

Gletscherspuren des Venter- und Gurgler Tales (Ötztaler Alpen, Nordtirol)

10. Skizze der alpinen Spät- und Nacheiszeit

Von Dr. Walter Senarclens (v.) Grancy, Graz. Mit 1 Abb.

1935 hat H. HANKE erstmals die Moränen des inneren Ötztals systematisch untersucht bzw. seine Ergebnisse veröffentlicht (siehe die Literatur zu Berichtsende, 1.). Im gleichen Jahre konnte der Verfasser die Original-Daunmoränen des unteren Langentales (Stubai) und der Mieminger Kette mit Hilfe des seinerzeitigen D. u. Ö. Alpenvereines kartieren. Die Beobachtungen wurden 1938 veröffentlicht (2, 3). Schon damals schien es ungemein anregend, die Ergebnisse in den südlichen Stubaiern Alpen mit den Beobachtungen im Ötztal zu vergleichen. Es schien damals, daß die Daun-Stadien HANKE's bei Vent und Gurgl den innersten Stadien der Nach-Würm-Zeit (ältere frührezente oder Egesen-Stadien H. KINZL's) nahe stehen müßten. Es schien ferner, bei einem Ineinanderkopieren der Karten der HANKE'schen Studie, daß die hohen Ufermoränen der HANKE'schen Gschnitz-Moränen sich sperrend vor Seitentäler oder Kare legten, aus denen heraus eigentlich — im Vergleich mit dem Stubai und anderen Orten — noch namhafte Daun-Moränen zu erwarten waren. Es lag daher nahe, auch die hohen seitlichen Gschnitz-Moränen in die jüngere Stadiengruppe oder sogar direkt in das Daun-Stadium einzubeziehen. Diese Vergleichsstudie erschien 1938 (4). Erst im September 1951 konnte der Verfasser im Gelände kurz überprüfen, ob mehr die Beobachtung und Auffassung HANKE's oder die eigene zu Recht bestand.

I. Venter Tal:

Übereinstimmend mit HANKE sind die Talgründe des Rofener und Nieder Tales frei von Endwällen. Dies ist nicht streng beweisend, da hier die Gletscherwässer am ehesten verspülen konnten, da die Talgründe schmal und oftmals seitlich etwas verschüttet sind. Immerhin erheben sich auch in den Talgründen hier und da niedrige Rundhöcker, die Moränenschutt schützend zu erheben vermochten, so daß dies Ergebnis doch eine bescheidene Bedeutung besitzt. N Vent verzeichnet die HANKE'sche Karte („Gurgler und Venter Gletscher zur Daun-Zeit“) einen etwa 1—1,5 km langen linksufrigen Wall. Der Verfasser hat diesen Wall gesucht, er konnte ihn nicht finden. Dort wo HANKE seine Daun-Moräne mit kräftigem Strich verzeichnet, liegen die Rundhölzer des Feldkögele, Fürbichl und Walchstein. Sie sind teil arm oder frei von Moränenschutt, teils auch wieder stark damit bedeckt, es fehlen aber jegliche Wallformen. Es fehlt alles, was mit der klar geformten Wallgruppe des unteren Stubaiern Langentales verglichen werden könnte. HANKE muß wohl irgend einen der Schuttabsätze und Blockpackungen bemerkt haben und er hat diesem Vorkommen größere Bedeutung zugemessen. Es könnte sich hier bestenfalls um ein Egesen-Wällchen handeln, keinesfalls um ein markantes scharfgeformtes und über 1 km durchziehendes Stadium.

So wie unmittelbar bei, N und S Vent steigen die Gehänge der Talflanken weiter im N und S empor: Immer wieder von Rundhöckern mit kleinen oder auch etwas größeren Ebenheiten unterbrochen, teils blankgeschliffener Fels,

teils mit einzelnen Findlingen, teils auch mit mehreren m dicken Moränendecken. Die neue Alpenvereins-Karte verzeichnet diese Landschaft mustergültig, und sie ist von den Anhöhen N wie S Vent klar zu übersehen.

Die ersten wallmäßigen Moränenabsätze liegen teils im SO und S (Langeben ober Ramol-Alm, SW Ramol-Kar, ober Tiemssoom, in 2570—2640 m Höhe), teils im NW und N (am kockenden Stein (?), ober Hohe Raine, Auf Stablein, Sömlen, Söfnar Sömlen in 2480—2640 m Höhe). Es sind dies die schon seit den „Alpen im Eiszeitalter“ bekannten, von PENCK-BRÜCKNER als Daun angesprochenen Ufermoränen. HANKE hat sie auch bemerkt, allerdings nicht vollständig kartiert; es fehlen in seiner Karte vor allem die SW-lichen Fortsetzungen über Stablein usw. Wesentlich ist aber weder diese Unvollständigkeit, noch zunächst die Zugehörigkeit zu dieser oder jener Schneegrenze. Wesentlich ist, daß hier im Venter Tal die jüngsten deutlichen Stadien einem ca. 650—700 m mächtigen Gletscher angehören. Man könnte hier einwenden, daß ja noch in den Gehängen zwischen Vent und den hohen Ufermoränen andere, vermittelnde oder gesonderte Wälle oder Wallgruppen aufgeschüttet, aber durch die Hang- und Seitenbäche vernichtet worden sein können. Zweifellos ist ein großer Teil der Hänge des Venter Tales i. a. zur Aufschüttung oder Erhaltung von Moränenwällen oder -Absätzen nicht geeignet. Doch gerade die Rundhöckertreppen NNW wie SO Vent sind geeignet, zumal es hier mehrfach Hangvorsprünge abseits der Bäche sind. Es ist also im Venter Tal sicher, daß durch hohe Hangmoränen umgrenzte jüngststadiale Gletscher von der Mächtigkeit des Aletschgletschers bestanden haben, und angesichts der N-Auslage war die Länge dieser Gletscher wohl noch bedeutender als beim Aletschgletscher (ca. 24 km). Man könnte folgerichtig, da die hohen Ufermoränen drei Halte oder Vorstöße erkennen lassen, das innerste oder tiefste Stadium hier als Egesen (D/e) bezeichnen. Es ist aber möglich, daß der i. a. geringe Vorstoß oder Halt der Egesen-Stadien von diesem großen Gletscher nicht mehr mitgemacht wurde. Somit sind die 3 Ufermoränen hier wohl am ehesten Daun-Stadien (D/e—d oder D/d) oder eine vielleicht lückenlose Vermittlung vom Egesen und Daun bis zum Gschnitz?

Schwieriger als erwartet gestaltete sich die Überprüfung der „Sperrungen“. Am deutlichsten besteht sie bei „Sömen“, NNW Vent. Hier erstreckt sich der rezente Moränenschutt des Taufkarferners bis 2940—2800 m herab. 200—300 m davor liegen Schuttabsätze seitlicher Eislappen, als nächste taläußere Stände-Egesen-Stadien. In der Talfurche (Weiß-Bach) zwischen beiden Absätzen mußte eine gleichzeitige Egessen-Eiszunge noch etwas tiefer herabgereicht haben, etwa bis 2650—2600 m; sie endete im jetzt moränenbedeckten Steilhang, ohne Wälle zu bilden, bereits in der Höhe der im SW benachbarten obersten hohen Ufermoränen. Wuchs dieser Gletscher zum Daun-Gletscher aus, so mußte er mindestens um einige 100 m weiter herabreichen können (man vgl. hierzu den Daun-Gletscher des Großkares NO Gurgl, mit von den rezent-frührezenten Moränen bis zum Ende etwa 1,5 km Länge); jedoch nur 100—200 m weiter „sperrt“ hier ein mächtiger Absatz von Moränenschutt das Seitental. Und dieser Absatz deutet nicht etwa mit Durchbiegung eine Eiszunge eines größeren Taufkarferners an, er verläuft eben am Hang dahin, recht genau in der Fortsetzung des mittleren (oder allenfalls unteren?) Moränenabsatzes von Stablein.

Auch zwischen Talleit-Spitz (P. 3408) und Obere Schale liegen rezente und jüngere frührezente Moränen, die das Einzugsgebiet eines größeren Stadialgletschers umreißen. Der SO-O-Teil dieser Hochfläche ist reichlich mit Moränenschutt erfüllt, birgt aber nur eine einzige schwache Wallform: Egesen? Daun? — Die geringe Mächtigkeit spräche für das Erstere. Aber die Obere Schale ist

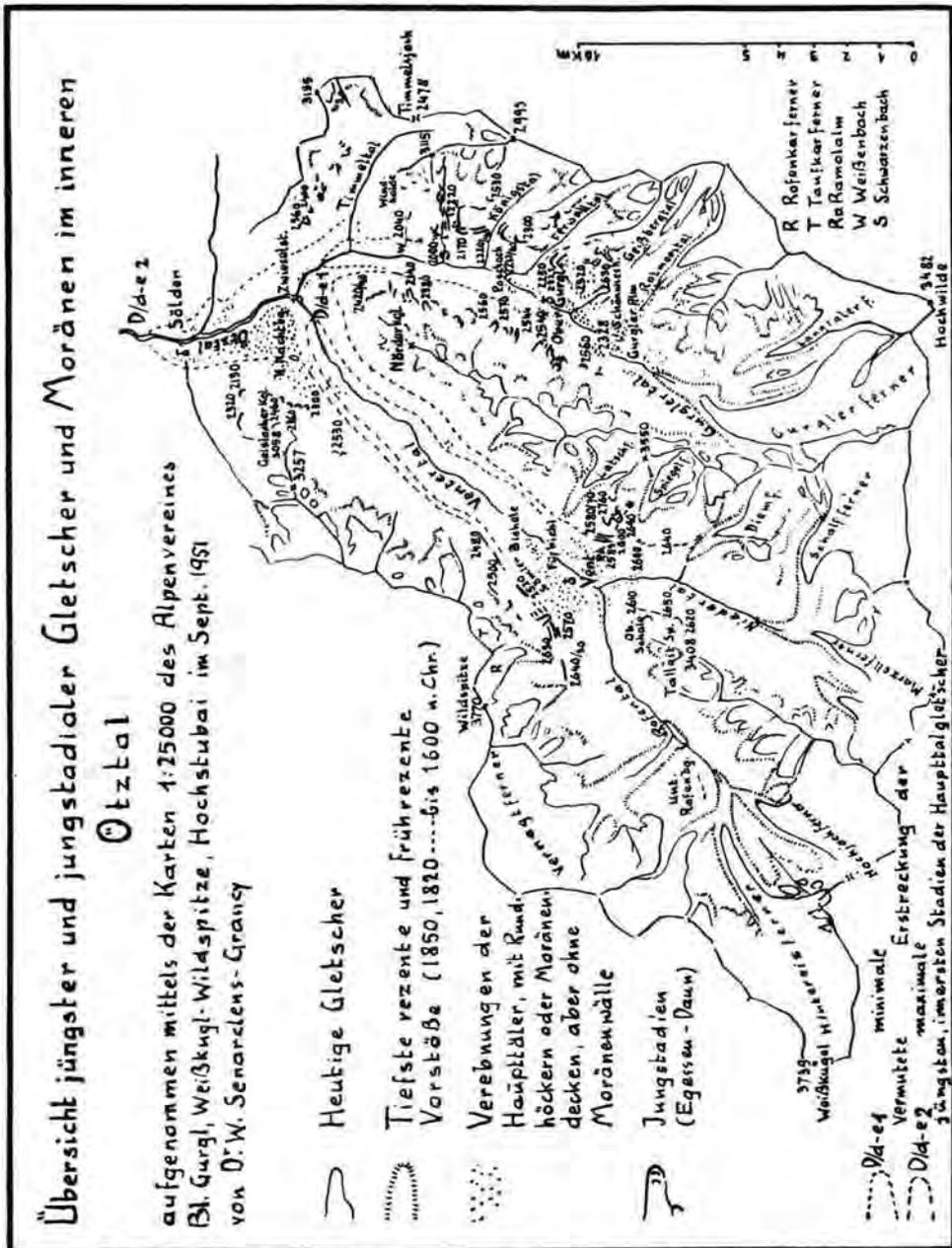


Abb. 1. Skizze der vermuteten minimalen bzw. maximalen Erstreckung der jüngsten innersten Stadien der Haupttalgletscher des Gurgler-, Venter- und oberen Ötztales (Ötztaler Alpen, Nordtirol).

gegen NW-N-NO hin weit geöffnet. Es ist möglich, daß infolge Windverblasung das Egesen-Stadium hier völlig fehlt, und daß der niedrige Wall bereits das Daun-Stadium darstellt (oder einen Teil hiervon?). Etwa 50—100 m weiter tal-aus liegt auch hier ein Ufer-Moränenabsatz (in ca. 2650—2610 m Höhe). Will man den fraglichen niedrigen Wall der Oberen Schale als vollständige Vertretung des Daun ansehen, dann waren zumindest der Gschnitz-Gletscher dieser kleinen Hochfläche, aber auch der des Niedertales höher!

Beim Spiegel-Tal wurde seinerzeit (4) eine „Sperrung“ für einen Daun-Gletscher angenommen. Man darf dieses Tal zweifellos mit dem Großkar NO Gurgl vergleichen (Auslage, Höhe, 1850-er Vergletscherung dort, heutige minimale Vergletscherung hier). Wenn nun im Großkar der Daungletscher etwa um 1,5 bis 2 km über die rezent-frührezenten Moränen hinaus vorstieß, so mußte der Daun-Gletscher des Spiegel-Tales ebenfalls mindestens soweit, ja angesichts der Höhe hier eher noch etwas weiter und tiefer vordringen können. Man findet aber weder zugehörige Endmoränen auf den Rundhöckern bei Vent¹⁾, noch schob dieser mächtige Daun-Gletscher des Spiegel-Tales die markanten Moränensperren beiseite. Nur schwache Wällchen und Absätze deuten am N-Ufer ein Egesen-Stadium an und vielleicht jüngste Daun-Schwankungen. Im wesentlichen war, wie in 4) vermutet, der Daun-Gletscher des Spiegel-Tales mit dem großen Daun- oder Jungstadial-Gletscher des Venter Haupttales verbunden, und wahrscheinlich sind erst nach dem Abflauen der Daun-Klimaschwankungen und nach weitgehender Eisminderung im Spiegel-Tal die hohen Ufermoränen aufgeschüttet worden.

N des Spiegelferners und seiner rezenten Moränen liegt das Rotkarle. Hier sind rezente und z. T. auch jüngere frührezente Moränen bis 2850 m herab aufgeschüttet. SW davor zieht eine wallfreie Rundhöckerzone bis zu den genannten nördlichen Egesen-Ufermoränen des Spiegelferners = die Spur eines schuttarmen Egesen-Gletschers. WSW der rezenten Moränen hing ein schuttreicher Eislapfen herab bis in das Bett des ehemaligen Egesen-Spiegelgletschers. Ob Bergstürze hier einen kleinen Vorstoß erzwangen oder ob der nasse Moränenschutt etwas weiterglitt, ist schwer entscheidbar; wahrscheinlich traf beides zu, wie auch SO des Wilden Mannle (P. 3019) ein Bergsturz-Gletschervorstoß die hohen Ufermoränen ober Auf Stablein überwältigt haben dürfte.

Man möchte annehmen, daß die bis hierher erwähnten Moränen einfach das Egesen-Stadium des Spiegel-Tales und Rotkarle darstellen. Aber die letztgenannte Moräne WSW des Rotkarle ist verhältnismäßig wallreich, jedenfalls wallreicher als Egesen-Moränen im allgemeinen. Vielleicht ist ein einfacher Egesen-Stand oder -Vorstoß hier durch lokale Bergstürze vervielfacht, vielleicht ist hier außer dem Egesen noch inneres Daun-Stadium — das ja auch andernorts mehrere Wälle oder wallreiche Gruppen aufweist — mit vertreten; vielleicht hat in der etwas hoch und frei nach NW gelegenen Mulde des Rotkarle Windausblasung das gesamte Daun auf eine kümmerliche, der Fläche nach Egesen-mäßige Formation eingeeengt. Die Frage ist hier derzeit noch nicht sicher entscheidbar.

Es kann also sein, daß die hohen Ufermoränen von Vent die gesamte jungstadiale Wall- und Stadiengruppe repräsentieren oder zumindest den jüngeren Teil dieser Stadien. Man kann den zugehörigen Gletscher als Gschnitz bezeichnen, wenn man lediglich und schematisch Schneegrenzmessungen allein wertet. Berücksichtigt man die Lage der hohen Ufermoränen als klare innerste und innere Stände vor den rezent-jungfrührezenten Moränen, so handelt es sich hier um (Egesen-) Daun-Moränen. Wie bei den oberwähnten „Sperrungs“-Gebieten ist auch hier damit zu rechnen, daß die Rotkarle-Moränen bei Annahme starker Windausblasung bestenfalls nur das ganze Daun sein können, nicht aber auch Daun + Gschnitz (D/d + D/g). Wenn ein abgrenzbarer Gschnitz-Vorstoß hier noch

¹⁾ Die Moränen SW Vent, am Talleit-NO-Sporn unter Obere Schale bzw. an der Mündung des Nieder Tales sind nur kleine, z. T. konvergierende Mittelmoränen zwischen Rofental- und Niedertal-Gletscher; sie entstammen einer Phase fast völliger Abschmelzung, nicht einem Vorstoß oder dem deutlichen Halt einer Gletscherstirn.

angenommen wird, so mußte er die modellmäßig klaren Ufermoränen zwischen Rotkarle und Ramol-Alm zerstören oder er mußte älter sein als diese, und die eigentlichen Gschnitz-Uferränder des Haupttalgletschers lagen dann wohl noch mehr oder weniger höher als die hohen Uferränder der Langeben!?

Ein Verfolgen der hohen Ufermoränen in die inneren Talbereiche des Nieder- und Rofentales war dem Verfasser noch nicht möglich. H. HANKE wie auch die „Alpen im Eiszeitalter“ erwähnen Moränenwälle — oder Absätze in 2700 m Höhe am Rofenberg. Vielleicht liegen diese Vorkommen doch in der direkten Fortsetzung der oberwähnten hohen Ufermoränen N Hohe Raine, Auf Stablein usw., wie die ehemals PENCK-BRÜCKNER angedeutet hatten. Vielleicht handelt es sich hier um einen örtlichen Absatz ohne besondere Klima-Schwankung, um ein Produkt örtlicher Gunst, ohne eine überzeugende Verbindung zu Endmoränen. Eben solche Absätze wurden NO der Gurgler Alm, W Schönwieshütte beobachtet. Eine sehr geringfügige Schwankung innerhalb des Egesen-Rückzuges kann bestenfalls hier vorliegen, nicht aber das typische Egesen-Stadium selbst, noch weniger ein Daun-Stadium wie das wallreiche Daun im unteren Langental im Stubai. Gegenüber nur örtlichen Moränenanschlüpfungen haben die ausgedehnten Verebnungstreppen und Rundhöcker von Vent als Wall- und Stadien-freie Zone zweifellos mehr Bedeutung.

Auch ein genaues Verfolgen der hohen Ufermoränen von Hohe Raine usw. gegen Zwieselstein bzw. gegen den Hohen Nachtberg war noch nicht möglich; diese Untersuchung ist im Sommer 1952 beabsichtigt.

II. Gurgler Tal:

In eindrucksvoller Klarheit liegen flache Rundhöcker vom Rand der 1850-er Vorstöße des Gurgler- und Langtal-Ferners ohne wesentliche Unterbrechungen bis gegen Gurgl hinab. Bei Poschach erwähnt und kartiert H. HANKE (1) eine Daun-Moräne. Verf. hält dieses Vorkommen für einen kleinen Bergsturz vom steilen NW-lichen Gehänge her, wo Abrißnischen auch da und dort vorhanden sind. Die Blöcke NO Poschach sind durchwegs kantig. Der Moränenschutt aber ringsum, auch der auf Flächen und Rundhöckern innerhalb Poschach und Gurgl, ist manchmal völlig, meist zu großem Hundertsatz gut gerollt (Grundmoräne). Gesteinskundliche Belege hat H. HANKE nicht beigebracht, sie waren auch dem Verfasser nicht möglich. Kann sein, daß man beim Anstieg genau über dem fraglichen Blockschutt klar den zugehörigen anstehenden Fels findet. Doch streicht das Tal hier weithin parallel den Schichten (5) und so könnte auch dann die Herkunft etwas unsicher sein. H. HANKE verzeichnet eine deutliche Zungenmoräne bis zum Talhang NW und SO des Weilers Poschach. Es liegen aber NW Poschach klare Rundbuckel, nur mit Moränenstreu- und Flecken, keinesfalls mit Wallmoränen. Von hier bis zu den Blöcken und Trümmern NO Poschach (die fragliche „Moräne“ bei ca. 1840 m Höhe) liegen kleine Hang- und Bachschuttkegel, am Gurgler Bach Stauterrassen. SO des Gurgler Baches tauchen unter dem auch von H. HANKE erwähnten Bachschuttkegel niedrige mit Moränen bedeckte Absätze hervor. Die Moräne ist hier wie erwähnt meist gut gerollt, die Absatzformen sind teils ansteigend, teils eben, teils auch bergwärts absteigend. Ein klarer, markanter bis zum Ferwall-Bach ansteigender Uferwall, wie ihn HANKE kartiert, besteht zweifellos nicht. Ferner hat HANKE zwischen Gurgl und dem unteren Geißberg-Bach ein Stück rechtsufrige Moräne kartiert. Hier besteht zweifellos ein mächtiger Moränendamm. Er legt sich aber nicht knapp an den Berghang an, wie dies bei Ufermoränen meist üblich ist, sondern sein Südende steht etwa 50 m vom Berghang ab. Mehr noch fällt auf, daß in der geraden Fortsetzung dieser dammartigen Aufschüttung (Rumsoppen), SW-lich jenseits

des Geißberg-Baches zwar flache Rundhöcker sich ausbreiten, daß jedoch auf diesem der Aufschüttung wie Erhaltung günstigen Gelände die Moränenzone von Rumsoppen nicht fortsetzt. Ein deutliches, wesentliches Stadium müßte hier in günstigem Gelände weiter nach SW hin zu verfolgen sein. Es liegen aber hier in Auf der Kaser und bei der Schönwieshütte nur Teile der schon oben erwähnten ausgedehnten Rundhöckerlandschaft, teils blank, teils mit Moränendecke. So kann also der Moränendamm von Rumsoppen kein wesentliches Stadium darstellen; er ist vielleicht nur ein Teilausschnitt des weiten lückigen Moränenteppichs, vielleicht eine zufällig mächtigere ufernahe Mittelmoräne, bestenfalls Spur eines minimalen Haltes ohne einheitliche Wallbildung wie auch die mächtigen, aber ebenfalls nur kurzen Stauabsätze im Steilhang W der Schönwieshütte.

Sucht man weiter nach jüngsten, innersten Stadien, so findet man sie hoch in den Mündungen des Geißberg-, Ferwall- und Königstales, in ca. 2200—2350 m Höhe. Sie umreißen sämtlich nur mehr kleine Gletscher in diesen Seitentälern und sie sind alle niedrig und erscheinen mehr in ihrer regelmäßigen Gesamtheit denn als Einzelvorkommen von Belang. Es sind etwa die gleichen Egesen-Stände wie die Ufermoränenspuren im Spiegel-Tal. H. HANKE verzeichnet weder die einen noch die anderen dieser Spuren. Es ist sehr bezeichnend, daß diese Egesen-Moränen (vielleicht sind es noch jüngere minimale Schwankungen innerhalb Egesen?) gerade in der breiten, moränengünstigen Talmündung des unteren Rotmoos-Tales fehlen: Gurgler-, Landtaler- und Rotmoosferner waren im Egesen-Stadium noch vereint und noch bis zu den moränenungünstigen Talsteilhängen empor eiserfüllt.

Sucht man im Gurgler Haupttal weiter nach jüngsten Stadien, so findet man zwar im Talgrund wie im Venter Tal weit hinaus keine sicheren Endmoränen. Wohl aber hat H. HANKE solche richtig in der Karte der Ötztaler Hauptgletscher zur Gschnitz (I) Zeit unter dem Großkar angedeutet. Die Anzahl der Uferwälle hier mag recht bedeutend sein; auch der Verf. konnte zunächst nur einen Teil aufnehmen. Deutliche tiefe (oder vielleicht tiefste) Wälle ziehen vom Schmecktal gegen den zum Piller See hinabstürzenden Weiß-Bach in 2000—2040 m Höhe. Die Wallformen des (auch hier meist gerollten) Moränenschuttes sind recht deutlich; das deutliche Einbuchten in die Furche des Weiß-Baches schließt wohl ein Verwechseln mit moränenbedeckten Rundhöckern oder Kluftgassenrippen aus. S des Weiß-Baches setzen zwar zahlreiche Moränenabsätze in gleicher und zunehmender Höhe fort, aber die Formen sind hier z. T. etwas unsicherer. Die Wälle N des Weiß-Baches sind deutlicher als die an den Mündungen des Geißberg-, Ferwall- und Königs-Tales, sie umreißen einen jüngst- oder mindestens nahezu jüngststadialen Gletscher mit hier ca. 340 m Eisdicke. Er allein vermöchte noch fast das Söldener Becken zu erreichen. Die Ufer dieses Haupttal-Gletschers verliefen bei Posch-Gurgl etwas unter den Mündungen des Geißberg-, Ferwall- und Königs-Tales, somit meist in Steilhängen; doch wurde der Haupttal-Gletscher von den Seitengletschern der 3 genannten Täler wohl noch erreicht; weiter nach S zu wurde eben dieser Eisstrom wie erwähnt noch vom Rotmoos-Tal wie vom Langtaler und Gurgler Ferner gemeinsam gespeist.

Wohl schließen im Gurgler Tal nicht wie bei Vent Rundhöckertreppen klar bis an diese innersten stadialen Ufermoränen an, doch ist die Lücke immerhin nur gering und also wohl nicht wesentlich. Bemerkenswerterweise war der jüngststadiale Eisstrom aber weit kleiner, als der jüngststadiale Gletscher des Venter Tales. Doch war er immerhin noch so bedeutend, daß man ihn wohl nicht mit voller Sicherheit als Egesen-Stadium bezeichnen möchte — es könnte auch einer der inneren Wälle des Daun (wie im Langen Tal S Ranalt, Stubai) vorliegen.

Sucht man weiter an den Talflanken nach den Gegenstücken der hohen Ufermoränen des Venter Tales, so findet man etwa gemäß der HANKE'schen Studie deutliche Wälle an der Mündung des Ferwall-Tales. Es sind aber nicht Einbuchtungswälle aus dem Haupttal in das Seitental, wie die Karte der Gschnitz-(I)-Gletscher andeutet. Solche Wälle würden sich vom Haupttal gegen das Seitental senken. Die Wälle hier steigen an den Seitenhängen des Ferwall aus 2500—2400 m Höhe auf Hochsimse des Haupttales in 2250—2310 m Höhe herab. Auch an der Mündung des Königs-Tales steigen derartige Wälle von 2320 m bis zu Hochflächen in 2210 m überm Haupttal ab. Diese Wälle fehlen in den HANKE'schen Karten. An beiden Seitentalmündungen staute sich also das Eis der Seitentäler, hammerförmig sich ausbreitend, am gleichalten Haupttalgletscher. Diese mächtigen und deutlichen Mündungsmoränen liegen nahe über den schon genannten dürftigen Egesen-Moränen eben dieser Seitentäler. Man darf so die hammerförmigen Mündungsmoränen zwanglos als etwas älter denn Egesen, somit als ziemlich typisches Daun oder mindest als einen wesentlichen Teil dieser Stadiengruppe ansehen.

Der rechte Uferwall der Königstal-Mündung geht in 2, stellenweise 3 mächtige Uferabsätze über, die das Haupttal etwa 500 m weit nach N begleiten und z. T. deutlich als Wälle geformt sind. Den S-Teil dieser Ufermoränen hat auch H. HANKE vereinfacht, doch richtig aufgenommen. Nicht die zugehörige Eisdecke des Haupttalgletschers (hier nur 400 m), wohl aber Mächtigkeit, Form und Erhaltung erinnern hier sehr an die hohen Venter Ufermoränen. Wie im unteren Königstal sind auch hier, unterm Großkar, etwa 300 m S des Inneren Schwärtlas-Baches die Ufermoränen des Gurgler Haupttalgletschers hammerförmig mit den Ufer- und Endmoränen bedeutender Gletscher verbunden, die dem Großkar entsprangen. 1 bis 1,5 km erstrecken sich vor den rezent-frührezenten Moränen des Großkares die weiten Treppen flacher Rundbuckel, teils mit, teils ohne Moränendecke. Dann folgt in 2200 m Höhe ein niedriger, doch deutlicher Wall: Typisches Egesen-Stadium; Gesamtlänge des Gletschers bis zu den obersten, hintersten Graten 3 km. Wenig weiter talaus folgt die Daun-Wallgruppe, besonders am N-Ufer mit mehreren Wällen, deren tiefste sich in ca. 2050—2150 m Höhe zungenförmig zusammenkrümmen. Mit den südlichsten, äußersten Uferwällen des Großkar-Gletschers sind die obengenannten hohen Ufermoränen des Gurgler Haupttalgletschers in 2170 m Höhe verbunden. Die Ufermoränen des Seiten- wie des Haupttalgletschers sind durch diese Verbindung als typische Daun-Moränengruppen charakterisiert; wieder erinnert die Gesamtentfaltung an das untere Langental im Stubai.

Berücksichtigt man nur die Verhältnisse der Venter Ufermoränen unterm Taufkarferner, so scheinen die hohen Ufermoränen des Venter Tales eher jünger zu sein als die Daun-Gruppe hier. Berücksichtigt man bei diesem Vergleich mehr das Spiegel-Tal, so sind die erwähnten Moränen, besonders unter dem Rotkarle nicht nur Egesen, sondern auch inneres Daun (oder infolge Ausblasung vollständiges Daun), so ist der Daun-Gletscher des Spiegel-Tales ähnlich wie hier mit den hohen Ufermoränen der Langeben zu verbinden.

O. AMPFERER hat (6) das Niederschmelzen eiszeitlicher Großgletscher und ihrer Seitentäler mit der Pasterze der letzten Jahrzehnte und ihren Seitenkaren verglichen. Die unteren Daun-Moränen des Großkares zeigen, daß derartige Vorgänge auch komplizierter verlaufen können. Gewiß mag zugleich mit der Senkung der Eisoberfläche unter P. 2170 das Großkar vorübergehend bis an die Gipfel hinauf eisfrei geworden sein. Aber die letzten kräftigen Klimaschwankungen des Daun-Egesen, die den Haupttalgletscher nicht mehr auf die alte

Höhe zu füllen vermochten, riefen immer noch kurze Vollvergletscherungen der Seitenkare- und Täler hervor, die den weichenden Haupttalgletscher eine Zeit lang noch oder fast zu erreichen vermochten.

Die Endmoränen unterm Großkar sind in ihrer typischen, tief herabziehenden Ausbildung in HANKE'S Karten nicht enthalten. Bestenfalls ist die Egesen-Moräne in 2220 m Höhe allein markiert. Die hohen östlichen Ufermoränen des Haupttalgletschers hat H. HANKE unrichtig bis in oder unter die gesamte Angerer Alpe verlängert, weshalb der Verfasser (4) auch hier eine „Sperrung“ annahm, deren Grundlagen natürlich fehlen.

Wohl ist das Gelände von den nördlichen Uferwällen des Großkares bis in die nördliche Angerer Alpe²⁾ weithin mit oft mehrere m dicker Geröllmoräne bedeckt. Wenn aber H. HANKE den ostseitigen Uferwall hier mit ca. 2,5 km Gesamtlänge kartiert, so ist dies ein Irrtum, der vielleicht nur durch eine Fernbeobachtung ebener Hochflächen und Gesimse, ohne Überprüfung an Ort, erklärt werden kann. Und doch ist es etwas verwunderlich, daß die hohen Ufermoränen nicht tatsächlich etwa in der Gesamtlänge vorhanden sind, wie sie H. HANKE verzeichnet; das Gelände scheint auf den ersten Blick hin dem Entstehen wie der Erhaltung solcher Ufermoränen günstig.

So mächtig die daunstadialen Moränen im Großkar sind, so spärlich sind Wallformen in den weiten Hochflächen rings um die Schäferhütte am Weißbach. Ein undeutlicher, unvollständiger linker Endbogen liegt SSW der Schäferhütte bei 2070, ein weiterer ebenfalls unscharfer Wall ist in 2170 m Höhe nahe O über der Schäferhütte. Weitere Wälle finden sich auf der Hochfläche N und S Krumpwasser und im unteren Kirchenkar. Auch sie sind wenig mächtig, etwa Egesen-Stadien. Deutliche Daun-Moränen, wie man sie unterm Großkar so mächtig sieht, sucht man hier unterm Kirchenkar vergeblich.

Möglicherweise bestanden einmal hohe Uferwälle auch N der Großkar-Moränen in 2170—2100 m Höhe. Die Daun-Vorstöße, die nach der Senkung des Haupttalgletschers unter die Cote 2170 unterm Großkar nun auch tiefere Endmoränen vorzutragen vermochten, haben vermutlich im Umkreis der Schäferhütte diesen Wall zerstört. Es hingen aber hier nicht mächtige Zungen herab, wie im Großkar, sondern nur breite dünne Eissäume, und ihre tiefsten Halte oder Vorstöße waren offenbar nur von geringer Dauer. Die theoretisch erwarteten hohen Ufermoränen an oder über der Schäferhütte wurden durch diese Eislappen oder vielleicht mehr noch durch ihre Schmelzwässer zerstört. Auch die nördlichsten Uferwälle des Großkares scheinen hierdurch in ihren tieferen Abschnitten verwischt worden zu sein. Ein weiterer Grund des Mangels deutlicher Wälle zwischen Angerer Alpe und Kirchenkar ist eine ungünstige Steilstufe zwischen diesen beiden Hochflächen; ferner ist das Fehlen des von H. HANKE kartierten Uferwalles durch Absitzungen begründet.

Beim Aufstieg von der Angerer Alpe durch das NW-liche Kirchenkar gegen den NW-Sporn des Kleinen Kirchenkogels gehen die Moränenflächen allmählich, völlig ohne begrenzenden Uferwall, trotz schuttreicher Felswände darüber, in blanke Rundhöcker über. Auf der SO-lichen Windhaide liegt auf den hocheiszeitlich abgeschliffenen Flächen, unter der schattigen Steilnische NW des Kleinen Kirchenkogels weder eine Moränendecke noch die Spur eines Moränenwalles. Dies fällt um so mehr auf, als die genannte hohe schattige Nische noch im September Firnreste birgt, und auch unter der Windhaide, in den gegen das Timmels-Tal abfallenden Schründen, liegen noch gelegentlich Firnflecken.

²⁾ Bei H. HANKE: Gurgler Weide.

Für das allmähliche Abklingen der stadialen Vergletscherung und ihrer Moränenspuren NO Angerer Alpe, NW Kirchenkar, für das klare völlige Fehlen Daun- oder Egesen-stadialer Gletscher und ihrer Aufschüttung auf der 2540 bis 2600 m hohen Windhaide kann man nur stärkste Ausblasung dieser freien Hochfläche durch N- oder NW-Wind verantwortlich machen. Und offenbar besteht dieses Phänomen noch heute, und es ist daher an dem einem Bergvorsprung mit den Örtlichkeiten Windhaide, Windoppen, Windegg eindrucksvoll durch Volksmund festgehalten. Das hier so auffallend starke Ausmaß der Ausblasung erklärt sich zwanglos durch die benachbarte Furche des Timmels-Tales und -Joches; es beweist eindrucksvoll, daß hier mit der gleichen Erscheinung zu rechnen ist wie in ausgeblasenen Karen S der Tauern (7), und daß man auch hier in den Ötztaler Alpen in ungeschützten Hochflächen bald mehr, bald weniger mit dieser Erscheinung rechnen muß.

Zu vermerken sind hier noch mitten im Großkar „Verstellungen“ der flachen Schliff-Flächen und Moränendecken. Auch sie werden in der neuen Alpenvereinskarte angedeutet; sie queren etwa in NNO-SSW-Richtung in mehrfachem System den Kargrund und ziehen nach N in feste Wände und Grate des Kirchenkogel-Westgrates, im S in eine Scharte W des Vorderen Wurmkogel empor. Die Verstellungsbeträge sind 2—5 m, maximal etwa 10 m; es scheinen Teile der Karbodenflächen hierbei so gekippt, daß talseitige Zonen angehoben, bergseitige abgesenkt wurden. Die geologische Karte (5) verzeichnet hier keine Störungen. Es war dem Verf. nicht möglich, zu untersuchen, ob hier eher junge tektonische Verstellungen der Daun- und Egesenmoränen vorliegen oder gewaltige Absitzungen, etwa wie die Bergzerreißen O. AMPFERER's (8); vielleicht sind ältere kleine tektonische Flächen durch jüngere nicht-tektonische Gleitungen wieder bewegt worden. Ein Teil der Sprünge ist geschlossen bzw. verschüttet, einige klaffen offen.

Im W des Gurgler Tales verzeichnet H. HANKE in Bericht wie Karte nur wenige rezente, jüngere und ältere frührezente Moränen und ein einziges Daun-Stadium. Diese Darstellung ist nicht ganz richtig. Wohl haben im Kamm Ramolkogel (P. 3550) — Nörderkogel (P. 3163) unter den fast allenthalben reichlich vorhandenen rezenten und jungfrührezenten Kargletschern und ihren Moränen die meisten jüngsten, also Egesen-Gletscher der Kar-Hauptfurchen, den Steilabfall zum Gurgler Talgrund erreicht, und der Schutt ihrer Zungen glitt ab oder wurde verspült (Ausnahmen O und NO des Nörderkogels). Fast überall aber verblieben die schuttreichen Seitenlappen der Egesen-Kargletscher und z. T. auch der Daun-Gletscher auf der prachtvollen Hochfläche und sie schütteten hier zahlreiche, oft kuchenförmige Moränen von etwa 5—20—30 m Mächtigkeit auf. Tiefere Egesen- und Daun-Zungenmoränen fehlen teils der Steilhänge wegen, teils weil unter den Karen S des Nörderkogels und O des Kammes zu den Ramolkögeln hier allmählich die Ufer des großen Egesen- bzw. Daun-Gletschers des Haupttales gelegen haben mußten.

Ufermoränen eines großen Gschnitz-(I)-Gletschers verzeichnet mehrfach die oft genannte HANKE'sche Karte. Verf. konnte sie im einzelnen nicht überprüfen. Es ist aber wahrscheinlich, und z. T. fast sicher, daß in dieser prachtvollen, ganz allmählich von 2600 auf 2400 m sich herabsenkenden voreiszeitlichen Hochtalfläche zahlreiche Rundhöcker parallel zum Gurgler Tal und zu seinen ehemaligen Stadialgletschern verlaufen — auch die geologische Karte zeigt diesen Schichtenbau — und längliche Rundhöcker mit Moränendecke können hier hohe Ufermoränen sehr leicht vortäuschen. Vielleicht können HANKE's hohe Moränen der Kuppelen-Alm (2560 m) und Sonnenbergalm (in 2490 m Höhe) nach Überprü-

fung bestätigt werden. Die Ufermoränen in 2450 m Höhe O unterm Nörderkogel sind unwahrscheinlich, da das Gelände hier von den Egesen- und Daun-Moränen der kleinen seitlichen Talräume erfüllt ist.

Zu bestätigen sind HANKE's hohe Moränen NW des Festkogels (P. 3035) SO von Gurgl. HANKE hat sie zwar in der Karte des Gschnitz-(I)-Gletschers unrichtig mit den hohen Ufermoränen der Gurgler Weide (= von der Königstal-Mündung gegen Großkar und Angerer Alpe) verbunden, vermerkt aber ganz richtig in S. 219 (1) die „verschiedenen Höhenlagen“. Hier ziehen vor allem mächtige, scharf, fast frisch geformte Wälle am S-Rand der Block- und Wall-erfüllten Grahnsleite von 2630 m gegen 2560 m in NNW-Richtung herab, sie biegen hier gegen NO hin um. Die Hauptmasse des Schuttes und der Wälle entstammt dem Festkogel-Westgrat und seinen unmittelbaren Karnischen. Derartige Moränen können manchmal fast selbständig seitlichen Karbastionen aufsitzen; diese hier müssen den weit vorgebauten Formen nach im S von einem gleichzeitigen Geißbergtal-Gletscher, im N von einem gleichzeitigen Roßkar-Gletscher gestützt oder bis an den Rand hinauf begleitet gewesen sein. Es liegen hier also eher Mittels als reine Ufermoränen vor. Der zugehörige Haupttalgletscher reichte etwa um 200—250 m höher empor als das Stadium, das durch die Mündungsmoränen des Ferwall- und Königs-Tals und durch die anschließenden hohen Ufermoränen belegt ist. Hieraus ergibt sich im Haupttal bei und S Gurgl eine Eisdicke von ca. 660 m; damit ist hier eine ähnliche Eismächtigkeit wie bei Vent gesichert. Auch hier stießen nach der Niederschmelzung der hohen Eismassen Gletscherchen NW und SW der Grahnsleite etwas vor; letztlich wurden im Roßkar in 2530—2370 m Höhe typische niedrige Egesen-Wälle aufgeschüttet. Flachform des Roßkars, damit geringere Schutzzufuhr wie auch Windausblasung haben anscheinend auch hier die Bildung kräftiger Daun-Gletscherzungen und nördlicher begrenzender Ufermoränen verhindert.

III. Venter- und Gurgler Tal:

a) Älteste jungstadiale Phase, Schneegrenze 600 m unter heute, vielleicht noch mehr, Gschnitz- oder D/g-Stadium. Von ihm sind in diesen Tälern kaum Spuren vorhanden. Da i. a. in dieser Phase die Windausblasung gering war, waren alle seitlichen Karräume und selbst der ungünstigen Nischen, Hochflächen und Vorsprünge vollvergletschert, für hohe Ufermoränen war in dieser Phase im inneren Venter- und Gurgler Tal kein Platz. Einzig die hohen Moränen der Grahnsleiten mögen dieser Phase entstammen.

b) Bei den folgenden Klimaschwankungen reagiert stets zuerst der Gurgler Haupttalgletscher deutlich, der Venter Haupttalgletscher folgt in weiten zeitlichen Abständen. Seitliche Simse, Hochtalzonen, Gründe seitlicher Kare und Seitentäler werden vorübergehend eisfrei, die Stadialgletscher stoßen bei kurzen negativen Klimaschwankungen und Bergstürzen abermals vor, sie hinterlassen hierbei in den Gurgler Seitentälern, Karen und Hochflächen recht zahlreiche Endwälle — im Venter Tal fast nichts, da hier die hohen Flanken des Haupttals länger vergletschert bleiben, da keine Ablösung von den seitlichen Gletscher erfolgte bzw. da neuere seitliche Vorstöße noch auf den Haupttalgletscher aufliefen. Im Übergang zum typischen Daun und während dieses Stadiums setzt starke Windausblasung ein. Die höchsten Ufermoränen des Venter Tales mögen ein wenig jünger sein, als der hohe im Gurgler Tal durch die Grahnsleiten-Moränen bezeichnete Stand oder Vorstoß. Die 15—30 m tieferen Ufermoränen der Venter Umgebung dürften den Mündungsmoränen der östlichen Gurgler Seitentäler sowie verbindenden Stadien darüber und darunter ent-

sprechen. Waren im höchsten D/g-Stadium Venter und Gurgler Haupttalgletscher etwa gleich mächtig, so war der D/d-Haupttalgletscher des Venter Tales mächtiger als der des Gurgler Haupttales.

Die tiefsten Zonen der hohen Venter Ufermoränen entsprechen vielleicht auch noch den Mündungsmoränen O Gurgl und den hohen Wällen des Gurgler Hauptgletschers N des Königs-Tales. Für die tiefen Gurgler Ufermoränen N des Weiß-Baches in 2040 m Höhe dürften im Venter Tal keine Äquivalente vorhanden sein: Der Venter Haupttalgletscher der Daun-Egesen-Zeit wahrte länger als der Gurgler Haupttalgletscher seine Mächtigkeit, schmolz aber dann pausenlos (oder fast pausenlos — Moränenabsatz am Rofenberg?) nieder. Bis dahin lag im Venter Tal die errechenbare Schneegrenze immer noch nahe bei 600 m unter heute.

c) Von den seitlichen Tal- und Kargletschern entsprechen einander: Die innersten Daun-Moränen und die Egesen-Moräne des unteren Großkares = Uferabsätze des Spiegelferners, Wallgruppe unterm Rotkarle. Am klarsten können alle innersten oder Egesen-Moränen der Kare und Seitentäler parallelisiert werden. Dem gegenüber ist der Unterschied der Wallarmut des Venter Tales gegenüber dem Wallreichtum des Gurgler Tales zu erklären. Dieser Unterschied ist nicht nur in steileren Hängen des ersteren Tales begründet, sondern vor allem in einem langsameren Reagieren der mächtigeren, höherufrigen Eismassen des Venter Haupttales und seiner großen Seitentäler. Die heutigen Gletscherflächen des Venter Tales, die Areale über 2500, 2600 m oder über 3000 m Höhe sind $2 \times$ bis $3 \times$ und noch mehrfach größer als die vergleichbaren Areale des Gurgler Tales. Zudem dürfte der meiste Niederschlag von NW—W her gekommen sein — wieder war das Gurgler Tal als Lee-Gebiet benachteiligt. Der Unterschied des Moränen- oder Wallreichtums dieser Täler unterliegt dem gleichen Grundgesetz wie die Moränenentfaltung jungstadialer Talgletscher und kleiner ungünstiger Kargletscher:

Tal-gletscher: Wallarm, geringe Schwankungen, letzten Endes pausenloser Eisrückgang über großer Flächen;

Kleine Kargletscher: Wallreich, starke Schwankungen, zahlreiche Wälle bis nahe oder unmittelbar vor die frührezent-rezenten Moränen³⁾.

IV. Zwieselstein — Hoher Nachtberg:

Die Ungleichheit der Moränen-Entfaltung der beiden großen Täler wäre nicht so sehr interessant, wenn ihre Eisenden von einander stets oder zumeist getrennt gewesen wären. Es mußten aber bei Zwieselstein die beiden großen Eisströme im jungstadialen (D/g)-Hochstand und weiter bis etwa gegen Ende des Daun miteinander vereinigt gewesen sein, und sie mußten einander beeinflußt haben. Wahrscheinlich glichen sich der Eisüberschuß des Venter Tales und der Unterschuß des Gurgler Tales bei Zwieselstein stets aus, ohne daß die Rück-

³⁾ Mit den Beobachtungen des Verfassers stimmen weitgehend H. HANKE'S Feststellungen in Lit. 1) S. 194 überein: „Doch muß darauf hingewiesen werden, daß diese Neueinteilung — gemeint ist die Aufgliederung des früheren Gschnitz-Stadiums in Gschnitz I und II (Anmerkung des Verf.) — nur für die alten Gletscherstände der Kare und kleineren Seitentäler anwendbar sein dürfte. Bei den großen Hauptgletschern werden sich Schneegrenzenschwankungen um 100—200 m kaum in entscheidender Weise auswirken.“

Hier wurde versucht, die Ursachen der so ungleichen Reaktionen der Klein- und Großgletscher etwas schärfer zu umreißen. Ferner dürften die Schneegrenze-Schwankungen, die von den Großgletschern nicht oder doch nur dürftig registriert werden, nicht nur 100—200 m, sondern — wenn auch nur in seltenen Fällen — bis zu 300 bis 400 m betragen.

wirkung beide Haupttalglletscher gleichmäßig und weit talauf erfaßte. Möglicherweise verliefen infolge der Stauung durch den fast stets mächtigeren reaktionsträgen Venter Haupttalglletscher die Uferländer von den nördlichen hier erwähnten Ufermoränen des Gurgler Tales bis über Zwieselstein längere Zeit waagrecht oder äußerst flach absteigend. Zu Ende der Vergletscherung der Haupttäler mag der Venter Gletscher bei und SO Zwieselstein noch eine Ausbuchtung in das vom Gurgler Haupttalglletscher verlassene unterste Gurgler Tal besessen haben.

H. HANKE erwähnt eine Ufermoräne W Zwieselstein in 1919 m Höhe bei der Gaislacher Alm. Auch die „Alpen im Eiszeitalter“ nehmen ein derartig starkes Niedersteigen der Oberfläche dieser Haupttalglletscher an. Das Gletscherprofil von Vent ergibt bei einer Gletscherbreite von ca. 3 km und einer Eisdecke von ca. 1 050 000 m². Das Profil von Zwieselstein besitzt eine Eismächtigkeit von ca. 500 m, eine Gletscherbreite von ca. 2200 m, aber nur einen Querschnitt von ca. 460 000 m²; die starke Profilverringering ist durch den mächtigen Rundbuckel-Riegel des Hohen Nachtberges (P. 1862) verursacht. Auch wenn man dem Gletscher ähnlich wie Flüssigkeiten in engen und weiten Röhren ein rascheres Durchgleiten dieser Enge zubilligt, so müssen doch an diesem Riegel mächtige Stauungen aufgetreten sein. Die Minderung des Gletscherquerschnittes von Vent bis Zwieselstein auf mehr als die Hälfte herab erscheint im Vergleich mit anderen derartigen großen Gletschern, vor allem im Vergleich mit dem Längsprofil solcher Eisströme, etwas zu schnell auf verhältnismäßig kurzer Strecke, und sie ist vor allem für die mit dem Gurgler Haupttalglletscher gemeinsamen Hochstände nicht wahrscheinlich.

Verf. konnte diesen mächtigen Rundhöcker-Riegel nur von fern besichtigen. Es scheint, daß in Übereinstimmung mit H. HANKE wie mit der geologischen Karte (5) hier gewaltige blanke Eisschliffe vorliegen, daß wesentliche Moränenvorkommen auf eine schmale Zone S der Gaislacher Alpe beschränkt sind. Vielleicht darf man diese Moränen mit den mittleren oder tieferen, vielleicht mit den tiefsten Ufermoränen O Gurgl verbinden. Mit den höheren und höchsten jungstadialen Ufermoränen des Gurgler oder Venter Tales kann man den engen Querschnitt der Gaislacher Alpe bzw. von Zwieselstein nicht gut vereinigen.

Somit haben die jüngstadialen Talglletscher des Venter- und Gurgler Tales gemäß den mächtigen Gletscherprofilen bei Vent und Gurgl mindest bis in die Engtäler SW bzw. SO-S Zwieselstein herabgereicht. Mißt man von den hintersten Graten der Umrahmung her die Längen dieser Talglletscher, so erhält man:

für den D/e-d-Gletscher des Venter Tales mindestens etwa 28 km;

für den D/e-d-Gletscher des Gurgler Tales mindestens etwa 15 km.

Fast wahrscheinlicher aber haben sich die jungstadialen Talglletscher bei Zwieselstein vereinigt und sind als ein Öztaler Gletscher etwa bis Sölden geflossen. Bis Sölden hin erhält man

für den D/(e)-d-Gletscher des Venter Tales eine maximale Länge von etwa 32 km;

für den D/(e)-d-Gletscher des Gurgler Tales eine maximale Länge von etwa 20 km.

Diese Längen scheinen für jüngste Stadialgletscher enorm. Es ist reizvoll und aufschlußreich, hierzu andere Vergleichsgebiete heranzuziehen.

Unter schuttreichen Karwänden, in kleinen Karen mit geringer heutiger Vergletscherung, in Karen, die nur in den 1850er Jahren oder während der frührezenten Maximalstände der Gletscher von Eis und Firn bedeckt waren,

liegen öfter unmittelbar oder fast unmittelbar vor den rezenten und frührezenten Moränen weitere Aufschüttungen, die wohl zu den stadialen Moränen überleiten, morphologisch aber oder nur bei grober Berücksichtigung des Pflanzenwuchses nicht scharf abgrenzbar sind ⁴⁾).

Beispiele: Kar zwischen Grünstein-Sonnspitz (Mieminger Kette) u. a. o.

In Karen und Hochtälern mit mäßiger bis bedeutender heutiger Vergletscherung, mit mäßig hoch gelegenen Talsohlen und Gunstbedingungen des Zusammenstauses mehrerer Seitengletscher schieben sich zwischen die rezent-frührezenten Wallgruppen und die innersten Moränen meist morphologisch wie glazialgeologisch deutlich erkennbare wallfreie Zwischenräume. Diese Lücken betragen meist einige Zehner oder auch Hunderte m. Die Entfernung der jüngsten, innersten Stadien von den hintersten Karwänden kann hierbei einige 100 m (150—250 m bis etwa 1000—2000 m) betragen. Eine sehr große Anzahl derartiger Vorkommen könnte hier näher bezeichnet werden, und der Großteil der Moränenwälle paßt gut zur Schneegrenze-Depression des Original-Egesenstadium von H. KINZL (10) im Zentral-Stubai (Schneegrenze-Senkung = 100—120 m unter heute).

Viele Alpentäler sind talaus von den heutigen Gletschern und ihren jungen Aufschüttungen von seitlichen Schuttkegeln erfüllt, oder sie besitzen sehr steile Trogwände oder Schluchtstrecken mit starken transportfähigen Bächen im Talgrund. Das Fehlen von Moränen, besonders Wallmoränen kann hier nicht irgendwie ausgewertet werden.

Manche Gebirgsgruppen bieten ausgedehnte ebene oder nur mäßig geneigte Felsflächen, meist Rundhöckerzonen abseits der Hauptbäche. Hier einmal aufgeschüttete Moränen, besonders auch Moränenwälle müßten meist auch erhalten bleiben. Die bei der talaus vorgenommenen Prüfung der wallfreien Talgründe und Gesimse festgestellten ersten Wallmoränen konnten auch zumeist mit Sicherheit als jüngste, innerste Stadien angesprochen werden. Dabei ergaben sich folgende Abstände von den Gletschergraten oder den entlegensten Karumrahmungen bis zu diesen innersten Moränenwällen:

Mieminger Kette (N-Seite):	2 —3 km
Hörkar (Hohe Tauern S Bad Gastein):	4,5 km
Gössnitztal (zw. Glockner- und Schober-Gruppe):	5,5—6,5 km
Langen-Tal S Ranalt, Zentral-Stubai:	6 km

(hier schließt unmittelbar oder doch sehr nahe benachbart die kleine, aber wallreiche Moränenlandschaft mit dem Original-Daunwall, dem Daun-Stadium der „Alpen im Eiszeitalter“ nach N zu an).

Maurer-Tal (S-Abfall der Venediger Gruppe):	8—8,5 km
Isel-Tal (S-Abfall der Venediger Gruppe):	9—9,5 km
Frossnitz-Tal (SO-Abfall der Venediger Gruppe):	11 km
Tauern-Tal (O-Abfall der Venediger Gruppe):	mindestens 18—viell. 20 km
Elend-Malta-Tal (östliche Hohe Tauern):	„ 20—viell. 28 km.

Die detaillierten Studien zu dieser Tabelle sind in den Literaturhinweisen angeführt, nur die Untersuchung des Gössnitz-Tales ist noch nicht veröffentlicht. Die Aufstellung zeigt, daß die großen jungstadialen Talgletscher von Vent und Gurgl durchaus nicht völlig vereinzelt dastehen, mögen sie auch — zusammen mit dem Elend-Malta-Tal — in den Ostalpen oder sogar in den ganzen Alpen einen Rekord halten.

⁴⁾ R. BESCHEL's Studien (9) geben auch hier noch Hoffnungen auf schärfere Trennung.

Höhere Ufermoränen über der Gaislacher Alpe konnte der Verf. aus der Ferne nicht ermitteln. Vielleicht wurden sie als Rundbuckel mit dünner Moräne übersehen, vielleicht fehlen sie ganz oder sie wurden zerstört. Gerade der mächtige Eiszufluß des Venter Tales kann durch längere Stadialphasen die allmählich ansteigenden Abhänge zwischen dem Hohen Nachtberg und den Örtlichkeiten Kolben—Haiden—Plötzen—Gaislacherkogel—Ostgrat bedeckt haben. Nach seinem Niedersinken können Ufermoränen durch Bergsturz + Gletschervorstöße eben von diesem Ostgrat her vernichtet oder überschüttet worden sein. Es liegen hier und NO dieses Kogels tief herab zahlreiche, auch von H. HANKE erwähnte, Moränen. Diese sind außerdem interessante Hinweise dafür, daß hier, im Windschatten der nach NW zu vorgelagerten Berge, scheinbar freie ungünstige Hochflächen und Abhänge nicht oder nicht annähernd so der Ausblasung ausgesetzt waren wie die Windhaide NO von Gurgl.

Es ist möglich, daß der größte jungstadiale oder D/g-Gletscher (maximales Gschnitz) noch mit einigen 100 m Eisdecke den Hohen Nachtberg überschritt, und daß dieser Gletscher erst mehr oder weniger weit N des Söldener Beckens endete. Diesbezüglich wird im Sommer 1952 die nähere und weitere Umgebung von Zwieselstein, Hoher Nachtberg, Sölden usw. noch untersucht werden. Es wird hierbei auch geprüft werden, ob das eigenartige Verschwinden der hohen Ufermoränen NO Poschach (N Schwarzen- und Weißenbach) bzw. das auffallende Tieferrücken der nördlichsten Wälle nicht vielleicht auf eine großzügige Absetzung zurückzuführen ist. Auch das Heranreichen der jungstadialen Moränen an die altstadialen Spuren (Schlern-Vorstöße) wird noch zu überprüfen sein.

Abschließend habe ich für die großzügige leihweise Überlassung von einschlägiger Literatur sowie von topographischem und geologischem Kartenmaterial aufs herzlichste zu danken:

Dem geol. pal. Institut der Universität Graz, bzw. im besonderen Herrn Prof. Dr. K. Metz und Herrn Doz. Dr. F. Schoupe;

dem geographischen Institut der Universität Graz, bzw. im besonderen Herrn Prof. Dr. H. Spreitzer, Herrn ao. Prof. Dr. S. Morawetz, Herrn Assist. Dr. R. Stöckl;

dem Kustos der geolog. Abtlg. des Landesmuseums Joanneum, Herrn Dr. Murban; der akadem. und der allgemeinen Grazer Sektion des Oe. Alpenvereines.

Literaturhinweise:

- 1) H. HANKE: Quartärgeologische Untersuchungen im inneren Ötztal. - Jb. Geol. Bundesanstalt Wien 1935.
- 2) W. SENARCLENS-GRANCY: Die Gliederung d. stadialen Moränen im Stubaital;
- 3) — Stadiale Moränen i. d. Mieminger Kette u. i. Wetterstein;
- 4) — Das Höchstausmaß der jungstadialen oder Daun-Vergletscherung im inneren Ötztal; 2), 3), 4) im Jahrb. d. Geol. B.A. Wien 1938;
- 5) Geol. Karte d. Geol. B.A. Wien, Bl. Sölden-St. Leonhard (1 : 75 000).
- 6) O. AMPFERER: Waren die Alpen zwischen Würmeiszeit und Schlußvereisung unvergletschert? - Sitz.Ber. Akad. Wiss. Wien, Math. nat. Kl. Abt. I, 145, 1936.
- 7) W. SENARCLENS-GRANCY: Zur Gliederung eiszeitlicher und jüngerer Gletscherspuren in den Alpen zwischen Venediger, Glockner und Pustertal. - Mitt. alpenländ. geol. Ver. (Geol. Ges.) Wien 35, 1942.
- 8) O. AMPFERER: Zum weiteren Ausbau der Lehre von den Bergzerreißungen. - Sber. Akad. u. Wiss. Wien, Math. nat. Kl. Abt. I, 149, 1940.
- 9) R. BESCHEL: Flechten als Altersmaßstab rezenter Moränen. Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie 1, 1950.
- 10) H. KINZL: Beiträge zur Geschichte der Gletscher in den Ostalpen. - Z. f. Gletscherkunde 17, 1929.

Manusk. eing. 20. 7. 52

Ansch. d. Verf.: Dr. W. Senarclens (v.) Grancy, Graz, Maifredygasse 1. Österreich.