöhlt. Durch Blockabbrüche entstanden drei an Schichtflächen gebundene Karstbecken, die wie eine mächtige Treppe nach W aufwärts führen.

Nach O führt die Dolomitscholle zu einem geräumigen Wiesenbecken hinab, das E. Seefeldner (25, 165) als Taltorso charakterisiert hatte (Bild Nr. 3). Drei verschiedene Gesteinshorizonte stoßen hier zusammen. Den Nordabschluß der Talung bildet der Riegel aus Dachsteinkalk. Vom Westen her stößt der Dolomit mit einem Steilrand an das Becken. Den Großteil des sanfteren Osthangs, der von der Riedlwand herabführt, nehmen mergelige Zlambachschichten ein. Sie sind von einer Anzahl Erosionsrinnen durchzogen, die am Beckenrand enden. Als jüngste Zutat lagert schließlich über dem Südeingang des 200 Meter langen Beckens eine Moräne mit roten Liaskalkblöcken aus dem Neugebirge.

Es kann sich hier nur um Gschnitzmoräne handeln, da die Daun-Endlagen oberhalb im Kar südlich des Flachfeldes liegen. Der Gschnitzgletscher zog nach O über den Steilrand der Hochfläche hinab, schob aber noch seine Ufermoräne auf den Ausgang des Beckens.

Zur Deutung dieses in den ehemals flachen Talboden eingelassenen Beckens genügt nicht der selektiv bedingte Abtragungsunterschied, indem der Dachsteinkalk am wenigsten erniedrigt wurde, der Dolomit aber rascher zerfiel und noch stärker die Zlambachschichten abgetragen wurden. Der steile Rand der Dolomitscholle und das inselartige Hineinragen von Dolomitschuppen in das Wiesenbecken lassen die Mitwirkung der Quellaustritte erkennen. Dieses Wiesenbecken wird als eine Reihe von „Erdfällen“ betrachtet, indem die überdeckenden Dolomitschichten in die von den Quellen im Dachsteinkalk geschaffenen Hohlräume nachbrachen. Von seiten der Zlambachschichten erfolgte aber — im Gegensatz zur Unterhöhlung und den Nachbrüchen auf der Westseite — Einschwemmung von abdichtendem Material vom O. her.

Der Großteil der unterirdischen Entwässerung des Hochkönigs ist entsprechend der Lage der Triasscholle nach N gerichtet und knüpft vornehmlich an die Kalk-Dolomitgrenze, die Raiblerschichten und den dünn geschichteten Gutensteiner Dolomit an. Die gestaltende Kraft dieser Quellaustritte kam der Bildung der Karstsacktäler zugute und wird zusammen mit der Felsbruchtätigkeit besprochen.

Über die Höhlen am Hochkönig wurde schon in einer früheren Veröffentlichung (11, 9—11) berichtet. Es sei nur ergänzend hinzugefügt, daß die bei den Gamslöchern in 1860 m Höhe auf der NO-Seite von Pkt. 2012 am Eingang des Steinkars gefundenen Knochensplitter inzwischen von Dr. E. Theinius vom Paläont. und paläobiol. Institut der Universität Wien freundlicherweise bestimmt wurden. Es sind Zahnreste vom *Ursus spelaeus* Rosenm. Es handelt sich um einen 1 C sup. sin. und 1 J inf. Splitter. Ein weiterer Knochen-

splitter, der etwas geschliffen ist, war nicht näher bestimmbar. Es sind dies die ersten Funde von Höhlenbären am Hochkönig. Meine frühere Annahme (11, 11), daß eine Verbindung der Gamslöcher mit einer anderen Höhle auf der Westseite der Röthen (Höhleintritt in 2040 m) in Verbindung stehe, erwies sich als falsch.

Felsbruchstätigkeit am Hochkönig

Neben den flachgespannten Formen des Altreliefs und den breitausladenden Talräumen jüngerer Umformung nehmen Steilwände am Hochkönig eine weite Verbreitung ein. Die Wandbildung durch Felsbruchstätigkeit stellt einen besonders dem Dachsteinkalk arteigenen Vorgang dar. O. Ampferer (Lit. Nr. 1—4) hat diesen Formbildungen durch seine Lehre der „Bergzerreißen“ viel Beachtung geschenkt und sie in plastischer Sprache als komplexe Erscheinung von Schwerezug, Schichtung, Klüftung, Karstlösung und besonders auch Mitwirkung der Gletscher gekennzeichnet. Auch hier sind die Endlagen der Moränen häufig eine willkommene Skala für die zeitliche Einordnung. So weitgehende Lageänderungen und Bewegungen von Bergformen, wie sie O. Ampferer beschrieb, konnten am Hochkönig aber nicht beobachtet werden. Hingegen kommt den Kleinformen eine allgemeine Verbreitung zu.

Bergrisse im gebankten Kalk

Sowohl im Dachsteinkalk als auch im gebankten Liaskalk wirken sich Zugspannungen auf die Randbereiche der hochgelegenen Altflächen durch Spaltöffnungen, sog. „Bergrisse“, aus.

Der Gipfel des Hochseilers ist in der Längsrichtung durch eine mit Scherbenschutt verhüllte Kluftmulde, die hangparallel zur westlichen Wandflucht verläuft, durchzogen. Im Außenberich ist bereits ein Pfeiler ringsum an offenen Klüften abgetrennt. Als großartiges „Standbild einer Bergzerreißen“ (4, 247) steht frei davor die Felssäule des Klammecks, Pkt. 2657.

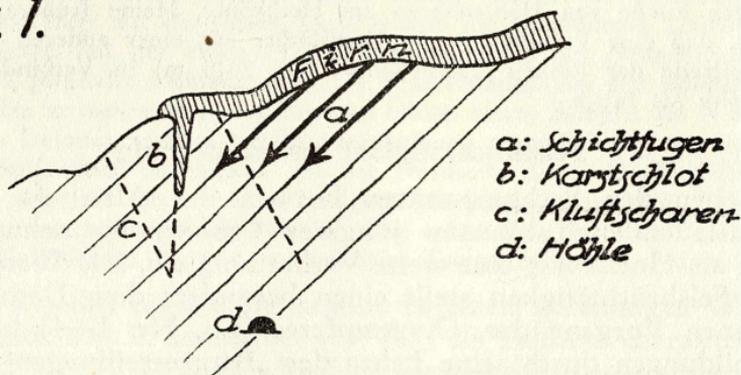
Durch Schichtflächen sind auch die Plattenabbrüche am Steilabfall zur Seichen geprägt (Bild Nr. 4).

Das Abgleiten von Schichtpaketen fördert die scharfe Schichtausprägung mit steilem Nordfallen (50°), intensive Durchfeuchtung entlang den Schichtflächen und an Schächten durch Schmelzwässer des darüber lagernden Gletschers oder Firns, auch ein an die Schichtfläche gebundener Höhlenaustritt und die häufige Durchtrennung der Schichten durch die Kluftscharen zweier verschiedener Kluftsysteme (Fig. 1). Die Bruchstätigkeit geht auf lange Zeit zurück, denn in einem ausgewittertem Klufteinriß liegt noch ältere Moräne. Die Kluftscharen trennen von den Schichtbänken sozusagen laufend Einzelquader los. Die Abbruchstätigkeit, die früher größere Schichtverbände zum Abgleiten brachte, wie besonders die in sich geschlossene große Abbruchnische (Bild 4) nahelegt, klingt nun in kleinerem Ausmaße noch nach.

Diese Plattenabbrüche werfen auf die Entstehung des Karst sacktales bedeutungsvolles Licht. Die Seichen wurde an solchen Abbrüchen ständig erweitert und auch tiefer in das Bergmassiv hineingetrieben.

N. Lichtenecker (20, 310) beschrieb diesen Bildungsvorgang aus den Leoganger Steinbergen, wo das Volk solche Hohlformen als „Tretter“ bezeichnet.

Fig. 1.



Wege der Durchfeuchtung u. des Felsbruches. Seichen.

Abrißspalten laufen am südöstl. Oberrand der Seichen entlang und stellen randliche Massen zu neuem Absturz bereit. Zum Teil sind die Altflächen an ihnen schon aufgelöst worden und nur ein zerklüfteter Trümmergrat blieb stehen. Der hier verfolgbare Vorgang läßt Massenumlagerungen erkennen, die alle anderen Abtragungsvorgänge in den Schatten stellen. Aber auch nirgends ist das Eindringen eines Karstsacktales in den Abfall des Hochkönigs so weit fortgeschritten wie bei der Seichen. Man vergleiche dazu nur auf dem Schichtplan der Karte ihren Hohlraum mit dem Wasserkar oder Gamskar. Als besonders günstige Momente sind bei der Seichen sowohl das Durchziehen der Torschartenstörung als auch die steile Schichtstellung anzusehen. Die Karstentwässerung, der hierher ein Großteil der Oberflächenwässer zuströmte, leistete die Vorarbeit im Innern der Felsmassen.

Die flach ansteigende Talsohle der Seichen zeigt zwar große Schuttmassen — eine Vermengung von Felssturzmaterial, Hangschutt und Moränen — es sind dies aber trotzdem nur Restbestände. Die Massen, die hier einst niederbrachen, wurden zum Großteil von Gletschern wegbefördert. Die Abbruchtätigkeit war besonders rege, als das Eis bis etwa in halbe Wandhöhe reichte und die zerklüfteten Wände dem periglazialen Frostwechsel ausgesetzt waren. Der gegenwärtig häufige Steinschlag ist nur ein geringer Nachklang der Abbruchtätigkeit vor allem zu Anfang und am Ende von Eiszeiten (1, 13 u. 14). Die Gschnitzmoränen des Blühnbachtales sind noch sehr reich an großen Blöcken. Der Gschnitzgletscher wechselte beim Übertritt über den Steilrand wohl rasch sein Aussehen: vom ungetrübten Weiß auf der Hochfläche, mangels Obermoräne, zur blockreichen Gletscherzunge unterhalb des Steilrandes.

Für die geringe Abbruchtätigkeit der Gegenwart spricht auch, daß die alten Hangschuttkegel am Fuße der Seichen zerschnitten und nur kleinere Schuttkegel wieder in sie eingeschachtelt sind.

Bergzerreißung geringeren Ausmaßes ist auch am Hirschland an der randlichen Aufzehrung der Altfläche tätig. Auf seiner Ostseite steht ein Randsaum, durch eine 1 bis 2 m breite Spalte getrennt, bereits hangauswärts geneigt. Die Mitwirkung eines Quellaustrittes

an einer Mergelzwischenlage ist dabei wesentlich. Die Wandhöhe ist aber hier nicht besonders groß. Viel wirkungsvoller ist hingegen der Vorgang der Auflösung an der N-Seite des Hirschlandes, wo ebenfalls als Zeugen weiterer Norderstreckung kühne Felspfeiler vorgelagert sind.

Bergrisse im Riffkalk

Auch die Vorgänge der Bergrisse halten sich an die Struktur des Gesteins und haben daher im Riffkalk häufig anderes Aussehen als im gebankten Kalk.

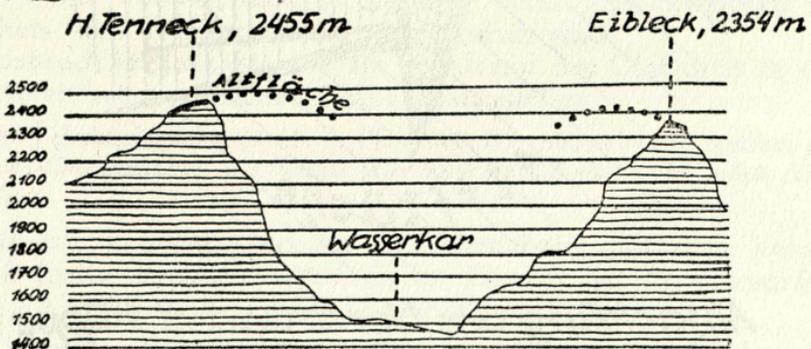
Am H. Tenneck durchsetzen unregelmäßige hangparallele Zerreißungsspalten den Nordteil der Altfläche, auf seinem Südennde verleihen sie der Altfläche ein unruhiges Aussehen. Ihre morphologische Wirksamkeit beschränkt sich meist auf Dolinenbildung.

Viel stärker ist durch diese Vorgänge der Gipfel Pkt. 2369 geprägt. Schon durch seine Blockschutthalde hebt er sich gegenüber den benachbarten rasenbedeckten Altflächen ab. Große Kluftdolinen verleihen ihm ein gestörtes Aussehen. Am Südennde des Gipfels zieht eine breite Kluft quer durch den Rücken in O—W-Richtung, biegt nach NW ab und geht am Westhang in eine 10 m breite Trichterdoline über. Die Kluftflächen sind glatt und geradlinig, es ist also eine aufgeklappte Scherfläche. Die Kluft hängt nordwärts über. Die Steilwände des Gipfels fallen über 400 m zum Wasserkar ab; der ganze Gipfelbau ist als sehr gefährdet zu betrachten.

Auch dem Oberrand östlich des Steinkares folgen zwischen Floßkogel und Eibleck auf den Altflächen solche unregelmäßige Zerrungsspalten. Kleine Felspfeiler sind geringfügig abgesackt, die obere Randzone ist schon vom übrigen Felsverband losgetrennt.

Ein Profil durch das Wasserkar in O—W-Richtung zeigt, daß die beiderseitigen Altflächen des H. Tennecks und des Eiblecks bereits asymmetrische Bergformen bilden (Fig. 2). Die beiden Kuppen der Altflächen senkten sich ehemals zu einem breiten Tal, wo nun das Wasserkar Hunderte von Metern tiefer liegt. Durch

Fig. 2.



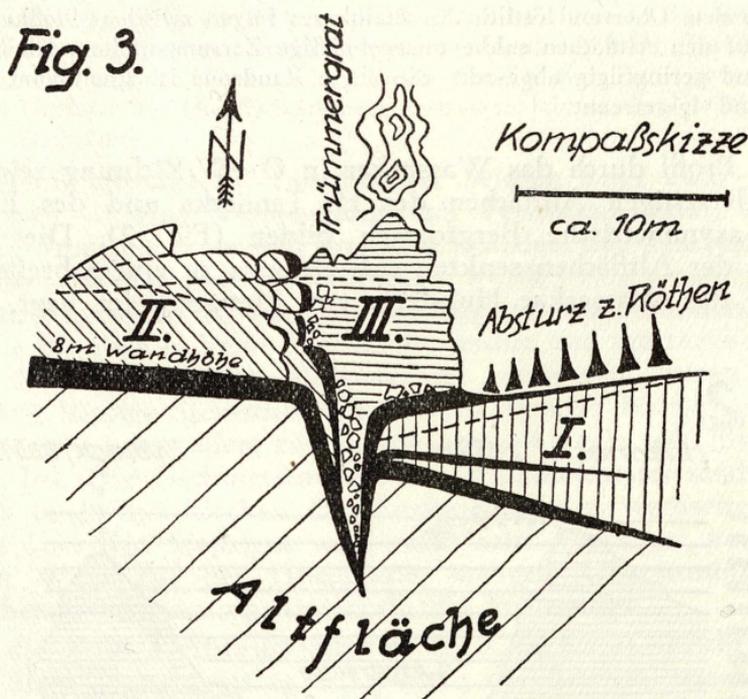
Profil H. Tenneck - Eibleck, nicht überhöht.

Wandbildung, deren Wirkung ja durch die Tiefe bedingt ist, verbreiterte es sich sosehr, daß die Kuppen bis an ihre Scheitel zurückgedrängt wurden. Bei dieser jungen Formenbildung ist festzuhalten, daß sie doch der Bahn einer alten Talung folgt. Hier konzentrierte sich auch die Karstentwässerung und beschleunigte das Bergeinwärtsbrechen. Es besteht also eine Bindung zwischen Altrelief und den Karstsacktälern, wenn auch letztere sich später über die alten Talungen hinaus verbreiterten.

Auch der Westrand des Nixriedls läßt Berggrisse erkennen. Das stellenweise Aufreißen der Rasendecke längs den Kluftlinien darf wohl auf Erweiterung der Spalten zurückgeführt werden.

Westlich des Hirschlandes liegt eine Kuppe, deren Nordteil in eine Treppe verschieden tiefer Absackungen zerlegt ist (Fig. 3). Die hier gut zu beobachtende Vertikalbewegung der einzelnen Schollen ist in einem Störungsbereich des Dachsteinkalks, an einer Aufblätterung in Harnischflächen, erfolgt. Im Verhältnis zur gesamten Wandhöhe beschränkten sich auch diese Vorgänge auf die obere Hangzone.

Der Betrag der Absackung der tiefsten Staffel gegenüber der Kuppenfläche beträgt zirka 15 m. Weiter nordwärts gehen die Stufen, bei denen die Flächenreste noch gut erhalten sind, in einen Felsgrat über. In welchem Ausmaß sich bei ihm noch die Absackung auswirkte, kann bei der Zerstörung aller Anhaltspunkte nicht mehr angegeben werden. Die Wandstufen zwischen den Schollen



*Absackung am Nordrand d. Kuppe
westl. des Hirschlandes.*

I, II, III: Abgesunkene Schollen.

sind glatte Scherflächen. Nur bei Scholle II (Fig. 3) sind unregelmäßige Spalten ausgebildet, die durch seitliche Zerrung entstanden und nicht auf alte Klüfte zurückgehen.

Hangzerrung tritt auch am NW-Ende der Mandlwand auf, wo der Hang durch einen mit Schutthalde bedeckten Absatz gegliedert ist.

Die Wandhöhe beträgt 80 bis 100 m, die schwach erkennbare Schichtung fällt 70° gegen W ein. Auf 100 m Erstreckung verlaufen Zugspalten in NO—SW-Richtung in 15 m Abstand von der Kante. Die Spalten sind meist doppelt ausgebildet und schuttverhüllt. Sie schneiden das Schichtstreichen unter einem spitzen Winkel. Im Sinne O. Ampferers (2, 64) können sie als „Reißspalten“ angesehen werden, da für ihren Verlauf nicht ältere Klüfte maßgeblich sind. Der Riffkalk zeigt sich solchen Zugbeanspruchungen gegenüber empfindlicher als der gebankte Dachsteinkalk.

Das Aufreißen von Spalten — es mag sich dabei sowohl um das Öffnen älterer Klüfte als auch um die Bildung neuer, unregelmäßiger Zugspalten handeln — erfolgt meist nur in mäßigen Abständen vom Rand. Die größte Randferne solcher Bergrisse wurde beim H. Tenneck und bei Pkt. 2369 mit zirka 50 m festgestellt. Größere Beträge sind bei der Mandlwand zu erwarten. Die Voraussetzungen sind hier so günstig wie in keinem anderen Gebiet: große Wandfluchten auf der Nordseite, tiefgreifende Klüfte im Riffkalk und Unterlagerung von steil nordgeneigten Raiblerschichten. Beim Alleingehen war mir aber nur die Besteigung des Gamsleitenskopfes möglich. Somit muß dahingestellt bleiben, inwieweit bei der Auflösung der Mandlwand in vornübergeneigte Turmgestalten der Schwerezug beteiligt war.

Felsbruchtätigkeit und Gletscherstände

Felsbrüche und Gletschervorstöße hängen in mehrfacher Hinsicht zusammen: in klimatisch bedingter Erhöhung der Abbruchtätigkeit, dem ebenso wichtigen Abtransport der Lockermassen als Vorbereitung für weiteres Nachbrechen und teilweise in Unterscheidung der Gehänge.

Am Nordabfall des Hochköniggipfels liegen zwischen Felshang und Eisrand Felssturzböcke, die erst beim Zurückweichen des Gletschers vom Felshintergrund abgebrochen sind.

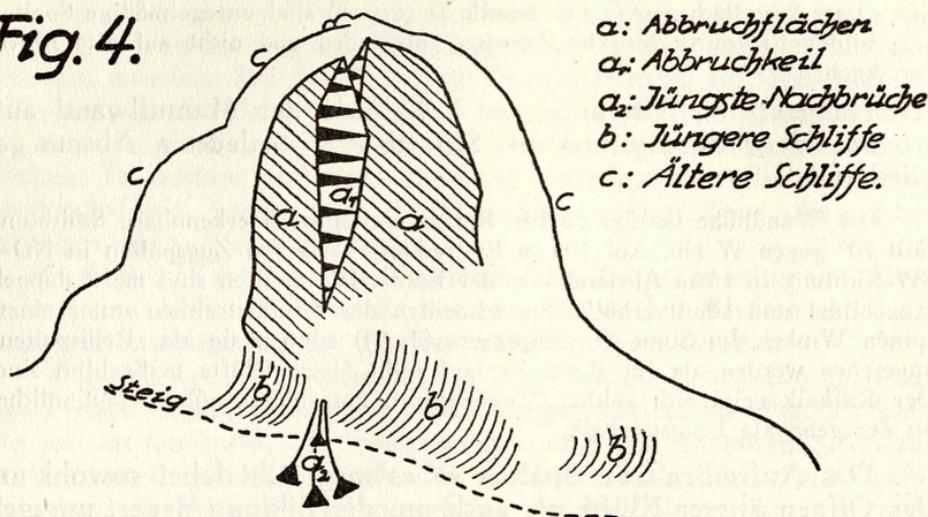
Felsbruchtätigkeit ist auch am Nordrand des Gletschers in dem seit 1850 eisfrei gewordenen Gebiet festzustellen.

Eine Felssturzmasse liegt nördl. Pkt. 2662. Die Abbruchwand leuchtet noch in frischer Gesteinsfarbe, die Blöcke sind scharfkantig und ohne jeden Ansatz von Karren.

Für die Bruchtätigkeit im Zusammenhang mit dem Fernauvorstoß fehlen Beobachtungen, da im Bereich der Fernaumoränen kein zu Abbrüchen neigendes Hintergelände vorliegt.

Hingegen sind bei der Torsäule verschieden alte Bruchmassen festzustellen. Vor allem ihre Südflanke zeigt lebhaftere Auflösung des Gesteinsverbandes (Fig. 4).

Fig. 4.



- a*: Abbruchflächen
a₁: Abbruchkeil
a₂: Jüngste Nachbrüche
b: Jüngere Schlicke
c: Ältere Schlicke.

Torsäule von SO. Eisschliff und Felsbruch.

Reste kleinerer Nachbrüche liegen auf ihrem Schuttfuß. Große Blockmassen brandeten von einem älteren Abbruch eines breiten Felskeiles der Südwand quer übers Ochsenkar bis an den Daunwall am Westende der Mannldwand. Manche Blöcke sind bis zu 7 m lang und überschreiten die Größe von 50 Raummetern. Der Felssturz ist jedenfalls jünger als der Daunvorstoß.

Die Torsäule ist nicht nur das Werk des Eisschliffes, sondern in weit größerem Maß das Ergebnis eines beiderseitigen Felsbruchvorganges an Klüften, die zur Fließrichtung des Eises parallel verlaufen. Die Konturen sind durch die Klüftung vorgezeichnet, die schlanke Form ist gesteinsbedingt durch den Riffkalk, indem die Höhe nicht durch das Ausheben horizontaler Schichtbänke gefährdet war, sondern sich durch Felsabbruch an vertikalen Klüften zu behaupten vermochte. Ohne Mithilfe der Vergletscherung wäre diese Felsgestalt aber nicht zustande gekommen. Es war die sprengende Kraft der periglazialen Wandverwitterung ebenso nötig wie das Wegräumen des Trümmerwerkes und das Zurunden der rauhen Formen durch Eisschliff. In den Perioden zwischen den Vergletscherungen arbeitete aber die Karstlösung an der Erweiterung der Klüfte; sie bereitete sozusagen die Laderäume für das sprengende Eis vor.

Vom Gegenwartsbild der Torsäule kann man Vergangenheits- und Zukunftsschlüsse (4, 253) ableiten. Wenn der Ausklang des Daunvorstoßes noch einen solchen Felsabbruch auslöste, so ist dies im erhöhten Maß vom Gschnitzgletscher und auch Schlerngletscher anzunehmen. Die Torsäule hat ihre schlanke Gestalt erst nach der Eiszeit erhalten, da in dieser Zeit der Felsbruch an den Flanken einsetzte, während zur Zeit der Maximalvergletscherung ständiger Eisschliff bis an den Gipfel hinauf wirkte. Der Blick in die Zukunft aber läßt vermuten, daß die Torsäule das Höchstmaß der Schlankheit bald erreicht haben wird. Große Felsbrüche im schmälern

Westteil, besonders an einem schrägen Karstschlot, durch welchen ein Klettersteig zum Gipfel hinaufführt, bedeuten bereits eine Gefährdung der Höhe.

Besonders reich an Felsbrüchen ist der Karkessel südl. des Flachfeldes. Die Daunwälle, die das Kar abschließen, sind mit Blockwerk gekrönt und auch an ihrer Außenböschung noch davon bedeckt. Im Gegensatz zu den Beobachtungen bei der Torsäule und den kleineren Felsbrüchen auf der Hochfläche des Hochkönigs ging hier der Felssturz noch auf das Eis nieder.

Der Gletscher in diesem steilwandigen Kar erreichte auch zur Zeit des Höchststandes keine große Mächtigkeit, da er eigentlich zur Gänze Zehrgebiet war und nur von den Höhen oberhalb durch Lawinen und Schneeverwehungen ernährt wurde. Somit konnte auch das Abbrechen des tiefzerklüfteten Felsrahmens ständig weitergehen. Deshalb der Blockreichtum der Endmoräne, für welche in ihrem mittleren Teil die Bezeichnung als Bergsturzmoräne angebracht erscheint.

Am Fuße der Steilwände liegen nur kleinere Blockanhäufungen, die einen starken Rückgang der jüngeren Abbruchtätigkeit erkennen lassen (1, 11—12); wohl aber ist der ganze Karboden von Schutt bedeckt, der sich seit der letzten Vergletscherung ansammelte. Auch das Eiskarl nördl. der Torsäule ist verschüttet, während das obere Ochsenkar nur an den Flanken von Halden umsäumt ist. Bei den kleinen Karen führte also die jüngere Schuttentwicklung zur gänzlichen Verhüllung des Karbodens (10, 75).

In die Zeit nach dem Daunvorstoß, der über das Steinkar noch hinausging, ist auch der Felssturz an dessen Eingang einzuordnen.

Bei den Felsabbrüchen im Gamskar sind auch große ältere Blockmassen und kleine frische Nachbrüche zu unterscheiden. Mangels Moränenresten ist hier eine zeitliche Einordnung nicht möglich.

Ein größerer Bergsturz ging vom nördl. Gehänge des Höllgrabens zwischen Hantingalm und Hölln nieder.

An einer Störung der unteren Dolomitserie setzt eine sehr regelmäßige Abbruchnische an. Die Gleitbahn hat eine Neigung bis zu 35° und eine Höhe von 200 m. Da die Bergsturzschütt als scharf umrandete Masse noch diesseits des Tales liegen blieb, war die Geschwindigkeit des Schlipfsturzes nicht sehr groß. Die Bergsturzschütt liegt kurz vor dem Ende eines von W. Heißel (13, 158) als Gschnitz II datierten Gletschers. Der Bergsturz ist jünger als dieser Gletscherstand, denn seine Blöcke liegen noch randlich auf dessen Moränen auf.

In den bisher aufgezählten Fällen läßt sich auf Grund der Lage des Blockwerkes innerhalb zeitlich datierbarer Moränen der „terminus post quem“ angeben, indem diese Bergstürze jünger als der Gletschervorstoß sind. Die feststellbare Periodizität der Felsbrüche darf aber nicht zu eng aufgefaßt werden, da die Zeitspanne zwischen Gletscherrückgang und Abbruch nicht feststeht. Die Felsbrüche, die aber vor und auch während des Gletschervorstoßes niedergingen, sind nur mehr summarisch in der Beschaffenheit der Endmoränen zu erkennen. Die Endlagen der Gschnitz- und Schlerngletscher rings um den Hochkönig zeichnen sich durch gewaltigen Blockreichtum aus. Die Abbruchtätigkeit vor und auch während dieser Vorstöße war noch viel bedeutender als zur Zeit der Daun-

gletscher, da hier vor allem die Steilränder um den Hochkönigstock eine periglaziale Zone bildeten. So sind die Hänge am Südabfall des Hochkönigs weithin mit Blockmoräne übersät, besonders südlich der Manndlwand, im Brandstattwald (13, 154) und bei der Riedingalm. Auch sei auf den Riesenblock von 10.000 m³ am Ausgang des Höllentales verwiesen, den W. Heißel als Schlernmoränenblock bezeichnet (13, 153).

An den Steilrändern gehen auch jetzt noch, besonders im Frühjahr, Felsbrüche nieder. Häufig erfolgen Abbrüche an einer Störung unter den Hohen Köpfen. Erst in jüngster Zeit brachen größere Felsmassen am Westhang des Weißkares und von einer Störung am Niederen Tenneck ab. Diese Einzelfälle stehen aber nicht im Widerspruch zu der Feststellung, daß im Zusammenhang mit tieferreichender Vergletscherung die Felsbruchtätigkeit bedeutend größer war und mit ihr wieder zurückging. Die Ursache liegt weniger in der erosiven Leistung des Eises, vielmehr kommt dem klimatischen Faktor die entscheidende und auslösende Wirkung zu.

Breccienreste am Südabfall des Hochkönigs

Gegenüber den Postglazialzeiten treten die Eiszeiten selbst in der Felsbruchtätigkeit zurück, da die Eiserfüllung nur Kammregionen und Gipfflächen freiließ. Die Interglazialzeiten dokumentieren aber durch die Breccienreste am Südabfall des Hochkönigs eine Schuttentwicklung und Wandrückwitterung, die sich gegenüber der Schuttarmut und Stabilisierung des gegenwärtigen Südabfalls stark abhebt. Das interglaziale Alter der Breccien darf mit Rücksicht auf die Feststellungen von H. Wehrli (28, 382) beim Riedelstein (1186 m) NW von Mühlbach und A. Leidlmairs (19, 205) beim Südabfall des Steinernen Meeres angenommen werden. Die Breccienreste des Hochkönigs sind sehr genau in der Kartierung W. Heißels (12, Taf. I) erfaßt.

Der Weg von der Mitterfeldalm zum Arthurhaus erschließt in 1610 m kleinste Ausbisse fest verkitteter und feinkörniger Breccie. Die Reste zeigen eine ehemals flächenhafte Verbreitung der Schutthalden, während jetzt die Hänge nur von Stadialmoränen bedeckt sind.

Kleine Ausbisse liegen auch auf dem Riedel zwischen Breittal und Schmalstal NW des Arthurhauses. Ihre Untergrenze befindet sich bei 1550 m, das höchste Vorkommen wurde bei 1730 m festgestellt und liegt nur unweit vom Fuß des Gutensteiner Dolomits.

Reichlichere Breccien befinden sich erst an der Westkante des jungen Erosionseingriffes durch das Riedingtal (12, 154). Der kleine Steig zum Wasserfallboden, der bei 1630 m Höhe vom westl. Oberrand abzweigt, zeigt zunächst wenig verfestigte Aufschlüsse. Über der Breccie lagert eine mächtige Stadialmoränendecke. Die Aufschlüsse weiter oberhalb sind stark verfestigt. Grobe Bankung mit 10 bis 15° SO-Fallen ist meßbar. Bunte Mischung aller Schuttgrößen bis zu Blöcken von 1 m Länge herrscht vor. Graues, gelbes und rötliches Bindematerial wechselt. Die aufgeschlossene Mächtigkeit der Breccie beträgt über 10 m. Die Obergrenze der Breccie liegt bei 1670 m. Diese Haldenreste lassen neben Feinschuttlieferung auch Beteiligung von Felsstürzen erkennen (28, 363).

Die Breccien östl. des Trockenbaches sind wieder nur auf verstreute Einzelausbisse beschränkt, die sich durch dunklere Farbe von den Moränenblöcken unterscheiden. Der größte Aufschluß in 1540 m Höhe mißt kaum einige Quadratmeter. Diese kleinen Einzelvorkommen belegen aber doch das höhere Alter und die Schonung der Schrägflächen entlang der ganzen Basis des Hochkönigs, obwohl sie im Bereich wenig widerstandsfähiger Gesteine liegen. Um so tiefer sind aber andererseits die jungen Ausräumungen in die Hangflächen eingelassen.

Der größte Breccienrest des Hochkönigs ist der Riedelstein, Pkt. 1186, eine vom Süden her kancelartig auf dem schmalen Riedel zwischen Trockenbach und Schrammbach aufragende Breccienplatte von 8 m Mächtigkeit.

Neben Feingruseinlagerungen und Ansätzen von Bankung mit 15° SSW-Fallen ist auch größeres Blockwerk vertreten. Das Vorherrschen des Dachsteinkalkes äußert sich schon in der festen Zementierung. Gesteine der unteren Trias sind kaum vertreten.

Die Breccie des Riedelsteins ist bereits sehr weit nach Süden vorgeschoben; sie entspricht einer gegen 3 km langen Schuttbahn, wenn man vom gegenwärtigen Steilabfall aus mißt. Die ursprüngliche Haldenlänge war infolge des Zurückwanderns des Steilhanges etwas kleiner. Die obersten Breccienlagen, die schon früher angeführt wurden, liegen aber durchwegs unweit des Unterrandes des Gutensteiner-Dolomits.

Die obersten Breccien stellen eine maximale S-Erstreckung des damaligen Südrandes dar. Der hier mäßige Betrag ist aber nicht allgemein als geringfügige Rückverlegung anzusehen. Die Breccien blieben vielmehr nur vor Schonungsräumen erhalten. Das Zurückwandern des Südrandes ging, wie auch das Kartenbild zeigt, nicht in geschlossener Front vor sich, sondern in tiefen Einmündungen. Diese „Kare“ sind im Bereich von Scherflächen und Störungszonen besonders breit ausgedehnt oder tief eingelassen. Die obersten Breccienlagen befinden sich also beim Steilabfall des Hochkönigs vor den Felsvorbauten, wo an sich die Rückwitterung weniger rasch fortschritt. In den Zonen starker Rückverlegung fielen sie durchwegs der Ausräumung zum Opfer. Bestimmt waren in diesen Räumen die Breccien reicher an größerem Blockmaterial, der Anteil der Felsstürze hier bedeutender als bei den noch erhaltenen Resten.

Die südlichsten Gehängebreccien stellte W. Heißel nach brieflicher Mitteilung 700 m NW der Karbachalm bei 1360 bis 1400 m am Schlöglberg westl. von Mühlbach fest. Sie zeigen die einstige Reichweite der kalkalpinen Zuschüttung an. Diese erstreckt sich noch über die heutige Taltiefe des Fellersbaches hinaus. Der Fellersbach wurde damals durch die Schutthalden nach Süden gedrängt, schnitt sich aber postglazial wieder in die Breccie ein.

Auf weite Erstreckung, aber schwer zugänglich, sind Breccien auf dem Ostgehänge des Wasserofenbaches aufgeschlossen (12, Tafel III).

In 1500 m Höhe ist der Bach mit steilen Anrißflächen in stadiale Grundmoräne eingesenkt, etwas weiter unterhalb schneidet er in Reichenhaller Rauh-

wacke ein. Bei 1450 m Höhe lagert auf der Rauhwaacke bereits Gehängebreccie auf, die sich vor allem durch das große Blockwerk abhebt. Am östl. Gehänge treten zwischen Latschen 3 bis 5 m hohe Wandstufen aus Breccie auf, die einen Quellhorizont bilden.

In 1400 m mündet vom Osten her ein Seitengraben ein, der sich an einer engen Klamm in Breccie eingesenkt hat. Ihre Mächtigkeit beträgt hier über 10 m. Die anstehende Breccienmasse gliedert sich in ein oberes, trocken liegendes Klammstück und, in einer Stufe abgesetzt, eine untere, noch durchflossene Klamm.

In der oberen Klamm ist die Bankung scharf ausgeprägt und tief ausgewittert, da das Korn der Breccie durchwegs fein ist. Der Einfallswinkel ist steil und schwankt zwischen 25—40° SSO bis fast SO. Die Schichtbankung weist auf die Luxpalfen hin, von denen sich auch jetzt noch eine große Halde gegen SO vorschiebt. Auch der Gesteinsbefund, besonders die zahlreichen Gutensteiner Dolomite, stimmt damit überein. Zur Interglazialzeit — um welche es sich dabei handelt, muß dahingestellt bleiben — hat sich diese Halde so weit vorgebaut. Daraus läßt sich morphologisch eine starke nachträgliche Erniedrigung und ein bedeutendes Rückwärtswandern des Kammes folgern, der in seiner heutigen Erstreckung keinen so mächtigen Schuttfuß mehr liefern könnte, als dem steilen Bankungswinkel der Breccie entspricht.

In der unteren Klamm ist an dem glatten Kolk eines kleinen Wasserfalles die Gesteinszusammensetzung deutlich abzulesen. Gutensteiner Dolomite sind seltener, dafür treten aber größere Blöcke von Dachsteinkalk so zahlreich auf, daß eine Bankung kaum ausgeprägt ist. Nur im kopfartigen Aufbau der südl. Klammseite treten Schichtflächen mit flacherem SSW-Fallen auf.

Es ist in dieser Breccie eine Änderung der Schüttungsrichtung infolge des fortschreitenden Abtrages aufgeschlossen. Die tieferen und älteren Lagen wurden vorzugsweise vom Dachsteinkalk der Hohen Köpfe mit Blockschutt durch Felssturz beliefert; später überwog aber die Schuttlieferung von den Luxpalfen her, deren Gesteine (unteren Trias) feineres Korn warfen.

Dieser Breccienkomplex ist in eine seitliche Talkerbe eingelagert, während die bisher angeführten Reste auf Riedelflächen liegen, von Stadialmoräne überdeckt sind und durch jüngere Einrisse angeschnitten wurden. In diesem Falle läßt sich durch die Einlagerung der Breccie größeres Alter dieses Grabens nachweisen.

Auch weiter talwärts liegt beim Ofenbach in 1350 m Höhe eine Verfestigung, die sich weit in die Talsenke hinabzieht. Durch Unterschneidung des anstehenden Buntsandsteins brachen von ihr massige Partien in die Talkerbe ab. Das Bindemittel der Verfestigung ist eher erdig, Bankung fehlt, große gerundete Kalkblöcke sind zusammengebacken. Allem Anschein nach handelt es sich hier um eine ehemalige Mure. Auch diese Bildung ist den Gehängebreccien zuzuordnen, denn es setzen an ihr Partien mit normaler Breccienausbildung an.

Eine Reihe weiterer Breccienabrisse liegt am östl. Steilhang hoch über der Einmündung der Bockklufft in 1340 m Höhe. Der auffallendste trägt einen 6 m langen und 4 m hohen Dolomitkeil in Breccie eingeschlossen. Diese Felsbastei am steilen Waldgehänge ist nicht etwa ein Moränenblock, sondern ein Zeuge interglazialer Felsbruchstätigkeit. Der letzte Breccienrest wurde in 1270 m Höhe festgestellt. Die Aufschlüsse sind schwer zugänglich, die Grashänge haben hier eine Neigung bis zu 50°.

Zusammenfassung

Den jüngeren Formveränderungen am Hochkönig ist enge Bindung an Kluftsysteme gemeinsam. Die Klüfte prägen nicht nur die Wandfluchten der Höhen, sie bestimmen auch die Tiefenwege der Karstentwässerung. Die Abfolge und das Ausmaß der Vorgänge wird aber durch den Klimaablauf in seinem Wechsel von Gletscher- vorstößen und eisfreien Zeiten gesteuert.

Die postglaziale Verkarstung des Hochkönigs ist gegenüber den benachbarten Kalkplateaus in der Entwicklung dadurch noch rückständig, daß die glazialen Formen hier noch mehr überwiegen. Der Dachsteinkalk, auch hier Träger der Verkarstung, ist über die „Dolinenlandschaft“ und „Karrendolinenlandschaft“ O. Lehmanns hinausgehoben. Die „karrige Plattenlandschaft“ ist zudem mangels ausgeprägter Bankung des Dachsteinkalks nur im NO-Teil der Karterrasse östl. des Neugebirgs deutlich ausgebildet. Für die tiefere Lage des Dachsteinkalkes wird hier auch die Mitwirkung jüngerer Bruchtektonik herangezogen. Dieses Gebiet ist als „Hochkarst“ anzusprechen. Es liegt seit Rückzug des Gschnitzgletschers eisfrei.

Einen breiten Raum nimmt im unvergletscherten Teil der Hochfläche die Zone der Schachtdolinen ein, wo die Firnflecken an Klüften karstlösend wirken, aber wenig Schutt entwickelt ist (Höhenlage 2300 bis 2500 m).

Die Scherbenschuttzone ist auf den hochgelegenen Altflächen des Hochkönigs weit verbreitet (Höhenlage 2500 bis 2900 m). Hin- gegen ist auf den tiefer gelegenen Kuppen am Nord- und Ostrand das Karstphänomen überhaupt schwach ausgeprägt. Nur im Bereich der durch Hangzerrung geöffneten Spalten ist die Dolinenbildung stärker.

Weder für die Bildung einzelner Dolinen noch auch Rinnen- karren gibt es am Hochkönig eine absolute klimatische Obergrenze.

Schmelzwasserrinnen werden bereits subglazial angelegt, bilden aber nur Einzelfälle von relativ kurzer Lebensdauer.

Die Bildung von Schuttdolinen setzt bereits bei den 1850er Moränen ein. Die Dolinenfelder in Daun- und Gschnitzgrund- moränen haben bereits das Aussehen von Buckelwiesen.

Die formende Kraft der Quellaustritte war besonders für die Entstehung der Karstsacktäler maßgeblich. Während aber die so- genannten Kare des Südfalls alte Vorformen nicht erkennen lassen, sind die Karstsacktäler im N an alten Talungen angelegt, über die sie allerdings weit hinauswachsen.

Das Wiesenbecken westl. der Riedlwand ist im Bereich mor- phologisch verschiedenwertiger Gesteine durch Nachbrechen hangen- der Dolomite in Hohlräume des Dachsteinkalks entstanden.

Bei den Gamslöchern am Ausgang des Steinkars in 1860 m Höhe glückte der erste Höhlenbärenfund am Hochkönig.

Die Steilwände des Hochkönigs bilden jenes Formenelement, das sich nach Stilllegung der ursprünglichen Landoberfläche immer mehr ausbreitete und an dem die größten Massenumlagerungen stattfanden. Als Kleinformen der „Bergzerreißung“ treten Bergrisse

allgemein auf und arbeiten an der Aufzehrung der Altflächen. Auch Absackungen kleineren Ausmaßes treten auf. Diese Vorgänge stehen unter Einfluß der Schwerkraft, der Karstlösung und des Sprengfrostes nach Maßgabe der Gesteinsstruktur. Der auslösende Faktor, der die bereitgestellten Massen zum Abbruch führt, ist der Klimaablauf, der sich im Hochkönigsgebiet in den Gletscherständen widerspiegelt. Die Abbruchtätigkeit, vor und nach Gletschervorstößen besonders rege, ging vom Ende der letzten Eiszeit infolge der abnehmenden Wandhöhen des Hintergeländes und auch der zur Verfügung stehenden Zeit ständig zurück. Dieses Gesetz der Häufigkeit schließt aperiodische Felsstürze an tektonischen Linien nicht aus.

Die Torsäule ist vorwiegend das Ergebnis eines beiderseitigen Felsbruchvorganges an Klüften, vom Eisschliff zugerundet.

Die Breccienreste am Südabfall des Hochkönigs belegen für die Interglazialzeiten neben reicher Hangschuttlieferung auch weit zu Tal reichende Felsbrüche. Die erhaltenen Aufschlüsse ergeben aber deshalb nicht das wahre Ausmaß der Felsbruchtätigkeit, weil sie vor den weniger zurückgewitterten Wandpartien liegen. Die Wandrückwitterung ging sehr unregelmäßig vor sich. In den von Scherflächen und Störungen durchsetzten Teilen wurden tiefe, karähnliche Mulden eingesenkt. Hier wirkt auch jetzt noch Felsbruch weiter.

Die verschiedenen Schichthorizonte der Trias verhielten sich in der interglazialen Abbruchtätigkeit nicht gleichartig: ihre tieferen Lagen lieferten vorwiegend Feinschutt, der Dachsteinkalk und Hauptdolomit auch großes Blockwerk. Die Schüttungsrichtung der alten Halden, die einst den ganzen Südabfall einhüllten, blieb nicht gleich, sondern wechselte das Einzugsgebiet. Im Vergleich dazu ist der gegenwärtige Südabfall schuttarm und stabil.

Literatur

1. Ampferer O. Über einige Formen der Bergzerreißung. Sitz. Ber. Ak. d. Wiss., Wien, math. nat. Kl. Abt. I. 1939, S. 1—14.
2. Ampferer O. Zum weiteren Ausbau der Lehre von den Bergzerreißungen. S. Ber. Ak. d. Wiss. i. Wien, math. nat. Kl. Abt. I. 49. Bd. 1940, S. 51—70.
3. Ampferer O. Bergzerreißungen im Inntalraum. Sitz. Ber. Ak. d. Wiss., Wien, math. nat. Kl. Abt. I. 150. Bd. 1941, S. 97—114.
4. Ampferer O. Standbilder der Bergzerreißungen, „Natur und Volk“, 1941, S. 247—262.
5. Baedeker D. Beiträge zur Morphologie der Gruppe der Schneebergalpen. 1941, S. 293—382.
6. Crammer H. Die Systematik der Karstdolinen. Jb. f. Min. Abt. B. Beil. Bd. 85, Gg. J. Ber. a. Öst. 1922, S. 5—100.
7. Crammer H. Einige Bem. über die Karrenrinnen der Übergossenen Alm. Pet. Mitt. 43. Bd. 1897, S. 42.
8. Crammer H. Karren und Dolinen im Riffkalk der Übergossenen Alm. Pet. Mitt. 48. Bd. 1902, S. 9—11.
9. Del Negro W. Geologie von Salzburg. Innsbr. 1950, 348 S.

10. Fels E. Das Problem der Karbildung in den Ostalpen. *Pet. Mitt. Erg. H.* Nr. 202, 1929, 85 S.
11. Goldberger J. Reste abgetragener Höhlen auf dem Hochkönig. „Die Höhle“, *Z. f. Karst- u. Höhlenkde.* 1951, H. 1, S. 9—11.
12. Heißel W. Die geol. Verhältnisse am Westende des Mitterberger Kupfererzganges (Salzbg.) *Jb. d. Geol. B. A. Wien* 1945, S. 117—127.
13. Heißel W. Alte Gletscherstände im Hochköniggebiet, *Jb. d. Geol. B. A. Wien* 1949, S. 147—162.
14. Kinzl H. Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. *Z. f. Glkde.* 17. Bd. Leipzig 1929, S. 66—121.
15. Lauscher F. Die Wetterstation auf dem Hochkönig, 2940 m, und ihre Bedeutung. *Jb. d. Sonnbl. Ver.* 1937, S. 5—12.
16. Lechner A. Die Verkarstung im Karwendel. Unveröff. Diss. Univ. Innsbr. 1947, 182 S.
17. Lechner J. Über die Verebnungsflächen im Toten Gebirge. *Schlern-Schriften*, 65. Bd. 1950, S. 18—28.
18. Lehmann O. Das Tote Gebirge als Hochkarst. *Mitt. d. Gg. Ges. i. W.* 1927, Bd. 70, S. 201—242.
19. Leidlmair A. Beiträge zu einer Morphologie des Mittelpinzgaus. Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck. 1950, 310 S.
20. Lichtenecker N. Bau u. Formenschatz d. Leoganger u. Loferer Steinberge. *Z. D. u. Ö. A. V.* Bd. 57, 1926, S. 290—312.
21. Machatschek F. Morphologische Untersuchungen in den Salzbg. Kalkalpen, Ostalpen, *Formenstudien.* H. 4, Berlin 1922, 304 S.
22. Penck A. Das Land Berchtesgaden. *Z. D. u. Ö. A. V.* Bd. XVI, 1885, S. 219—265.
23. Penck A. Die Buckelwiesen von Mittenwald am Karwendel, *Mitt. Geogr. Ges. i. Mü.* 33. Bd. 1940/41, S. 3—8.
24. Rathjens C. jun. Geom. Untersuchungen in der Reiteralm und im Lattengeb. im Berchtesgadener Land. Würzburg-Aumühle, 1939, 71 S.
25. Seefeldner E. Zur Altersfrage der Abtragungsf lächen in den nördl. Ostalpen. *Mitt. Gg. Ges. i. Wien*, Bd. 76, 1933, S. 128—150.
26. Tollner H. Niederschlagsverhältnisse der Übergossenen Alm auf dem Hochkönig. *46. Jb. d. Sonnbl. Ver.* 1937, S. 202—294.
27. Troll C. Strukturböden, Solifluktion u. Frostklimare der Erde. *Geol. Rundschau*, Bd. 34, 1944, S. 545—694.
28. Wehrli H. Monographie d. intergl. Ablagerungen im Bereich der nördl. Ostalpen zw. Rhein u. Salzach. *Jb. Geol. B. A.* 78. Bd. 1928, S. 357—498.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Mitt\(h\)eilungen der Gesellschaft für Salzburger Landeskunde](#)

Jahr/Year: 1953

Band/Volume: [93](#)

Autor(en)/Author(s): Goldberger Josef

Artikel/Article: [Die Karstentwicklung und Felsbruchstätigkeit am Hochkönig. 132-153](#)