

## Zur Gliederung eiszeitlicher und jüngerer Gletscherspuren in den Alpen zwischen Venediger, Glockner und Pustertal.

Von **Walter Senarclens v. Grancy**, Graz.

Mit 3 Figuren, 1 vierteiligen Hauptkarte und 1 Nebenkarte.

### Inhaltsübersicht.

	Seite
I. Einleitung	125
II. Rezente und frührezente Vergletscherung und Moränen	127
III. Hocheiszeitliche und altstadiale Vergletscherung und Moränen	131
IV. Gliederung jungstadialer Moränen	144
V. Jungstadien im Südabfall der Hohen Tauern	150
VI. Jungstadien der Deferegger Alpen	159
VII. Jungstadien der westlichen Schobergruppe	165
VIII. Jungstadien der Lienzer Dolomiten	167
IX. Zusammenfassungen und Schlußwort	170
X. Schrifttum	176

### I. Einleitung.

Angeregt durch meinen verehrten Lehrer, Herrn Univ.-Prof. Dr. F. Heritsch in Graz, begann ich im Herbst 1928 in den Deferegger Alpen mit geologischen und zugleich auch mit glazialgeologischen Untersuchungen. Hierbei war mir ein Leitmotiv der Hinweis auf den Moränenreichtum dieses Gebietes im Standardwerk der Alpen im Eiszeitalter (1); Ziel der Untersuchungen waren möglichst genaue Aufnahme der Moränenflächen, im besonderen aber die Gruppierung der Moränenwälle.

Die ersten Ergebnisse dieser Aufnahmen wurden 1932 in einem Vorbericht (2) veröffentlicht. — Bis 1935 wurden die Aufnahmsarbeiten auf die Nachbargebiete der Deferegger Alpen ausgedehnt und Vergleichsmöglichkeiten in den östlichen Hohen Tauern, in den Stubai-er Alpen und in der Miemingerkette gewonnen. Nach einer Unterbrechung von 1936 bis 1939 infolge einer Auslandsberufung konnten 1940 und 1941 noch einige Ergänzungen in der Schobergruppe und im Tauerntal vorgenommen werden. — In den Jahren 1932 bis 1935 wurden die Aufnahmen vor allem durch die Unterstützung des Deutschen Alpenvereines ermöglicht, welcher jetzt auch wieder die Druck-

legung namhaft gefördert hat. Dem Deutschen Alpenverein und seinem wissenschaftlichen Ausschuß gebührt daher mein aufrichtigster Dank für vielfache und großzügige Hilfe.

Gegenüber den derzeit durch das Reichsamtsamt für Bodenforschung, Zweigstelle Wien, seitens H. P. Cornelius und O. v. Schmidegg durchgeführten geologischen Aufnahmen \*) dieses Gebietes beabsichtigt meine Studie nicht, ein Wettbewerbsversuch zu sein. Sie beschäftigt sich nur mit einer Formation und mit dem Grundgedanken ihrer Gliederung, ohne vollständige Kartenaufnahme aller Einzelheiten; denn der ursprüngliche Plan, auch alle Moränenflächen genau aufzusuchen, mußte zurückgestellt werden. — Diesen genannten Mangel einerseits bedauernd, hoffe ich dafür andererseits dem anderen Ziel, der Gewinnung des Ueberblicks der Wallgruppierung, einen Schritt näher gekommen zu sein. Weitere Aufnahmen der Moränen, besonders der Herkunft des Schuttes, der Anordnung der Wälle und übersichtliche Darstellung der Gesamtergebnisse werden gewiß auch hier zu befriedigender endgültiger Klärung führen.

Dem Mangel in der Einzeldarstellung steht eine leidliche Uebersicht gegenüber über die ehemaligen Vergletscherungsverhältnisse von Teilen der Zentralalpen mit erheblich verschiedener Höhe, verschieden ausgedehnter heutiger Eisbedeckung infolge verschiedener klimatischer Bedingungen und auch Vergleichseinblicke in die nördlichen und südlichen Kalkalpen.

Infolge des Umfanges des Gebietes, der Beobachtungen, mehr noch infolge der Unterbrechungen und der Kriegsverhältnisse beschränkt sich die folgende Erläuterung auf ein möglichst schnelles Hindurchführen durch die wesentlichen Ergebnisse und auf nur dürftige Hinweise auf das Schrifttum.

Als Kartengrundlage werden die letzten Aufnahmen des Kartographischen Institutes in Wien, die D. A. V.-Karten Schobergruppe und Venedigergruppe und für das oberste Ahrn-Tal eine italienische Karte des Studio Cartogr. G. Giardi in Florenz benützt, in den Maßstäben 1:25.000 und 1:50.000. — Die erstgenannten Karten stellten mir das Geographische Institut der Universität Graz und der Akademische und Grazer Zweig des Deutschen Alpenvereines zur Verfügung, welchen Institutionen ich hiefür sehr zu Dank verpflichtet bin. Für den NO-Abschnitt des Gebietes diente vielfach die Geologische Karte des Großglocknergebietes (3) als Grundlage.

\*) Z. Zt. ausgesetzt bis zum Abschluß des Krieges.

Für Gedankenaustausch, Beratung und mitgeteilte Beobachtungen bin ich in besonderem Maß zu Dank verpflichtet den Herren Univ.-Prof. Dr. R. v. Kiebelsberg, Dr. F. Angel, Dr. E. Clar, Dr. Gb. Dal Piaz, den Herren Geologen Dr. O. v. Schmidegg, Dr. H. P. Cornelius, Dr. O. Reithofer und Frau Prof. Dr. G. Wimmerer. Infolge der eingangs bezeichneten Umstände und zu meinem größten Bedauern war es mir bisnun nicht möglich, in der hier folgenden Arbeit alles mir hiedurch zur Verfügung Gestellte vollkommen zu verwerten. — Herrn A. Wall danke ich aufrichtig für sein lebenswürdiges Entgegenkommen beim Druck der Karten.

Zu ganz besonderem Dank bin ich dem Deutschen Alpenverein und dem Alpenländischen geologischen Verein für die Zuschüsse zum Druck der Karten verpflichtet.

## II. Rezente und frührezente Vergletscherungen und Moränen.

Das Ausmaß der gegenwärtigen Vergletscherung der östlichen Rieserferner, des Südabfalles der Hohen Tauern, der westlichen Schobergruppe wird durch die eingangs genannten Karten hinlänglich gut umrissen. Fast überall haben sich aber die Gletscher in ihren tiefsten und oft auch in den höchsten Teilen noch weiter durch Rückschmelzen und Ausaperung verkleinert. — In der Deferegger Nordkette fehlen in den Karten mit Unrecht kleine Gletscher S des Alples-Spitz (P. 3149) und N Blindis (P. 3000). — Der nordöstlichen und südlichen Deferegger Kette (Virgener und Villgrater Gebirge) fehlen heute Gletscher vollständig. Jedoch sind noch in fast allen höchsten Karen übersommernde Firnflecken vorhanden. Das gleiche gilt für den benachbarten nordwestlichen Abschnitt der Lienzer Dolomiten.

Heute lagern die rückschmelzenden Gletscher den Moränenschutt, den sie auf ihrem Rücken oder in den Eismassen verborgen tragen und an ihrem Grund mitschleppen und abrollen, meist als gleichmäßige schütterere oder dickere Decke ab.

Anlässlich ihres Vorstoßes oder längeren Haltes um etwa 1880 bis 1900, ganz besonders aber bei den Vorstößen um 1850, schütteten sie oft mächtige Endwälle (Seiten- und Stirnwälle) auf, die nur in den tiefsten Lagen, wie am Schlattenkees u. a. o. gleich der übrigen Umgebung bewachsen sind, ansonst hingegen fast durchwegs und stets in den höheren Lagen unberast, arm an Flechten und Moos oder völlig frisch sind.

Die Kartenaufnahme dieser Moränen läßt klar die Weite der Vorstöße und die ehemalige Größe der Gletscher erkennen. — In den Tauerntälern wurden derartige Beobachtungen schon seit langem ge-

macht; ich verweise hiezu nur auf die Arbeiten von H. Kinzl (4) und auf die Angaben über älteres Schrifttum dortselbst.

Bemerkenswert sind hier vor allem die weiten und tief herabreichenden Vorstöße der größeren Gletscher, ferner in der nordwestlichen Schobergrupe die ungemein wallreichen Moränen in der oberen Straniska-Alm, in der nordöstlichen Riesenfernergruppe der nur geringe Vorstoß und Rückgang am Fleischbach-Kees.

Die Deferegger Nordkette trug etwa 22 kleine Kargletscher, an heute fast völlig firnfrei werdenden Karnischen. — Ebenso bargen die höchsten Mulden der Deferegger Südkette etwa 18 moränenaufschüttende Eisfelder.

In den Lienzer Dolomiten entstanden damals undeutliche Aufschüttungen SW des Laserz-Sees, deutliche bei „2300“ NW des Simons-Kopf (P. 2687). — Diese Gletscherspuren schließen an an die von N. Lichtenegger (5) in den südlichen Kalkalpen beschriebenen tiefstgelegenen kleinen Gletscher und ihre Spuren (z. B. am Kanin in 2100 bis 2350 m Höhe unter 2400 bis 2500 m hoher Umrahmung u. ä.) oder an die von R. v. Srbik dargestellte örtliche tiefe Vergletscherung der Kellerwandgruppe (6), welche unter ähnlich hohen Steilwänden wie hier Firn in 1840 bis 2050 m und einen kleinen Gletscher bis in 2250 m Höhe besitzt, oder sie sind zu vergleichen mit rezenten Moränen der Südtiroler Dolomiten, welche nach G. Wimmerer bis in 2050 m Höhe, im Schatten 2500 bis 3000 m hoher Steilwände aufgeschüttet wurden.

Vor und neben diesen frischen Moränen sind die felsigen Hochflächen meist noch in größeren oder kleineren Abständen auffallend frei vom Bewuchs an Rasen, Moos und Flechten. Diese Hochflächen sind meist bis spät in den Sommer hinein noch jetzt mit Firnflecken bedeckt und sie sind zweifellos vor mehreren Jahrzehnten und besonders zur Zeit der 1850er-Vorstöße stärker verfirnt und teilweise vergletschert gewesen, ohne daß es, infolge örtlicher Ungunst, zu ständigen Unterändern der Eisfelder und zur Moränenaufschüttung (Wallbildung) kam. — Der Umriss dieser zahlreichen Flächen wurde in den Karten mit gestrichelter Linie gemäß zahlreichen Beobachtungen angezeigt; nur an steileren Hängen und Schutthalden ist dieser Hinweis mehr allgemein und schematisch.

Hart vor 1850er-Moränen liegen mitunter weitere Wälle, vermutlich vom 1820er-Vorstöß. Ihr Schutt ist fast wie die Umgebung berast,

jedoch sind die Blöcke und Gerölle noch merklich weniger als ihre Umgebung verwittert. — Zu diesen 1820er-Endmoränen zählen die äußersten Aufschüttungen knapp vor dem 1850er-Stand bei „2430“ S des Ködnitzkees, bei „2130“ W des Laperwitzkees, ober „2350“ O des Muntanitz (P. 3232), wahrscheinlich die N-Seite des langen Walles S der Badener Hütte und die äußersten rezenten Endmoränen des Froßnitz- wie des Schlatenkees; ferner vielleicht, nach H. Kinzl (4), einige Wällchen knapp vor der 1850er-Moräne des Simony-Kees, SW der Rostocker Hütte, und die äußersten rezenten Wälle des Straniska-Kees in der Schobergruppe.

Die Endmoränen der 1820er-, 1850er-Jahre und jüngerer Halte oder Vorstöße werden hier wie auch a. o. als rezente Moränen zusammengefaßt. Ihr Vorgelände ist oft, besonders in Hochkaren und Tälern, bedeutender heutiger Vergletscherung zwar mit schütterer verstreuter Moräne bedeckt, jedoch frei von Endwällen.

Gelegentlich liegen noch nahe vor den rezenten Wällen sogenannte „frührezente“ Moränen. Sie sind wie ihre Umgebung verwittert und berast und entstammen, nach H. Kinzl (4), u. a. spätmittelalterlichen Gletschervorstößen, besonders Vorstößen des 18. Jahrhunderts. — Ihr Auftreten ist ungemein unregelmäßig. — Sie fehlen — oder wurden von den rezenten Vorstößen überwältigt — fast vollständig in der östlichen Riesenerfernergruppe, ebenso vor dem Umbal- und Dorferkees, sowie vor den größeren Gletschern der südwestlichen Glocknergruppe. — In der Schobergruppe kennzeichnen sie teils mäßige Vorstöße über den 1850er-Bereich hinaus (unter dem Hochschober-Kees), in mehreren noch schwach vergletscherten Hochkaren scheinen, mit ungefähr gleicher Mächtigkeit, die rezenten Schuttmassen unmittelbar den frührezenten aufzusitzen. — Vor dem Maurer-, Froßnitz- und Schlatenkees in der Venedigergruppe bezeichnen die frührezenten, oft an den Seitenhängen besser als in der Talsohle erhaltenen, Wälle im Verhältnis zur gesamten Vergletscherung kleine Vorstöße über den rezenten Bereich hinaus. — Bei verhältnismäßig kleiner heutiger Vergletscherung weit- und tiefreichend waren die Vorstöße des Daber-Kees der nördlich Panargen (bis 2264) und des Taber-Kees N des Glockenkogels (bis „2260“). Beide Gletscher sind Halbkargletscher im Sinne H. Kinzls (4), d. h. bei geringer Senkung der Schneegrenze wurde ausgedehntes weiteres Nachbargelände verfirnt und die Talform begünstigte den Zusammenstau der gesamten Firn- und Eismassen. Die frührezenten Moränen dieser Gletscher bestehen aus Anhäufungen und Reihen einzel-

ner Bergsturzböcke, SW des Taber-Kees kommen auch wohlgeformte Wälle vor.

Derartige frührezente, oft sehr grobblockige Moränen finden sich auch in zahlreichen Hochkaren oder Hochtälern, denen rezente Moränen und heutige Verfirnung ganz oder in großen Abschnitten fehlen. Sie sind hier meist zwanglos an benachbarte Moränen letzter Jahrzehnte in gleicher Auslage anzuschließen, liegen gleich hoch oder nur wenig tiefer als diese und oft sind ihre schattigen Stirnabfälle oder auch die innersten Wallpartien durch übersommernden Firn frisch erhalten. — Talans finden sich wieder mehr oder weniger mit Moränenschutt überstreute, aber deutlich von Endwällen freie Hochflächen; je günstiger der Sammelraum des Firneises und je größer der frührezente Gletscher war, desto größer ist auch meist — ohne etwa hier eine mathematische Regel aufstellen zu wollen — die von Endwällen freie Hochfläche. — Bemerkenswert durch verhältnismäßig feinen Schutt, entsprechend dem Schiefer der Umrahmung, dem Fehlen von Bergstürzen, aber ebenso auch bemerkenswert als Hinweis auf in vergangenen Jahrhunderten ausgedehnte, heute fast fehlende Vergletscherung sind die frührezenten Moränen bei „2440“ im oberen Zwenzwaldtal (Villgrater Kette) und bei „2550“ im oberen Timmeltal unter einer sonseitigen Mulde W des Geraneber Keeses.

Die Kartenaufnahme der rezenten und frührezenten Moränen ermöglicht den Rückblick auf eine fast völlige Vergletscherung der Hochkare und höchsten Karnischen nicht nur der Hohen Tauern, Rieserferner- und Schobergruppe, sondern auch der nördlichen und südlichen Deferegger Kette sowie der höchsten Kare der Lienzer Dolomiten (sicher frührezente Moräne bei „2250“ NW Simonskopf) in letztvergangenen Jahrzehnten und Jahrhunderten. Hierbei reichen besonders in kleineren Karen die frührezenten Moränen meist tiefer herab als die gleichexponierten rezenten, sie entstanden oft nur durch Bergstürze in firnerfüllten Karen und fehlen ohne diese so auffällig in Nachbarkaren gleicher Gesamtgestaltung. Sie weisen auf eine tiefere Schneegrenze, aber auf kürzere Dauer der Schneegrenzesenkung als zur Zeit der 1820er- und besonders der 1850er-Vorstöße.

Das Gesamtbild der durch die rezenten und frührezenten Moränen feststellbaren Vergletscherung letzter Jahrzehnte und Jahrhunderte und die an die tiefsten frührezenten Moränen gebundene Darstellung des ungefähren tiefstreichenden und größtflächigen Ausmaßes der frührezenten oder spätmittel-

alterlichen Verfirnung ist die Ausgangsbasis für die Beobachtungen älterer Gletscherspuren. Soweit nicht durch Moränen selbst gekennzeichnet, wird in den beiliegenden Karten dieses ungefähr größte Ausmaß frührezenten Verfirnung und Vergletscherung durch eine etwa T-förmige Strichsignatur umgrenzt. Auf den Hochflächen liegt dieser Umriß mit guter Wahrscheinlichkeit stets etwas talaus der Umgrenzung der äußersten rezenten Firn- und Eismassen ohne stationären Unterrand; in Steilhängen und hohen Schutthalden ist diese Darstellung naturgemäß schematisch und fraglicher.

Fraglich mußte mancherorts auch die Trennung tiefster frührezneter und höchster innerster jüngster stadialer Moränen bleiben, besonders vor kleinsten und tief gelegenen Karen, vor denen vielfach die Abstände auch zwischen sicher rezenten Endmoränen und innersten Stadien gering oder auch völlig von Bergsturzblockwerk erfüllt sind, wie etwa im Kar SW Winkeleck (P. 2798). Gelegentlich blieb es auch bei größeren Abständen zwischen jüngsten stadialen und rezenten Gletscherspuren schwierig, Bergsturzmoränen, die die fast völlig rückgeschmolzenen stadialen Gletscher nochmals geringfügig bewegt hatten oder die mit den äußersten frührezenten Eismassen aufgeschüttet wurden, zu unterscheiden. Einige dieser strittigen Moränen werden noch später besonders angeführt werden. Ihre Trennung kann vielleicht durch pflanzenkundliche Untersuchungen möglich werden.

### III. Hocheiszeitliche und altstadiale Vergletscherung und Moränen.

Mehrere Jahrtausende vor den rezenten und frührezenten Gletschervorstößen schoben sich die Eismassen der jung- und altstadialen Klimaschwankungen und Gletschervorstöße in die tieferen Alpentäler vor und hinterließen vielfach schütterere Blockstreunungen, Moränendecken und -wälle. Ein bei weitem noch größeres Ausmaß besaßen die noch älteren hocheiszeitlichen Gletscher, welche die Täler der Isel, Drau, Möll und Lieser erfüllten und im östlichen Kärnten endeten. Ihre Eismassen hinterließen in den Talgründen, Abhängen und an den tieferen Seitenkämmen bis in die Nähe der Hochgebirgsgrate zahllose Spuren von Eisschliff, Moränenüberstreuung und -bedeckung. Aus diesen Spuren läßt sich beispielsweise bei Huben im Iseltal entnehmen, daß die Eisoberfläche in etwa 2200 m (oder mehr) Höhe lag, so daß die Eisdicke etwa 1400 m (oder mehr) betrug. Die wesentlichen Tatsachen über die hocheiszeitliche Vergletscherung und ihre Spuren sind durch die Alpen im Eiszeitalter (1). R. v. Klebelsbergs Geologie von Tirol (7) veröffentlicht und besonders in Osttirol durch Schriften von Mylius (8) bekannt geworden; in der hier vorliegenden

Arbeit wird auf die Gletscher der Hocheiszeit und ihre Spuren nur in besonderen Zusammenhängen eingegangen.

Die Zuordnung der hocheiszeitlichen Moränen zu verschiedenen Eiszeiten war hier im allgemeinen nirgends möglich; vielleicht lassen sich im Verlauf weiterer Untersuchungen ältere und jüngere Grundmoränen im Bereich der Terrassensedimente des Pustertales unterscheiden. Vorläufig wird man mit größter Wahrscheinlichkeit die Eisschliffe und mehr noch die Moränen der letzten glazialen Periode der Würmeiszeit zuordnen.

In den inneren Verzweigungen der größeren Täler sind stadiale und hocheiszeitliche Moränen, wenn Wallformen fehlen, selten sicher oder überhaupt nicht zu unterscheiden. Mit Ueberarbeitung der älteren Moränen durch die Gletscher der stadialen Vorstöße ist hier vielfach zu rechnen.

In der Staller Alpe (NO Antholzer See), im Lapp-Tal und in der Reggn-Alm sind sichere erratische Blöcke der hocheiszeitlichen Gletscher mitten im Nährgebiet der stadialen Gletscher erhalten geblieben (Granatglimmerschiefer, Tonalit, Orthoaugengneis der östlichen Riesenernergruppe und westlichen Panargen). Die aushobelnde Kraft der stadialen Gletscher, besonders der älteren Vorstöße, war infolge kurzer Dauer oder verhältnismäßig geringer Eismächtigkeit zweifellos recht mäßig im Vergleich zur Gesamtleistung der hocheiszeitlichen Gletscher.

Die sicheren altstadialen Moränen der Nördlichen und Südlichen Kalkalpen bestehen zu einem sehr beträchtlichen Teil aus Bergsturstrümmern. In den Tälern der Zentralalpen im W, NW und N von Lienz sind Bergsturzmassen selten anzutreffen. So schien es lange Zeit während des Verlaufes dieser Untersuchungen, als ob in diesen Tälern sichere altstadiale Moränen — Schlernstände im Sinne R. v. Klebelsbergs (9) — nicht nachweisbar würden. Von besonderem Interesse sind nun die altstadialen Moränen, welche sowohl durch ihre Form wie durch ihren Schuttinhalt von hocheiszeitlichen Moränen sich deutlich abgrenzen lassen.

Mächtige Moränenwälle und Kuppen liegen bei, SW und S der Ortschaft Virgen: „1400—1240, 1400—1251, 1360—1207 (Purßstall) — 1190, 1210“. Der Moränenschutt ist meist berast, aber es finden sich auch genügend Aufschlüsse, Rollblöcke, kleinstückiges Geröll und sandig-grusiger Schutt herrschen vor. Das Schuttmaterial stammt — mit einer einzigen Ausnahme des linken Uferwalles des Mullitzbachtals — ausschließlich aus den Granatglimmerschiefer-, Paragneis-

und Amphibolitzone der Gehänge und Kämme des Mullitzbach- und Steinkaasbach-Gebietes.

Die genannten Gesteinszonen streichen zwar weithin westwärts durch, von wo aus ihr Schutt zweifellos auch in die hocheiszeitlichen Eismassen gelangt sein muß. Jedoch wurden die hocheiszeitlichen Moränen dieser Täler durchwegs im S der Talsohle von Virgen und auch hier erst in einigen Hunderten von Metern Höhe über dem Virgener Bach abgelagert; Abhänge und Talgrund zwischen Welzelach und Virgen, im NW der mit — . . . — bezeichneten Linie, weisen Moränendecken (meist Grundmoräne) auf, deren hauptsächlich hoch-eiszeitlicher Schutt ausschließlich dem Nordteil und äußersten Westen der Prägrater Täler entstammt: Zentralgneis des Venediger—Dreiherrenspitz-Gebietes, Paragneise und Glimmerschiefer von ebendort, Kalkmarmor- und Glimmerschiefer, Grüngesteine (Prasinite) und Serpentin des S-Abfalles der Hohen Tauern sowie der westlichen und südwestlichen Verzweigungen des Umbal—Prägrater Tales.

Die altstadialen Moränen bei und SW Virgen umreißen sehr klar eine in etwa 1190 m Höhe endende Gletscherzunge, welche unter den folgenden Bedingungen entstand:

Die während der Hocheiszeit im Virgener Tal etwa 1400 m mächtigen Eismassen waren vor Beginn dieses altstadialen Vorstoßes vollständig abgeschmolzen, es fand hier daher keine irgendwie wesentliche Vermengung hochglazialer und altstadialer Eis- und Moränenmassen statt. Diese Feststellung steht in einem bemerkenswerten Gegensatz zu Beobachtungen von H. Bobek (10) — oder auch von R. v. Srbik (6), wonach im Inntal bzw. im Gailtal altstadiale Gletschervorstöße noch vor dem vollständigen Abschmelzen des Haupttalgletschers stattfanden — und regt zu weiteren derartigen Untersuchungen an.

Sehr wahrscheinlich waren auch die Seitentäler des Virgener Tales und das Prägrater Tal vor dem Einsetzen dieses altstadialen Gletschervorstoßes eisfrei.

Zweifellos erfolgte die Klimaverschlechterung und der altstadiale Gletschervorstoß schnell, gewissermaßen katastrophenartig (vergleichbar manchen mittelalterlich-frührezenten Gletschervorstößen). — Bei längerer Dauer der Senkung der Schneegrenze hätten die Eismassen des S-Abfalles der Hohen Tauern, der Rötspitz-, Panargen- und

Lasörling-Gruppe sich vollständig vereinigt, sie hätten die kleineren Gletscherenden den niedrigen Kämmen im S des Virgener Tales aus ihrer „Sperrstellung“ bei Virgen nach S abgedrängt und an die rechte Talflanke angepreßt und sie hätten sehr wohl die Talgabelung bei Matrei erreicht, wo S. Morawetz (11) — unter rein theoretischer Voraussetzung — Schneegrenzenenkung um 600 m unter heute ( $28/2700 - 600 = 22/2100$  m) — einen Gletscher des Gschnitzstadiums enden läßt.

Die Gletscher des Mullitz- und Steinkaasbachtals setzen eine mittlere Schneegrenze in etwa 1850 m Höhe voraus (Teilung Nähr-:Zehrgebiet 2:1 bis 2.5:1), damit eine Senkung um 1000 bis 900 m unter die heutige, etwa bei 2900 m, in Randlage bei 2750 m Höhe liegende Schneegrenze der Umrahmung des Virgen-Tales, ähnlich wie die von R. v. Klebelsberg (800 bis 900 m unterm heutigen Stand) für die Schlern-Stadien in den Dolomiten angenommene Schneegrenzedepression. — Die Moränenvorkommen bei Virgen beweisen — anknüpfend an eine Vermutung R. v. Klebelsbergs (12), S. 103 — daß die im Gegensatz zu den längerdauernden Bühl-Vorstößen oder Halten kurzen Schlern-Vorstöße nicht nur in den Randgebieten der Nördlichen oder Südlichen Kalkalpen oder anderen Alpengruppen, sondern auch in den inneren Teilen der Zentralalpen im Einzugsbereich größter hocheiszeitlicher Gletscher stattfinden konnten.

Auch im SO von Virgen zeigt der Moränenschutt zwischen Purstall und der Zunigbach-Mündung vielfach Wallformen. Ihre Anordnung und Form ist aber nicht so eindeutig wie SW Virgen, sie mögen teilweise durch Schmelzbäche, Bäche und Quellen entstanden oder zugeschärft worden sein. Der unterste nach O ausbiegende Teil des linksuferigen Walles des Zunigbach-Tales ruht einer Felsrippe der W—O streichenden Schichten der Matreier Zone auf. Auch die Herkunft des Schuttes ist nicht so eindeutig wie SW von Virgen. Zwar entstammen die Gerölle von Paragneis und Glimmerschiefer durchwegs den Bergketten im S des Virgen—Prägraten-Tales und besonders der Zentralgneis des Venedigergebietes fehlt. Es fehlen aber anderseits die gebänderten quarzitischen Paragneise, welche ausschließlich zwischen Tor-Kogl, Stanzling und Zunig (2730, 2716, 2771) vorkommen und eindeutig auf eine Herkunft dieser Moränen aus dem Zunigbach- und Arnitzbach-Tal hinzuweisen vermöchten.

Weiters entstammt hier auch die sicher hocheiszeitliche Moräne der höheren Seitenkämme, außerhalb des Bereiches der mutmaßlichen altstadialen Seitentalgletscher, ebenfalls den Kämmen im S des Virgen—Prägraten-Tales; auch hier ist mit einer gewissen Verschiebung der hocheiszeitlichen Eis- und Moränenmassen aus den höheren Talflanken wie bei Welzelach mehr gegen die Talsohle des Virgener Baches hin zu rechnen, infolge starken Eiszuflusses von S aus den schattseitigen Tälern.

Wahrscheinlich erreichten die altstadialen Gletscher aller Täler O des Steinkaasbaches, an den Zungen mehr oder minder verschmelzend, die Talsohle des Virgener Baches; das Fehlen eines deutlichen östlichsten Walles, am rechten Ufer des Zunnigbaches, ist vielleicht auf geringe Schutzzufuhr der Seitenkämme NO des Großen Zunnig (P. 2771) und auf die kurze Dauer dieses Vorstoßes zurückzuführen.

Auf den flachen Gehängen bei und SO St. Nikolaus und Bichl liegt Grundmoräne ohne irgendwelche Wallform und ohne Hinweise auf Herkunft aus den Tälern S des Virgen-Tales. Die Rollblöcke hier, meist Grünschiefer (Prasinit), Kalkglimmerschiefer, gelegentlich auch Amphibolite und andere kristalline Schiefer, entstammen den südwestlichsten Verzweigungen des Prägrater—Umbal-Tales sowie der S-Abdachung des Venediger—Dreiherrenspitz-Gebietes (die hellen Zentralgneisblöcke des engeren Venedigergebietes fehlen). Die altstadialen Gletscher haben diese Flächen sicher nicht mehr erreicht.

Wie oben erwähnt, enthält der linke Uferwall des unteren Mullitzbach-Tales nicht nur Schutt der altkristallinen Schichtserien des oberen Mullitz-Tales, sondern auch Kalkglimmerschiefer-, Grünschiefer-(Prasinit-) und Zentralgneisblöcke. Es kann sich hier um ausgeräumte hochglaziale Moränen des Mullitz-Tales handeln, sowie um Schutt aus den südlichsten, vom Mullitz-Tal eben noch durchschnittenen Kalkglimmer- und Grünschieferzonen der Tauernschieferhülle. Noch einfacher ist dieser Wall als Mittelmoräne des kleineren altstadialen Gletschers des Mullitz-Tales und des größeren altstadialen Eisstromes des Prägrater- und obersten Virgen-Tales zu erklären. Hiefür spricht besonders das östliche Abbiegen der Moränenwälle beider Ufer, infolge Andrängen der altstadialen Eismassen von NW, vom Prägrater Tal und der Bobojacher-Klamm auf die das Haupttal sperrende Barre der altstadialen Gletscher des Mullitz- und Steinkaasbach-Tales, der Wallreichtum des früher eisfrei gewordenen rechten Ufers, auch die tiefere Lage der linksufrigen Mittelmoräne unter den rechtsufrigen Ufermoränen.

W Virgen vereinigten sich vermutlich die altstadialen Eisströme des Prägrater- und obersten Virgen-Tales und der Nill-Täler. Wallformen sind hier aber nicht erhalten geblieben, wohl infolge starker Zerspülung der Moränen durch die Schmelzwässer der absterbenden altstadialen Gletscher. Die Schuttkegel sowie Absätze und Terrassen im Virgener-Tal dürften von den Schmelzwässern der alt- und jungstadialen Gletscher herrühren. Bei den Absätzen der Schuttkegel ist Stauung am Toteis möglich. Nur bei Oberstein ob Bobojach sind in etwa 1500 m Höhe zwei kurze Wallstücke erhalten, die auf den nördlichen Uferrand des altstadialen Haupttalgletschers zurückgeführt werden können. Zwischen Bobojach und Virgen, im NW der altstadialen Vergletscherung aus dem Mullitz- und Steinkaasbach-Tal, kann zwischen erhaltener hochglazialer und neuaufgeschütteter altstadialer Moräne im Haupttal nicht unterschieden werden, das Schuttmaterial beider Moränen ist naturgemäß sehr ähnlich oder gleich. Geringe Schutförderung durch den nur kurz währenden altstadialen Gletscher ist aber recht sicher anzunehmen.

Im NW, N, NO und O von Virgen erstrecken sich mächtige Moränenschuttmassen bis gegen „1250“, am Mitteldorfer Bach SSO des Ochsenbug (P. 3008) bis gegen 1150 m Höhe herab. Erratischer Schutt der Hocheiszeit — in sehr bunter Mannigfaltigkeit erhalten in mächtigen und ausgedehnten Grundmoränendecken der unteren Zedlacher Wiesen und des Paradies — fehlt hier fast vollständig. Fast durchwegs sind Blöcke von Grünschiefer (Prasinit), Kalkmarmor und Kalkglimmerschiefer der wilden Grate und Steilwände zwischen Mitteregg-Spitz (P. 3045) und Ochsenbug erkennbar. Wallformen sind zahlreich und verhältnismäßig deutlich bei „1250“ NW von Virgen, vielfach können sie aber auch durch später entstandene Gerinne und Tälchen aus einheitlicherer Schuttmasse herausgeschnitten worden sein. Die Moränen NW—N Virgen können durch eine Schneegrenze oder deren Senkung wie die „Schlern“-Stadien SW von Virgen erklärt werden; die tiefen sonenseitigen Moränen am Mittelbach liegen zwar unter hoher Umrahmung, aber unter einem steilen, schluchtartigen Tal ohne Karhochflächen; hier ist die Annahme einer stärkeren Senkung und tieferen Schneegrenzlage nötig (Senkungsbetrag etwa 1300 m oder mehr unter die heutige Lage).

Nur bei sehr kurzer Dauer und bei sehr tiefem Herabreichen eines altstadialen Vorstoßes können die Lokalmoränen O und SW von Virgen gleich alt sein (dann hätten selbst die Gletscher des Mullitz- und Steinkaasbach-Tales ähnlich wie der Haupttalgletscher nicht das Gleichgewicht eines einheitlichen Verhältnisses zwischen Nähr- und

Zehrgebiet erreicht). Die so wertvolle Erkenntnis der zeitlichen Bedingtheit eröffnete einen unangenehm weiten und dehnbaren Spielraum, dessen Grenzen noch gefunden werden müßten.

Weiters ist mit der Möglichkeit zu rechnen, daß die Lokalmoränen einer tieferen Senkung der Schneegrenze durch eine ältere altstadiale Klimawechsel- und Gletschervorstoßphase entstanden.

Drittens bestehen noch folgende Möglichkeiten: Im Verlauf weitgehender Abschmelzung des hochglazialen Eisstromes des Virgener-Tales lösten kurzfristige Klimaschwankungen Gletschervorstöße in den kleinen Seitentälern und damit eine Verfrachtung hocheiszeitlicher Ufermoränen (kalkiger und Grüngesteine eben des Kammes Eichham—Ochsenbug) gegen oder über Toteismassen hin aus, oder es kam während der Abschmelzung der das Virgener-Tal erfüllenden Eismassen von 1400 m auf etwa 300 bis 150 m Dicke neben der Eisbewegung in der Haupttalrichtung W→O auch wenigstens teilweise zu einem Absinken der randlichen Eismassen, welche hocheiszeitlich die tieferen Seitentäler querten, während der Verringerung der Eismächtigkeit über der Haupttalsohle (rascheres Abschmelzen schuttarmer Eisstreifen?) aber eine Strecke weit den Furchen der tieferen Seitentäler folgten.

Die physikalischen Bedingungen dieser Eisbewegungen weiter zu deuten ist hier nicht beabsichtigt — nur der Unterschied gegenüber den altstadialen Wällen und Moränen, SW von Virgen sei noch einmal hervorgehoben:

Die östlich Virgen beobachteten Moränen und ihre zugehörigen Gletschervorstöße erreichten und überquerten das Haupttal nicht — auch von der S-Seite her, von den Kämmen und Tälern des Tor-Kogl und Zunnig wurde nirgends Moräne über den Virgener-Bach hinweg nach N verfrachtet —, ihre Entstehung setzt nicht unbedingt eine neuerliche Verfirnung der Hochregionen (mit einer Schneegrenzsenkung von 1300 m oder mehr) voraus.

Dem Tauern-Tal N Matri fehlen Moränen, welche mit Sicherheit mit den Altstadien SW Virgen verglichen werden können. Die Moränenwälle des rechten Ufers der Prosegg-Klamm bestehen zwar ausschließlich aus Kalkmarmor, Kalkglimmerschiefer- und Prasinitblöcken des Froßnitz-Tales oder der Muntanitzgruppe, es fehlen hier Blöcke von Zentralgneis und anderen kristallinen Gesteinen des Venedigergebietes und der Granatspitzgruppe. Hieraus kann aber nicht auf ein alleiniges Vorherrschen eines Gletschers aus dem Froßnitz-Tal oder aus Tälern der Muntanitzgruppe gefolgert werden.

Am linken Ufer der Prosegg-Klamm, an der Straße bei Lublaß, liegen einige Zentralgneisblöcke; auf den Hochflächen der östlichen Talseite zwischen Aßlab (P. 1509) und Landschütz liegende Moränenblöcke entstammen größtenteils den Zentralgneiszonon und anderen kristallinen Schiefen des Venediger- und Granatspitzgebietes und diese Blockstreuungen ziehen sich bis zu den Rundhöckern nahe der Straße nördlich und südöstlich von Landschütz hinab. Die Eismassen des Frobnitz-Tales schoben sich demnach wohl noch etwas östlich des Tauernbaches talaus, im östlichsten Talabschnitt strömten jedoch die Eismassen des Tauernbach-Haupttales mit den Zentralgneisblöcken mit talaus, mindestens bis Lublaß, vielleicht bis zum Gletscherende in der Talweitung N Matrei. Die Moränen der Prosegg-Klamm erfordern nicht den plötzlichen Vorstoß eines kleineren Seitentalgletschers und auch nicht die Schneegrenzesenkung der Moränen SW von Virgen. Sie werden daher, trotz gleicher Formung wie dort, nicht als Alt-, sondern als Jungstadien aufgefaßt. R. v. Klebelsberg (13) hat sie sicher mit Recht als Gschnitz-Stände bezeichnet und sie bestätigen die theoretische Annahme eines solchen Standes hier — bei oder N Matrei — mit einer Schneegrenze von etwa 2100 m (Schneegrenzesenkung um 600 m oder mehr unter heutigem Stand) seitens S. Moravetz (11).

Die tieferen Abhänge des Tauern- und Isel-Tales S der Prosegg-Klamm, besonders die östliche Talseite beiderseits der Einmündung des Bretterwand-Tales, sind durchwegs von hocheiszeitlicher Grundmoräne mit Blöcken aus dem gesamten Einzugsgebiet des Tauern-Tales und seiner Seitentäler bedeckt. Keinerlei Schutt- oder Wallspuren deuten auf altstadiale Gletscher, welche — vergleichbar mit dem Gebiet SW von Virgen — ausschließlich aus dem Frobnitz-Tal, aus der südlichen Muntanitzgruppe oder nur aus den altkristallinen Schieferbergen Rotenkogl (P. 2762) und Gurner (P. 2702) abströmen konnten. — Vielleicht endete der altstadiale Gletscher bei etwa „945“ nahe Matrei, wo seine Moränen teils von steileren Hängen abgospült, teils von den Schuttmassen des Bretterwandbaches überdeckt wurden, vielleicht wurden die altstadialen Moränen vom äußersten jungstadialen Gletscher überwältigt, dessen Zungenmoränen auf gleiche Weise verschwanden.

Die durchwegs den Amphiboliten, Glimmerschiefer- und Paragneiswänden des Rotenkogl entstammenden Bergsturzmassen bei Maut

im Isel-Tal S Matriei weisen zwar, worauf in (1) hingewiesen wurde, an ihrem N-Rand Wallformen auf. Irgendwelche Spuren von Grundmoräne konnten aber bei näherer Untersuchung nicht gefunden werden. Ein Beweis dafür, diese Schuttmassen als jüngere oder ältere Gletscherstände zu halten, steht aus und ist nicht sehr wahrscheinlich.

Im Haupttal des Deferegggen liegt nahe ober der Talgabel von Huben, an der Einmündung des untersten Grünalm-Tales Moränenschutt der Grünalm mit mächtigen und deutlichen Wallformen. Die erforderliche Schneegrenzlage oder Senkung ist die gleiche wie bei den Altstadien SW Virgen. Wahrscheinlich erreichten alle schattseitigen Seitentäler westlich der Grünalm und auch die Vorstöße aus den größeren sonenseitigen Tälern den Talgrund des Deferegggen, jedoch verrutschen die Moränen an den Steilhängen oder wurden in dem engen Tal vom Bach zerspült. Weiters wird das Erkennen von Lokalmoränen dadurch erschwert, daß Gesteinsserien und Haupttal generell gleich streichen und damit die hochglaziale Moräne vielfach den Schutt aller überhaupt vorhandenen Gesteine enthält. Demgegenüber sind die Geröllmoränen — mit deutlichen Wallformen — bei Moos und Bergl bemerkenswert. Ihr Schutt (Paragneis und Glimmerschiefer) entstammt der Deferegger Nordkette zwischen Donnerstein (P. 2723) und Stanzling (P. 2716). Der ungefähr bei „1360“ endende Gletscher erforderte eine Schneegrenze wie die Altstadien SW von Virgen (bei S-Auslage in 1900 bis 1950 m Höhe teilt sie Nähr- zu Zehrgebiet 3 : 1).

Aehnliche Wallformen finden sich auch NO St. Veit, aber sie sind hier nicht so deutlich und hochglazialer Moränenschutt herrscht hier vor.

Lokalmoräne mit Stücken von Sillimanit führendem Paragneis liegt hoch über dem rechten unteren Ufer des Stemering-Baches. Nach Herkunft der Blöcke ausschließlich hocheiszeitliche Moräne besitzt Wallformung an der Einmündung des Tögischer-Baches.

Wallreiche Moränen liegen an der Einmündung des Lapp-Tales, besonders aus dem aus Tonalit bestehenden Felsriegel von Pötsch. Im Moränenschutt herrschen neben dem hocheiszeitlich zugeführten Tonalit der Felsschwelle W der Lappach-Alm und der Rieserfernergruppe Paragneis und Glimmerschiefer der Hochflächen des Lapp-Tales und der Blindis-Alpe vor. Diese Moräne ist lokalen Ursprungs und viel eher alt- als jungstadial. Als altstadiale Moräne würde sie nicht dem Ende, sondern mehr dem inneren Rückzugsgebiet des Gletschers entstammen, da das Deferegger Haupttal im äußersten Ausmaß

der altstadialen Vergletscherung lediglich bei Annahme gleicher Schneegrenzen oder Senkungen der Schneegrenzen wie SW Virgen wohl bis in die Nähe von Hopfgarten vergletschert gewesen sein dürfte, nicht so sehr durch einen einheitlichen mächtigen Eisstrom des Haupttales, als vielmehr durch Annäherung der T-förmig austretenden altstadialen Gletscher aus den Seitentälern. Sicher durch altstadiale Gletscher wurde die Moräne einer kleinen Hochfläche SO von Bruggen verfrachtet; sie besteht nur aus Paragneis und Tonalitporphyrit der N-Abhänge des Langenschneid (P. 2689) oder des Ragötzlbach-Tales.

Der Ostabfall der Deferegger Südkette oder des Villgrater-Gebirges ist bezüglich altstadialer Moränen noch nicht untersucht; deutliche Wälle scheinen zu fehlen. Im Südabfall der Villgrater-Kette birgt das untere Burger-Tal SO der Einmündung des Blünger-Baches deutliche Moränenendwälle an beiden Talseiten. Der altstadiale Gletscher, welcher bei „1280 bis 1300“ endete, erforderte ungefähr eine ähnliche Senkung der Schneegrenze wie SW von Virgen, wobei die Firn- und Eismassen der von „1280—1300“ entlegenen Hochkare infolge der Kürze der Senkung der Schneegrenze beim Zusammenstau dieses Gletschers sich nur wenig beteiligen konnten.

Im Winkel-Tal NNO von Außervillgraten sind im Grund des Haupttales Endmoränen altstadialer Gletscher nicht mehr erhalten, doch war dieses Tal wohl bis nahe Außervillgraten eiserfüllt. An den Einmündungen der Seitentäler der Tilliacher- und Straß-Alm liegt Lokalmoräne mit Wallformen, die allerdings größtenteils auf das spätere Einschneiden von kleinen Bächen zurückgeführt werden können.

Im Villgraten-Tal liegt SO Innervillgraten, am rechten Ufer des einmündenden Tafen-Tales, Lokalmoräne, Phyllitgerölle, während im gesamten Einzugsgebiet der Innervillgrater Täler Paragneise und Zweiglimmerschiefer vorherrschen, mit wenig deutlicher und wohl durch Erosion bedingter Wallformung. Die erforderliche Schneegrenze ist ungefähr gleich wie bei den Altstadien SW von Virgen. — Auch nordwärts des Bodenbaches, O P. 2624 und 2552, zieht eine breite Masse von Bergsturzschtutt vermisch mit Grundmoräne talab; ebenso greift WSW des Grumauer Berges (P. 2670) und talaus der Kamelisen-Alm altstadiale Lokalmoräne noch über die äußersten jungstadialen Wälle hinaus.

Wie im Defereppen-, Burger- und Winkel-Tal dürften die T-förmig endenden altstadialen Gletscher das Haupttal großenteils, hier bis in die Nähe von Außervillgraten, erfüllt haben, wobei infolge der kurzen Dauer des Vorstoßes (oder der Vorstöße) die Gletscher der Hochkare des innersten Arn- und Winkel-Tales nicht weiter als die Alt-

stadiengletscher des Mullitz- und Steinkaasbach-Tales vorgedrungen sein dürften. Demnach sind die Moränen im Haupttal bei „1600—1650“ talaus der Unterstaller-Alm vielleicht noch altstadial, wahrscheinlicher aber gehören sie zum weitesten jungstadialen Vorstoß [Gschnitz-Stand nach R. v. Klebelsberg (13)].

In der Talweitung von Kals konnte ich altstadiale Moränen fast nirgends feststellen; vielleicht wurden sie von den großen Schuttkegeln und Bergsturzütrümmern (nördlich des Ortes) überdeckt, vielleicht erfüllten — entsprechend den Schneegrenzeverhältnissen und Gletschervorstoßweiten SW von Virgen — die altstadialen Eisströme aus den Hochflächen der südlichen Glockner- und Muntanitzgruppe sowie der nördlichen Schober- und Rotenkogelgruppe die Talweitung vollständig, so daß die Endmoränen in das ungünstige enge äußere Kalser-Tal abgelagert und dort verschwemmt wurden. Auf eine solche größere altstadiale Vergletscherung hier deutet ein kurzer Wall bei „1400“ am linken Ufer der Einmündung des Tales der Gurn-Alm, nahe dem Weg zum Kals—Matreier-Törl.

Die flachen sonnseitigen Felsschwellen der Einmündung des Lessach-Tales bei den Lessacher Weilern sind von Moränenschutt bedeckt, dessen Rollblöcke durchwegs den altkristallinen Schieferzonen des oberen Lessach-Tales entstammen. Auch diese Moränen dürften entsprechend der Schneegrenze und Vorstoßweite wie SW Virgen durch altstadiale Gletscher aufgeschüttet worden sein, wengleich auch die Ableitung durch hocheiszeitliche Gletscher des noch heute stark vergletscherten Tales nicht ausgeschlossen ist. Ein Vergleich mit der hocheiszeitlichen Moräne der Hochflächen der Tschamper-Alm NO der Lessacher Weiler konnte noch nicht durchgeführt werden. Die rasigen Wälle der Hochfläche von P. 1925, SW der Schönleiten-Spitze (P. 2810) dürften eher zu den Rückzugsbildungen der abschmelzenden altstadialen Gletscher als zu tiefsten Jungstadien gehören. Kurze wallartige blockreiche Moränenanschüttungen am linken Ufer des untersten Lessach-Tales und zu beiden Seiten des einmündenden Windesbach-Tales sind hier noch zu nennen. Bei den Wällen N der Lessacher Weiler, welche R. Lucerna (14) erwähnt, dürfte es sich eher um einen moränenbedeckten felsigen Wulst (länglicher Eisschliffbuckel) handeln, dessen bergseitige Begrenzung, eine Kluftgasse, am rotmarkierten Steig N der Lessacher Weiler auch ohne Moränenverhüllung erkennbar ist.

Im Straniskalm- und unteren Leportenbach-Tal ziehen breitflächige Decken von Lokalmoräne talaus; das teils gerollte, teils kantige Blockwerk, untermischt mit sandig-erdig-lehmigem Grund-

moräne-Bindemittel entstammt durchaus den Granatglimmerschiefern, Para- und Orthogneisen, vereinzelt Amphiboliten und Granat führenden Tonalitporphyritgängen der örtlichen Talumrahmung. Talaus von Haslach steil über dem O-Ufer des Kalser Baches, gewinnen bei Bühel und Rantscher die Schuttmassen deutliche und mächtige Wallformen, welche schon R. Lucerna (14) beschrieb. Aufschlüsse der steilen talseitigen Abhänge lassen Block- und Geröllmoräne sowie mächtige sandige Einschaltungen erkennen. R. Lucerna o. z. faßt diese Moräne als ein Gschnitz-Stadium auf, welches der Straniska-Alm entstammt, jedoch gleichzeitig einem den westlichen Teil des Kalser Tales durchströmendem Gletscher sich anschmiegte. Mir scheint es natürlicher, eine vollständige Erfüllung des engen Tales ausschließlich durch den Straniska-almgletscher anzunehmen. Vielleicht kann zur Entscheidung dieser Frage noch die Untersuchung kleiner Moränenabsätze der linken Talseite beitragen. Wahrscheinlich ist der zugehörige Gletschervorstoß, dessen Zunge T-förmig bis etwa „1010“ gereicht haben dürfte, altstadial; jedenfalls fehlen auf den unweit SSW von „1010“ anschließenden rechtsufrigen Verebnungen bis über Peischlach hinaus jegliche Spuren sicherer Wälle und anderer als hocheiszeitlicher Moräne.

Unleugbar möchte man aber angesichts des viel mächtiger ausgeprägten Hochgebirgscharakters der teilweise vergletscherten Hochkare und Felswände der Straniska-Alm gegenüber den Hochtälern SW von Virgen einen weiteren altstadialen Vorstoß, über „1010“ talaus annehmen. Weiters ist in Uebereinstimmung mit R. Lucerna o. c. zur Ermöglichung auch der rekonstruierten T-förmigen Gletscherzunge die 600 m-Schneegrenzeseenkung des Gschnitz nahezu ausreichend. Dieser größte jungstadiale Vorstoß hat mindestens bis etwa „1300“ herabgereicht, vielleicht sind die mächtigen Wälle teilweise durch Auflagerung jungstadialer auf altstadialer Moräne entstanden; in letzterem Falle würden nur der Wall bei P. 1221 und die am linken Ufer des kleineren und niedriger umrahmten Leportenbach-Tales emporreichenden Moränen altstadialer Herkunft sein.

Eine sehr eigentümliche Moränendecke überlagert die breiten Felsleisten und kleineren Rundhöcker an dem hart S der Mündung des Kalser Tales in das Isel-Tal von Unter-Peischlach zur Hochfläche NW Oblaß emporführenden rotmarkierten Weg; im Geröllschutt sind durchwegs die kristallinen Schiefer der Umrahmung des Lessach- und Straniska-Almtales bemerkbar, das Bindemittel ist ähnlich (die Rollung vielleicht etwas geringer) wie das der hochglazialen Grundmoräne, welche gesteinsmäßig scharf unterscheidbar, mit Blöcken aus dem gesamten Kamm und S-Abfall der Hohen Tauern in der Oblaß-

Hochfläche und recht gleichartig im SW-Abfall der Schobergruppe sehr verbreitet ist. Wallformen fehlen der erstbezeichneten Moräne, trotz Gunst der Untergrundflächen vollständig, auch an der rechten Seite der Kaisertalmündung konnte nichts hiezu Ergänzendes beobachtet werden. Veranlassung der Lokalmoräne der S-Seite der Kaiserbachmündung kann ein vereinzelter sehr kurzer altstadialer Gletschervorstoß gewesen sein, oder aber eine Abänderung der Bewegungsrichtung der tiefgehend abgeschmolzenen hocheiszeitlichen Eismassen, ähnlich wie dies für die Moränen O von Virgen angedeutet wurde.

An der Einmündung des mittleren Leibnitzbach-Tales in die Hochflächen bei Oberleibnig stellt der mächtige Endmoränenwall, auf dem der Unterfercherhof liegt, die gleiche Frage wie die Stände des untersten Straniska-Tales: Uebereinstimmend mit R. Lucerna o. c. hat der Gschnitz-Gletscher an diesem Wall noch Anteil oder er endete zumindest sehr nahe („1450“). Jedoch beiderseits dieser Endmoräne, auf den Hochflächen im SO bei Oberfercher wie im NW bei Leibnig, liegt nur eine als hocheiszeitliche erkennbare Moräne, ohne irgendwie merklichen Schutt örtlichen Ursprungs und ohne Wallformen. Der altstadiale Vorstoß reichte entweder verhältnismäßig wenig weit und wurde vom jungstadialen Gletscher mehr oder weniger erreicht, oder aber es war dieser Vorstoß sehr ausgedehnt und sehr kurz, so daß die gesamten Hochflächen zwischen den Weilern Oberst, Oberleibnig und Oberfercher kurzfristig und damit ohne Veränderung der hocheiszeitlichen Moränendecke eisbedeckt waren und der Unterand der Eismassen in die Steilhänge über dem Iseltal hinabging. Weitere Untersuchungen hätten hier Klarheit zu bringen; auch eine mögliche Beeinflussung der Vergletscherungsbedingungen durch örtliche tektonische Vorgänge ist hiebei vielleicht zu berücksichtigen.

Auch das Taber-Tal wird von Moränenmassen örtlicher Herkunft begleitet; meist entstammen die Blöcke den Schroffen von Paragneis und Glimmerschiefer, während Eklogit und Amphibolit der Prijaktgipfel (P. 3056, 3064) auffallend zurücktreten. Die Wallformen sind infolge der tiefen Taleinschnitte unsicher.

Irgendwelche Hinweise auf Bühl-Stadien, im Sinne der Stadiengliederung von R. v. Klebelsberg (12), etwa vom Größenausmaß der Bühl-Gletscher Nordtirols, konnte ich an den Abhängen des Iseltales bis gegen Lienz hin nicht beobachten.

#### IV. Gliederung jungstadialer Moränen.

Im folgenden wird versucht, eine Standardgliederung der jungstadialen Wallmoränengruppen in Osttirol, mit allfälliger Geltung über dieses Gebiet hinaus, zu ermitteln, unter möglichst sinngemäßer Beibehaltung üblicher Bezeichnungen.

Hiezu ist eingangs zu erwägen, welche Tal- und Hochkarräume vornehmlich herangezogen werden können: Große Täler mit mächtiger Hochgebirgsumrahmung und heute noch erheblicher Vergletscherung; oder mittelgroße Täler und Hochkare mit mäßiger Umrahmung und geringer heutiger Vergletscherung; oder kleine Hochtälchen und Kare mit spärlichster Vergletscherung oder überhaupt ohne Spuren rezente-frührezenter Vereisung?

Die erste Formengruppe scheidet aus, denn infolge der beträchtlichen Eisstauungsmöglichkeiten sind hier sehr weite Gletschervorstöße mit weit auseinanderliegenden Wallgruppen möglich, die in langen, steilwandigen, an Schuttkegeln und Wässern reichen Trogtälern vielfach rasch zerstört werden konnten. Die letztere Formengruppe tritt zurück, denn hier können die Wallgruppen hinsichtlich der jüngsten Wallgruppen unvollständig sein. Die mittlere Gruppe gewährleistet geeignete Bedingungen. Aus ihr wiederum sind vor allem zwischen den Karen mit hohen und schuttreichen oder anderseits sehr niederen schuttarmen Karumrahmungen die Hochkare mit mittleren derartigen Bedingungen am geeignetsten.

Die Zusammenfassung der Hochtäler und Kare SW und S des Alples-Spitz (P. 3149), des See-Spitz (P. 3021) und SO Weißes Beil (P. 2767) bietet einige der besten Grundlagen für das Standardbeispiel der Wallgliederung.

Hier liegen in den obersten Karnischen des Großbach- und Erlsbach-Tales S und SW des Alples-Spitz kleine Gletscher (um 1935), zahlreiche 1850er-Moränen und hier sowie in der obersten Frelitz-Alm mehrere frührezente Stände („2725, 2720, 2500, 2650, 2720, 2670“). Tal aus der rezente und frührezente Wallgruppen erstrecken sich besonders deutlich S Alples-Spitz und SW Panargen-Scharte (P. 2891) eisüberformt, schuttarme Hochflächen, Hinweise auf Zeiträume pausenlosen Rückschmelzens. Die Flächen sind in der Karte mit Strichen und Punkten bezeichnet, jedoch ist im Isel-Tal die Unterscheidung von Moränendecken noch unscharf. Meist ist das Fehlen eines Walles in diesen Flächen der Hinweis, daß hier nie längere Zeit der Rand eines

Gletschers gelegen hat. In wenigen Fällen, wenn im Einzugsgebiet Steilhänge und Karwände völlig fehlen, sind auch hier längere Gletscherhalte möglich und verliert die Strich—Punkt-Signatur ihre negative Beweiskraft. An einigen Stellen sind noch Beobachtungslücken die Ursache, weshalb Gletscherrände ohne Wallrest über die mit der Strich—Punkt-Signatur bezeichneten Fläche hinweggezogen sind. Auch Reste tertiärer Hochflächen mit und ohne besondere Eisüberformung sind mit der Strich—Punkt-Signatur umrissen, teils, da sie von dem etwas tieferen Gelände flacher Randhöcker öfter nicht scharf getrennt werden können, teils um auf Schuttmangel mancher Einzugsgebiete stadialer Gletscher hinzuweisen.

Bei „2430“ S Alples-Spitz, S des See-Spitz in „2580“ m Höhe hart S des Oberseit-Sees, bei „2400“ SW Alples-Spitz liegen die innersten, nur mäßig hohen, an Grobschutt armen, eben noch deutlich ausgeprägten jungstadialen Wälle. In weitgehender Anlehnung an H. Kinzls (4) Egessen-Stand werden diese Wälle abgekürzt als „D/e“ bezeichnet. Auf ihre typische Lage weit talaus bei größeren jungstadialen Talgletschern und nahe vor rezent-früh-rezenten Ständen bei kleinen jungstadialen Kargletschern verwies ich bereits (15), die gleiche regelmäßige Anordnung tritt meist auch in den Hochtälern Osttirols auf.

Talaus dieser D/e-Wälle erstrecken sich SSO des See-Spitz teils ungegliederte Blockmoränenmassen mit einem Vorläufer, teils etwa vier deutliche Wälle bis „2380“; S Alples-Spitz sind mindest drei nahe beieinanderliegende Wälle unterscheidbar (Gletscherende etwa bei „2220“), SW Alples-Spitz ziehen vier Wallmoränenzungen von „2340“ bis gegen „2200“ m Höhe hinab. O der Frelitz-Alm schließen an die Moränen von „2380“ die gleich jugendlichen, scharfgeformten und blockreichen Wälle bei „2430“ und „2560“ an. Die letzteren ziehen hoch empor zur winddurchfegten Kammsenke zwischen P. 2762 und P. 2891, und sie senken sich in geschützten Mulden nach SO hin abermals bis „2500“ und tiefer herab. — Das östliche Glied dieser Moränenkette ist „2400“ in der gegen NW-Wind geschützten Karmulde SO des Weißen Beil „2767“.

Diese jungstadialen Wallgruppen werden abgekürzt mit „D/d“ bezeichnet, in Anlehnung an die Daun-Stadien, welche R. v. Klebelsberg (13) im Umkreis der Rieserfernergruppe feststellte, sowie in Anlehnung an den Gebrauch anderer Autoren (H. Kinzl, Lucerna u. a.). Der Daun-Wall ursprünglichster Prä-

gung in den Alpen im Eiszeitalter liegt ungefähr mitten in einer D/d-Gruppe [siehe (15)].

Talaus dieser D/d-Wälle wird SW des Alples-Spitz die Moränen-aufschüttung durch Steilhänge unterbrochen; S Alples-Spitz, in der engen Schlucht des mittleren Erlsbach-Tales, sind von weiteren Vorstößen nur Moränenabsätze erhalten. SSO des See-Spitz weist eine weite gestufte Hochfläche mit niederen Rundhöckern und Moränen-decken ohne Wälle auf eine Zeitspanne pausenlosen Gletscherrückganges. Weiter talaus folgen zwei deutliche Wälle am rechten Ufer, welche auf ein Gletscherende bis „1800“ in steiler Schlucht hinweisen. In dem berasten Wall herrscht Geröllmoräne (hocheiszeitlichen Ursprunges?) vor, über den Wall verstreut sind Augengneistrümmer, welche den Steilwänden SW und SO des See-Spitz entstammen. Diese jungstadiale Wallgruppe wird abgekürzt mit „D/g“ bezeichnet, in Anlehnung an die Prägung eines Gschnitz-Stadium durch eine Schneegrenzesenkung um etwa 600 m (in den Alpen im Eiszeitalter, bei R. v. Klebelsberg und bei zahlreichen anderen Autoren) ohne Verknüpfung mit der Gschnitz-Moräne von Trins im Gschnitz-Tal.

Genau mit der Wallzahl hier stimmt die D/g-Doppelwallgruppe bei „1880“ im mittleren Tegischer-Tal überein, während SO des Weißen Beil nur ein Wall („2290“), bei der Kamelisen-Alm mehrere Endwälle ausgebildet sind und auch NNO des Staller-Sattels bei „2220“ drei Uferwälle mit einer wallreicheren Stadiengruppe rechnen lassen. Auch in den W-Abhängen der Frelitz-Alm, am Tegischer-Bach und ähnlich in den Abhängen unter der Reggen-Alm schließen an die hier als Doppelwall ausgebildete D/g-Gruppe fast unmittelbar teils Moränenanschüttungen, teils weit talaus streichende Wälle an. Möglicherweise sind alle diese Bildungen zu einer ähnlich wie die D/d-Gruppe wallreichen Gruppe zu vereinigen. Vielleicht liegt ein besonderer Stand vor oder es sind hier Spuren des Rückganges der altstadialen Gletscher erhalten, vielleicht folgt, bei lückenloser Erhaltung der Moränenlandschaft, von der D/g-Gruppe ab ohne wesentliche Lücke Wall an Wall bis heran an die typischen und äußersten altstadialen Vorstöße wie SW und O Virgen. Aus den nur wenig günstigen Schluchten des unteren Mullitz- und Steinbach-Tales sowie aus den übrigen untersuchten Tälern ließ sich hierüber nichts Eindeutiges ermitteln.

Möglicherweise ergibt die Fortführung dieser Untersuchungen einen in groben Zügen einheitlichen Aufbau der jung—altstadialen Wallgruppen insgesamt, etwa übereinstimmend mit der einheitlichen Darstellung der schlußeiszeitlichen Moränen durch O. Ampferer (16).

Bis dahin ist die Gliederung der Stadialmoränen in die stark untergliederte jungstadiale und weniger unterteilbare altstadiale Hauptgruppe eine Arbeitshypothese und der derzeit wesentlichste Unterschied dieser beiden Gruppen liegt in den schnellen, katastrophentypischen, im Sinne Morawetz' (11) „haushaltlosen“, vielleicht auch örtlich unregelmäßigen Vorstößen der Altstadiengletscher, während sowohl die großen Talgletscher der D/d-g-Gruppe wie die so überaus zahlreichen Moränen der D/d-Gruppe der Jungstadien auf eine regelmäßige, ausgeglichene einheitliche Vergletscherung mit entsprechenden Klimaverhältnissen hinweisen.

Der Schuttreichtum der Karwände beeinflusst die Ausbildung der Wallgruppen beträchtlich, besonders bei den Moränenlandschaften kleinerer Kare. Infolge Schuttarmut der niederen Grate des nördlichsten Tegischer-Tals ist am mittleren Moränenlappen bei „2500“ kaum eine Wallform des Moränenrandes zu erkennen und ein D/e-Wall fehlt. In unmittelbarer Nachbarschaft, unter den hohen brüchigen Wandabstürzen im W und SO der Steingruber-Höhe (P. 2900), folgt innerhalb des tiefsten D/d-Walles Wall auf Wall teils mit und teils ohne weitere Aufgliederung ohne wesentliche Lücke bis unmittelbar an den Bereich der frührezenten Verfirnung oder Vereisung heran. Hier wurde jeder wesentliche Wetterwechsel durch Bergsturztrümmer markiert und das Ausapern der Felswände noch nach der D/e-Schwankung löste nochmals mit oder ohne weitere kleinere — S des Alples-Spitz nicht verzeichnete — Klimaschwankungen Bergstürze aus, deren Trümmer vom fast erstorbenen Eis noch zu Wällen zusammengeschoben wurden und im Bereich der heutigen übersommernden Firnflecken liegend, öfter von typischen frührezenten Moränen nicht mehr scharf geschieden werden können.

Auch in größeren, höher umrahmten, noch vergletscherten Hochkaren, aus welchen mächtigere D/d-Eisströme entsprangen, scheint besonderer Schuttreichtum zur Aufschüttung besonderer Wälle geführt zu haben. In der obersten Straniska-Alm liegt der innerste Wall (P. 2276) ungleich näher bei den rezenten und frührezenten Wällen als S Alples-Spitz „2430“ vor „2790“, so daß „2276“ möglicherweise nicht gleich alt wie „2430“, sondern ein zweiter oder dritter Wall innerhalb eines D/e-Standes ist, der selbst, etwa bei P. 2234 oder weiter talaus gelegen, sich nicht irgendwie deutlicher heraushebt. Es muß also mit der, bei den Wällen der Steingruber-

Höhe kurz gestreiften Möglichkeit gerechnet werden, daß auf den durch „2430“ S Alpes-Spitz markierten Gletscherstand oder -Vorstoß noch einige, Vorstöße bewirkende Klimaschwankungen stattfanden, deren Wälle man mit D/e1 — D/e2 — D/3 usw. bezeichnen könnte. Aber noch genügen hier die Beobachtungen und ihre Durcharbeitung nicht, um Regelmäßigkeiten erkennen zu lassen, die Gefahr einer unnatürlichen Ueberfeinerung der Gliederung liegt nahe und auch besondere tektonische Bewegungen (s. die Altstadien oben) könnten hier komplizierend mitgewirkt haben.

Die Schneegrenze — mit welcher hier grundsätzlich so wenig als möglich gearbeitet wird — ist für eine Anzahl der oben angeführten Moränen- und Gletscherstände zu ermitteln.

Die Schneegrenze der sonnseitigen, nur von mäßig hohen Karwänden geschützten Alpes-Kees lag um 1935 in etwas „2900 bis 2950 m“ Höhe, angesichts der Tendenz der Fortsetzung des Ausaperns und Rückschmelzens aller Gletscher dieser Gebiete vielleicht sogar über „3000 m“; die mittlere Schneegrenze — nicht als Mittelwert zahlreicher Beobachtungen andernorts, lediglich als Mittel zwischen Süd- und Nordauslage — lag etwa bei „2900“ oder höher.

Um 1850 lag die Schneegrenze auf Grund der Moränen- und Firnspuren hier und in der Nachbarschaft in der Südauslage bei „2800“; Mittelwert etwa „2700“.

Die tiefsten **frührezenten** Vorstöße wie SO des Keeseck (P. 3173) und SO See-Spitz u. a. o. hier erforderten in der Sonnseite eine Schneegrenze in „2750 m“ Höhe oder höher. Mittel „2650 bis 2700“, somit 200 bis vielleicht 300 m unter dem Stand von 1935.

Schneegrenze des **D/e-Standes** „2430“ S Alpes-Spitz: Bei Annahme einer Teilung Nähr- zu Zehrgebiet: 3 : 1 = 2650 bis 2700 m; Mittelwert 2550 bis 2600 m. Bei Annahme einer Teilung Nähr- zu Zehrgebiet: 4 : 1 = 2600 bis 2650 m; Mittelwert 2500 bis 2550 m. Lage der D/e-Schneegrenze unter der von 1935: etwa 400 m.

Schneegrenze des tiefsten **D/d-Vorstosses** („2220“ oder etwas höher): Bei Annahme einer Teilung Nähr- zu Zehrgebiet: 3 : 1 = 2570 m; Mittelwert 2470 m. Bei Annahme einer Teilung Nähr- zu Zehrgebiet: 4 : 1 = 2500 m; Mittelwert 2400 m. Lage der D/d-Schneegrenze etwa 500 m unter der von 1935, etwa 300 m unter 1850, etwa 250 bis 300 m unter der frührezenten Schneegrenze.

Schneegrenze des **D/g-Standes** „1800“ S See-Spitz: Bei Annahme einer Teilung Nähr- zu Zehrgebiet: 3 : 1 = 2400 m; Mittelwert 2300 m. Bei Annahme einer Teilung Nähr- zu Zehrgebiet: 4 : 1 = 2350 m;

Mittelwert 2250 m. Lage der D/g-Schneegrenze etwa um 650 m oder mehr unterm Stand von 1935; etwa 450 m unter dem Stand von 1850; etwa 150 m unter dem Stand für D/d, vorausgesetzt, daß „1880“ auf einen tiefsten D/g-Gletscherstand zurückzuführen ist. Da diese Vorstöße aber noch tiefer reichten (Hinweis a. o. durch die Wallgruppen mit drei und mehr Wällen) dürfte die D/g-Schneegrenze bis zu 200 m unter dem D/d-Stand der Schneegrenze gelegen haben.

Vergleicht man mit diesen Ergebnissen die Höhenlagen der Moränen und Karumrahmungen des Südabfalles der Deferegger-Kette gegen das Villgrater- oder Puster-Tal hin, so ist naheliegend, beispielsweise die höchsten Moränen etwa zwischen Toblacher Pfannhorn und Kerls-Spitz (P. 2663, P. 2612), „2000—2200, 2280, 2320, 2360, 2340“ u. a.) lediglich der Schneegrenze nach — sie ist hier im Mittel etwa bei „2350 bis 2300 m“, gegen den Thurntaler (P. 2407) sogar fast nur 2250 — durchaus als D/g-Stände anzusehen.

Und doch sind diese hochgelegenen Moränen D/d-Stände. Ihre zierliche Wallformung ist gleich wie die Form der D/d-Moränen im Umkreis des Alpes-Spitz u. a. o. in den nördlichen Ketten. Ihre verhältnismäßig tiefe Lage ist gleichbedeutend mit dem tiefen Herabsteigen längsschützender Bergkämme wie die geschlossene D/d-Moränenzone im obersten Burger-Tal: „2400 bis 2120“ unter 2600 bis 2800 m hoher Umrahmung und „2070“ unter nur 2400 m hohen Kämmen. Vergleiche auch hiezu die Lage der Moräne „2290 bis 2450“ NW des Kesselberg-Gipfels P. 2579 bis 2746.

Ferner übersommern auch über oder unterhalb dieser tiefliegenden Moränen Firnflecken in ungefähr gleicher Anzahl und Größe wie über oder innerhalb der D/d-Moränen der nördlichen Ketten und endlich liegen hier SSW des Kerl-Spitz die D/g-Moränen („1970, 2160, 2140“) mit der gleichen ruhigeren Formung wie die D/g-Wälle im Umkreis des Alpes-Spitz.

Die Schneegrenzen der D/d- und D/g-Gletscherstände bildeten im Gebiet demnach nicht etwa eine waagrechte Fläche, sondern sie waren wellig verbogen, folgten den Massenerhebungen der größeren Kammgruppen ähnlich wie auch den kleineren Seitenkämmen. Sicher waren auch der Windschutz, tiefer gelegene kleine Kare und der Niederschlagsreichtum von den südlichen Meeren her von Bedeutung, doch sollen hier diese einzelnen Faktoren nicht weiter gegeneinander abgewogen werden.

Notwendig ist hier nur noch der Hinweis: Auch die heutige oder 1850er-Schneegrenze und die Moränenwälle ihrer Gletscherstände zei-

gen beispielsweise am Kaiser Tauern P. 2518 ganz ähnliche, dem Gelände sich anschmiegende wellige Höhenlagen, ebenso ohne besonders günstige schützende Karformen.

### V. Jungstadien im Südabfall der Hohen Tauern.

Im Abschnitt zuvor wurden die Hochtäler mit starker heutiger Vergletscherung der seltenen Erhaltung der Endwälle und Wallgruppen wegen als ungünstig zur Aufstellung einer Standardgliederung hintangesetzt. Unter den Hochtälern der Südabdachung der Hohen Tauern zeigen jedoch immerhin drei Täler eine teilweise sehr klare, unzerstörte Gliederung der inneren bis innersten Stadiälwälle; es sind dies das Froßnitz-, Dorfer und Maurer-Tal.

In diesen drei Tälern liegen rezente (meist 1850er-) Endmoränen im Maurer-Tal N „2070“, im Dorfer-Tal bei „2190“ und „2240“ und im Froßnitz-Tal bei „2090“. Die frührezenten Vorstöße reichten im Maurer-Tal nur wenig über den 1850er-Stand hinaus (hier „2070“), im Dorfer-Tal wurden sie vom rezenten Vorstoß überholt, im Froßnitz-Tal weisen die äußersten Wälle des rechten Ufers auf frührezente Vorstöße über „2090“ hinaus, jedoch wurden die Endmoränen vermutlich hier verschwemmt.

Talaus von diesen Endmoränen der Haupttalgletscher sowie der Gletscher seitlicher Kare breiten sich im Maurer-Tal (am rechten Ufer) im Dorfer-Tal (am linken Ufer und in der Talsohle) und ebenso in der Talsohle und den tieferen Gehängen des Froßnitz-Tales die eisüberformten und meist nur schwach mit Moränen verkleideten Reste alter Talböden und Hangflächen aus, Endwälle fehlen hier zunächst gänzlich.

Im Froßnitz-Tal liegt zwar eine Wallmoränenlandschaft im Südabfall der Abhänge zwischen Löbber-Törl (P. 2884) und Wilden Kogl (P. 3022), es sind hier aber nur Mittelmoränen des innersten Eisrückganges vorhanden, keine Zungen- oder Endformen.

Die innersten stadialen Uferwälle und Absätze [vgl. hierzu die Ermittlung der innersten Gletscherstände im Malta-Tal (18)] liegen im Maurer-Tal bei „2180“, im Dorfer-Tal bei „2380 bis 2320“, im Froßnitz-Tal bei „2363—2280—2230—2200“. Die Zungenmoränen dieser D/e-Gletscher sind nirgend mehr erhalten. Da aber aus den Ufermoränen auf bedeutende Eisdicken geschlossen werden kann (bei „2180“ im Maurer-Tal auf 280 m, bei „2380“ im Dorfer-Tal auf 300 m, bei „2363“ im Froßnitz-Tal auf 270 m Eisdicke), so ist ein weites Herab-

reichen der D/e-Gletscherränder zu folgern, ungefähr so weit sie die gestrichelte Umrißlinie mit „e“ angibt.

Noch weiter talaus konnten naturgemäß die Gletscher der D/d-Vorstöße gereicht haben. Von ihnen sind infolge Platzmangels deutliche Spuren nur im Froßnitz-Tal erhalten: Es sind hier die deutlichen berasteten Uferwälle am linken Ufer, von „2200“ bis „1900“, welche teils ähnlich wie in der oberen Erlsbach-Alm fast unmittelbar an die D/e-Ufermoränen anschließen, anderseits einen Gletscher umreißen, der bereits über die Talgabelung des Froßnitz- und Tauern-Tales (Gruben) weit nach S vordringen konnte.

Die Uferwälle bei „1700“ bis „1640“ gehören den äußersten D/d- oder den D/g-Vorstößen an. Ebenso sind die Wälle am rechten Ufer der Prosegg-Klamm noch äußerstes D/d oder schon D/g: Bei den großen Talgletschern lassen sich, auch bei verhältnismäßig günstiger Erhaltungsmöglichkeit, diese Gruppen nicht mehr scharf trennen. Ursache dieses engen Ineinandergreifens der Wälle, der scheinbar geringeren Schneegrenzenschwankungen, ist das trägere Rückschmelzen der Taleisströme, besonders in günstiger Lage (Schattenspende und Schuttreichtum der südlichen Begrenzung, des Kammes Eichham—Ochsenbug (P. 3371 bis P. 3008)). In gleichem Sinne waren auch die tiefsten jungstadialen Moränen der Stubai- und Mimminger-Täler sowie im Malta-Tal und den übrigen Tälern der Hochalm—Ankogel-Gruppe (s. 15, 17, 18) als D/d—g-Gruppe zu bezeichnen. Auch der schon von H. Kinzl (4) und R. v. Klebelsberg (13) beschriebene Wall von Prägraten („1280“) kann demnach kein in älterem Sinne vom Daun-Stadium scharf abtrennbares Gschnitz-Stadium sein; man könnte ihn vorsichtig als D/d—g bezeichnen. Wahrscheinlich aber handelt es sich hier noch um D/d und selbst „1250“ könnte noch als D/d angesprochen werden.

An diese Uebersicht ist zweckmäßig die Erörterung der stadialen Gletscherstände im NNO und O des Froßnitz-Tales anzuschließen. Die Kare des nordöstlichen Froßnitz-Tales bergen an Endwällen reiche Wallgruppen, welche von Knappenweg bis gegen die frührezenten und rezenten Aufschüttungen sich emporziehen. Hier hat mehrfaches Ausapern und neuerliches Vorstoßen stattgefunden, während der Froßnitz-Talgrund und das sonnseitige Gehänge zwischen Löbber-Törl und Wilden Kogel noch von Eis bedeckt blieb.

Aehnlich wie im Maurer-, Dorfer- und Froßnitz-Tal erstrecken sich im innersten Tauerntal talaus der rezenten und frührezenten Moränen des Viltragen- und Schlatten-Kees SW und NW vom Innerschloß wellige Hänge und Restflächen eisüberformter alter Talböden,

deren Mangel an Wallmoränen wieder auf einen mächtigen innersten stadialen Stand (D/e) schließen läßt. Ufermoränen fehlen jedoch trotz schuttreicher Erhebungen, besonders im Süden (Kamm des Wilden Kogel, P. 3022), weiter talaus folgen nur spärliche, flache Rundhöcker, junge Anschwemmungen in der Talsohle, Schuttkegel sowie steile Talflanken herrschen vor. Oberhalb Landecksäge täuschen zwar Block- und Geröllmoränen Wallformen vor, aber zahlreiche Aufschlüsse der neuen Straße zeigen deutlich das Aufrufen der Moränen auf länglichen, im Schichtstreichen liegenden eisgeschliffenen Felswülsten. Nur bei P. „1696“ liegt ein Wall, der am ehesten einem D/e-Stand zuzuschreiben ist.

Wesentlich deutlicher wird die Ergänzung des Höchstmaßes der D/e-Vergletscherung, sobald die Eis Spuren des Löbber- und Schildbach-Tales einbezogen sind: Im Löbber-Tal sind unter den Gletschern und rezent-frührezenten Moränen vier rundgebuckelte Kar- und Moränenschwellen ohne eine Spur eines Walles trotz schuttreicher Seitenkämme vorhanden; im Schildbach-Tal sind die oberen Hochflächen ebenso wallfrei, nur auf dem rechten Ufer zweier tieferer Stufen liegen mächtig aufgeschüttete Ufermoränen bei „2120 bis 1900“ (D/e und D/d unmittelbar anschließend). Die Wälle des Schildbach-Tales zeigen klar, daß aus dem Wallmangel hier und besonders im Löbber-Tal nicht auf Ausfall der stadialen Vorstöße zu schließen ist, sondern im Gegenteil auf größere Gletscher, deren innerster (D/e-) Vorstoß bei der Schildalm zumindest noch tief ins Haupttal herabreichte, während er im unteren Löbber-Tal mit dem D/e-Haupttalgletscher noch vereinigt blieb. Nach all dem besaß der Gletscher des innersten stadialen Vorstoßes noch bei der Schildbach-alm und bei P. 1696 eine Mächtigkeit von (1696—1480=) etwa 210 m, so daß das Ende des D/e-Gletschers etwa südlich Landecksäge gelegen haben dürfte.

Im sonnenseitigen Abschnitt dieses großen D/e-Gletschers blieben die Abhänge SW des Abretter-Kogels (P. 2980) bis zum letzten Rückschmelzen nach dem D/e-Stand mit dem Haupttal eisverbunden. S des eben genannten Gipfels deutet ein Schuttabsatz bei P. 2177 auf eine Loslösung vom Eisstrom des Haupttales. Erstmals unter der wenig günstigen östlichen Karmulde S P. 2994 bis 2945 war vor dem D/e-Stand der seitliche Eislappen vom Haupttalgletscher weit zurückgeschmolzen und er hatte sodann bei dem D/e-Stand (oder -Vorstöß) die deutlichen Zungenmoränen bei P. 2223 hinterlassen. Je

schmäler und ungünstiger nun dieser Karsaum nach O hin wird, desto weniger tief reichten die D/e-Gletscher herab, desto höher steigen die Stirnmoränen empor („2223—2340—2420—2460“). Unter dem auslaufenden Kamm liegen noch innerhalb der typischen D/e-Moränen einige Wälle örtlicher Bergstürze.

Etwas fraglich ist der Verbleib der Ufermoränen in den gestuften, an flachen Buckeln reichen Abhängen unter P. 2177 und 2223. Vollkommene Verschwemmung eines mächtigen Walles ist hier besonders SW P. 2177 kaum denkbar. Die Hauptursache lag hier wohl in der nur sehr geringen Schuttlieferung der flachen Kämme W des Abretterkogls und in der späten Trennung der seitlichen Gletscher vom Haupttal-Eisstrom in der Zone zwischen P. 2177 und 2223, eine Zone, welche erst wohl während des D/e-Rückganges ganz ausaperte.

Für die Haupttäler, welche von W nach O hin folgend vom Tauernhauptkamm zum Tauerntal herabführen, ist angesichts der tiefen Schneegrenze des Kammes eine starke D/e-Vergletscherung, anderseits infolge meist südlicher Auslage ein geringeres Vergletscherungsmaß wie im Löbber- und Schildbach-Tal zu erwarten. So reichten auf Grund der Hinweise durch End- oder endnahe Ufermoränen in den Tälern des Dichtenbaches, Tauernbaches (S Felber Tauern), Meßlingbaches und Daberbaches die D/e-Gletscher bis in „2000, 2020, 1820, 1770“ m Tiefe herab. Auch hier wieder breiten sich zwischen den D/e-Moränen und den rezenten und früh-rezenten Ständen weite eisüberformte Hochflächen und Moränendecken ohne Wallformen. Mehr oder minder unmittelbar schließen hier auch D/d-Wälle an, deren zugehörige Eisströme, mit Ausnahme vielleicht in der Haupmer-Alm und an der SO-Flanke des Meßlingbach-Tales, mit dem D/d-Gletscher im Haupttal verbunden waren.

Die Ufermoränen des D/d-Gletschers des Haupttales sind bei der Haupmer-Alm und SO der Einmündung des Landeck-Tales als mächtige, vorwiegend aus hellen Zentralgneisblöcken bestehende Wälle, Absätze und Moränendecken erhalten („1970 bis 1880“ und tiefer „1750 bis 1580“). Ähnlich wie im Froßnitz-Tal ist die Wallgruppe recht einheitlich, es können keine D/d- von D/g-Ständen abgetrennt werden. Der Moränenschutt zieht von den hochgelegenen Uferwällen als lückenreiche Decke bis fast zum Tauernbach hinab, auch S Landecktal und -Säge ist er längs der Straße öfter aufgeschlossen, als hier in der Karte verzeichnet wurde. Ohne völlige Unterbrechung erstrecken sich diese Moränen an der linken Talseite weiter nach Ablab und den Hochflächen bei P. 1509; sie besitzen gelegentlich Absatzformen, bilden bei „1530“ noch mächtige Verklei-

dungen (vermischt mit Zentralgneisblöcken, Kalkmarmor und Prasinit) und sie sind wie erwähnt bei und N Landschütz sowie NO der Proßeg-Klamm noch in deutlichen Resten erhalten, wodurch bereits oben das Mitströmen der D/g-Eismassen des Tauern-Tales mit denen des Froßnitz-Tales nahezu bis in das Becken von Matrei gefolgt wurde.

Die Hochtäler und Kare der Muntanitz-Gruppe sind durch eine weitgehende Vereinzelung der D/e-Moränen und ihre Loslösung von D/d-Wallgruppen bemerkenswert. Bei Vernachlässigung des D/e-Stadiums würde es hier öfters naheliegen, diese Moränen bereits als D/d zu kartieren. Verhältnismäßig vollständig sind die Wallgruppen im Steinerbach-Tal SSW des Muntanitz (P. 3232): Rezente Moränen (1850er und letzte Jahrzehnte) bei „3020, 2500“; D/e-Wälle bei „1970“; D/d-Wälle bei „1920 bis 1840“; der tiefste Wall dieser Gruppe ist vielleicht schon D/g, der Hauptteil der D/g-Moränen wurde zweifellos in Steilhänge verschüttet. In der Unterraner-Alm liegen: bei „2500“ 1850er-Moränen, bei „1900“ im Haupttälchen D/e-Stände, weiter talaus reichten die D/d—g-Gletscher bereits in Steilhänge hinab. Die sonenseitigen Karnischen NO der Alm enthalten mehrere Wälle, deren vorderste mit steilen Stirnabfällen wahrscheinlich an einen D/d-Gletscher angrenzten, während die inneren Stände wohl eine Vervielfachung des D/e durch schuttreiche, früh ausgeaperte Hänge darstellen.

Besonders formenreiche Moränen birgt das Stotzbach-Tal O und N des Muntanitz. Die Wälle aus den letzten Jahrzehnten und vom 1850er-Vorstoß ziehen hier bis in etwa 2400 bis 2380 m Höhe herab. Stärker beraste Moräne mit teilweise frischen Blöcken weist auf einen 1820er-Vorstoß hin („2350“). Während ungefähr gleicher Größe eines frührezenten Gletschers im Haupttälchen schütteten unmittelbar anschließende Schneehalden Bergsturzböckwerk bis „2300“ herab. Bei „2070“ wenig weiter talaus liegt ein innerster Stand (D/e). Infolge des besonderen Schuttreichtums der Muntanitz-Wände ist er mächtig, dabei jedoch nicht mehr gegliedert als der D/e-Stand „2430“ S Alples-Spitz. Der D/e-Moräne bei „2070“ entspricht bei „2230“ eine kleinere Aufschüttung (D/e) aus den Karen zwischen Muntanitz- und Ader-Spitz (P. 2989) mit deutlichen hoch emporsteigenden Wällen.

Vor dem nördlichsten Stotzbach-Kar, S des Ader-Spitz, liegt keine sichere D/e-Moräne, wohl infolge des nur geringen Aufragens der Grate. Sichere rezente und frührezente Moränenwälle der innersten Karnischen sind vorhanden. Jedoch die sehr mächtigen und an Wallformen reichen Schuttmassen S—SW des Ader-Spitz (bis „2520“ herab)

entstammen Bergstürzen, welche auf den abschmelzenden D/e-Gletscher oder aber fast ebensowohl auf ausgedehnte frührezente Firnmassen herab erfolgt sein konnten. Noch jetzt ziehen sich die Spuren übersommernenden Firns hier sowie SO des Ader-Spitz tief herab.

Vor „2230“ und „2070“ liegen die D/d-Moränenwälle nicht in kurzem Abstand, wie vor „2430“ S Alples-Spitz. Nur mächtige Uferwälle sind O „2300“ und im Mittelwall bei „2200 bis 2050“ vorhanden. Diese Wälle zeigen, daß der Eisstrom, welcher etwas älter war als die D/e-Stände „2230“ und „2070“ sich breit und mächtig über die gesamten Hochflächen des Stotzbaches in das mittlere Dorfer-Tal hinab ergoß.

Im Dorfer-Tal N Kals ist talaus von den rezenten Moränen am Kalser Tauern (P. 2518) und unterm Granat-Spitz (P. 3086) im Talgrund bis gegen Kals hin keine Moräne zu finden, die Talweitungen sind hier durchaus mit Schuttkegeln und jüngeren Anschwemmungen erfüllt, die Talwände sind steil und ungünstig. Am linken Ufer der Daber-Klamm liegen einige von „1850 bis 1680“ herabziehende beraste Wälle. Sie erfordern die Aufschüttung durch einen mächtigen Eisstrom, welcher etwa bei „1400“ N Kals endete. Seine Endmoränen können sehr wohl von den jüngeren Bergstürzen verdeckt worden sein. Infolge der südlichen Auslage des Tales und der Tieflage des Haupttales der Talsohle ist mit einem Verhältnis der Flächen des Nährgebietes zum Zehrgebiet etwa wie 4:1 zu rechnen. Hieraus ergibt sich eine Lage der Schneegrenze bei „2200“ m Höhe.

Die Senkung der Schneegrenze beträgt im Verhältnis zum südlichen Abfall der Muntanitz- und Glocknergruppe oder zur nördlichen Schobergruppe, wo zahlreiche Hochkare der Dreitausender völlig ausgeapert sind, derzeit 700 bis 800 m. Am Kalser Tauern liegt die Schneegrenze derzeit etwa bei „2700“, sie hat hier aber während der rezenten und frührezenten Vorstöße zeitweilig in 2550 bis 2450 m Höhe gelegen. Die Wälle O der Daber-Klamm fallen daher noch in den Bereich der D/d—g-Vergletscherung, am ehesten sind sie als D/g zu bezeichnen, ein altstadialer Stand liegt hier wohl nicht vor.

Diese Deutung wird gefestigt durch die aus den D/e-Wällen und aus den wenigen, aber mächtigen D/d-Moränen des Stotzbach-Tales gefolgerten starken D/d-Vergletscherung des Muntanitz-Ostabfalles.

Im W-Abfall der Glocknergruppe sind zur Erhaltung der D/e-Moränen die Täler und Hänge zu steil und der Raum zwischen den heutigen und rezenten Gletscherflächen und dem schutterfüllten Dorfer-Tal ist zu kurz. Im S-Abfall der Glocknergruppe

finden sich D/e-Moränen sowohl in naher Nachbarschaft von D/d-Wällen („2060 bis 2260“ im Teischnitztal) als auch in Vereinzelung („2050 bis 2150 bis 2300“ bei der Lucknerhütte), welche in starkem Maß durch seitliche Schutthalden bedingt ist (Verschüttung fast aller D/d—g-Moränen).

Im SO des Großglockner, NO des Berger-Törl (P. 2651) dürften auf den weiten wallfreien Hochflächen die D/e-Gletscher ihre Moränen noch weit talaus nahe D/d-Wällen abgelagert haben. Auch im weiten flachen Hochtal NO des Peischlach-Törl (P. 2490) verbürgt der Schuttreichtum der Steilhänge der nördlichen Schobergruppe und das Fehlen von Wällen eine erhebliche Ausdehnung des D/e-Gletschers und dementsprechend ein noch weiteres Talausreichen der D/d-Vorstöße.

Die scharfe Abtrennung von Daun- und älteren Moränen, wie sie die geologische Karte der Glocknergruppe (3) SO der Salmhütte aufweist, ist mehrfach nicht aufrechtzuerhalten. Es wird im Bereich dieser an Moräneneinzeichnungen sehr reichen und durchgearbeiteten Karte und über den Kartenbereich hinaus noch von Interesse sein, zu prüfen, ob nicht in einigen Hochtälern, in welchen D/e-Stände nicht verzeichnet sind, die verzeichneten Daun-Moränen als D/e zu deuten sind; ob ferner nicht in den schattseitigen noch stark vergletscherten Hochtälern ein Teil der als Gschnitz- und älter bezeichneten Moränen noch durchaus im Bereich der D/e- und D/d-Gletscher liegt. Auch der Versuch, die D/g-Vergletscherung schärfer zu umreißen, wird noch lohnen; dieser Versuch kann auch, infolge der teilweisen Erhaltung hocheiszeitlicher Moräne unter den stadialen Gletschern, nur mit gesonderten Darstellungen angestrebt werden und geht über den Rahmen gerade genauer geologischer Kartierung in gewisser Hinsicht hinaus.

Nun ist noch der Umriss der jüngststadialen Vergletscherung des Virgen—Prägrater-Tales und seiner Seitentäler zu ergänzen. Von den sonseitigen Tälern der Venediger—Dreiherrenspitz-Gruppe war das Umbal-Tal während der D/e—d—g-Vorstöße oder -Halte zweifellos stark vergletschert, doch hinterblieben an den steilen Hängen nur dürftige Moränenspuren. Im Timmel-Tal liegt talaus zahlreicher rezenter und frührezenter Moränenstirnen und weiter wallfreier Flächen ein Wall bei „2120“; er ist möglicherweise ein örtlicher, nur durch Bergstürze, Trümmern von Grünschiefer (Prasinitt der Wunspitze [P. 3219]) bedingter Halt innerhalb D/d. Der Hauptteil der D/d—g-Vorstöße aus diesem hoch (bei P. 2017) über Prägraten endenden Hochtal reichte zweifellos in die Steilhänge N—NO Prägraten hin-

ab. Teilweise sind hier deutliche Wälle (D/d—?—g) am Wege von Prägraten herauf erhalten. Teils dürfte der Schutt des Timmels-Tales mit den Moränen des D/d—g-Eisstromes aus dem Dorfer- und Maurer-Tal und mit hocheiszeitlichen Grundmoränen so vermischt sein, daß eine Abtrennung ohne Wallformen hier nicht durchführbar und damit das Ausmaß des Eiszustromes (D/g) vom Timmel-Tal her nicht schärfer abzuzeichnen ist. Im Gegensatz zu größeren und noch erheblich vergletscherten Hochtälern wie etwa das Timmel-Tal liegen in den kleineren sonseitigen Karen S Quirl (3251), SW Kreuzspitz (P. 3164), S des Kammes Wun-Spitz (P. 3219) Eichham—Mitteregg-Spitz (P. 3045) D/e-Moränen mit meist sehr schöner Wallform sehr hoch („2600, 2570, 2400—2720—2510—2600—2550—2460“), ähnlich wie auch in der nördlichen und mittleren Schobergruppe und meist auch in den Deferegger-Alpen, oder wie in ähnlichen Karen der Hochalmgruppe (18). Das rasche Ansteigen der Kleinkarmoränen verschiedenster Gletschervorstöße vom Tauernhauptkamm bis in die unmittelbare Südabdachung ist bemerkenswert: der durchschnittliche Anstieg der Schneegrenze der D/e-Stände vom Tauernhauptkamm bis zum Virgen- und Lessach-Tal beträgt bis zu 400 m. Für die D/d-Schneegrenze wird ähnliches vermutet, jedoch fehlen im Hauptkamm D/d-Endmoränen leicht vergleichbarer kleinerer Kare. SSO bis S unter dem Wun-Spitz liegen unter den D/e-Moränen mächtige und typische D/d-Aufschüttungen („2400 bis 2220“) und vielleicht auch noch tiefere, ältere Moränen (D/d—g). Die erforderliche Schneegrenze der D/d-Moränen lag hier in der Sonnseite etwa 2400 bis 2300 m hoch.

Im benachbarten großen Nill-Tal möchte man infolge der Höhenlage der Talsohle und Umrahmung, sowie angesichts der rezenten Vergletscherung ein tiefes Herabreichen des D/e-Gletschers ähnlich wie im Timmel-Tal vermuten. Offenbar war aber der D/d-Talgletscher weniger mächtig als im Timmel-Tal und außerdem wurde durch die Steilstufe hart unter „2510“ das Abbrechen der Eismassen, die Zerteilung des Gletschers und ein schnelleres Ausapern der Hochflächen über dem tieferen Tal bewirkt, so daß der D/e-Vorstoß nicht viel tiefer als wie in den benachbarten kleineren Karen herabreichte. Ob diese innersten Jungstadien genau dem D/e-Stand S Alples-Spitz oder aber den im für das oberste Straniska-Almtal angedeuteten Klimaschwankungen jüngere als D/e entsprechen, ist noch nicht klar entschieden.

Weit talaus liegt ein deutlicher rasiger Wall bei „2120“, dessen Gletscherzunge bis in etwa 1700 m Höhe herabreichte. Die Form des Walles ist die ruhig ausgeglichene einfache der D/g-Stände im Umkreis des Alpes-Spitz u. a. o., auch die Schneegrenze („2300 bis 2400“ im Mittel bei Teilung Nähr- zu Zehrgebiet 4:1) könnte mit dem D/g-Stadium des Panargen-Kammes übereinstimmen. Ist aber „2120 bis 1700“ ein D/g-Stand, so erhebt sich die Frage nach dem Verbleib mindest eines D/d-Walles, zumal von „2120“ bei 2510 in die Talgehänge mehrfach flache Felsbuckel eingeschaltet sind. Die beste Lösung scheint hier: „2120 bis 1700“ ist ein äußerstes D/d-Stadium. Die 2300 m- bis 2400 m-Schneegrenze ist demnach hier D/d-Schneegrenze, übereinstimmend mit den Wällen SSO—S unter der Wun-Spitz, wobei ohnedies für die südlichen Abschnitte des Nährgebietes die in den Randgebieten der Kämme tiefere Schneegrenze mit der Ende des Abschnittes IV ermittelten tieferen D/d-Schneegrenze übereinstimmt. Das Fehlen der a. o. so sehr zahlreichen inneren D/d-Wälle könnte auf folgende Ursachen zurückzuführen sein: Fast vollständige Vereisung des Einzugsgebietes, geringe Schuttfuhr von den im Einzugsgebiet befindlichen Felswänden infolge Festigkeit und örtlicher geringer Klüftigkeit der Grungesteinszonen; dadurch fast vollständiger Ausfall der Oberflächenmoräne und Verspülung des beweglicheren Gerölles der Grundmoräne. Die D/g-Vorstöße haben vielleicht noch tief über „1700“ talaus erreicht; im unteren Nill-Tal liegt jedoch hauptsächlich hocheiszeitliche Grundmoräne, auf welcher wohl infolge der tieferen Zertalung jüngere aufsitzende Wallmoränen nicht mehr sicher erkennbar sind.

Die sehr klar nahe über einer D/d-Gruppe und weit vor rezentfrührezenten Ständen liegende D/e-Wallmoräne des Mullnitz-Tales („2000“) gibt zweifellos den besten Hinweis auf die Größe der D/e-Vergletscherung in den nach W hin anschließenden Tälern der Zopatnizen-, Lasnizen-, des Klein- und Großbach- und des Daber-Tales. Hier sind rezentfrührezepte Moränen zahlreich, D/e—d-Wälle aber selten, da die Gletscher meist in engen und steilen Schluchten endeten und der Schutt des Kalkglimmerschiefers dieser Zonen sehr zu schneller Verwitterung neigt. Die Moränenzungen bei „2300“ im Großbach-Tal sind D/e-Uferwälle (vielleicht sogar nur Mittelwälle). Die Moränenanschüttung des Zopatnizen-Tales dürfte D/d—e sein.

Die D/d- (und naturgemäß auch die D/e-) Gletscher des Nordabfalles der Lasörling-Panargen-Kämme haben zur D/d-Moräne bei „1280“ bei Prägraten keinen Schuttbeitrag geliefert. Der Anteil des

von S herabgekommenen Eises war offenbar schon W Prägraten weggeschmolzen. Der kleine Wall (D/d—g) bei „1250“ O Prägraten zeigt aber auch bereits Schutzzufuhr aus dem Altkristallin der genannten südlichen Kämme.

Der D/g-Gletscher des Prägrater-Tales mag zur Zeit seines Höchstausmaßes, gespeist von nördlichen und südlichen Zuflüssen (Timmel-Tal und Zopatzitzen als östlichste Zuströme inbegriffen) wie früher erwähnt die Bobojacher Klamm erreicht haben. Sicher hat er über die Klamm nicht hinaus gereicht, er hat keine Moränen in den flachen Hängen von Welzelach aufschütten und die so typischen Altstadien bei Virgen nicht erreichen können. Auch in unmittelbarer Nähe der Bobojacher-Klamm, besonders an den von der Klamm zum Berger-Kofl emporsteigenden, für Moränen günstigen Rücken, fehlen, nach freundlichen Mitteilungen von Herrn Dr. H. P. Cornelius, Wallmoränen. Ueber allfällige Wälle an den höheren Kämmen über den Einmündungen der schattseitigen Täler (W „1500“ und W „1600“ und a. o.) ist mir noch nichts bekannt geworden. Jedenfalls war der D/g-Gletscher des Prägrater—Virgen-Tales trotz der mächtigen Hochgebirgsumrahmung erheblich kürzer als der D/d-Eisstrom des Tauern-Tales. (Jeweils von den Jungmoränen der größten und innersten Gletscher gerechnet war der D/g-Gletscher des Virgener-Tales zirka 12,5 bis 15 km, der D/g-Gletscher des Tauern-Tales etwa 17,5 km lang.) Ursachen dieses Unterschiedes sind bezüglich des Virgener D/g-Gletschers:

Geringere Niederschläge der Haupt- und Seitenkämme der Hohen Tauern im SW des Großvenedigergipfels, da die Niederschläge durch die WNW—NW befindlichen Hochgebirgsgruppen (Olperer—Reichenspitz-Gruppe) abgefangen wurden. Weiters entsprangen die schattseitigen Zuflüsse einem Gebiet verhältnismäßig besonders hoher Schneegrenzen (oder genauer besonders geringen Niederschlages), infolge der Lage im Lee der Zentralalpen und südlichen Alpen. Endlich erfolgte die Vereinigung der großen Eiszuströme im Tauern-Tal in einem Talraum mit 1700 m Sohlenhöhe, im Prägrater-Tal bei Hinterbichl und Streden in nur 1300 bis 1400 m Höhe.

## VI. Jungstadien der Deferegger Alpen.

Im N-Abfall der östlichen Deferegger-Nordkette (Virgener-Kette) ist die Moränengliederung bereits ähnlich wie in den Deferegger Alpen. Die Spuren frührezenter und rezenter Vergletscherung beschränken sich auf die höchsten und innersten Karnischen, unter

niedrigen Kammpartien fehlen sie. Die Hochkare sind meist von wallreichen D/d-Moränen erfüllt, deren innerste Wälle von frührezenten öfter nicht scharf abgetrennt werden können. Mitunter liegen größere wallarme Zwischenräume zwischen den rezent-frührezenten und den D/d-Gruppen und in ihnen hebt sich der D/e-Wall gerade noch ab; er ist deutlich, aber niedrig, gerollter und meist gut beraster Schutt herrscht vor („2320“ im Zupal-Kar, SO des Steinkaas-Baches).

Die D/d-Moränen sind O des Mullitztales fast in jedem Hochtal oder Kar der Schattseite des Virgener Kammes und darüber hinaus fast in allen Karen und Hochtälern vom Virgener Kamm bis gegen das Pustertal hin anzutreffen. Die Regelmäßigkeit ihres Auftretens ist dem Durchstreichen einer geologischen Leitschicht vergleichbar. In strenger Abhängigkeit von der örtlichen Gunst der Hochflächen vom Schatten und mehr noch vom Windschatten der Karumrahmung, biegt die Reihe ihrer Stirnmoränen hier wie auch SW Lasörling und Stampfles-Kogl (P. 3098, 3071) u. a. o. bald tief talaus vor, bald bleibt sie auf höchste Karnischen beschränkt. Eine Kartierung lediglich nach der Höhenlage und nach den Schneegrenzbedingungen grob vergleichbarer Hochflächen versagt hier. Beispielsweise liegen die D/d-Moränen „2500“ NNO Gosling-Kofel (P. 2721) höher als die frührezenten Moränen benachbarter Hochkare. Erst bei umfassenderer Prüfung aller Bedingungen treten die Unterschiede gegenüber den frührezenten Moränen schärfer hervor: Hinweis auf eine größere Fläche des zugehörigen Gletschers, ungleich größerer Wallreichtum; Fehlen von Schneeresten und ihrer Wirkung bis in den obersten Wallfurchen, äußerst niedrige Karhänge gegen NW (P. 2499) hin, von wo die Schneefüllung des Kares verblasen wurde.

Es würde sich lohnen, alle D/d-Gletscher durch einheitliche Farbtonung besser zu kennzeichnen; doch ist es gerade bei dieser Studie beabsichtigt, den Zusammenhang der D/d- und D/g-Stände nicht zu zerreißen, und bei etwas näherem Zusehen tritt das Zusammengehören der wallreichen D/d-Gruppen ohnedies bereits meist deutlich hervor.

Von den D/g-Vorstößen sind sichere tiefste Wälle nicht vorhanden; sie endeten meist in engen Schluchten. Der Mangel an Ufermoränen in den höheren Talräumen weist auf ein erhebliches Ausmaß der D/g-Vergletscherung hin. Die Wälle des untersten Mullitz- und Steinkaasbach-Tales („1240 bis 1400, 1300“) können sehr wohl D/g sein, wieder ist eine scharfe Abtrennung von den Altständen nicht möglich. Dem Rückzug der D/g-Gletscher entstammen die sehr sanft

geformten, fast nur aus geröllreichen Grundmoränen bestehenden Mittelwälle des oberen Fratnikbach-Tales.

In den innersten Verzweigungen des Deferegger-Tales, im Affen- und Schwarzach-Tal, fehlen D/e- und D/d-Moränen unter den meist rezenten Aufschüttungen der Kargletscher. Ursache hierfür war wohl die schnelle und vollständige Verwitterung der Kalkglimmerschiefer. Aus der Rieserfernergruppe stießen mächtige D/d-Gletscher herab und hinterließen Moränenlandschaften an der Einmündung des Patscher-Tales, sowie bei der Seebach- und Jagdhaus-Alm, welche erstmals R. v. Klebelsberg beschrieb (13). Von diesen Moränen liegt die nördlichste der Jagdhaus-Alm im verhältnismäßig günstigen Gelände und weist daher auch die reichste Formung auf. Auch ist hier das Stück eines D/e-Walles erhalten, über welchem sich wallfreie ausgedehnte Flächen bergwärts hoch empor erstrecken, so daß die Moränen bei der Jagdhaus-Alm und damit auch bei der Seebach- und Patscher-Alm nicht mit D/g-Moränen verwechselt werden können.

Aber auch talaus der D/d-Wälle der Jagdhaus-Alm liegen flache Rundhöcker mit wenig Moränenschutt, ohne Wallformen. Der D/g-Gletscher stieß demnach, wie im S-Abfall der Panargen (S Alples-Spitz, See-Spitz, Weißes Beil) und in der Schattseite des Virgener Kammes noch erheblich weit über den Bereich der D/d-Gletscher hinaus. Wahrscheinlich hat der D/g-Gletscher das Schwarzach- und Affen-Tal ganz erfüllt und ist ein Teil der Eismassen über das breite Klamml-Joch nach SW hin abgeflossen. Die D/g-Eiszufüsse aus der Rieserfernergruppe waren zweifellos stark und nicht minder die aus dem SW-Abfall der Panargen (Kare zwischen Alples-Spitz—Totenkar-Spitz [P. 3010]), so daß über die Patscher-Alm hinaus das Deferegger Haupttal von einem D/g-Gletscher durchströmt wurde, dessen Ende bisher noch unbekannt ist.

Das Stalleralm-Tal besitzt rezente Moränen N des Hinterbergkofls (P. 2727, „2600“) und NW Deferegger Pfannhorn (P. 2819, „2550“), ferner in fast allen Hochkaren und Nischen Wälle, kuchenförmige Wallgruppen und Moränenzungen der D/d-Gruppe mit seltener Andeutung des D/e-Standes, ferner vergleichbar mit dem Fratnikbach-Tal der Virgener Schattseite aus dem Rückgang der D/g-Gletscher Mittelmoränen (Geröll) mit sanften Wallformen und im NNO des Staller-Sattels mächtige grobblockige Ufermoränen („2200“), welche das Ufer mehrere Stände des D/g-Eisstromes kennzeichnen. Der D/g-Gletscher floß nach SW über den Staller-Sattel

(P. 2052) gegen den Antholzer-See hin ab und verfrachtete zugleich den örtlichen Schutt (Tonalit und Paragneis sowie 2-Glimmerschiefer) nach NO hinab. Bei und ober „1770“ besitzt der Schutt Wallformung, dürfte aber einer Rippe von Tonalitfels aufsitzen. Auch bei „1700“ läßt die Lokalmoräne noch Wallformen erkennen. Man möchte erwarten, daß ähnlich wie im Bruggeralm-Tal SO von St. Jakob der D/g-Gletscher auch hier das Haupttal erreichen konnte. Jedoch ist hier talaus von „1700“ nicht mehr Lokalmoräne des Stalleralm-Tales, sondern nur Moräne des oberen Deferegggen (Tonalit, Augengneis, Granatglimmerschiefer, Grünschiefer [Prasinitt]) enthalten, welche von hocheiszeitlichen oder mächtigen altstadialen oder D/g-Gletschern herrührt. Auf dem rechten Ufer des unteren Stalleralm-Baches wurden Wälle nicht beobachtet; möglicherweise können bei näherer Nachsuche die gesteinskundlichen Unterschiede der Moräne und Wallformen noch wesentliche Hinweise auf die Vereinigung der D/g-Gletscher aus der Stalleralm und im Deferegggen-Haupttal geben.

O von Erlsbach zieht, bis in die Nähe von Ladstatt bei Bruggen, ein mächtiger Absatz der linken Talseite entlang. Er besteht aus dicht aneinandergeschlossenen Schuttkegeln verschwemmter hocheiszeitlicher und jüngerer Moränen. Zwischen Erlsbach und Bruggen dürfte der D/g-Gletscher geendet haben, ohne daß sich bis jetzt ein näherer Anhaltspunkt gewinnen ließ. Wahrscheinlich hat der D/g-Gletscher (obzwar dies eine gestrichelte Linie der Karte andeutet) nicht mehr bis Bruggen gereicht, denn die Moränen SW Bruggen, am Ausgang des Lapp-Tales, sind, wie im Abschnitt III erwähnt wurde, altstadial, sie „sperrn“ etwa die halbe Talweite und daher ist hier für ein D/g-Gletscherende kaum mehr Platz, auch fehlen der kleinen Hochfläche O Ladstatt entsprechende Wallmoränen. Im Trojeralm-Tal wird übereinstimmend mit R. v. Klebelsberg (13) bei „1600“ das Ende eines D/g-Gletschers vermutet, scharfe Wallformen fehlen hier jedoch.

Im obersten Ahrn-Tal (v. Auruna der italienischen Karten), der Prettau, liegen die Verhältnisse in gewisser Hinsicht ähnlich wie im inneren Deferegggen. Die mächtigen, von R. v. Klebelsberg beschriebenen (19), von Gb. Dal Piazz (20) kartierten Wallgruppen an den Einmündungen des Röt- und Wind-Tales („1500 bis 1620“) sind vermutlich ausschließlich D/e—d; die typischen wallfreien Flächen zwischen D/d—e und den rezenten Moränen — frührezente scheinen kaum vorhanden zu sein — sind allerdings gerade in den größeren, nach NW ausliegenden Tälern nicht ausgedehnt. Die D/g-Glet-

scher dürften aber wohl erheblich weit über Kasern talaus gereicht haben, da nach L. Peretti (21) D/g-Gletscher auch S des Mösele 18km Länge erreichten. Im sonenseitigen Abfall des Tauern-Hauptkammes könnten die nach Gb. Dal Piaz verzeichneten Moränen SO des Rauchkofls („3251“) bei „2070“, falls hier eine höhere Schneegrenze als im Tauernhauptkamm beim Felber-Tauern vorliegt, vielleicht D/g-Moränen sein.

Auch in den Hochflächen der Bergketten im N und S des Defereggan erstrecken sich typische wallfreie eisgeschliffene und mehr oder weniger mit Geröllmoräne bedeckte Karplatten zwischen den rezent-frührezenten und inneren stadialen Moränenwällen: Im obersten Grünalm-, Zwenewald-, Villgrater- und Arn-Tal, in der obersten Villpon-, Volkzein- und Brugger-Alm. In eben diesen Tälern lagen größere D/d-Gletscher, etwa vom Ausmaß des D/d-Gletschers im Mullitz-Tal. Ihre D/d-Wälle sind im günstigen Gelände meist, ihre D/e-Stände seltener sicher erkennbar („2220“ im Grünalm-Tal, zwischen „2000 und 2200“ in der Brugger-Alm, „2400“ im Villgrater Arn-Tal u. a. o.

Wie in der Schattseite der Virgener-Kette sind nahezu alle Hochkare kleinerer Stadialgletscher mit und ohne rezent- frührezente Moränen von den oft ungemein wallreichen D/d-Moränen erfüllt, die mit den eingangs genannten D/d-Moränen S und SO des Alples-Spitz hinsichtlich Form übereinstimmen.

Da die Karwände meist beträchtliche Höhen besitzen, vermochten sie, je mehr sie beim Niederschmelzen der D/d-Gletscher ausaperten, desto mehr Schutt zu liefern, und so ziehen die an Grobschutt reichen Wälle oft bis in die Nähe der historischen Gletscher- oder Firneis-spuren. Der D/e-Stand der oberen Erlsbach-Alm mag hier öfter durch die innersten, nicht weiter abtrennbaren Wälle der rückenförmigen Wallgruppen markiert sein, ebenso oft ist es wohl nach völligem Ausapern der kleinen Kare in den Karsteilhängen nicht mehr zur Aufschüttung von D/e-Moränen gekommen, mitunter scheint er infolge Schutt mangels mancher Gehänge ausgefallen zu sein (in der oberen Kleinitz-Alm, ähnlich wie im großen Nill-Tal).

Gelegentlich schalten sich zwischen den innersten und äußersten Wällen dieser Moränen kleinerer Kare merkliche Zwischenräume ohne Wälle oder sogar Karfelsplatten (SW Schneideck [P. 2755], „2550“ S Kugelwand [P. 2803]). Immer aber bleibt es unsicher, ob es sich um das typische D/e der Erlsbacher-Alm handelt oder um eine örtliche starke Aufgliederung der auch S—SW des Alples-Spitz an sich schon

wallreichen D/d-Gruppen; besonders wenn die äußersten und auch die innersten Wälle dieser Gruppen völlig übereinstimmend aus grobem Schutt bestehen, kann öfter das Letztere zutreffen.

Das Größenausmaß der D/g-Vergletscherung war, wie aus ausgedehnten wallfreien Eisschliffflächen von den D/d-Moränen in den Tälern der Staller-Alm, Lapptal, Arn-Tal, Brugger-Alm, Kleinitz-Alm, Grünalm, Michlbach, im obersten Burger-Tal u. a. o. zu schließen ist, recht bedeutend. Auch gut erhaltene Endmoränen, welche vollkommen den D/g-Wällen SW des Alples-Spitz entsprechen — mit meist gut beraster Geröllmoräne — sind nicht selten. Nach den schon zu beiden Seiten des Deferegggen genannten Vorkommen sind besonders D/g-Moränen im S-Abfall des Villgrater-Gebirges zu nennen: „1950 bis 2000“ SW Böses Weibele (P. 2521), („1940“ ?), „2050“ W Böses Weibele, „1900 bis 2000“ bei Jakober-Alm (unter ungemein wallreichen D/d-Moränen), „1830 bis 1960“ bei Gamper-Alm, die Moränen bei und SO Villfurt-Alm und am Celar-Bach, „1800 bis 1860 bis 2000“ im Osten und „2100 bis 2150, 2160 bis 2200“ (1950) im S und SW des Finster-Kofls (P. 2634); im Winkel-Tal die Wallgruppen bei der Tilliacher-, Straß- und Arn-Alm („1850“) „2050 bis 2280“ W Regenstein (P. 2891) „2230“ O Sillianer-Hütte, (1830) „1970 bis 2000“, „2140“ zwischen Kerls-Spitz (P. 2612 und P. 2623), (2000) „2100“ SW Riepen-Spitz (P. 2775) u. a. o.

In einigen Hochtälern ist die SO Alples-Spitz wallfreie Lücke zwischen den typischen D/d- und den D/g-Wallgruppen teils vorhanden, teils aber durch zwischengeschaltete Wälle ausgefüllt: „2320“, „2400“ WNW Kamelisen-Alm, „2000 bis 2200“ SO Villfurt-Alm, „2160, 2280“ S Keils-Spitz, „2180 bis 2260“ O Kalkstein-Jöchl, „2160, 2280“ S Kerls-Spitz, ferner Uferwälle zwischen Arn-Alm und Regenstein. Da diese Moränen aus feinerem Schutt bestehen, nicht aus Bergsturztrümmern, so beweisen sie, daß der Rückzug des D/g-Gletschers von Schwankungen und kleinen Vorstößen unterbrochen war, die nicht auf örtliche zufällige Bergstürze, sondern auf klimatische Schwankungen zurückzuführen sind. Die Ausbildung der D/d- und D/g-Wallgruppen mit einem deutlichen wallfreien Zwischenraum ist demnach ein Sonderfall von allerdings hier u. a. o. großer Häufigkeit. Wie innerhalb des D/d-Gletscher-rückgangs, so erwiesen sich auch nach dem D/g-Vorstöß die kleinen und kleinsten Karnischen am geeignetsten, die kleinen Klima- und Gletscherschwankungen während der Hebung der Schneegrenze aufzuzeichnen, während die Eismasse etwas größerer Talgletscher der N-

und S-Auslage erst später mit dem pausenlosen Rückschmelzen über eine größere Fläche hin begann. Naturgemäß kann auch die wallfreie Lücke zwischen D/d- und D/g-Stadien in kleinen bis mittelgroßen und besonders schuttreichen Karen mit Wällen von Bergsturz-Blockwerk mehr oder weniger vollständig ausgefüllt werden, wie dies WSW Grumauer-Berg (P. 2670), SW Degenhorn (P. 2941), W—NW Regenstein (P. 2891), SO Finsterkofl (P. 2634) und zwischen Jakober-Alm und Rotsteinberg (P. 2696) zu beobachten ist.

Die D/g-Moränen kleinster Kare liegen mehrfach fast gleich hoch wie die tiefsten D/d-Kleinkarwälle. Die Form und Erhaltung der Wälle ist gleich, der einzige Unterschied liegt in der Ausbildung der D/g-Moränen in weniger günstigen Karräumen, wie „2100“ O Eggeberg (P. 2624), woraus man vielleicht auf eine geringere Windverblasung schließen darf (Annäherung an die Klimaverhältnisse der Altstadien?).

Vor manchen D/g-Moränen liegen wallfreie Hochflächen, die die natürliche Trennung jung- und altstadialer Moränen zu erlauben scheinen (so SSW Finsterkofl vor „2160“). Doch gerade diese Beobachtungen sind noch sehr spärlich, SO der Villfurt-Alm bei der Kamelisen-Alm u. a. o. folgen auf die D/g-Moränen in kurzem Abstand noch Wälle, deren zugehöriger Gletscher eine fast altstadiale Schneegrenze benötigte und auch bei den D/g-Endmoränen der größeren Talgletscher sind die äußersten nahe anschließenden Wälle, wie im untersten Burger-Tal, vielleicht schon altstadial. Von derart strittigen Moränenvorkommen kann man einen Moränenabsatz (SW „1820“) bei der Oberstaller-Alm im Villgrater Arntal und die schon von R. v. Klebelsberg (3) verzeichnete Aufschüttung mit Wallformen SO der Unterstaller-Alm („1650 bis 1600“) am ehesten als D/g-Stand ansprechen.

## VII. Jungstadien der westlichen Schobergruppe.

In der Schobergruppe sind vereinzelt zwischen den rezent-früh-rezenten, meist sehr blockreichen Moränenstirnen und den jungstadialen Moränen endwallfreie Karplatten und eisüberformte Hochtäler zu beobachten. Besonders deutlich sind sie SSO und SO des Glödis (P. 3206), wo das angesichts schuttreicher Steilwände sicher zu erwartende D/e-Stadium bis etwa in die Nähe der Lienzer Hütte gereicht haben dürfte. Die Wälle „2340“ S. Glödis und „2250“ NO Leibnitz-Spitze (P. 2872 bzw. P. 2755) sind kaum typische D/e-Moränen, sondern eher auf örtliche Bergstürze zurückzuführen. Auch am Alkuser-See dehnen sich weite, von Endwällen freie Karplatten zwischen den früh-rezenten Blockmoränen und bei jungstadialen D/d-

Wällen bei „2170 bis 1950“. Hier fehlt möglicherweise infolge geringer Schutzzufuhr für die Eismassen, welche durch die Hochflächen zwischen Hohem Prijakt (P. 3064) und großer Rotspitze (P. 3053) herabströmten, der typische D/e-Stand, während unter den schuttreichen Steilhängen zwischen Gr. Rot-Spitze und Schleinitz (P. 2905) örtliche Bergstürze eine Kette von Wällen veranlaßten, die größtenteils auch noch jünger als D/e sein dürften.

Die meisten Hochkare der Schobergruppe sind mit D/d-Moränen erfüllt, welche mit dichtgeschlossenen, oft kaum abzählbaren Wallfolgen, ähnlich wie in schuttreichen Karen der Deferegger-Alpen fast oder unmittelbar bis an die frührezent-rezenten Aufschüttungen heranziehen. Teilweise gelingt die Trennung der gleichhohen Moränen durch das genaue Aufnahmebild der Anordnung der Wallgruppen („2400“ D/e und „2420“ frührezent in den südlichen Karen der Straniska Hochalm, NO P. 2717 und N P. 2881, oder SO und SW des Tschadinhorn (P. 3017). Teilweise ist sie nicht mehr scharf durchführbar, wie im Kar SO des Winkeleck „2798“.

Der geringe, wahrscheinlich auf Bergsturz-Vorstöße zurückzuführende Abstand zwischen innersten jungstadialen Wällen und rezentfrührezenten Moränen wie in der oberen Straniska-Alm zwischen „2276 und 2420 bis 2480“ wurde bereits erwähnt. Auch vor größeren Talgletschern und ihren historischen Spuren wie vor den Moränen des Schober-Kees („2260 bis 2320“) liegen nur 500 m weiter talaus Wälle bei „2150“, die zwar innerste Stadialmoränen, aber nicht typische D/e-Stände und nur auf den Schuttreichtum und Bergstürze der Steilhänge zwischen Hochschober und Winkeleck zurückzuführen sind.

Infolge des Schuttreichtums der Karwände und meist tiefen Herabreichens auch sicherer D/d-Moränen (wie in der Anthof-Alm SW der Prijakt-Gipfel sowie infolge der starken Aufgliederung der D/d-Wälle wie SW Winkeleck und unterem Tschadin-Horn) kann nur selten zwischen D/d- und D/g-Moränen unterschieden werden. Bei und oberhalb der Lessach-Alm sind zweifellos alle Wälle soweit nicht D/e D/d-Stadien. N der Lessach-Alm sind die an Grobschutt ärmeren Wälle talaus von „2480 bis 2200“ wohl eher D/g als jünger. NO und SO des Peischlach-Törls und am Straniska-Bach reichten die D/d- und D/g-Gletscher zweifellos tief in die engen Talschluchten hinab.

Nur im oberen Leibnitzbach-Tal liegt im Umkreis der Hochschober-Hütte eine formenreiche Landschaft wallreicher Moränenkuchen, die man als D/d-Endmoränen oder höchstens als eine Teilgruppe innerhalb D/d auffassen und von älteren Moränen scharf abtrennen kann. Die zugehörigen D/d-Gletscher endeten angesichts der Hochgebirgs-

umrahmung und der erheblichen Staumöglichkeit hier verhältnismäßig kurz und hoch (etwa wie in gleichhohen oder ungünstiger geformten Hochkaren der Deferegger-Alpen oder in niedriger umrahmten Karen dieser Berge). Man würde hier einen Gletscher von mindest der Größe des Mullitztal-D/g-Gletschers erwarten. Der Mangel eines die Teileisströme in „2200“ m Höhe vereinigenden Großkarraumes und die Tieflage der Teilkarräume verursachten aber die Kleinheit der örtlichen D/d-Vergletscherung.

In merkwürdigem Gegensatz steht hiezu die unverhältnismäßig größere D/d-Vergletscherung des Debant-Tales, dessen Endmoränen erstmals durch R. v. Klebelsberg (3) und R. Lucerna (14) beschrieben wurden. Die Teilkar- oder Hochtalflächen sind hier nicht günstiger als die des obersten Leibnitzbach-Tales und die die Teilströme zusammenstauende Hochtalsohle liegt nicht höher als das von den D/d-Gletschern nur eben erreichte Hochtal unter der Hochschober-Hütte. Nur in einer etwas älteren Phase eines tieferen D/d-Vorstößes oder durch die D/g-Vorstöße konnte der größere Talgletscher des Debant-Tales entstehen, der langsamer rückschmelzend den Umkreis der Lienzer-Hütte erst spät (vielleicht nach D/e) freigab und durch seine mächtige Eisbedeckung das Entstehen einer Moränenlandschaft wie der der Hochschober-Hütte bei oder talauf der Lienzer Hütte verhinderte.

### VIII. Jungstadien der Lienzer Dolomiten.

Unter den Nordwänden der Lienzer Dolomiten halten sich Firnflecken — ohne besondere Lawinerverfrachtung — bis in 2100 m Höhe herab; die höchsten Karfelsplatten vor den Schutt- und Schneehalden im Laserz und im östlichsten Talzweig der Kerschbaumer-Alm sind ebenso bewuchslos wie die um 1850 stark verfirnten oder vereisten Hochflächen zwischen oder vor den rezenten Moränen der Zentralalpen, sie waren zweifellos um 1850 ebenfalls fast ganz verfirnt.

NO P. 2596 liegt eine undeutliche moränenartige frische Blockaufschüttung („2300“); NW P. 2596, unter der schattigen Nordwand von P. 2687 wurden zwei steilstirnige Schneehalden-Fußwälle („2300“) aufgeschüttet; auch ihr Bewuchs ist noch sehr spärlich (1850er-Stand). An diese rezenten Moränen schließt sich ein kleiner, wohl frührezenter Wall („2250“). Unter den Schutthängen und übersommernden Firnhalden der Laserz-Kare liegen drei mächtige Moränen („2100, 2100, 2250“), von denen besonders die Moräne SW der Karlsbader-Hütte durch ihre Mächtigkeit, Wallarmut und dem groben Bergsturzschutt auffällt. Diese drei Moränen liegen durchaus im Bereich der früh-

rezenten Verfirnung, vielleicht sind sie frührezent. Oder es handelt sich um Bergstürze aus einer früheren Zeit, als die D/d- und D/e-Gletscher schon fast ganz zurückgeschmolzen und die Dolomitsteilwände entblößt worden waren (vgl. ähnliche Moränen in der Schattseite der Virgener Nordkette oder im nordwestlichsten Stotzbach-Tal [Muntanitz-Gruppe]).

Angesichts des Schuttreichtums der Dolomitwände und des so auffallenden Fehlens eines Verbindungswalles zwischen „2100“ W und „2250“ N des Laserz-Sees können die drei obgenannten Wälle trotz ihrer Mächtigkeit nicht als D/e- oder D/d-Stände bezeichnet werden. „1950“ ist hier mehr oder minder D/e-, „1745“ das tiefste D/d-Stadium, die D/g-Moränen wurden vermutlich in die ungünstige Schlucht des Galitzenbaches verschüttet: Damit liegt hier nahezu die gleiche Gruppierung der gesamten Wallmoränen wie im Mullitz-Tal vor.

S und SO der Kerschbaumer-Alm erreichten die D/d-Gletscher (Moränen bei „2000 bis 2100“) die gleiche Höhe wie die D/d-Gletscher schattseitiger (etwas günstiger geformter) Kare des S-Abfalles der Deferegger Südkette. Die Hochlage der typischen D/d-Wallgruppe NO des Zochen-Paß (P. 2260, „2220“) erklärt sich durch die Flachform der Mulde und damit durch geringere Schutzzufuhr und Beschattung von SO—O her und durch die Windausblasung von NW her. Die ungemein wallreichen Moränen W—SW der Kerschbaumer-Alm („1920—2152—2260—2330“) sind typisch D/d-Stadien, ebenso wie etwa die wallreichen Moränen „2000 bis 2200“ NO des Toblacher Pfannhorn oder wie „2240 bis 2300“ N des Grumauer-Berges (P. 2670). Besonders im südlichsten Abfall des Villgrater-Gebirges reichten die D/d-Gletscher vielfach in ähnliche oder gleiche Höhenlagen wie in den Lienzer Dolomiten herab. Ein Gleichsetzen dieser Moränen der Kerschbaumer-Alm mit ungefähr ähnlich tiefliegenden, aber ungleich wallärmeren D/d-Moränen, etwa wie in der Kamelisen-Alm („1930“) oder („2146. 1970“) SSW Kerls-Spitz (D/d- und D/g-Moränen im O und S des Kammes Gsieser-Törl—Toblacher Pfannhorn—Markinkerle wurden teils nach unveröffentlichten Beobachtungen von Gb. Dal Piaz verzeichner, für deren Mitteilung ich bestens danke) kommt nicht in Frage.

Der D/g-Gletscher der Kerschbaumer-Alm war ungefähr gleich groß und reichte etwa gleich weit talaus wie der D/g-Gletscher des Laserz-Kares. Während der Schneegrenze-Hebung zwischen dem D/g- und D/d-Stadium aperte die Kerschbaumer-Alm mehr aus und der Talraum war zum Zusammenstau der nächstjüngeren D/d-Gletscher

weniger geeignet, weshalb auch der tiefste D/d-Vorstoß — wohl angesichts der Verbindung mit den dürftigeren Wällen bei „2260“ ein Vorläufer — nur bis „1920“ herabreichte. In der zunehmend wärmeren oder auch niederschlagsärmeren Folgezeit verhielt sich der D/d-Gletscher des Laserz-Kares infolge der Mächtigkeit der Firn- und Eismassen und infolge des höheren und höher umrahmten Einzugsgebietes wie ein großer Talgletscher: Seine Zunge verharrte während mehreren Schwankungen unverändert bei „1745“, zog sich dann stetig zurück und setzte bei „1950“ nochmals zu einem inneren Halt (D/e) an. In der westlichen Kerschbaumer-Alm verhielt sich der schattseitige Gletscherteil ähnlich, er zog sich von „1920“ gleichmäßig, allerdings auch hoch und weit, bis zum innersten (D/e-) Halt oder -Vorstoß zurück. In den weiten, sonnseitigen oder ostexponierten Karflächen hingegen folgten weitflächige Rückgänge sowie die Aufzeichnung zahlreicher kleiner Klimaschwankungen durch zahlreiche untergeordnete Wälle.

Die D/e-Moränen „2100 und 2200“ hier sind feinschuttig, oder nicht annähernd so grobblockig wie der Bergsturzwall, „2100“ W der Karlsbader-Hütte; auch ist ihre Mächtigkeit geringer. Die D/e-Moränen geben hier nicht übergangslos Karräume frei — wie die Lücke zwischen „2250“ NO Karlsbader-Hütte und dem Wall am Laserz-See — sondern sie klingen nach NW—N hin, O Kreuzkofl (P. 2694), einen kleinen Firneislappen umreißend, allmählich aus; sie sind nach all dem mit den Wällen „2100, 2100, 2250“ im Laserz-Kar dem Vergletscherungstyp nach und zeitlich nicht zu vergleichen.

Die Moränen des obersten Hallebach-Tales („1950 bis 2260“) sind infolge geringerer Ausdehnung des Hochgebirgstalraumes und infolge der tiefen Einschartung der schattseitigen Karwände bei (P. 2399) durch ähnliche Kargletscher wie in der westlichen Kerschbaumer-Alm aufgeschüttet worden. Infolge der geringeren Ausdehnung der ungefähr gleich exponierten und beschatteten Gletscher hier kann angenommen werden, daß „1950“ nicht der Endmoräne bei „1920“ entspricht, sondern einem etwas jüngeren Stand, etwa dem durch den kräftigen Wall etwa 250 m W P. 2152 bezeichneten Stadium.

R. v. Srbik (22) hat die hier als D/d bezeichneten Moränen als Gschnitzstände angesprochen; die von mir in 2100 bis 2250 m Höhe unterschiedenen D/d—D/e noch jüngeren oder frührezent-rezenten Moränen der Schattseiten verzeichnet er als Daun-Stadien. Es scheint mir jedoch wahrscheinlicher, daß auch über das Gebiet dieser Skizze hinaus in den benachbarten Hochkaren und Tälern R. v. Srbiks

Gschnitzstände eher den D/d- als den D/g-Wällen des Alplesspitz-Kammes zugehören.

So vermute ich auch, daß im nordwestlichen Teil des Karnischen Kammes (siehe 6) R. v. Srbik's Daun-Stadien den D/-Ständen hier und seine Gschnitz III-Stadien den D/d-Ständen hier entsprechen. Da ich diese Täler nur wenig besuchte und die mir derzeit lediglich aus (6) vorliegende Kartenskizze dem kleinen Maßstab entsprechend keine feineren Einzelheiten der Wallgliederung darstellt, sind nähere Vergleiche nicht möglich. Die zahlreichen Gschnitz II-Stadien der nordwestlichen Karnischen Täler entsprechen wohl den hier in den Steiltälern und Schluchten verlorenen D/g-Ständen; ebenso wird man die „Alten Gletscherstände“ R. v. Srbik's im Gail- und Puster-Tal mit den Altstadien SW von Virgen zu einem großen Teil parallelisieren können.

### IX. Zusammenfassungen und Schlußwort.

Unsere Erkenntnis des Formenschatzes, der Gliederung der Stadialmoränen, der Entwicklungsbedingungen der Stadialgletscher steht immer noch im Anfang.

Es wird hiemit zur Diskussion gestellt, einen im wesentlichen einheitlichen Rhythmus der Vorstöße der Stadialgletscher und damit eine grundsätzliche Einheitlichkeit der Gliederung der Stadialmoränen in den Alpen als Arbeitshypothese anzunehmen, bis zu dem Zeitpunkt, da diese Einheitlichkeit in den meisten Gebirgsgruppen bewiesen worden oder überzeugend als unrichtig erkannt worden ist.

Die in so verschiedenartigen Gruppierungen und Höhenlagen scheinbar unter dem Einfluß verschiedenster Schneegrenzen entstandenen Wallmoränen aus verschiedenstem Schuttmaterial werden sich vermutlich auf ein für die ganzen Alpen einheitliches System klimatischer Schwankungen zurückführen lassen, wenn man für jedes Stadium die außerordentliche Mannigfaltigkeit der örtlichen Entstehungsbedingungen berücksichtigt: Entstehung zu Beginn einer Vorstoßperiode, im Verlaufe eines Rückganges durch gleichmäßige Schwankungen, durch örtliche Bergstürze, durch Vorstöße am Ende einer unvollständigen Rückgangsperiode, die Hänge- oder Kleinkargletscher sehr, Talgletscher fast nicht betraf, Stauungsmöglichkeiten, Hochlage der Hochtalsohlen in größerer oder geringerer Erstreckung, Lage im Zentrum oder Randgebiet der Gruppen, in normal geschützten, stark geschützten oder ausgeblasenen Hochkaren, im Lee oder Luv der

Meerwinde. Ich verweise hier auf die Gedankengänge von S. Morawetz (11), (23), (24) und nicht zuletzt auf den immer wieder dankbaren Vergleich mit den Eigentümlichkeiten rezenter und früh-rezenter Moränen benachbarter Hochgebirgsräume.

Die Stadialwälle der dieser Studie beigegebenen Karten sind in dieser Hinsicht nur zu einem Bruchteil ausgewertet.

Es dürfte sich empfehlen, Bühl-Stadien im Sinne von R. v. Klebelsberg als typische Rückzugshalte nach der letzten Hocheiszeit zugleich als ausgedehnte Eisströme der Alpenlängstäler abzutrennen von den typischen Altstadien (Alten Gletscherständen, Schlernstadien R. v. Klebelsbergs). Es ist mehr und mehr wahrscheinlich, daß mit den typischen Altstadiengletschern eine besondere Vereisungsepoche, die „Schlußvereisung“ im Sinne O. Ampferers (25), eingeleitet wird. Die altstadialen Moränen SW von Virgen liefern auch ohne zwischeneiszeitliche Ablagerungen einen sehr klaren Beweis für ein plötzliches und kurzdauerndes Herabsteigen der Gletscher, die unmittelbar am Fuß eines der größten ostalpinen Hochgebirgsmassive ein vom Toteis hocheiszeitlicher oder bühlstadialer Gletscher freies Längstal antrafen.

Das Vordringen der Gletscher kleinerer Seitentäler lediglich durch Beweglichwerden rückgestauter Eismassen ist bei besonderen klimatischen Bedingungen mancher Gebirgsteile (Niederschlagsreichtum der Karnischen Alpen [6]) während des Rückganges der Wurm-Vereisung oder der Bühl-Gletscher denkbar.

Vor der Depression der Altstadien war die Vergletscherung der Alpen vielleicht nicht gerade vollständig verschwunden, aber sie war zumindest geringer geworden als das spätere Ausmaß der D/g-stadialen Vergletscherung.

Das Vordringen der Gletscher kleinerer Täler nach dieser Klimaverbesserung nach dem Gletscherschwund nach der Wurm-Eiszeit und nach dem Bühl-Rückzugsstadium lediglich durch Beweglichwerden rückgestauter Eismassen ist undenkbar, zumindest für „Haupttal-sperrende“ Eisvorstöße wie SW von Virgen; es bedarf hiezu eines neuen großen Wettersturzes nach vorangegangener Warm- oder Trockenzeit.

Die endgültige Prägung des Begriffes dieser Schlußeiszeit oder Schlußvereisung hätte wohl am besten im Rahmen einer ausgedehnten Vergleichsstudie mit analogen Eisständen in Nordeuropa u. a. o. zu erfolgen. Davon unabhängig empfiehlt sich, innerhalb der Schlußvereisung die Gletschervorstöße untergeordneter Art nach wie vor als Stadien oder Stände zu bezeichnen.

Es wird versucht, mit den Figuren 1 und 2 übersichtlich und naturgemäß schematisch einige typische Möglichkeiten der Stadiengliederung darzustellen, sowie sie mit beobachteten Beispielen zu belegen.

Fig. 1, 1): Niedrige und niederschlagsarme Kare teils ohne, teils mit jungstadialen Wällen, teils mit Spuren rezent-frührezenter kleiner Gletscher höchster Karnischen. Verhältnismäßig weit talaus, etwa 5 km von den Karböden, reicht der altstadiale Vorstoß, welcher das Haupttal absperren kann. Zwischen Alt- und Jungstadien liegen besonders bei etwas größeren, höheren Talräumen noch ein oder einige Stände, Rückzugsmarken des altstadialen Vorstoßes oder tiefste jungstadiale Vorstöße, welche vielleicht den Raum zwischen Schlern- und D/g-Stadien gleichmäßig unterteilend ausfüllen.

Beispiel: Mullitz- und Steinkaasbach-Tal SW von Virgen.

Vor Kleinkar-Jungstadien, vielleicht nur vor diesen, scheinen wallfreie Flächen einen markanteren Rückzug zwischen Alt- und Jungstadien anzudeuten.

Beispiel: Anraser-Alm SW Finster-Kofl.

Fig. 1, 3): In scharfem Gegensatz zu 1) können von niederschlagsreichem, noch stark vergletschertem Hoch- (oder Rand-) Gebirge die Jungstadien weit talaus ziehen, die altstadialen Wälle können vom jungstadialen Gletscher vollständig überwältigt werden, in geringer Entfernung von Altstadien benachbarter Täler können jungstadiale (D/g—d-) Wälle allein als tiefste Stände der Schlußvereisung sich darstellen.

Beispiel: (sehr wahrscheinlich) Malta-Tal, Tauern-Tal gegenüber Virgener Tal. Unterscheidung (der an sich nach Form und Erhaltung kaum verschiedenen Wälle): die erheblich verschiedenen Schneegrenzen der gesteinskundlich festgelegten Einzugsgebiete.

Fig. 1, 2): Uebergangsformen zwischen 1 und 3 in Tälern mittelstarker gegenwärtiger Vergletscherung. Die Trennung tiefster Jungstadien von den allenfalls noch erhaltenen Altstadien ist schwierig bis undurchführbar.

Beispiele (zahlreich): Unteres Tal der Brugger-Alm u. a. o.

Fig. 1 oder 4: Die mehr oder weniger deutliche Beherrschung des Haupttales durch einen Seitentalgletscher täuscht „Sperrung“ wie durch Altstadien vor. Es handelt sich aber um gleichalte Gletscher, wobei der Seitentalgletscher aus noch heute mächtig vergletscherten Hochkaren entammt.

Beispiel: Tauern-Tal und Froßnitz-Tal. Unterscheidung gegenüber 1): Die D/g—d-Schneegrenze des Seitentalgletschers.

In Fig. 2 wird die Gliederung der Jungstadien ohne Ansehung der Altstadien versucht. Hierbei ist das D/g-Stadium meist nur durch zwei Wälle dargestellt, ohne damit schon eine allgemein vollgültige Norm geben zu wollen.

Fig. 2 oder 5: Zahlreiche Hochgebirgstäler mit noch starker Vergletscherung, niederschlagsreich, mit verhältnismäßig tiefer Schneegrenze: Die D/g—d—e-Wälle liegen sehr weit talaus, sie sind zu einer verhältnismäßig geschlossenen Gruppe vereinigt (die jungstadiale Gruppe schlechthin), in welcher die g—d—e-Stadien nicht mehr scharf oder nicht trennbar sind. D/e fehlt hier möglicherweise.

Beispiel: Malta-Tal, vielleicht auch das Kapruner-Tal in den Hohen Tauern. Ursache dieser Entwicklung: Die wiederholten Hebungen der Schneegrenze genügten nicht, den mit dem ersten großen D/g-Vorstöß entstandenen großen, mächtigen Taleisstrom zum Verschwinden zu bringen und dadurch für selbständige D/d- oder D/e-Vorstöße Platz zu schaffen. Jedoch konnten zur Eissammlung minder günstige Hochflächen während dieser positiven Klimaschwankungen eisfrei werden und es konnten vor Kleinkaren D/d- oder D/e-Wälle aufgeschüttet werden, deren Schneegrenze naturgemäß mit der des Tal-D/e-Gletschers oft nicht übereinstimmen kann.

Fig. 2, 6): Noch heute vergletscherte Hochtäler mit höherer Schneegrenze, geringerem Niederschlag oder tiefergelegener Talsohle u. a. Hier konnte es im Zuge der fortgesetzten Hebungen der Schneegrenze nach dem tiefsten D/g-Vorstöß zu einem weitgehenden Zurückschmelzen auch der Haupttaleisströme kommen, so daß in die eisfrei gewordenen Räume die D/d- oder sogar auch die D/e-Gletscher hinein vorstoßen konnten.

Beispiele: Virgerner- und Tauern-Tal, Venter- und Gurgler-Tal in den Oetztaler Alpen, wohl auch das innerste Stubai und das Fuscher-Tal NO der Glocknergruppe, wo es nach H. P. Cornelius und E. Clar (3) in dieser Vergletscherungspause zur Bildung von interstadialen Gehängegebirgen kam.

Fig. 2, 7): Mitteltgroße Täler mit spärlicher rezent-frührezenter Vergletscherung. Deutliche Trennung der D/g- und D/d-Moränen. Die D/d-Gruppe kann aus zahlreichen kleinen Wällen bestehen (Mullitz-Tal) oder unter sehr schattigen und schuttreichen Karen aus einem einzigen, jedoch sehr mächtigen Wall (Laserz). Je nach dieser Entwicklung liegt der D/e-Stand knapp ober dem innersten D/d-Wall oder mehr entfernt und damit scheinbar scharf gesondert vom D/d-Wall. Bemerkenswert ist oft die Ausbildung zahlreicher Mittelmoränen.

Fig. 2 oder 8: Gezeichnet als Typ eines schuttarmen Hochkares. Niedrige D/d-Wälle, oft in nur geringer Zahl. Das D/e-Stadium ist in etwas schuttreicherem Teilkarraum noch als Doppellwall ausgebildet (Beispiel: SSW Felber-Tauern), oder noch als einfacher Wall der schuttreicheren Talseite, während der Gletscheranteil der schuttärmsten Talseite nichts aufschüttete (Tauernbach-Tal S Felber-Tauern), oder es kann vollständig fehlen. (Beispiel: Oberstes Tögischer-Tal.) Hier meist deutliche Wallücke zwischen D/d und D/e.

Fig. 2 oder 9: Schuttreiche Hochkare: Reichgegliedertes D/d-Stadium. Wälle bis an die rezent-frührezenten Eisspuren heran, keine Möglichkeit, den D/e-Stand mit Sicherheit abzutrennen. Bergsturz- und Vorläufermoränen, welche auch die Wallücke zwischen D/g und D/d ausfüllen können.

Beispiele: Kar zwischen Kastal- und Steingruber-Höhe, Arn-Alm W der Arnhörner, Straniska-Alm, oberstes Lessach-Tal u. a.

Fig. 2, 10): Hochkare rings umschlossen, mittlere Schuttmengen: D/g-Wälle — wallreiche D/d-Stände, gerade noch deutlich erkennbares D/e-Stadium (Panargen-Südseite).

Fig. 2 oder 11: Tal- und Karraum ähnlich wie bei 10, jedoch mit einigen tieferen Scharten. Die D/d-Moränen sind infolge der Verblasung des Schnees in geschützte Nischen zurückgedrängt, auf höheren und tieferen Stufen der Kartreppen können gleichzeitig kleine Gletscher Moränen ablagern, wobei die höher gelegenen Gletscher etwas länger andauern und andere Wälle aufzuschütten vermochten.

Fig. 2, 12): Karform ähnlich wie bei 10 und 11, teils eher scharfe Trennung der D/g- und D/d-Stadien durch wallfreie Lücken, teils vermittelnde Stadien ohne Einwirkung von Bergstürzen, ein Hinweis auf den doch verhältnismäßig gleichmäßigen Verlauf der Klimaschwankungen.

Beispiel: Kamelisen-Alm u. a.

Fig. 2, 13, 14, 15): Niedrige und kleine Kare; D/g-Moränen meist noch vorhanden. D/d-Moränen teils noch vorhanden und wallreich (meist ohne deutlichen D/e-Wall), teils nur ein Wall oder fehlend. In windgeschützteren Mulden können D/d-Kleinkarmoränen sehr tief liegen, während die D/g-Moränen des gleichen Karraumes infolge der Vollvergletscherung und Schuttarmut der Karnische ausfallen können.

Es ist damit zu rechnen, daß ganze Gebirgsgruppen eine Stadienentwicklung nach nur einer dieser Typen haben können.

Mit Fig. 3 wird versucht, den Verlauf der Schneegrenzeschwankungen der Schlußvereisung nach den in Osttirol u. a. o. gesammelten Erfahrungen anzudeuten. Die Hebung der Schneegrenze nach der

Wurmeiszeit und dem Bühl-Halt ist Voraussetzung für selbständige altstadiale Vorstöße in innersten Alpentälern wie SW von Virgen. Das genaue Maß der Klimaverbesserung ist noch nicht irgendwie sicher zu ermitteln.

Ein Haupt-Altstadium (Schlern-Vorstöß) ist durch die zahlreichen Beobachtungen hier u. a. o. gesichert. Die Anzahl untergeordneter Halte oder Vorstöße unmittelbar nach diesem Hauptvorstoß ist noch ungewiß. Möglicherweise folgte ein wärmeres Interstadium, möglicherweise folgte ein nahezu gleichmäßiger Rhythmus der Vorstöße oder Halte bis zur Aufschüttung der D/g-Doppelwälle. Es ist denkbar, daß die Beziehung Altstadium zum D/g-Stadium die gleiche ist wie D/g zu D/d und D/d zu D/e, d. h.: während des Rückschmelzens der altstadialen Gletscher vermochten nur die eisarmen Hochflächen oder die Talkämme kleiner Talgletscher vollständig auszuapern und nur hier kam es zu markanten, gut abgrenzbaren Vorstößen.

Das D/g-Stadium ist durch mehrere Doppelwälle gesichert, es könnte aber auch aus drei und mehr Vorstößen bestehen.

Das D/d-Stadium beginnt mit einem starken tiefen, selten erhaltenen Vorstoß (Vorläufer), meist liegen ein bis vier Wälle vor, auch 20 und mehr untergeordnete Halte oder Vorstöße wurden beobachtet. Bezeichnend für diese Gruppe ist die auffallende große Abhängigkeit vom Windschutz.

Das D/e-Stadium besteht nur aus einem Wall oder einem Doppelwall, nach dessen Aufschüttung meist pausenloser Rückgang des Eisrandes einsetzte. (Ausnahme: Sehr schuttreiche Kare.)

Zum Vergleich wurde die Skizze der Klimakurve der frührezenten („Altstadien“) und rezenten („Jungstadien“) Gletschervorstöße beigefügt.

Die Klimakurve von Fig. 3 läßt nach dem altstadialen Vorstoß mit Sicherheit zwei, mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit drei jüngere Wallgruppen erkennen.

Man könnte hieraus eine gewisse Berechtigung ableiten, im Sinne von R. v. Klebelsberg (12), W. Heibel (25) und J. Ladurner (27), D/g = Gschnitz I, D/d = Gschnitz II und D/e = Daun gleichzusetzen.

Gegen diese Gleichsetzung sprechen:

a) Die seinerzeitige Strittigkeit des Original-Gschnitzwalles von Trins im Gschnitz-Tal, welcher nunmehr (12) endgültig dem Schlern-Stadium zugezählt wurde und damit als Grundlage der Namensgebung für die jüngeren Stände sehr an Bedeutung verliert.

b) Die Auffassung der meisten Autoren, vom Daun-Stadium als einem wallreichen Stadium, was von der D/e-Gruppe hier in der Regel nicht behauptet werden kann.

c) Der Daun-Wall der Alpen im Eiszeitalter ist ein Glied der D/d-Gruppe (15), damit besitzt die Beibehaltung der Bezeichnung Daun (jungstadial) für diese Wallgruppe, besonders für D/d, größere Beachtung.

d) In den Studien, in welchen erstmals vom Gschnitz II-Stadium die Rede ist (26), (27), ist das D/e- oder Egessen-Stadium und besonders seine Stellung innerhalb der D/d-Gruppe (bei Gleichsetzung wie hier oben Gschnitz II!) nicht berücksichtigt, es können aber, wenn nur die Schneegrenze berücksichtigt wird, sogenannte Gschnitz II- und selbst Gschnitz I-Wälle innerste jungstadiale oder D/e-Stände sein.

Die Weiterführung derartiger Moränenstudien für Uebersichtsdarstellungen sowie für die für Vergleiche unerläßlichen Detailaufnahmen etwa in der Art der mustergültigen Darstellungen von O. Reithofer (28) in den Alpen, in europäischen und anderen Gebirgen, sowie im Nährgebiet der nordischen Inlandeismassen erfordert noch viele, aber sicher lohnende Arbeit.

Auch die Ermittlung der ungefähren Höchst- und Mindestdauer der alt- und jungstadialen Gletschervorstöße sowie der Eisrückgänge, der Einbau dieser Klimakurve in die bis jetzt nur für die Hocheiszeiten aufgestellten Strahlungskurven, ferner die Bedeutung der Schlußvereisung in spät gehobenen, an Moränen armen außereuropäischen Gebirgen (Himalaja) und die Möglichkeit eines Wiederfindens der schlußeiszeitlichen Klimaschwankungen in der Vorgeschichte sind Fragen von großem Interesse.

## X. Schrifttum.

1. A. Penck und E. Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909 und 2. Auflage.
2. W. v. Senarclens-Grancy: Stadiale Moränen in den Defregger Alpen. Zeitschr. f. Gletscherkunde 1932, Bd. XX.
3. H. P. Cornelius und E. Clar: Geologische Karte des Großglocknergebietes. Aufnahme durch den Deutschen Alpenverein. Geologische Bundesanstalt Wien 1935, mit Erläuterungen.
4. H. Kinzi: Beiträge zur Geschichte der Gletscher in den Ostalpen. Z. f. Glkde 1929, Bd. XVII. Ferner: Gletscherschwankungen in der Venedigergruppe während der letzten 100 Jahre. Der Bergkamerad, München 1928.
5. N. Lichtenecker: Die tiefstgelegenen Gletscher der Alpen. Z. f. Glkde 1940, Bd. XXVII.
6. R. v. Srbik: Glazialgeologische Ergebnisse auf der Nordseite des Karnischen Grenzkammes. Z. f. Glkde 1938, Bd. XXIV; dortselbst auch Hinweise auf weitere Studien über den Karnischen Kamm.
7. R. v. Klebelsberg: Geologie von Tirol. Berlin 1935, Verl. Gebr. Borntraeger.

8. K. v. Milius: Osttirol in der Eiszeit. Osttiroler Heimatblätter 1929.
9. R. v. Klebelsberg: Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten. Z. d. Deutschen Geolog. Gesellschaft 1927, Bd. 79. Ferner: Alte Gletscherstände in den Dolomitentälern. Z. f. Glkde 1929, Bd. XVII.
10. H. Bobek: Die jüngere Geschichte der Inntalerrasse und der Rückzug der letzten Vergletscherung im Inntal. Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt 1935, Bd. 85.
11. S. Morawetz: Gletscherform und Zungengröße. Mitteilg. d. geogr. Ges. Wien 1940, Bd. 83, Sonderheft f. Oberhummer 1939.
12. R. v. Klebelsberg: Die Stadien der Gletscher in den Alpen. Verb. der III. Intern. Quartärkonferenz (Wien 1936). Reichsstelle für Bodenforschung Wien 1938.
13. — Alte Gletscherstände im Iseltal und seiner Nachbarschaft. Z. f. Glkde 1931, Bd. XIX.
14. R. Luzerna: Geologie und Glazialgeologie der Schobergruppe; im Führer durch die Schobergruppe von Böhm-Noßberger, Wien 1925.
15. W. v. Senarclens-Grancy: Die Gliederung der stadialen Moränen in der Miemingerkette und im Wetterstein. Beides Jahrb. der Geol. Bundesanstalt 1938, Bd. 88.
16. O. Ampferer: Geolog. Karte der Lechtaler Alpen 1:25.000, Wien.
17. W. v. Senarclens-Grancy: Stadiale Moränen im Hochalmspitz-Ankogelgebiet. Z. f. Glkde 1935, Bd. XXIII.
18. — Stadiale Moränen des Hochalm-Ankogelgebietes. Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt 1939, Bd. 89.
- 18 a. G. Wimmerer: Zur Morphologie der Sextener Dolomiten. Unveröffentlichte Dissertation, Graz 1935.
19. R. v. Klebelsberg: Alte Gletscherstände in den Tiroler Zentralalpen. Z. f. Glkde 1929, Bd. XVII.
20. A. Bianchi und Gb. Dal Piaz: Carta Geologica delle tre Venezie; ferner: Gb. Dal Piaz: Ricerche geomorfologiche nell'Alto Adige orientale. Trento 1930.
21. Luigi Peretti: Morphologia glaziale e ghiacciai della valle die Selva Bolletino del comitato glacialogico Italiano Nv. 14; 1934.
22. R. v. Srbik: Glazialgeologische Beobachtungen in den Lienzer Dolomiten. Z. f. Glkde 1930, Bd. XVII.
23. S. Morawetz: Eiszeitliche Vergletscherung und eiszeitliches Einzugsareal in den Tauern. Z. f. Glkde. 1932, Bd. XX.
24. — Zur Frage der letzten Gletscherschwankungen in den Ostalpen. Z. f. Glkde 1940, Bd. XXVII.
25. O. Ampferer: Waren die Alpen zwischen Würmeiszeit und Schlußvereisung unvergletschert? Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-naturw. Klasse, Abt. I, Bd. 145, 1936.
26. W. Heißel: Quartärgeologie des Sill-Tales und
27. J. Ladurner: Quartärablagerungen des Sellrain; beide im Jahrb. der Geol. Bundesanstalt Wien 1932, Bd. 82.
28. O. Reithofer: Glazialgeol. Untersuchungen in der Umgebung südlich des Arlbergpasses. Jahrb. der Geol. Bundesanstalt Wien 1933, Bd. 83.

### NACHTRAG.

Da die Korrektur der Moränenkarten notgedrungen sehr schnell durchgeführt werden mußte, entging die Verbesserung einiger Fehler des Blau-Eindrucks:

Im NW-lichen Blatt sollte die blaue Linie der höchsten Firn- oder Eisbedeckung im Kamm des Kleinen Kessel-Kogel (P. 2897—2875—2709) NO der Prager Hütte etwas nach N verschoben werden.

Im SW-lichen Blatt fehlt eben diese blaue Linie SO des Keeseck (P. 3173) im Panargenkamm.

Im SO-lichen Blatt fehlt ebendiese Linie im W-Abfall des Roten Knopf (P. 3281) in der nördlichen Schobergruppe sowie im N-Abfall des Hochalm-Spitz (P. 2797) der Villgrater oder Deferegger Südkette. — Ferner sind in diesem Blatt irrtümlich blaugefärbt: Hochflächen zwischen Regenstein und Hocheck (P. 2891—2835) im obersten Zwenewald-Tal, N und NO P. 2767 und P. 2724 in der Vilponer Alm, sowie drei kleine Hochkare NW, N und NO des Gölbner (P. 2943). Diese richtig weiß auszusparenden Flächen waren zur Zeit der rezenten und frührezenten Gletschervorstöße verfirnt oder vergletschert.

Von diesen Korrekturen abgesehen haftet ein weiterer Mangel der Darstellung der Moränenflächen an. — Es ist auf diesen Karten noch kein Unterschied gemacht zwischen Moränendecken in flachem oder mäßig geneigtem Gelände und zwischen solchen an steilen Hängen. — Dieser Unterschied ist wesentlich für die rekonstruierende Darstellung der alten Gletscherufer.

In Steilhängen kann man, selbst wenn Moränenflächen noch erhalten sind, doch eine Ausbildung und einen guten Erhalt von Uferwällen nicht oder nur selten erwarten, sichere Hinweise über eine höhere oder tiefere Lage des alten Gletscherufers sind hier demnach nicht oder nur selten gegeben. — Im flachen Moränengelände muß die Spur des alten Gletscherufers in der Regel erhalten sein, oder aber höher oder tiefer in den benachbarten steileren Hängen gelegen haben.

Bei künftigen derartigen Karten wird die Unterscheidung flacher oder steiler Moränendecken daher tunlichst zu machen sein.

Auch das Schrifttumverzeichnis weist noch Lücken auf, es sind vor allem die beiden einschlägigen Veröffentlichungen nachzutragen: „Das Schlernstadium der Alpengletscher“ und „Von der alpinen ‚Schlußvereisung‘“, beide von R. v. Klebelsberg, Z. f. Gletscherkunde 1942, Bd. XXVIII, Heft 1/2. — Zur erstgenannten Uebersicht möchte ich mir erlauben, eine der Schlußwendungen des Autors in vollster Zustimmung zu unterstreichen: „Wer eine Zusammenfassung (der Stadialmoränen) im Sinne von Ampferer ‚Schlußvereisung‘ wünscht, muß sie in jedem Fall mit dem Schlernstadium beginnen lassen“. — Den o. c. S. 163 stehenden Hinweis, daß ich die jüngeren Stadien eher zu groß als zu klein bemessen habe, wird der Autor vielleicht nicht mehr aufrecht erhalten, da ich selbst seitdem in der hier zu ergänzenden Studie eine Anzahl meiner tiefsten ehemals als äußerstes Daun aufgefaßten Stadien nicht mehr als typisches Daun schlechtweg, sondern als äußerst-jungstadial, als Gschnitz in neuerer Auffassung (D/g und als solches von den Daun-Wallgruppen manchmal grundsätzlich nicht mehr scharf abtrennbar) berichtigt habe.

**Kartenskizzen der Moränen späteiszeitlicher und jüngerer Gletschervorstöße in den Alpen zwischen Venediger, Glockner und Pustertal**

aufgenommen und gedruckt mit Beihilfe des Deutschen Alpenvereines, unter Einbeziehung von Arbeiten von R. Kleblberg, R. Srbik, E. Clar, Gb. Dal'Piaz, O.v. Schmidegg, dargestellt von W. S. Grancy, Graz - Ankara (M.T.A.-Institut)

Originalmaßstab: 1:25000

- Zeichenerklärung:**
- Grate, Felswände u. Steilhänge über 20
  - Gletscher u. meist übersommender Firn
  - Moränen u. Wälle von (selten) 1820 (meist) 1850 u. jünger, sowie Umriß zugehöriger verfringt gewesener Flächen
  - Moränen u. Wälle früherer Jahrhunderte (frührezente oder Fernau-Moränen) u. Umriß zugehöriger verlegt-scherter oder verfringt gewesener Flächen
  - Ebene u. mäßig geneigte Flächen, mit Rundhöckern und spärlicher Moränen-Überstreuung (außerhalb 3)
  - Terrassen, Schuttkegel, Bergsturzmassen (nur z.T. verzeichnet)
  - Moränen u. Wälle der jungstadialen Gletschervorstöße  
Unterteilung nur stellenweise, Umriß des äußersten Vorstoßes mit Farben oder Schraffen angedeutet
  - Moränen Wälle u. ungefähre Umriß altstadialer Gletschervorstöße
  - Hochglaziale Moräne
  - Sande u. Schotter des Pustertal

