

Wissenschaftliche Alpenvereinshefte
Heft 20

Gemeinsam herausgegeben von den Hauptausschüssen
des Deutschen und des Österreichischen Alpenvereins

Gletschergeschichtliche Untersuchungen
in den Zentralalpen
zwischen Sellrain- und Ötztal

von

HELMUT HEUBERGER



INNSBRUCK 1966

UNIVERSITÄTSVERLAG WAGNER, INNSBRUCK

Druck: Tiroler Graphik, Innsbruck

Raimund v. Klebelsberg
in Dankbarkeit und Verehrung gewidmet

Inhalt

	Seite
Inhaltsverzeichnis	4
Verzeichnis der Abbildungen und Luftbilder	5
Einleitung	7
1. Die Öztalmündung	9
a) Der jüngere Gletscherstand	10
b) Der ältere Gletscherstand	14
2. Weitere Spuren des Öztalglaciers zwischen der Öztalmündung und dem Horlachtal	23
3. Die Mündung des Horlachteales	24
a) Tauferer Berg	25
b) Fundestal	27
c) Äußere Würzbergalm	27
d) Längenfelder Becken	28
e) Wiese	28
f) Niederthai — Stuibenfall	29
g) Die Ufermoränen von Höfle und Mauslajöchl	30
h) Niederthai	32
i) Die Moränen des unteren Horlachteales	33
1. Der älteste Gletscherstand	34
2. Die beiden jüngeren Gletscherstände	34
3. Reliefbedingungen der drei Gletscherstände und Beziehungen zur Hangverglacierung	34
k) Die verschiedenen Phasen der Hangformung	36
l) Das Alter des Ereignisses von Köfels	36
4. Horlachtal	37
a) Larstigtal und Wildes Karle	37
1. Die Moränen des Talglaciers	38
2. Die Larstigbildungen an der Ostflanke des Neederkogels	38
3. Die rechte Talflanke	42
4. Neuzeitliche und ältere Moränen des Larstigglaciers im Talhintergrund	43
b) Grasstalltal	45
c) Zwiselbachtal, Hauptgletscher	47
d) Die neuzeitliche Verglacierung des Zwiselbachteales und die linke Talflanke	49
Zwiselbachferner	50
Das innerste linke Kar (Zwirchwand — Larstigknospitzen)	51
Gräserkar	54
Fortsetzung und linke Flanke im ganzen	54
e) Zwiselbachtal — Horlachtal, rechte Flanke	57
Inneres Zwiselbachtal	57
Finstertal — Wannenkar — Kleines Horlacher Steinkar	58
Die südgerichteten Kare nördlich der Gubener Hütte zwischen Längentaler Scharte und Kraspeaspitze	59
Kar unter Zwiselbacher Grieskogel — Breiter Scharte — Gleirschjöchl	62
Kar zwischen Gleirschjöchl und Weitem Kar	62
5. Needertal	62
a) Unteres und mittleres Needertal	62
b) Wörgetal und Mittertal	65
c) Kare westlich des Wörgetales	69
d) Oberes Needertal (Haupttal) und Längental (bei Kühthai)	69
e) Finstertal — Kühthai	71
f) Kare um den Gaiskogel	74
g) Stockacher Böden	74
6. Unteres Sellraintal — Lisenstal	75
a) Mündungsbereich des Sellraintales	75
1. Die Sohlern-Enden vor dem Senders- und Axamer (Lizumer) Tal	75
2. Die Eisrandlandschaft von Grinzens	76
3. Die Terrassen von Oberperfuß und das Tiefental	76
b) Unteres Sellraintal — unterstes Lisenstal	77
c) Lisenstal: Hauptgletscher	78
d) Sackungen, Gleitungen und Bergstürze im Lisenstal	80

e) Lisens — Sellraintal: rechte Flanke	81
f) Lisenstal: linke Flanke	81
Schöntal bei Lisens	81
Glimmerschiefermulde von Praxmar	82
g) Längental (bei Lisens)	83
Längentaler Ferner	84
Grüne-Tatzen-Ferner	89
Seblaskogelferner	89
Ochsenkarferner	90
Weißkogelferner — Winnebachjoch-Ferner	90
7. Sellrain, Obertal	91
a) Haupttal Haggen — Gries	91
b) Gleirschtal	92
c) Kraspestal	95
d) Kühtai-er Talwasserscheide — Haggen	96
8. Die Inntalflanke der nördlichen Sellrainger Berge	97
a) Lokalgletschervorstöße und Inntalterrassen	98
1. Stams-er Tal bis Flaurlinger Tal	98
2. Flaurlinger Tal	98
3. Hattinger Berg	99
4. Hundstal (Inzinger Tal)	99
5. Inzinger Berg — Ranggen	100
6. Zusammenfassung	100
b) Einige Bemerkungen zu den Lokalgletscherständen	101
9. Zusammenfassung und allgemeine Bemerkungen	102
a) Zeitliche Gliederung, Allgemeines	102
b) Hocheiszeit und Spuren der Fernvergletscherung	103
c) Steinach — Gschnitz	103
d) Daun — Egese-	105
e) Larstig	106
f) Subatlantikum	109
g) Neuzeit	110
h) Abgrenzungsschwierigkeiten, Blockgletscher	112
i) Neuvergletscherung und Karformung	113
k) Die Schiefermulde von Praxmar	113
l) Bergstürze und Bergrisse	113
Anhang: Tabelle 1: Lichenometrische Ergebnisse	115—120
Literaturverzeichnis	121—125
Luftbilder	
Tabelle 2: Zeitschema: Gliederungen der Gletscherschwankungen im näheren Bereich des Untersuchungsgebietes seit der Auflösung des Eisstromnetzes	

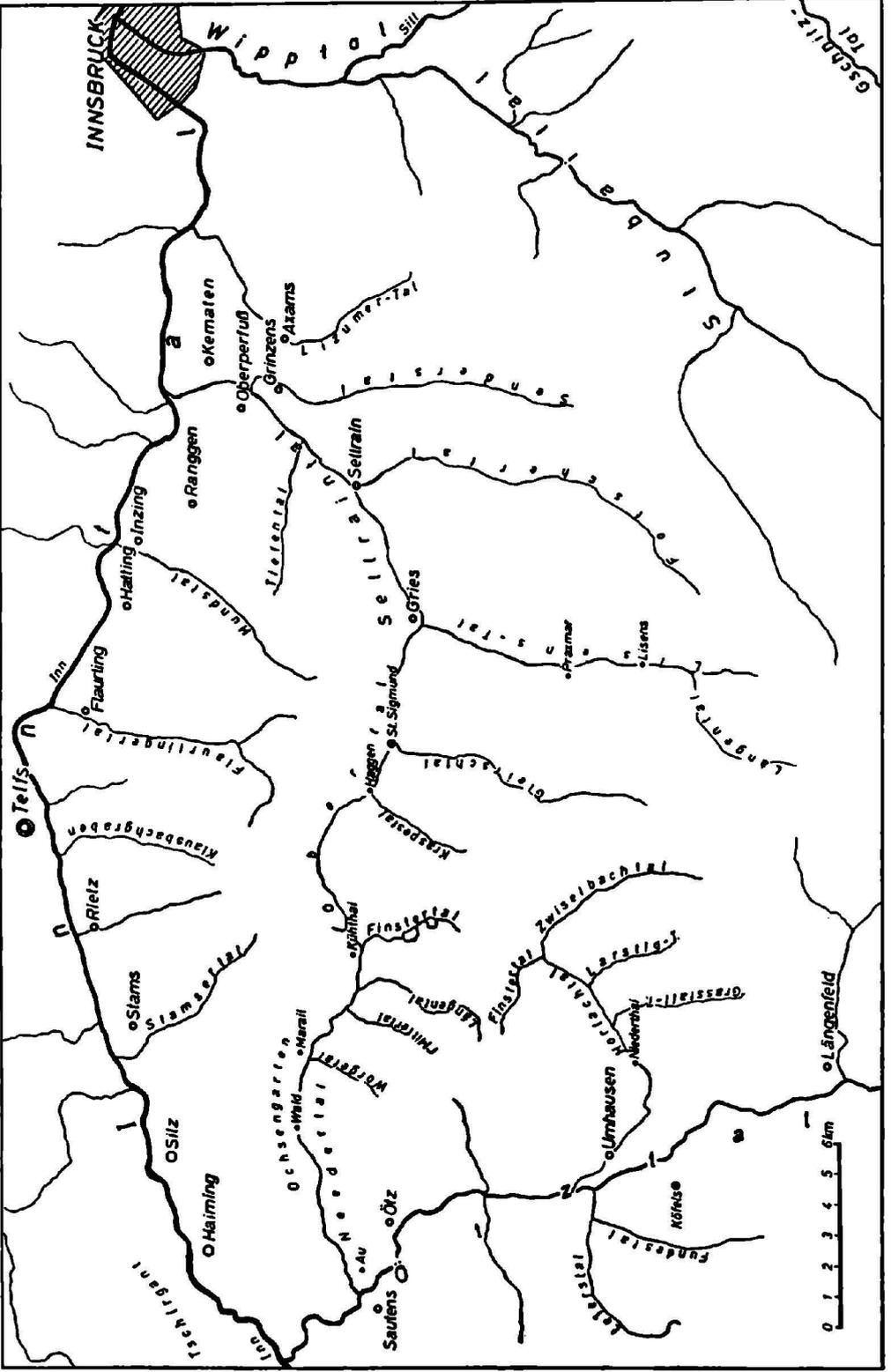
Beilage: Karte 1: 25000: Alte Gletscherstände und damit zusammenhängende Schuttkörper

Verzeichnis der Abbildungen

	Seite
Gebietsübersicht	6
Abb. 1: Alte Gletscherstände des Ötztal-er Gletschers und Bergstürze im Mündungsgebiet des Ötztales	9
Abb. 2: Eisrand des Ötztal-er Gletschers als Untergrenze einer Blockhalde vom Tschirgant. Aufschluß in einer Murenrinne östlich der Trankhütte bei Roppen	15
Abb. 3: Grundmoräne des Ötztal-er Gletschers (Steinach-Vorstöß) auf Flutablagerungen („Blocksande“) in der Sandgrube östlich des Bahnhofes Ötztal	17
Abb. 4: Lageübersicht des Ereignisses von Köfels	25
Abb. 5: Larstigtal, linker Hang, 2150 m ü. M. Querschnitt durch den linken Uferwall der nördlichsten Larstigtal-er Zunge	39
Abb. 6: Mittleres Needertal mit Balbachkar	63
Abb. 7: Längentaler Ferner bei Lisens; Ausschnitt aus dem Vorfeld	85
Abb. 8: Vorfeld des Längentaler Ferners bei Lisens: Grabungsprofil	87

Verzeichnis der Luftbilder

Luftbild 1: Larstigtal mit Neederkogel, linke Flanke mit Larstigtal-er Bildungen	Tafel I
Luftbild 2: Zwieselbachferner, rechter Teil mit Vorfeld	Tafel II
Luftbild 3: Zwieselbachtal, linke Flanke von Putzenbichl — 1. Kar bis zum Kar unter Zwirchwand — Larstigtal-er Spitzen	Tafel III
Luftbild 4: Wörgetal und Mittertal	Tafel IV
Luftbild 5: Längentaler Ferner bei Lisens, mit Vorfeld	Tafel V



Einleitung

Vom großen Schauspiel des Eiszeitalters ist im Alpeninneren nur noch ein einziger Abschnitt einigermaßen geschlossen verfolgbar: der Schwund der letzten Großvereisung und ihre Auflösung in einzelne Bereiche lokaler Vergletscherung. Das waren die letzten großen formbildenden Vorgänge, deren Stempel die Landschaft heute noch mehr oder weniger auffallend trägt, die einzigen des Eiszeitalters, die sich auch weithin zeitlich ordnen lassen. Die genaue flächenhafte Kartierung und Erforschung dieser Spuren gehört erstaunlicherweise immer noch zu den dankbarsten und spannendsten Aufgaben der alpinen Geomorphologie und Glazialgeologie.

In einem verhältnismäßig kleinen, aber sehr vielseitigen Arbeitsgebiet wurde versucht, mit Hilfe des Anschlusses an Ötz- und Inntal die Entwicklung der lokalen Vergletscherung seit dem Verschwinden des Würmeises im Inntal bis zur Gegenwart möglichst genau zu erfassen. Dabei hat sich der Verfasser bemüht, die einzelnen Gletscherhochstände weniger auf Grund von Schneegrenzberechnungen, sondern vielmehr mit Hilfe morphologischer und stratigraphischer Beweisführung abzugrenzen und zu parallelisieren. Ferner wurde versucht, neben den Moränen der Gletscherhochstände auch die formbildenden Begleiterscheinungen zu erkennen als weitere wichtige Zeugen der einzelnen Klimaschwankungen und ihrer Bedeutung. Geographisches Ziel der Untersuchung war, die Schuttformen der Vorzeit in der heutigen Landschaft zeitlich zu gliedern.

Das Untersuchungsgebiet bot günstige Bedingungen. Es schließt an verhältnismäßig gut erforschte Gebiete an, unter denen besonders das mittlere Inntal mit dem Silltal, das Talstück Imst — Öztalmündung und das Gebiet zwischen Umhausen und Längenfeld hervorzuheben sind. Andererseits sind aber gerade hier, im Mündungsbereich eines der größten Zubringer des Inns und seinerzeit des Inngletschers, wichtige Fragen bisher offengeblieben. — Das Horlachtal enthält mit dem Larstigtal den locus typicus für die Ablagerungen einer jungen Klimaschwankung und Neuvergletscherung (Heuberger 1954). Einige der parallel dazu verlaufenden Täler des Gebietes sind dem Larstigtal ähnlich, weisen aber doch wiederum so kennzeichnende Unterschiede auf, daß man hier fast wie in einem Versuchsfeld vergleichen kann. Dazu kommt ein großer Reichtum an Karen verschiedenster Exposition mit allen Übergängen zu kleinen Tälern. Durch die Ausbildung des eigenartigen Längstalzuges Needertal — Sellraintal ist das Gebiet in sich sehr geschlossen und nur randlich mit dem Inntal verbunden. Auch das Horlachtal ist ein Längstal, das — vermutlich tektonisch vorgezeichnet — dem Haupttal fast entgegenläuft. Weder hohe Felstufen noch Trogwände stören im allgemeinen die Zusammenhänge der Schuttformen. Die wenig gegliederten Kämme überragen die Schneegrenze nur knapp; doch hat es in den meisten Tälern gerade noch zur Bildung von Gletschern gereicht. Höheren Rang haben nur der Lisner Ferner und das Lisenstal.

Das Gebiet ist charakteristisch für den nördlichen Teil der Ötztaler und Stubaiäer Alpen: In ost-west-streichende alte kristalline Schiefer sind gürtelförmig verschiedene Granitgneise eingelagert. Als besonders wirksame Züge seien die Längentaler Störung (Lisner Längental) als Ursache für die Entstehung der gewaltigen Brunnenkogelwände hervorzuheben und das Sinken aller Achsen nach

E, wodurch sich in der größten Mulde des Gebietes vor allem im Lisenstal (Praxmar) weithin Glimmerschiefer ausbreiten; in deren Bereich treten besondere Formen auf.

Glazialgeologisch wurde das Gebiet bereits kartiert, z. T. von Ladurner (1932), z. T. von Senarclens-Grancy (1958), der zunächst nichts von den bereits laufenden Untersuchungen des Verfassers wußte. Reithofer (1932) brachte einige Hinweise auf das Horlachtal. Beobachtungen im unteren Ötztal finden sich bei zahlreichen Autoren, worauf im einzelnen noch eingegangen werden soll. Nicht zu vergessen ist die geologische Spezialkarte mit glazialgeologischen Eintragungen von W. Hammer, am Nordrand auch von Ampferer, allerdings ohne besondere Gliederung.

Große Arbeitshilfen waren für den Verfasser die Alpenvereinskarte, deren Schichtplan er für die Kartierung auf 1 : 5000 vergrößerte, ferner die Luftbilder der Waldstandsaufnahme, von denen das Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Abt. Landesaufnahme in entgegenkommender Weise einige zur Veröffentlichung freigab, schließlich auch noch die Restbestände der Alpenvereins-Meßbilder.

Vor allem dankt der Verfasser seinem verehrten Lehrer, Herrn Professor H. Kinzl für Rat und Hilfe. Viel verdankt er auch den gemeinsamen Geländetagen zusammen mit F. Mayr, R. Beschel, G. M. Richmond und G. Patzelt. Der Dank an F. Mayr und G. Patzelt bezieht sich auch auf die gemeinsamen Grabungen im Larstigtal und im Lisner Längental.

Viel Dank schuldet der Verfasser ferner dem Oesterreichischen Alpenverein, der ihn bei seinen Grabungen und bei den Hüttenbesuchen finanziell wesentlich unterstützte. Dem Verwaltungsausschuß des Oe. A. V. dankt er für die Aufnahme dieser Arbeit in die Reihe der Wissenschaftlichen Alpenvereinshefte. In kartographischen Fragen und besonders bei der Beschaffung der terrestrischen Meßbilder war Dipl.-Ing. F. Ebster besonders entgegenkommend.

Sehr dankbar ist der Verfasser der Studiengesellschaft Westtirol dafür, daß er in eine Reihe wichtiger Unterlagen Einblick nehmen und sie verwenden durfte, worauf im einzelnen noch verwiesen wird.

Für die graphische Darstellung der meisten Abbildungen dankt der Verfasser Herrn Klaus Form.

Nicht zuletzt möchte der Verfasser seiner Frau und Fachkollegin Dr. Adelheid Heuberger-Hardorp danken für ihre entscheidende Hilfe bei der Fertigstellung und Drucklegung dieser Arbeit sowie für die Ausführung der beiliegenden Karte (Rot-Grün-Aufdruck).

Es ist nicht möglich, alle jene namentlich hier anzuführen, ohne deren Hilfe, Gastfreundschaft, Auskünfte und sonstiges Entgegenkommen diese Arbeit kaum zustande gekommen wäre. Der Verfasser behält sie dankbar in Erinnerung.

1. Die Öztalmündung¹

(Karten: Österr. O. A. 1 : 25.000, Bl. 5046/3, 5145/2, 5146/1; Abb. 1)

Über die Öztalmündung sind zahlreiche Arbeiten geschrieben worden, hinter denen z. T. große Namen stehen. Allein an Spezialarbeiten seien genannt: Wahnschaffe 1901, Ampferer 1904/II, Reithofer 1932 (Anhang), Sölch 1948. Dabei geht es um die Tschirgant-Bergstürze, durch die Dolomit-Trümmernmassen weit ins Öztal geschleudert wurden, ferner um die Beziehung dieser Bergstürzmassen zu Moränen des Öztal- und Inngletschers, schließlich um die Sedimente eines ehemaligen Inn-Stausees im Bereich des ebenfalls umstrittenen Riegels von Roppen bzw. Karres oberhalb der Öztalmündung. Alle diese Fragen müssen hier berührt werden zur Klärung ehemaliger Hochstände des Öztalgletschers, von denen zwei rekonstruiert werden konnten (Abb. 1). Den jüngeren hat bereits Wahnschaffe (1901) erkannt, den älteren Sölch (1948); doch drangen beide mit ihren Beobachtungen und Folgerungen nicht durch. R. v. Klebelsberg hat nur 1954: 15f., Sölchs Hypothese z. T. übernommen (vgl. auch Blaas 1902: 422).

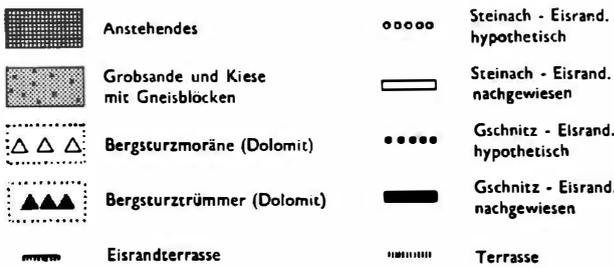
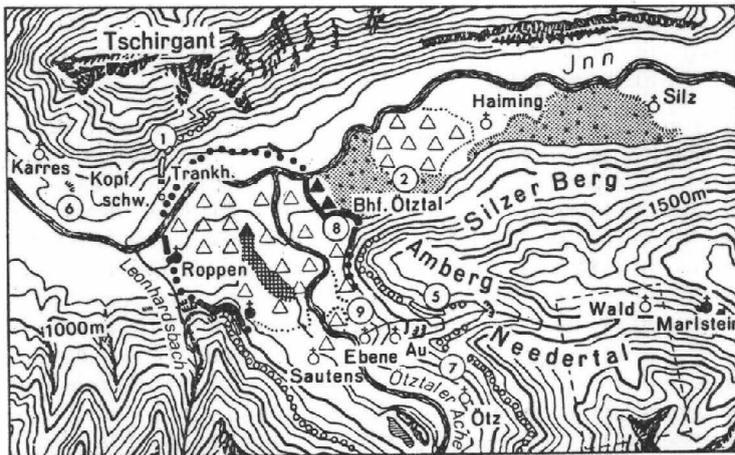


Abb. 1: Alte Gletscherstände des Öztalgletschers und Bergstürze im Mündungsgebiet des Ötztales, 1:150.000

Strichliert umgrenzte Fläche: Ausschnitt der Abb. 6, S. 65.
Äquidistanz 100 m; Schichtplan: Freytag, Berndt und Arteria

¹ Ortsbezeichnungen und Punkte siehe Abb. 1.

1a) Der jüngere Gletscherstand

Ein Hauptproblem in der Literatur über die Öztalmündung bilden die Beziehungen zwischen den Dolomit-Trümmern des großen Tschirgant-Bergsturzes und den kristallinen Moränenmassen, die längs der Öztaler Ache unter dem Bergsturzschild aufgeschlossen sind und rechts am Ausgang des Ötztales auftauchen. Zwei Auffassungen stehen einander gegenüber:

1. Der Bergsturz ging auf einen Gletscher nieder. Pichler (1863: 590) deutete die Trümmersmassen geradezu als „Reste der Seitenmoräne, welche den Gletscher aus dem Oberinntal säumten“. E. v. Mojsisovics (1871: 238) hielt sie insgesamt für Lokalmoränenmassen. Blaas (1902: 436) schloß aus der Vermischung von Bergsturz- und Moränenmaterial, daß sich der Bergsturz während des Gletscherschwundes ereignet habe; er schrieb diese Auffassung zu Unrecht bereits Schill (1853: 796) zu, der lediglich auf den Bergsturz hingewiesen hatte. Mit Vorbehalt übernahm Penck (Penck-Brückner 1909: 348) die Auffassung von Blaas. Zuletzt deutete Gams (1950: 165) an, daß der Bergsturz auf größere Toteismassen niedergegangen sein könne, möglicherweise während der Allerödzeit.
2. Der Bergsturz brach erst nach Verschwinden des Eises nieder. Diese Auffassung findet sich bei Frech (1898: 16) und Wahnschaffe (1901), ferner bei Ampferer (1904/II; 1924: 48ff.), der den Bergsturz zuerst (1902: 172) für interglazial gehalten hatte und später (1916: 291ff.) von dem postglazialen Hauptbergsturz einen älteren interglazialen unterschied. Weitere Vertreter dieser Deutung sind Hammer (1929/I: 46), Reithofer (1932: 336—339) und v. Klebelsberg (1935: 582; 1949: 5f.).

Abgesehen von der Beziehung zwischen den Moränen- und Bergsturzmassen wurde auch die Frage erörtert, inwieweit das Moränenmaterial auf einen wichtigeren Hochstand des Öztalgletschers hindeute. Wahnschaffe (1901) sah in den Formen eine regelrechte Endmoränenlandschaft. Mit dieser Meinung blieb er allein, doch hielten es auch Penck (Penck-Brückner 1909: 348f.), v. Klebelsberg (1949: 6) und Senarclens-Grancy (1958) für wahrscheinlich, daß ein spätglazialer Vorstoß des Öztalgletschers bis ins Inntal gereicht habe. R. v. Klebelsberg schloß das aus dem Blockreichtum der Moränenmassen, Senarclens-Grancy aus den zahlreichen Eisrandspuren, die er durch das Öztal verfolgt hatte. Senarclens-Grancy nahm an, der Öztalgletscher hätte dabei einen noch vorhandenen Inngletscher erreicht (1958: 288).

Den Schlüssel zu allen diesen Fragen hielt bereits Wahnschaffe (1901) in der Hand, aber er ließ ihn wieder fallen. Er wies auf den Endmoränencharakter der rund 50 m hohen Schuttbastion südlich des Bahnhofs Öztal (Punkt 8) hin. Diese verliert sich westwärts bei der Abzweigung der Öztaler Straße im Dolomittrümmerwerk und besteht dort vor allem aus Bergsturzschild. Ostwärts erreicht sie in einem Bogen die Felswand des südlichen Inntalhanges; in dieser Richtung mehrt sich der Anteil des kristallinen Moränenmaterials. Die frischen Aufschlüsse der damals neuen Öztaler Straße zeigten Wahnschaffe nicht nur die Überlagerung der Moräne durch das Bergsturzmaterial. „Zum Teil sind die oberen Partien der aus kristallinen Gesteinen bestehenden Endmoräne auf das Innigste mit den Kalkblöcken gemischt oder es sind einzelne größere Kalkblöcke tief in die kristallinen Blockmassen eingedrungen.“ Aber Wahnschaffe zog nicht wie Blaas (1902: 436) daraus den Schluß, daß der Bergsturz auf Eis niedergegangen sein müsse, sondern er hielt den Bergsturz für eindeutig jünger als die Moräne.

Allein schon diese mächtige Schuttbastion südlich des Bahnhofs Öztal führt an die Lösung des Problems heran.

Ein Steinbruch mit Sand- und Schottergewinnung (Punkt 8) am Fahrweg innerhalb der Bastion zeigt zu unterst vielfach grobe, ungeschichtete Sande bis Kiese mit größeren kristallinen Geschieben, die stark verwittert sind. Stellenweise hat man fast den Eindruck, als ob es sich weniger um ursprüngliche Sande als um Gesteinagrus zersetzter Geschiebe handle¹. — Darüber folgt mit örtlich sehr scharfer Grenze Moränenmaterial mit allen Übergängen zu Dolomit-Bergsturzschutt. Das Moränenmaterial ist vor allem in den kleineren Fraktionen dolomitreich und enthält kristalline Geschiebe aller Größenordnungen. Einige große Gneisblöcke liegen obenauf. An anderen Stellen bestehen die höheren Teile aus unvermishtem Bergsturzmaterial bis zur Oberfläche, wo dann keine kristallinen Blöcke liegen, sondern nur kleinere kristalline Gerölle, die in den Furchen des gesamten Bergsturzgebietes jüngere Schottergassen bilden, wie schon Ampferer (1904/II: 75) beobachtete.

Wichtig ist, daß Bergsturztrümmer und Moräne nicht durchgehend trennbar sind. Dieses ja schon von Wahnschaffe (1901: 140) und Blaas (1902: 436) beobachtete Durcheinander von Moräne und Bergsturzmasse läßt sich auch am NE-Rand der Schuttbastion in einer künstlich geschaffenen Rinne gut erkennen. In diesem rund 50 m hohen Hang, der stets über 30°, stellenweise bis 40° geneigt ist, stecken von oben bis unten Dolomit- und Gneisblöcke völlig durcheinander.

Im südlichsten Teil dieses Abhanges werden die Dolomitstücke selten. Immerhin kommen sie hier aber auch obenauf fast bis an die Felswand des Talhanges vor.

Wie schon auf der Geologischen Spezialkarte, Blatt Ötztal, und auf Reithofers Kärtchen (1932: 337) ersichtlich ist, erreichen also Bergsturztrümmer den Ostrand der Bastion und nehmen an deren gesamtem Aufbau teil. Steigt man jedoch in die nördlich und nordöstlich vorgelagerte Ebene hinab, findet man kein einziges Dolomitstück, wohl aber reichlich Gneisblöcke.

Ist schon die ganze Bastion mit ihrem steilen NW-Abfall als Bergsturzform unverständlich, so beweist diese Verteilung des Dolomittrümmerwerks, daß es nicht durch unmittelbaren Sturz hierher gelangt sein kann, sondern daß es am Ostrand der Bastion von einem Gletscher abgelagert und zum Aufbau einer Endmoräne mitverwendet worden sein muß. Denn wie sollen die Trümmer die ganze 50 m hohe Bastion samt Ostabfall im Sturz überstreut und zugleich die tiefere Fläche davor und daneben ausgespart haben!?! Allein aus dieser Überlegung geht schon hervor, daß zumindest diese Teile des Bergsturzes auf einen Ötztalgletscher niedergegangen sein müssen, und zwar auf einen vorstoßenden Gletscher unmittelbar vor dem Hochstand. Einen mechanischen Vorstoß des schwindenden Ötztalgletschers kann der Bergsturz kaum ausgelöst haben; das sieht man sofort aus einem Vergleich der verhältnismäßig kleinen Bergsturzfläche (noch dazu am Gletscherende) mit dem gewaltigen Einzugsgebiet des Ötztalgletschers. Jedenfalls bewegte der Gletscher an dieser Stelle Bergsturzmaterial aus dem ursprünglichen Ablagerungsbereich hinaus. Erst dann entstand die Endmoräne. Die Form der Schuttbastion bestätigt das auch im einzelnen.

Den NE-Rand der Schuttbastion säumen deutliche Wallformen. Unmittelbar neben dem Hochspannungsmast, mit dem die Leitung von E her die Höhe der Bastion erreicht, setzt ein Wall ein. Dort ist er aufgeschlossen: Es zeigt sich eindeutige, geschiebereiche, dolomitarme Moräne. Der Wall bildet südostwärts den Rand der Bastion, verliert sich kurz (Toteis?) und setzt sich dann innerhalb des Randes fort, innen begleitet von einem höheren plumperen Wall, der südwärts in Toteiskesseln endet.

Den höchsten Bereich der Bastion bilden konzentrisch hinter dem Rand angeordnete Bergsturz Hügel. Dahinter sinkt das Zungenbecken bis zu 30 m ein.

Besonders im Luftbild, aber selbst auf der O. A. 1: 25.000 fällt die eigenartig behinderte Form der Endmoräne auf. Der Bogen des ausfächernden Gletschers blieb flachgedrückt infolge eines Hindernisses. Dieses Hindernis bildeten die Bergsturzmassen, die hier gegen W hin vor der steilen Moränenfront einsetzen.

Die Kronzeugen dieser Ereigniskette sind die überraschend gut erhaltenen Ufermoränen zu beiden Seiten der Ötztalmündung.

Der Anschluß der rechten Ufermoräne an die Endmoräne (Schuttbastion) fehlt, da hier Felswände aufragen. Kurz nach deren westlichem Ende klebt bei 775 m eine etwas abgesunkene Moränenleiste am Hang. Die Fortsetzung bildet 5 m höher ein Wall, der um eine Hangbiegung zu einer breiten Felsterrasse (800 m) aufsteigt und dann als blockreicher Hangknick bis 840 m Höhe weiterzuverfolgen ist. Es überwiegen darauf kristalline Blöcke, doch sind auch Dolomit-

¹ Möglicherweise handelt es sich dabei um Ähnliches wie die „Blocksande“ unterhalb der Ötztalmündung (Kapitel I b).

trümmer häufig, die bei genauerem Suchen im anschließenden steileren Gelände bei der Weiterverfolgung des Eisrandes helfen würden. Denn außerhalb des Walles konnte der Verfasser nicht ein einziges Dolomitstück finden! Andererseits ist am Innenabfall der Ufermoräne zur Straße hinunter oft weithin fast nur kristallines Material zu finden. Daran erkennt man, daß die Dolomittrümmer des Bergsturzes nicht von unten zum Uferwall emporgebrandet sind, sondern von oben bzw. von der Seite her auf der Gletscheroberfläche angeliefert wurden.

Die Verbreitungsgrenze der Dolomitblöcke wurde hier wie bei der Endmoräne also nicht durch den Bergsturz bestimmt, sondern durch den Gletscher, auf den die Trümmermasse niedergebrochen ist. Noch viel eindrucksvoller zeigt das die linke Ufermoräne.

Der Fahrweg von Sautens nach Roppen beschreibt nordwestlich der Hl.-Kreuz-Kapelle (Dolomitsteinbruch, Kalkofen) eine Schleife um den Punkt 868 der O. A. Darüber setzt die linke Ufermoräne in 935 m Höhe als breite Eisrandterrasse ein, aus der sich auch gleich der Wall erhebt. Talaufwärts läßt sich der Verlauf des ehemaligen Eisrandes noch annähernd mit Hilfe von Dolomitblöcken etwa 200 m weit bis auf 945 m Höhe verfolgen. Talabwärts ist der mächtige Wall rund 1 km weit nur ein einziges Mal durch eine Rinne kurz unterbrochen, die hier jedoch einen sehr ausgeprägten Gefällsknick aufweist.

Wie schon Ampferer (1904/II: 79) bemerkt hat, findet man links der Ötztaler Ache im Bergsturzgebiet kaum Spuren von kristalliner Moräne. Aber sie fehlt nicht ganz, vor allem nicht in der Nähe des Uferwalles. Der Wall selbst trägt reichlich kristallines Material. Der Anteil an Bergsturztümmern, auch an riesigen Blöcken, ist hier weit stärker als auf der rechten Ufermoräne. Auch hier bildet der Wall in seiner gesamten Länge die scharfe Obergrenze des Dolomitschuttes. Der Verfasser hat den Wall — unmittelbar nach seinem Einsetzen — an der Innenseite knapp unter dem First aufgeschlossen. Es kamen überwiegend Dolomitgeschiebe zum Vorschein, kaum gerundet, dazu kristalline Geschiebe und als Feinmaterial reichlich Moränenlehm, der auch die Dolomitscherben umgab.

Bis zur ersten Hangbiegung (200 m) hält der Wall seine Höhe unverändert (935 m). Dann sinkt er bis zur Rinne — also auch nach dem vollen Einbiegen ins Innthal — in weiteren 200 m auf 910 m Höhe, hält dieses Gefälle von 12 bis 13%, jenseits der Rinne bis 885 m Höhe und fällt dann rasch auf 855 m, bis ihn die Rinne abschneidet, die bereits zum Ostrand der Wiesen von Roppen führt.

Der Moränenwall ist in seiner Form erstaunlich gut erhalten. Große Blöcke ragen heraus. Besonders fällt der steile Innenabfall auf. Der Hang, an dem der Wall sich talaufwärts verliert, steigt mit 25 bis 27° an. Andererseits ist die Ufermoräne oberhalb der unterbrechenden Rinne auch an einem 30° geneigten Hang nur etwas eingeebnet, aber immer noch sehr deutlich.

Einige Schwierigkeiten bereitet die Weiterverfolgung des westlichen Gletscherendes, da der Leonhardsbach es überschüttet hat.

Im Bereich der Wiesen auf dem unruhig geformten Schwemmkegel des Leonhardsbaches findet man nur selten Geschiebe. Meist sind es Lesesteine. Danach reichen die Dolomitstücke nicht ganz bis zum Bachbett. Die vermutliche Grenze zielt auf die Kirche von Roppen. Erst unterhalb der Bahnlinie wird bis zum Inn wieder ein deutlicher Rand sichtbar, der mit dem ehemaligen Eisrand gleichzusetzen sein dürfte. Andernfalls könnte dieser nur noch etwas weiter westlich verlaufen sein. Der Prallhang im Felshügel (762 m) nördlich des Inns dürfte nicht nur vom Fluß, sondern auch vom Gletscherrand mitverursacht sein.

Die eindrucksvolle Toteislandschaft um Roppen, die schon auf dem Schwemmkegel des Leonhardsbaches einsetzt, bleibt damit eindeutig innerhalb des Eisrandes und gehört somit zu diesem Gletscherstand.

Ließ sich das linke Gletscherufer wegen der Einwirkung des Leonhardsbaches nicht bis zum Inn weiterverfolgen, so ist dagegen der rechte Eisrand noch gut zu erkennen. Zunächst sahen wir die mächtige Stirnfront des rechten Lappens bei der Abzweigung der Ötztalstraße von der Bundesstraße 1 in den Bergsturzmassen verschwinden. Die Fortsetzung des Randes wird besonders auf den Luftbildern (C 2937/38) sichtbar. Es ist die Grenze zwischen der grubig-höckerigen, tief zerfurchten Bergsturzmoränenlandschaft und den ruhigeren, glatteren Formen der Bergsturzmasse, die durch das Eis keine wesentliche Veränderung mehr erfuhr.

Dieser Rand ist auch im Gelände gut sichtbar. Nordwestlich der Abzweigung der Ötztalstraße tritt man aus ruhig geformtem Bergsturzgelände in eine lebhaft bewegte Toteislandschaft, die an ihrem Ostrand von besonders zahlreichen kristallinen Geschieben (auch großen Blöcken) gesäumt ist. Aber genau auf den Meter läßt sich die Grenzlinie nicht festlegen. Auf halbem Weg zum Inn

trennt sich ein Randwall von den konzentrisch gegen die ehemalige Gletschermittle einbiegenden Schuttwällen, biegt etwas nach rechts aus und verläuft dann gerade über P. 726 der O. A. 1: 25000 zum Inn, der ihn abgeschnitten hat. Es ist keine Ufermoräne, sondern einfach der höchste Rand der nach NE ruhig abhöschenden Bergsturzmasse, der nach links steil und nordwärts immer höher ins Toteiskesselfeld abbricht, zuletzt 25 m hoch bei P. 726.

Diese Form läßt sich folgendermaßen deuten: Am Steilrand hat sich nach dem Bergsturz das Gletscherbett festgelegt, ohne daß es zur Entwicklung einer richtigen Ufermoräne gekommen wäre; das ist bei der mächtigen Überlagerung des Gletschers durch das Trümmerwerk leicht verständlich. Innerhalb des Randes sinken die Toteisformen nordwestwärts immer tiefer ein, wodurch eben der Rand an relativer Höhe gewinnt. Südostwärts füllen die durch das Eis nachgeschobenen Trümmer- und Moränenmassen zunehmend das alte Gletscherbett bis zum Rand, wodurch dieser an Deutlichkeit verliert. Man sieht daran das rasche Abnehmen der Eisbewegung gegen das Ende zu. Rechts (nordöstlich) des Randes sieht man die normale sanfte Abhöschung des Bergsturzmaterials, das im wesentlichen liegengelieben ist. Das bedeutet aber nicht, daß es mit dem Eis in keinerlei Berührung gekommen wäre. Flache Einbrüche nahe P. 726 zeigen, daß hier Eis des ursprünglichen Gletscherrandes später vom Gletscher abgesichert und zu Toteis wurde. Andererseits findet man im Bergsturzgebiet außerhalb des Hauptgletscherrandes vereinzelt kristalline Gerölle und auch Blöcke, die nicht alle nur durch die Schmelzwässer dorthin gelangt sein können. Das heißt, daß sich der Gletscher zwar mit seiner Hauptmasse nach dem Bergsturz an diesen Rand hielt, oberflächlich aber gelegentlich darüber hinausgegriffen haben dürfte, ohne deutlichere Eisrandformen zu hinterlassen. Das stützt die Vorstellung, daß der Gletscher nach dem Bergsturz noch leicht anwuchs.

Auf den Schuttrücken und -hügeln innerhalb des alten Eisrandes findet man auch kristalline Blöcke. Diese Vermischung von Moräne mit Bergsturzmaterial auf der Gletscheroberfläche kann durch die Schutteeinbrüche entstanden sein oder aber durch Überscherungen oder durch beides. Nur auf den höchsten Erhebungen (740—750 m) knapp nordwestlich der Straße, nahe der Ötztaler Ache, fand der Verfasser auch auf breiteren Verebnungen keine kristallinen Geschiebe. Hier ist die Trümmermasse auf dem Gletscher nicht mehr durchmischt worden, sondern einfach mit dem schmelzenden Eis niedergesunken.

Links der Ötztaler Ache hat der Dürrberg den Gletscher geteilt. Im Lee, also nordwestlich des Dürrberges, sinkt daher die Schuttoberfläche der Bergsturmoräne tief ein, da durch die schwächere Eisbewegung weniger Schutt nachgeschoben wurde. Rechts wird diese Eintiefung durch einen besonders hohen, SE—NW gerichteten Schuttrücken begrenzt, den die Hauptzunge nach der Teilung an ihrem Rand aufwarf. Hätte hier der Bergsturz das Formbild bestimmt, müßte die NW-Seite des Dürrberges als Luvseite der Sturzbewegung nach S erkennbar sein. Als typische Luvseite aber taucht der SE-Rand des Dürrberges in das Kesselfeld der Bergsturmoräne westlich von Rammelstein.

Der nordwestlichste schmale Teil des Dürrberges ragte als Nunatak (847 m) über den Gletscher auf. Hier liegt das einzige Bergsturztrümmergebiet, das weder mit dem Gletscher, noch mit den Schmelzwässern in Berührung kam. Es bedeckt die Oberfläche so mächtig, daß man oben kaum Anstehendes findet. Erst im Bereich der flachen Senke (820 m), wo der Dürrberg breit und von der Hochspannungsleitung gequert wird, stößt man auf Gletscherspuren.

Zunächst sind es kristalline Gerölle in der Senke. Der Dürrberg steigt dann gegen SE wieder an, und dort findet man zunehmend auch kristalline Blöcke und Schutt mit Toteisformen. Der Dürrberg muß gerade an diesem flachen NW-Abfall gegen die Senke aus der steiler abhöschenden Gletscheroberfläche getaucht sein. Da der Gletscher hier keinen Gegenhang vor sich hatte, fehlt auch ein deutlicher Moränenwall.

Dieser Gletscherrand und der Verlauf der linken Ufermoräne über Roppen zeigen, daß der Gletscher beim Höchststand mit sehr sanftem Oberflächengefälle den SE-Rand des Dürrberges erreichte. Dann verstärkte sich das Gefälle rasch auf über 23%. Bei Fortsetzung dieser Oberflächeneigung hätte der Gletscher den Inn nicht erreichen können. Tatsächlich aber hat der Ötztalgletscher damals den Hang des Tschirgant erreicht, wie vor allem der rechte Eisrand beweist.

Der Eisrand am Tschirganthang ist zwar stellenweise angedeutet, aber weder die Formen, noch das Material haben dem Verfasser genügend Anhaltspunkte für eine sichere Festlegung des Randes geboten. Wahrscheinlich hat der abgedrängte Inn hier alles zerstört.

Das Gefälle muß also gegen das Zungenende hin wieder abgenommen haben. Dieser Gefällsknick erklärt sich z. T. schon aus der raschen Geschwindigkeits-

abnahme des Eises infolge des Ausfächerns ins Inntal. Dazu kommt aber sicher noch ein zusätzlicher Stau-Effekt des trümmerüberladenen Gletscherzungenendes — ein weiterer Hinweis auf das leichte Anwachsen des Gletschers nach dem Bergsturz.

Der große Tschirgant-Bergsturz, der sich also fast zur Gänze als Bergsturz-moräne entpuppt hat (v. Klebelsberg 1948/49: 157f.), muß auf dem Gletscher weiter ins Ötztal gereicht haben, als die heutige Verbreitung seiner Trümmer anzeigt.

Die südlichsten Bergsturz Hügel ragen aus dem Rande des jüngeren Murkegels von Sautens. Dolomitstücke findet man auch in den Schwemmkegeln von Ebene. Die Rinne, die der Felskopf über Ambach mit dem Talhang bildet, verebnet sich an einer jüngeren Eisrandterrasse dieses Ötztalgletschers in 840 m Höhe (Punkt 9), die gespickt ist mit Dolomit- und Gneisblöcken. Der Gletscher trug also hier, nächst der heutigen Südgrenze der Dolomittrümmer, immer noch Bergsturzmaterial, nachdem seine Oberfläche nach dem Hochstand bereits über 100 m eingesunken war. Beiderseits der Ötztaler Ache findet man bemerkenswerterweise auf und in den südlichsten noch sichtbaren Bergsturzmoränenhügeln gut gerundete Dolomitgeschiebe, z. T. weit abseits der Talflanken. Ihre Bearbeitung durch den Gletscher und dessen Schmelzwässer deutet immerhin auf eine gewisse Transportstrecke hin. Diese kann aber nur in der Größenordnung zwischen einigen hundert Metern und wenigen Kilometern angenommen werden.

Der Bergsturz überwand auf dieser Strecke eine Gegensteigung von mehr als 250 m, nach den höchsten Blöcken der linken Ufermoräne zu schließen. Doch erreichten die Dolomittrümmer diese Höhe nirgends am Inntal-Gegenhang, sonst könnten nicht die Ufermoränen ihre Obergrenze bilden. Die Sturzmasse kippte also genau in die Öffnung des Ötztals, dabei aber mit dem größeren Teil auf die orographisch linke Seite des Gletschers, denn hier tritt das Trümmerwerk viel bestimmender und unveränderter auf.

Daß der Bergsturz unmittelbar vor dem Hochstand auf den gerade noch vorstoßenden Gletscher fiel, bewiesen die Ufermoränen, die wie die rechte Endmoräne z. T. aus Bergsturzmaterial aufgebaut sind. Mag sein, daß durch den gewaltigen Schuttmantel auf dem Zungenende dessen Vorstoß noch etwas verlängert wurde. Beim Niederschmelzen des später stagnierenden Eises entstanden eindrucksvolle Toteisformen. Die Formung der neuen Flußlandschaft nach dem Verschwinden des Eises hat für unsere Problemstellung keine Bedeutung und bleibt hier daher unberücksichtigt, obwohl das ein reizvolles geomorphologisches Kapitel ergäbe, zu dem der Verfasser bereits viele Beobachtungen gesammelt hat.

1 b) Der ältere Gletscherstand

Sölch (1948) hat bei einem kurzen Aufenthalt am 12. August 1947 an den Hängen des Tschirgant zwischen Roppen und Karres die Spuren mehrerer Gletscherstände des Ötztalgletschers zu erkennen geglaubt. Die größten, die bis über den Kopfschwindel bei Karres gereicht haben sollen, konnte der Verfasser nicht bestätigen. Jedoch die innerste Endmoräne über der Trankhütte, die Sölch (1948: 6f.) an erster Stelle und am ausführlichsten beschrieb, ist ein wichtiger Zeuge.

Den First des Walles erreicht man über der Trankhütte in 820 m Höhe. Dieser First ist z. T. breit und flach; Gruben deuten auf das Ausschmelzen von Eiskernen hin. Der Wall führt mit ganz schwachem Anstieg bogenförmig zum Hang (845 m) und verschwindet dort als Absatz (850 m), an dem sich grobes Dolomitblockwerk von oben staut. Dieser Ansatz des Walles ist das morphologisch wichtigste Kennzeichen des Eisrandes.

Die Aufschlüsse verursachen eher Zweifel. Man sieht fast durchwegs lehmreiches Grundmoränenmaterial mit nur wenigen größeren kristallinen Blöcken, an der Außenseite stellenweise sogar sandiges Material. Die kleinen Geschiebe sind überwiegend Dolomit, meist kantig und nur selten (entgegen Sölch) gekritz oder gar poliert.

Ostwärts setzt sich dieser ehemalige Eisrand zunächst noch sichtbar fort, z. T. als Hangknick, vor allem aber als scharfe Grenzlinie von Dolomit-Felssturzblöcken, die ohne das Gegenlager eines Eisrandes unverständlich bleibt. Diese Grenzlinie steigt steil an bis 880 m, wo eine

deutliche Verflachung mit einem Saum von Dolomitblöcken hervortritt, während man unterhalb davon viele kristalline Geschiebe findet.

Etwas weiter ostwärts folgt ein hangabwärts verlaufender Moränenrücken, den an der Ostseite eine tiefe Murenrinne begrenzt. Dieser Rücken¹ beginnt oben in 915 m Höhe mit einer Kuppe, die ein Rest des bisher verfolgten Eisrandes sein dürfte. Dafür spricht der Aufschluß 1 gleich östlich daneben in gleicher Höhe, den die Murenrinne freigelegt hat (Abb. 2). Man erkennt deutlich den Gefällsknick, der die feine Grundmoräne — mit nur wenigen größeren, stets kristallinen Geschieben — scharf von einer Dolomit-Felssturzhalde trennt; und diese wiederum schiebt sich über blockreichere (Kristallin!) Moräne vor. Wieder ist die Grenze der Halde nur durch einen Eisrand erklärbar.

Östlich dieser Murenrinne verläuft die Grenzzone sehr großer Dolomitblöcke am steilen, hier knicklosen Hang bis in 940 bis 950 m Höhe. Unmittelbar dahinter verebnet sich der nächste Schuttsporn in 955 m Höhe, doch fehlen hier sichere Eisrandmerkmale.

Verfolgt man den Eisrand nach dem bisherigen Gefälle weiter nach E, kommt man in steileres felsiges Gelände, weshalb die deutlichen Spuren aussetzen. Nur da und dort findet man tiefer unten jüngere Eisrandbildungen des schwindenden Gletschers. Die Grundmoräne bildet stellenweise den gesamten Schutthang (vgl. Ampferer 1904/II: 78; 1916: 292f.).

Aus den bisher erwähnten Eisrandmarken ergeben sich folgende Gefällsverhältnisse: vom Gletscherende (Trankhütte) bis zur Eisrandterrasse bei 880 m: 60%, von da an rund 15%. — Die Talachse des Ötztals trifft in rund 1,4 km Entfernung von der Trankhütte den Tschirganthang. Hier etwa mußte der Ötztalgletscher in seiner Mediane seinen höchsten Punkt am Gegenhang erreichen. Bis zu diesem Punkt fehlen von den östlichsten Eisrandspuren noch 800 m.

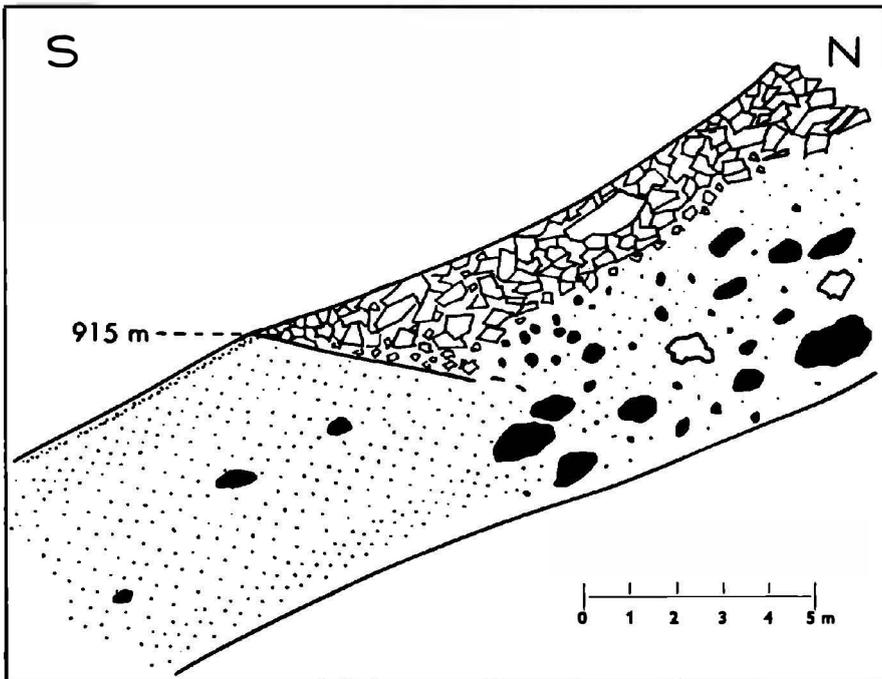


Abb. 2: Eisrand des Ötztalgletschers als Untergrenze einer Blockhalde vom Tschirgant. Aufschluß in einer Murenrinne östlich der Trankhütte bei Roppen (Abb. 1, P. 1).

Dolomitblockwerk: weiß;
 kristalline Blöcke: schwarz;
 feine, blaugraue Grundmoräne: Punkte;
 Umriss und Verteilung der Blöcke im einzelnen schematisch.

¹ Dieser Rücken könnte — im Gegensatz zu den weiteren im E folgenden Moränenspornen, die reine Zerschneidungsformen sind — im unteren Teil (bis 815 m) ein nächstjüngerer Endmoränenwall sein: Jenseits der östlich anschließenden Murenrinne würde eine blockige Eisrandterrasse in 835 m Höhe dazu passen. — Zwischen 815 m und 915 m ist dieser Rücken aber eine Zerschneidungsform.

Setzt man das Gefälle von 15% fort, so kommt man auf eine Scheitelhöhe von 1075 m. Schwächt man das Gefälle auf 10% ab, erreicht man immer noch 1035 m (vgl. S. 31).

Alle Spuren dieses Eisrandes weisen auf einen mächtigen Gletscher aus dem Ötztal hin, der merkwürdigerweise keine Nebenzunge ins Oberinntal vorschob. Der zu einem großen See aufgestaute Inn ließ den Ötztalgletscher talaufwärts nicht über seine Ötztaler Breite hinauswachsen¹.

Die auffallende Armut des Eisrandes an kristallinem Blockwerk und die starke Beteiligung von Grundmoräne und Sanden an der Zusammensetzung der Endmoräne lassen folgende Schlüsse zu:

1. Der Gletscher dürfte nach seinem Hochstand rasch wieder zurückgeschmolzen sein.
2. Daraus ergibt sich die Frage, ob die kalkreiche Grundmoräne, die den Hang überkleidet und die Endmoräne aufbaut, in ihrer ganzen Mächtigkeit von diesem Hochstand stammen kann oder nicht nur vom Gletscher überfahren wurde. Zwar lieferte der Tschirgant während dieses Gletschervorstoßes aktiv Schutt; das beweisen die Halden entlang dem Eisrand und die Zusammensetzung der sicher zugehörigen Grundmoräne (s. u.). Aber diese dünne Grundmoränendecke der Talsohle und die mächtige Grundmoräne des Tschirgantanges stehen in einem solchen Mißverhältnis zueinander, daß sie nicht zusammengehören können. Die Moräne des Hanges muß größtenteils älter sein und somit das, wofür sie Ampferer (1904/II: 78; 1916: 292f.) gehalten hatte: Würmmoräne des Inngletschers. Dafür sprechen mehrfach gefundene Bündner Geschiebe und auch der Eindruck aus dem Aufschluß Abb. 2, daß eine ältere Grundmoränenmasse nur oberflächlich überprägt wurde; den Eisrand erkennt man nur dort, wo er Felssturzmateriale auffing.

Demnach scheint der von Ampferer (1916: 292f.) an diesem Hang unter der Moräne gefundene ältere Bergsturzschant tatsächlich interglazial bzw. frühwürmzeitlich zu sein.

3. Der Ötztalgletscher hat in diesem Stadium nie weiter gereicht. Daß die äußerste Endmoräne eines vorstoßenden Gletschers weitgehend aus verarbeitetem Material des überfahrenen Vorlandes, Ablagerungen der peripheren Gewässer usw. bestehen können, hoben neuerdings für Großvereisungsgränder wieder Goldthwait (1952) und Hanefeld (1960: 154f.) hervor, für Gletscher der Stubai Alpen F. Mayr (1964: 258, 269ff.).
4. Die Armut an kristallinen Blöcken in Ufer- und Endmoränen dürfte auch mit einer Wirkung des Inntal-Stausees sein, in den der Gletscher gekalbt haben muß. So versteht man auch die Sande an der Außenseite der Endmoräne (Trankhütte).

Die geologische Karte zeigt unterhalb der Ötztalmündung „postglaziale Sande mit Gneisblöcken im Inntal“, die eindeutig unter den Bergsturzmassen liegen². Hier finden wir einen weiteren Beweis für diesen Vorstoß und Hochstand des Ötztalgletschers. 1 km östlich des Bahnhofs Ötztal werden nördlich der Bahnlinie in zwei Gruben die Sande abgebaut und die Gneisblöcke verarbeitet. Die nördliche Grube bietet an ihrer NW-Seite den entscheidenden Aufschluß 2. Er zeigt in 8 bis 9 m Mächtigkeit schlecht geschichtete, quarzreiche Grobsande

¹ Die Karten des Pamir von R. Finsterwalder (1932: Beilage 1, Übersicht) und des Karakorum von Visser (1938: Bl. 3) zeigen ein gleiches Verhalten von Seitengletschern, die in eisfreie Haupttäler einbiegen und dort ein Stück weit vordringen, die Haupttäler also besonders hoch abdämmen. Die oft erwähnte hammerförmige Ausdehnung von Seitengletschern, die Haupttäler abriegeln (v. Klebelsberg 1948/49: Register) scheint mehr ein Anfangsstadium zu sein (vgl. jüngerer Gletscherhochstand an der Ötztalmündung, Abb. 1), besonders begünstigt, wenn das Bett des gestauten Hauptflusses eine Schlucht ist (Vernagtferner, Ötztal).

² Hammer (1929/I:45) hält mit Vorbehalt die großen Blöcke der „Blocksande“ für „umgeschwemmes Material aus einer Endmoräne“. Reithofer (1932: 338 f.) nimmt eine Einsandung der Blöcke nach der Ablagerung an.

bis Feinkiese, die oben in einen Blockhorizont aus Gneisblöcken übergehen. Darauf liegt eine dünne Grundmoränendecke (Abb. 3).

Die scharfkantigen Grobsande und Feinkiese sind in den obersten 20 cm gelbbraun verwittert und weisen Spuren eines B-Horizontes auf. Die Farbe des tonigen Anteils ist nach der Munsell notation 10YR 5/8 (feucht). Die obersten 2 bis 4 cm sind stärker gebräunt (Munsell notation 10YR 4/3), wobei die Sand- und Kiesfraktion deutlich gebleicht ist, was auf eine beginnende Podsolierung hindeutet.

Über einer wie mit dem Lineal gezogenen Grenze folgt bis zu 1,5 m mächtige Grundmoräne, deren gröbere Geschiebe kristallin sind, während der feinere Schutt reichlich aus Dolomit¹ besteht; darin finden sich, wenn auch eher selten, gekritzte und polierte Geschiebe. Es fehlen größere Gneisblöcke. Nur zwei große, stark zertrümmerte Dolomitblöcke stecken in der Grundmoräne, Vorposten des Bergsturzes, von dem gleich die Rede sein soll. Überraschend schwach ist die Bodenbildung auf der Grundmoräne, obwohl die Fläche hier später nicht mehr vom fließenden Wasser erreicht wurde. Vorstoßschotter fehlen auffallenderweise unter der Moräne.

Rechts im Aufschluß (Abb. 3) sieht man ein Nest von großen Gneisblöcken aus den Sanden in die Grundmoräne ragen. Sie waren schon vor der Grundmoräne da und gehören eindeutig zu den Sanden; denn stellenweise schließt sich die verwitterte alte Sandoberfläche darüber. Aber sonst

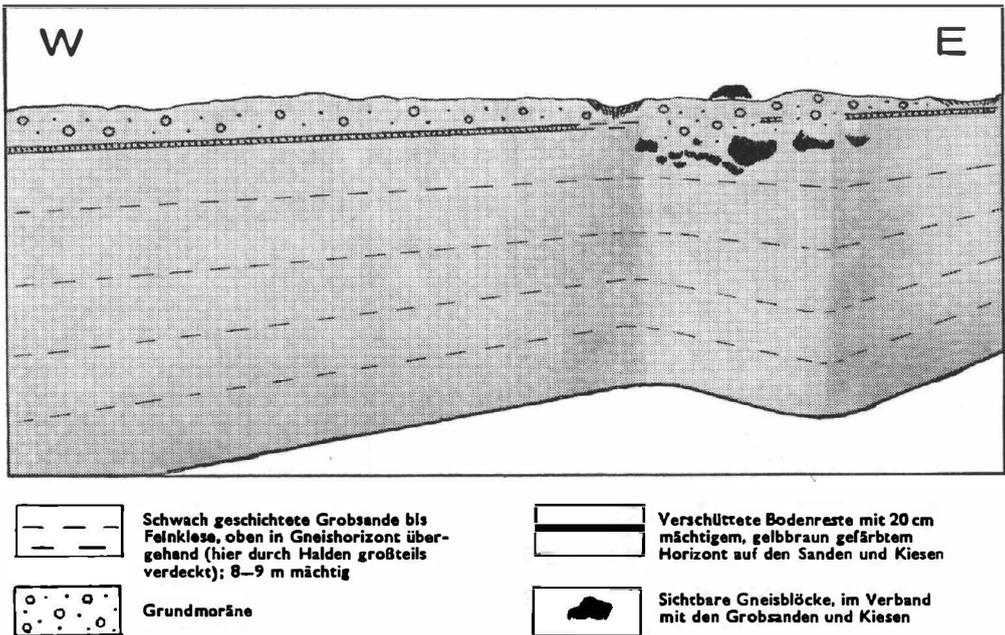


Abb. 3: Grundmoräne des Ötztalglitchers (Steinach-Vorstoß) auf Flutablagerungen („Block-sande“) in der Sandgrube östlich des Bahnhofes Ötztal (Abb. 1, Punkt 2), nach einem Lichtbild gezeichnet.

ist sie im Bereich dieser aufragenden Blöcke stark gestört. An einer Stelle wird der gebräunte Horizont schräg von der Grundmoräne abgeschnitten. Mitten in der Grundmoräne findet man geschlossene Fetzen dieser gebräunten Sande. An einer Stelle konnte man genau sehen, wie gleichsam eine Scholle der gelbbraunen Sande leicht aufgebogen und, sich aus dem Verband dieses Horizontes lösend, in die Grundmoräne eingedrungen war.

Die Entstehungsart und -zeit der gelbbraunen Verwitterungsschicht auf den Sanden geht aus folgenden Tatsachen hervor: Die zunehmende Bräunung nach oben und Bleichung der Sand- und Kiesfraktion findet man nur dort, wo die alte Oberfläche ungestört erhalten ist. Diese Differen-

¹ Herr Dr. Michael Graf Sarnthein vom Geologischen Institut der Universität Innsbruck hat freundlicherweise 50 kalkalpine Geschiebe aus dieser Grundmoräne untersucht. Nur eins davon stammte mit Sicherheit nicht vom Tschirgant. Bei allen anderen war die Möglichkeit einer Herkunft vom Tschirgant nicht auszuschließen; bei der Mehrzahl war diese Herkunft wahrscheinlich. Dr. Sarnthein sei an dieser Stelle dafür gedankt, ferner ihm und auch Herrn Dr. H. Mostler für ihre Diskussionsbeiträge, wodurch die Zusammengehörigkeit der Sande und Gneisblöcke geklärt wurde.

zierung ist nicht einfach ein Merkmal des Kontaktes zwischen Sanden und Moräne, denn sie fehlt im gestörten Bereich, auch an den in die Grundmoräne eingedrungenen Sandschollen. Der aus der Grundmoräne in den ungestörten gelbbraunen Horizont eingedrungene Lehmkeil (s. u.) hat zu keinerlei Mächtigkeitsschwankung der Verwitterungsschicht geführt und zeigt ebenfalls am Kontakt die erwähnte Differenzierung nicht. Das alles spricht dafür, daß diese auffällige Verwitterungsschicht nicht sekundär unter der Grundmoräne entstanden ist, sondern als Ergebnis schwacher Bodenbildung bereits vorhanden war, als die Moräne abgelagert wurde.

Diese Beobachtungen lassen sich zu folgenden Ergebnissen zusammenfassen:

1. Die Sande bildeten hier eine ebene, durch Bodenbildung leicht angewitterte Oberfläche, aus der einige der Blöcke ragten.
2. Darüber schob sich ein Gletscher hinweg, der die Grundmoräne ablagerte.
3. Die unter dem Talgletscher hier geschlossen erhalten gebliebene Verwitterungsschicht auf den Sanden und vor allem die schollenartig daraus in die Grundmoräne eingedrungenen Stücke beweisen, daß die Sandoberfläche gefroren war, als der Gletscher sie überfuhr. Erhalten geblieben ist die alte Oberfläche dort, wo der Blockhorizont fehlte oder schwächer ausgebildet war. Wo die Blöcke herausragten, wirkten sie als Gegenlager; dort wurde die gefrorene Oberfläche vom Gletscher stärker angegriffen, was zur Zerstörung bzw. Verschleppung der Verwitterungsschicht führte.
4. Wie tief der Boden damals gefroren war, läßt sich nicht mehr feststellen. Die noch erkennbaren Schollen sind verschieden dick. Ein Lehmkeil, der die sonst an dieser Stelle ungestörte Sandoberfläche (Bodenschicht) rechts neben den in Abb. 3 sichtbaren Gneisblöcken 10 cm tief durchsetzt, ergibt auch nur einen Mindestwert¹.
5. Nach den vorausgegangenen Beobachtungen wird hier angenommen, daß der Gletscher, der die Grundmoräne hinterlassen hat, aus dem Ötztal kam. Der hohe Anteil an kalkalpinen Geschieben selbst noch so weit auf der rechten Talseite wird auf die Felsbruch- und Bergsturztätigkeit des Tschirgant zurückgeführt, auf die gleich noch weiter eingegangen wird. Daß die kalkalpinen Geschiebe trotz der Nähe des Tschirgants z. T. schon sehr stark bearbeitet sind, verwundert nicht mehr nach der Auffindung stark bearbeiteter Dolomitgeschiebe am sichtbaren Südrand des großen Tschirgantbergsturzes im Ötztal (S. 14). Würde man die Moräne in Aufschluß 2, Abb. 3, einem Inntalgletscher zuordnen, wäre bei der Herleitung der kalkalpinen Geschiebe in erster Linie an den Triaszug auf der Südseite des Inntales zwischen Pitztalmündung und Zams zu denken. Er reicht aber zu wenig hoch am Gehänge empor, als daß die starke Anreicherung der Grundmoräne mit kalkalpinen Geschieben auch auf der rechten Talseite von dort stammen könnte. Übrigens müßte man dann auch oberhalb von Roppen reichlich kalkalpines Moränenmaterial auf der rechten Talseite finden. Außerhalb der Tschirgant-Bergsturzmoräne konnte jedoch der Verfasser hier kein einziges kalkalpines Geschiebe finden.

Weiter nördlich und nordöstlich, im Bereich des Umspannwerkes und der dazugehörigen Wohnhäuser, vermischt sich die Moräne untrennbar mit dem Trümmerwerk des Bergsturzes. Auch dessen kuppige, grubige Formen deuten darauf hin, daß es noch auf den Gletscher gefallen ist². Ein Vergleich mit den Formen des großen Tschirgant-Bergsturzes an der Ötztalmündung bestätigt das. Die innige Vermischung von Bergsturstrümmerwerk und Moräne konnte auch noch in Aufschlüssen bei Riedern und Haiming beobachtet werden. Mitten im Bergsturzgebiet liegen manchmal Gneisblöcke an der Oberfläche.

¹ Vgl. z. B. Kaiser 1960: 124.

² In frisch ausgehobenen Gräben neben den neuen Siedlungshäusern sieht man unmittelbar hinter dem in Abb. 3 gezeigten Aufschluß die unzertrümmerte Sandoberfläche mit der gelbbraunen Bodenschicht auch noch unter der Bergsturzmoräne.

Das soeben besprochene Profil verdankt seine Erhaltung der Lage am Bergsturtrand. Die Grundmoräne ist sonst — abgesehen von ihren Anteilen an der Bergsturzmoräne — gewöhnlich abgetragen, wahrscheinlich durch die gleichen Vorgänge, durch welche die „Blocksande“ entstanden.

Die Sande und Gneisblöcke bilden talabwärts die breite Terrasse, die bis Silz reicht, worauf schon Blaas (1902: 421, 436) hinwies.

Manche der vielen über den Talboden unterhalb der Öztalmündung verstreuten Blöcke hat gewiß der Öztalglatscher abgesetzt, dem die Grundmoräne in Aufschluß 2 zugeordnet wurde. Aber gerade dieser Aufschluß hat den Beweis geliefert, daß der Blockhorizont, mit dem die Grobsande nach oben abschließen, an dieser Stelle älter ist als die Moräne und somit ein eigenes Problem.

Bei Silz ist die Blockstreu bereits viel dünner. Nicht überall bildet sie nur obenauf in den Sanden einen geschlossenen Horizont, wie es die Gruben am Aufschluß 2 überall zeigen. Vereinzelt sieht man dort wie oberhalb von Silz (Aufschlüsse entlang der Bahn) solche Blöcke auch in tieferen Lagen der Sande. Nirgends aber kommen sie in Berührung mit Moräne, auch nicht im Bereich der stärksten Häufung. Viele Blöcke sind auffallend stark gerundet, manche weniger.

Nichts deutet darauf hin, daß die Blöcke von einem Gletscher an ihren heutigen Platz gebracht worden wären. Man könnte annehmen, daß sie aus älteren, längst abgetragenen Moränendecken ausgespült wurden und infolge ihrer Größe einfach übrigblieben. Aber dann erhebt sich sofort die Frage, warum sie größtenteils oben auf und in den Sanden und Kiesen liegen. Und wie weit hätte der entsprechende Gletscher gereicht, warum hätte er nur Material aus den Ötztales Alpen mitgeführt?

Hier liegt eine andere Lösung näher. Außer Gletschern können nur mächtige Hochwasserfluten solche Blöcke bewegen.

Der Verfasser hatte im Sommer 1965 bei einer Exkursion des VII. INQUA-Kongresses entlang den Rocky Mountains Gelegenheit, die Flutablagerungen großer ausgebrochener ehemaliger Eisstauseen westlich der Rocky Mountains zu studieren (Lake Missoula, Lake Spokane usw. in Montana, Idaho und Washington). Hier fiel ihm immer wieder die große Ähnlichkeit dieser Ablagerungen mit den Blocksanden unterhalb der Öztalmündung auf: die gleichen, oft fast schichtunglosen Grobsande und Kiese mit Blöcken und Blockhorizonten darin. Am verblüffendsten war diese Übereinstimmung im Aufschluß der Chester Sand Pit südlich von Dishman im Spokane-Tal, Wash.,¹ zu erkennen. — Die großen rezenten Beispiele dieser Art bieten die Yökullhlaups (Gletscherläufe) Islands.

In den Blocksanden unterhalb der Öztalmündung mit Blöcken aus dem Öztal sieht der Verfasser daher Flutablagerungen ausgebrochener Eisstauseen, die der Öztalglatscher dämmte. Daß der Öztalglatscher wiederholt den Inn aufgestaut hat, geht schon aus den bisherigen Beobachtungen über die beiden hier behandelten Gletscherstände hervor. Und dies ist zweifellos auch schon früher geschehen, wahrscheinlich schon, als Inn- und Öztalglatscher sich trennten, aber auch bevor der hier besprochene ältere Gletschervorstoß seinen Höhepunkt erreichte.

Es könnte also sein, daß die Blocksande gar nicht sehr viel älter sind als die darauf liegende Grundmoräne, sondern gleichsam die Vorstoßschotter des Öztalglatschers ersetzen. Die Bodenbildung zwischen Sanden und Moräne setzt keine besonders lange Zeit voraus. Ähnliche Bodenbildung gab es vielleicht schon vor der Ablagerung des Blockhorizontes, denn überall im Umkreis von Aufschluß 2 kann man in den Sandgruben die Vermischung der Blöcke mit ähnlich gelbbraun verwitterten Sanden sehen; nahe dem Aufschluß 2 fand und fotografierte der Verf. unter dem Blockhorizont mitten in den unverwitterten Sanden auch eine kleine, isolierte, rund 3 cm dicke Scholle gelbbraunen Sandes, die zur Zeit ihrer letzten Verfrachtung gefroren gewesen sein muß. Wir kennen allerdings nicht die eindeutige Lagebeziehung dieser ehemals gefrorenen Schollen verwitterten Sandes innerhalb der Grobsande zu dem vorher besprochenen Profil. Es kann sich um die gleiche Bodenschicht handeln. Denn wir wissen die Zahl der Seeausbrüche nicht; und selbstverständlich können solche auch noch nach Ablagerung der Grundmoräne stattgefunden haben. Die Zerstörung aller Moränenspuren außerhalb des Bergsturzbereiches spricht dafür.

¹ Guidebook for Field Conference E, Northern and Middle Rocky Mountains. VIIth INQUA Congress 1965. The Nebrascan Academy of Sciences, Lincoln. 1965, Seite 74, Stop F 14.

Jedenfalls war dieser Talabschnitt eisfrei, als die Blocksande abgelagert wurden.

Verfolgen wir nun aber die Spuren jenes Öztalglätschers weiter, der nach Ablagerung der Blocksande noch einmal ins Inntal vordrang. Ein weiterer wichtiger Zeuge dieses Glätscherhochstandes ist die über 500 m lange Ufermoräne rechts am Ausgang des Needertales (Punkt 5), die auch Senarclens-Grancy (1958: 286, 288 und Tafel 1) nicht entgangen ist. Sie verdankt ihre gute Erhaltung einer breiten Felsterrasse unter den nicht sehr hohen umliegenden Hängen.

Die Moräne setzt mit dem Ausbiegen des Hanges in 1210 m Höhe¹ ein, zunächst als Schutteleiste, von Felssturzütrümmern stellenweise überwältigt, dann als breit auseinandergeflossener, kuppiger Wall, z. T. verzweigt, mit breiter Ufermulde. Bei 1190 m erreicht der Wall, wieder am Hang lehrend, den unteren Rand der Felsterrasse und verschwindet. Im oberen Teil verläuft die Firstlinie fast horizontal, ein Hinweis darauf, daß diesem Öztalglätscher kein Needertalglätscher zufließte.

1 km oberhalb des Beginns der Auer Klamm verengt eine Schutt-Terrasse in 1230 m Höhe das Tal; sie ist obenauf reichlich mit lokalem Felssturzüschutt bedeckt, besteht innen aber auch z. T. aus geschichteten Sanden. Es handelt sich hier um die Reste einer Talverschüttung, die sich vermutlich auf die Eisbarre des Öztalglätschers während dieses Hochstandes einstellte.

Die Fortsetzung des Glätscherufers südlich des Needertales ist in dem steileren, felsdurchsetzten Gelände um Stoffreich (Punkt 7) unsicher. Senarclens-Grancy's Karte (1958: Tafel 1) zeigt zwei Ufermoränen übereinander. Der Verfasser hatte den Eindruck, daß zwar Unterstoffreich (1215 m) auf einer Moränenterrasse liegt, die aber angesichts der Steilheit des darüberliegenden Hanges nicht die Eisrandhöhe bezeichnen muß. Der noch wahrscheinlichste Rest des Uferwalles dürfte die Moränenkuppe in 1250 m Höhe sein, die rund 100 m südlich von Oberstoffreich am Weg aus einer breiteren Verebnung aufragt. Wie bei dem großen Uferwall nördlich des Needertales ragen die großen erratischen Blöcke kaum heraus.

Nach Spuren des linken Glätscherufers hat der Verfasser vor allem die Öztalmündung abgesucht. 70 m über der langen linken Ufermoräne des jüngeren Glätscherstandes verläuft in 1010 m Höhe eine sanft geneigte Eisrandterrasse, aus der sich gegen das Nordende hin ein richtiger Ufermoränenwall entwickelt. An der Umbiegung des Hanges ins Inntal endet der Wall in 980 m Höhe, ohne ins Inntal einzuschwenken. Aus seiner Ufermulde hat sich die Rinne entwickelt, die den jüngeren Uferwall unterbricht.

Nichts deutet darauf hin, daß der entsprechende Öztalglätscher eingebogen und inntalaufwärts geflossen wäre. Das gilt auch für eine noch tiefere Eisrandterrasse in 975—950 m Höhe. Auf der Inntaler Seite dieses Hanges passen die Eisrandterrassen des Inntalglätschers (große Eisrandterrasse in 925 m und kleinere in 1040 m Höhe) nicht zu diesen Öztaler Glätscherufern.

Die Erhaltung dieser Eisrandterrassen des Inntalglätschers beweist aber, daß der Öztalglätscher bei diesem älteren Vorstoß nicht inntalaufwärts eingebogen ist.

Ist nun der linke Öztaler Wall in 1010—980 m Höhe die Entsprechung zur großen rechten Ufermoräne bei Punkt 5?

Der Verfasser bezweifelt es, denn das würde bedeuten, daß in diesem kurzen Stück vor der Öztalmündung die Glätscheroberfläche ein Gefälle von 12—15% besessen haben müßte. Ein so starkes Oberflächengefälle des noch 450 m mächtigen Glätschers (an der Mündung des Needertales) ist jedoch unwahrscheinlich und geht auch nicht aus dem Oberflächengefälle der beiden Moränenstücke hervor. Es wäre dann auch schwer verständlich, warum jenseits des Inntales die Fortsetzung der linken Ufermoräne im Bereich der Trankhütte so hoch am Gegenhang hinaufreicht. Allein schon der Ansatz der Moräne über der Trankhütte (850 m) ergäbe als Fortsetzung der linken Ufermoräne über Roppen ein Eisgefälle von nur 3,5%, und sicher lag der Rand des Öztalglätschers am Tschirganthang in Fortsetzung der Talachse höher.

¹ Die genauen Höhenangaben im Bereich des untersten Needertales verdankt der Verfasser der Einsichtnahme in die photogrammetrischen Schichtpläne der Studiengesellschaft Westtirol.

² Senarclens-Grancy (1958) nimmt im allgemeinen eher an, daß der Needertalglätscher den Öztal-Schlernglätscher noch erreicht habe. In einem persönlich ausgesandten maschinenschriftlichen Nachtrag mit zahlreichen Ergänzungen betont er, daß die Moränen am Ausgang des Needertales „dem Material wie dem Lineament nach zum großen Öztalglätscher“ gehörten. Er schließt daraus, daß der Needertalglätscher also doch nicht den Öztalglätscher erreicht habe, und begründet das noch genauer. Zu dieser Frage siehe Kapitel 5 a.

Der Verfasser nimmt daher an, daß diese linke Ufermoräne bereits einem Rückzugsstadium des hier untersuchten Gletscherhochstandes angehört. Entsprechende tiefere Eisrandablagerungen finden sich auch an der Mündung des Needertales (s. u.). Die linke Ufermoräne des eigentlichen Hochstandes dürfte an der Öztalmündung abgetragen sein, denn der Hang wird nach oben hin zunehmend steiler. Nur bei 1060 m erkennt man noch eine schwach entwickelte Eisrandterrasse.

Wie weit hat dieser Öztalglatscher inntalabwärts gereicht? Sicher jedenfalls bis Haiming, denn innerhalb der Bergsturzmoräne von Haiming gibt es keine Anzeichen für ein Gletscherende. Genaueres läßt sich nicht sagen, denn alle weiteren Vermutungen gründen sich nur auf Gefällsberechnungen, die es allerdings ausschließen, daß der Gletscher weit über Silz hinausgereicht haben kann (siehe Kapitel 3g). Man muß also das Gletscherende im Raume Haiming-Silz annehmen.

Erstaunlich ist die Tatsache, daß der über 300 m mächtige Öztalglatscher inntalaufwärts keine Zunge vorzuschieben vermochte, sondern sich darauf beschränken mußte, in Verlängerung der linken Öztalflanke das Inntal abzuriegeln. Genau in der Fortsetzung fand Sölch (1948) die Endmoräne über der Trankhütte. In dieser Linie liegt auch ein Dolomithügel (762 m) zwischen Inn und Bundesstraße, auf dem noch Spuren des Wechselspiels zwischen Gletscher- und See erhalten sind.

Die zahlreichen Gneisblöcke auf der Kuppe bilden auf der Westseite einen flachen Wall quer zur Richtung des Inntals. Darüber reicht eine ebene Schutt-Terrasse bis zur Kirche.

Allein die Firsthöhe der Endmoräne über der Trankhütte zeigt, daß der Gletscher mit einer über 100 m hohen Eiswand in den See abbrach. Die Sedimente dieses Stausees sind in den Arbeiten über den Riegel von Roppen bzw. Karres ausführlich behandelt¹.

Eine im Zusammenhang mit diesem See entstandene breite Terrasse (875 m) 1 km östlich von Karres an der alten Straße (Punkt 6) liefert einen wichtigen Hinweis für die zeitliche Einordnung des untersuchten Gletscherstandes.

Eine Schottergrube schließt die fast ebene Terrasse auf und zeigt grobe Deltaablagerungen eines Baches, der in diesem toten Winkel zwischen Tschirgant und Kopfschwindel südwestwärts in den See mündete. Zur Straße fällt die Terrasse mit einem 20° geneigten Hang ab. Die Schottergrube schließt an diesem Hang Solifluktionsschutt auf. Nahe dem Hangfuß sieht man unter dem rezenten Boden auf diesem Solifluktionsschutt ein bis zu 30 cm mächtiges lößähnliches Sediment, das mit Steinen der Solifluktionsdecke durchsetzt ist. Unter diesem Sediment sind bis zu 25 cm mächtige Reste eines älteren B-Horizontes erhalten; die Farbe ist nach der Munsell notation 7,5 YR 4/4 (feucht). Bodenreste und Windsediment sind weiter oben am Hang durch Solifluktion abgetragen.

Daß es sich tatsächlich um ein lößartiges Sediment handelt, bestätigte die Analyse im Chemischen Institut der Universität Innsbruck. Herr Professor A. Engelbrecht, dem für seine Hilfe vielfach gedankt sei, untersuchte 200 g einer Probe, aus der bereits die Steine und Steinchen von über 0,8 mm Durchmesser ausgesiebt waren. Hier das Ergebnis:

Durchmesser 0,80 – 0,25 mm	22 g
0,25 – 0,20 mm	8 g
0,20 – 0,15 mm	20 g
0,15 – 0,10 mm	17 g
0,10 – 0,06 mm	19 g
unter 0,06 mm	114 g
Summe	200 g

Mittels thermischen Abbaues wurde ein Kalkgehalt von 12,1% CaCO₃ (bzw. 10,1% MgCO₃) ermittelt.

Die Hauptmenge der Probe fällt also in den typischen Korngrößenbereich des Lösses; ebenso typisch ist der Kalkgehalt (vgl. z. B. v. Klebelsberg 1948/49: 320), was am Abhang eines Kalk-

¹ Ampferer 1904/I, 1916, 1935; v. Klebelsberg 1954; Machatschek 1933, 1936/I, II; H. Paschinger 1957/I; Penck-Brückner 1909; Sölch 1935, 1948; Wehrli 1928. Schon Blaas (1902: 422) hat diese Sedimente mit einem das Inntal abriegelnden Öztalglatscher in Beziehung gebracht, doch ohne Beweise dafür.

bzw. Dolomitberges (Tschirgant) besondere Beachtung verdient, da es den Windtransport bestätigt.

Genau das gleiche Profil in ähnlich tiefen Lagen fanden Mayr-Heuberger (1966) mehrfach im Silltal und äußeren Stubaital. Der ältere Boden (mit entsprechenden Farbwerten) entstand nach den dortigen Ergebnissen während der Allerödschwankung¹. Der durchsteinte Löß darüber und die eng damit verknüpften Solifluktionerscheinungen erwiesen sich als Zeugen der letzten in so tiefen Lagen hochwirksamen Kaltzeit: des Gschnitzstadiums. Da die Terrasse bei Karres zeitlich und ursächlich mit dem älteren Vorstoß des Ötztalglaciers zusammengehört, muß der Terrassenabhang jünger sein, somit auch Allerödboden und Windsediment.

Es kann daher als erwiesen gelten, daß dieser Hochstand des Ötztalglaciers das Steinachstadium verkörpert, dessen Gschnitztalglacier das Silltal abriegelte und dessen Stubai-Glacier über Fulpmes hinausreichte². Diese Glaciers überfuhren noch Toteisreste der Hauptvergletscherung. Mayr-Heuberger (1966) konnten zeigen, daß dieses Toteis als Bestandteil der ehemaligen Talböden bisher oft überschätzt wurde. Im Stubaital hatte es sich nur noch in der Schlucht gehalten. Nun erweist es sich, daß der Ötztalglacier zur selben Zeit über einen eisfreien Inntalboden vorstieß. Vereinzelt gab es damals auch in diesem Bereich noch kleinere Toteisreste, wie die gleich alte Toteislandschaft bei Arzl im Pitztal (v. Klebelsberg 1954: 15) zeigt.

So weit sich unter diesem ehemaligen Ötztalglacier die Sande und Kiese verfolgen lassen, so weit zumindest muß der Glacier vorgestoßen sein. Wahrscheinlich hat dieser Vorstoß viel weiter gereicht.

Die Bodenreste auf der überfahrenen Sandoberfläche sind älter und rücken damit in den Bereich der Böllingschwankung³. Wenn allerdings die Flutsedimente darunter mit dem bereits vorstoßenden Ötztalglacier zusammenhängen, so hat sich entweder der Ötztalglacier während der Böllingschwankung nicht weit aus der Mündung des Ötztales zurückgezogen, was der Verf. bezweifelt, oder der Boden entstand erst ganz am Ende der Böllingschwankung, schon während der Klimaverschlechterung der älteren Dryaszeit. In Grobsanden benötigt eine Verwitterung von so geringer Tiefe nur wenig Zeit. Immerhin fehlt es bisher an inneralpinen Beispielen von Bodenbildung aus dieser Zeit.

* * *

Es bleibt noch die Frage, wann der jüngere Glaciersvorstoß stattgefunden hat. War er ein zweiter Hochstand des Steinachstadiums oder entspricht er bereits dem Gschnitzstadium⁴? Die stratigraphischen Befunde geben hier keine so klare Antwort wie für den älteren Glaciersstand. Der Allerödboden und der darauf liegende durchsteinte Löß sind so selten zu finden, daß ihr Fehlen innerhalb dieses Glaciersstandes noch nichts besagt.

Die sichersten Anhaltspunkte ergeben sich aus dem sehr unterschiedlichen Erhaltungszustand der Moränen beider Glaciersstände. Moränen des älteren Standes findet man nur an besonders begünstigten Stellen, wo sie vor hangabtragenden Vorgängen geschützt blieben. Die Endmoräne über der Trankhütte ist von nachträglich vertieften, breitsohligen Tälchen begrenzt. Am besten erhalten ist die Ufermoräne am Ausgang des Needertales (Punkt 5), deren solifluidal stark veränderte Form kurz beschrieben wurde (S. 20 oben). Dagegen ist die

¹ Siehe Anmerkung 3; ferner Gams 1950.

² Der Begriff „Schlernstadium“ wird hier wegen seiner Vieldeutigkeit (Mayr-Heuberger 1966) nicht verwendet. Das gleiche gilt für den Begriff „Schlußvereisung“. Steinach- und Gschnitzstadium sind genauer festgelegt und daher für einen Vergleich brauchbar. Siehe S. 104.

³ Siehe darüber z. B. Woldstedt 1954: 208; 1958: 149; Schütrumpf 1955; Gross 1955; Lang 1962.

⁴ Siehe S. 104.

lange linke Ufermoräne des jüngeren Standes selbst an einem 30° geneigten, wenn auch niedrigen und schmalen Hang nicht abgetragen. Daraus folgt:

Die extrem kaltzeitlichen Bedingungen, von denen nach dem Profil in Punkt 6 (bei Karres) das Gebiet nach dem Steinachstadium noch betroffen wurde, die sich in Lößablagerung und nachträglicher Solifluktion äußerten, veränderten die Moränen des älteren Gletscherstandes, nicht aber die des jüngeren. Das heißt, daß diese Kaltzeit mit dem jüngeren Gletschervorstoß zusammengefallen sein und zur Zeit des Gletscherhochstandes ihren Höhepunkt bereits überschritten haben muß. Der Verfasser hält es daher für gerechtfertigt, den jüngeren Gletschervorstoß dem Gschnitzstadium zuzuordnen. Das Größenverhältnis zwischen Gschnitz- und Steinachgletscher stimmt mit den entsprechenden Beobachtungen im Gschnitztal und Stubaital gut überein (Mayr-Heuberger 1966).

In diesem Zusammenhang sei die Möglichkeit angedeutet, daß an den Tschirgantbergstürzen¹ auch klimatische Ursachen beteiligt waren. Der ältere, kleinere Bergsturz von Haiming fiel auf einen schwindenden Gletscher, der große Tschirgantbergsturz dagegen auf einen vorstoßenden Gletscher unmittelbar vor dem Höchststand. Beide Tschirgantbergstürze sind jedenfalls in naher zeitlicher Beziehung zu bedeutenden Klima-Umschwüngen am Ende ausgeprägter Kaltzeiten erfolgt.

2. Weitere Spuren des Ötztalgletschers zwischen der Ötztalmündung und dem Horlachtal

Als Fortsetzung des Gschnitzgletscherrandes kommen am Ausgang des Needertales mehrere Eisrandbildungen in Betracht.

Unmöglich kann es die Steinach-Ufermoräne bei Punkt 5 sein, denn ein Oberflächengefälle des Gletschers von fast 17% ist hier undenkbar (vgl. Kapitel 3g).

Zum nächsttieferen deutlichen Eisrand gehört der Moränenriegel, der den Bach nach N in die Auer Klamm abgelenkt hat. R. v. Klebelsberg (1929) hielt diesen Riegel für die Schlernmoräne des Needertalgletschers. Der Moränenriegel setzt sich jedoch nicht in Ufermoränen an den Hängen des Needertales fort, sondern nordwärts in einer Eisrandterrasse in 1136 m Höhe² auf dem Felsrücken, der die beginnende Auer Klamm vom Trockental nach Au trennt³. Südlich des Moränenriegels läuft auf diesen Eisrand ein flaches Tälchen zwischen Needertal und Lager Schlatt aus. Die Umgestaltung des Lagergeländes erschwerte die Weiterverfolgung des Eisrandes nach S. — Der Moränenriegel selbst bösch westwärts gegen Au steil ab, wie es einer Eisrandbildung entspricht. Die Wallform ist jedoch ein Werk des abgelenkten Baches, der die Ostseite des Riegels zugeschnitten hat.

Dieser Eisrand bildet wohl kaum die Fortsetzung des Ötztaler Gschnitzgletscherufers,

1. weil er nirgends eine ursprüngliche Wallform besitzt, sondern nur Terrassenform,
2. weil er einerseits fast gefällslos verläuft, andererseits aber nur durch ein Oberflächengefälle von 11,5% Anschluß an die Ufermoränen der Ötztalmündung fände, was mit deren Gefälle unvereinbar wäre,
3. weil an Seitentalmündungen infolge der Sohuttlieferung gewöhnlich mehr Eisrandbildungen entstehen als sonst, auch wenn der Eisrand nicht aktiv ist. Musterbeispiele dafür liefert z. B. die Inntalerrassenlandschaft östlich der Sellrainmündung.

Passender als Gschnitzrand wäre die Eisrandterrasse in 1090 m Höhe, auf der im Trockental über Au der oberste Hof liegt. Sie ist unbeeinflusst vom Stuibenbach. Die Gefällsverbindung zu

¹ Über die Abrißgebiete dieser Bergstürze siehe Goldberger 1950.

² Siehe S. 20, Anm. 2.

³ Die klammseitigen Gletscherschliffe an diesem Rücken beweisen, daß der epigenetische Einschnitt der Klamm schon älter angelegt war. Die Klamm folgt einer Störung, deren Richtung das Relief des ganzen Amberggebietes mitbestimmt, wie die Luftbilder zeigen. — Der Moränenriegel und das anschließende Trockental nach Au verbergen keine tiefe Schlucht, denn 600 m talaufwärts wurde bei der Ausschachtung für die Staumauer die rund 30 m tief verschüttete Felssohle bei 1127 m erreicht, 50 m weiter talabwärts bei 1122 m, also in der Höhe des Moränenriegels.

Herr Obering. Link von der Studiengesellschaft Westtirol gewährte mir freundlicherweise Einblick in die Profile.

den Gschnitz-Ufermoränen der Öztalmündung läge mit weniger als 9% wenigstens unter dem Gefälle der rechten Ufermoräne. Zwischen diesem Trockental und der Straße stehen Baracken und neue Häuser auf Verflachungen, die auch diesem Rand angehören dürften.

Höchstwahrscheinlich aber lag der Gschnitz-Eisrand noch tiefer, doch ließ er sich im Bereich von Au nicht eindeutig nachweisen. Die nördliche Häusergruppe von Au dürfte auf einer Eisrandterrasse stehen, die jedoch an Felsformen anschließt. Südlich von Schatt liegt eine besonders breite und ebene, jedoch trockene Schutt-Terrasse in 1095 m Höhe.

Da der Gschnitzrand angesichts seiner guten Erhaltung an der Öztalmündung vermutlich bei systematischer Nachsuche talaufwärts genauer festzulegen sein dürfte, verzichtet der Verfasser darauf, in Abb. 1 diesen Rand talaufwärts hypothetisch zu verlängern. Immerhin zeigt das flache Gefälle des linken Uferwalls an der Öztalmündung, daß sich bereits hier die steilere Böschung des Zungenendes nicht mehr ausgewirkt hat.

Für unsere Untersuchung ist die Lage der beiden Eisränder am Ausgang des Horlachtales von Bedeutung. Die Zwischenstücke wurden nicht systematisch gesucht. Bei der Steilheit der Hänge sind sie selbst für den Gschnitzrand schwer zu finden; sie lassen sich auch wohl nur hypothetisch zusammenfügen. Denn nicht alle Eisrandbildungen beziehen sich auf die Hochstände, wie sich hier bereits mehrfach gezeigt hat. Einige solche Stauabsätze hat Senarclens-Grancy (1958) kartiert.

3. Die Mündung des Horlachtales¹

(Abb. 4 und Kartenbeilage)

Der geologisch berühmteste Punkt des Untersuchungsgebietes ist die Mündung des Horlachtales. Zahlreiche Spezialuntersuchungen befassen sich damit. Für den Fernerstehenden seien hier nur die wichtigsten Tatsachen und Erkenntnisse angedeutet:

Die Talenge des Ötztales zwischen dem Längenfelder Becken und Umhausen ist in ihrer heutigen Form erst nach der letzten Eiszeit entstanden, ebenso die Abriegelung des Horlachtales durch den Tauferer Berg². Die Verbreitung des hier vorherrschenden Gesteins (zweigliedriger Augen- und Flasergneis, vor allem Augengneis), die Abbruchformen und Berggrisse an dem auffallend niedrigen Fundeskamm gegenüber Niederthai und die noch sichtbaren Gleitflächen haben ergeben, daß im Zusammenhang damit der gesamte Fundeskamm über Köfels niedergebrochen ist. Ob dadurch allein oder auch durch weitere außergewöhnliche Vorgänge Ötztal und Horlachtal verriegelt worden sind, ist umstritten. Berühmt wurde das Gebiet durch Funde von Bimsstein bei Köfels. Auch die Entstehung des Bimssteins und seine Beziehung zu diesem Ereignis sind umstritten. Die einschlägige Literatur ist in den Veröffentlichungen von Lichtenecker (1929), Reithofer (1932), Ascher (1952/I) und Senarclens-Grancy (1958) zusammengestellt. Derzeit sind Untersuchungen des Geologischen Institutes der Universität Innsbruck unter der Leitung von H. Heissel vor allem über den Bimsstein im Gange, worüber wohl demnächst berichtet werden wird.

Für unsere Fragestellung sind lediglich die Beziehungen dieses Ereignisses zur einstigen Vergletscherung des Horlachtales und des Ötztales von Bedeutung. Nur dazu soll hier Stellung genommen werden.

¹ In den amtlichen Karten heißt es Hairlachtal. Über Schreibung und Entstehung des Namens siehe K. Finsterwalder 1964.

² Diese Schreibweise auf der Alpenvereinskarte wird hier beibehalten, obwohl der Verfasser die Form „Taufersberg“ (K. Finsterwalder 1949: 43) vorziehen würde; in Niederthai hörte er nur „Taufersberg“ sagen.

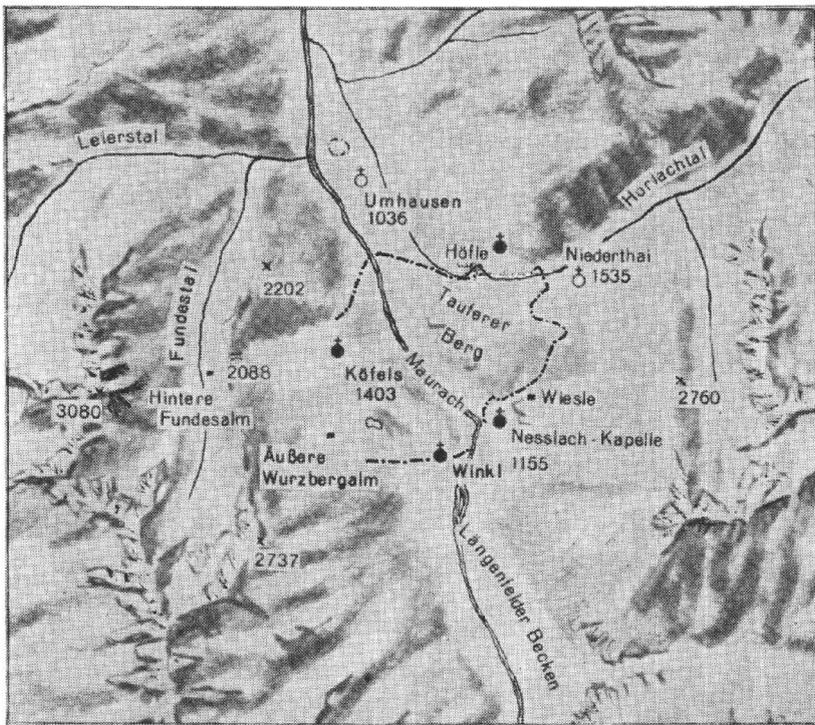


Abb. 4: Lageübersicht des Ereignisses von Köfels.
(Relief: Kulturkarte von Tirol)

3a) Tauferer Berg

Die Oberfläche des Tauferer Berges gibt in diesem Zusammenhang eine Reihe von Rätseln auf. Im Gegensatz zur Terrasse von Köfels und den Trümmern darunter ist sie mit Moränengeschoben und Geröllen überstreut und weist stellenweise glaziale Felsformen auf.

Auf die Moränenbedeckung wies schon Blaas hin (1902: 437). Seither haben fast alle Beobachter zumindest Moränenvorkommen auf dem Tauferer Berg erwähnt. Schon Lichtenegger (1929: 245) hob nach Rückfrage bei Hammer hervor, daß die Geschiebe z. T. nicht aus dem Horlachtal stammen, daher also vom Ötztalgletscher. Reithofer (1932: 312f.) betonte als erster, daß es sich an vielen Stellen mehr um Gerölle oder ganze Geröllnester handle, bestritt überhaupt, daß hier Moräne vorliege und ließ als solche fast nur das häufig erwähnte Vorkommen an der Forststraße gelten. Er faßte diese Überschüttung als Reste einer interglazialen Schotterbedeckung auf – eine Hypothese, für die einleuchtende Beweise bisher fehlen. Ampferer (1939/I: 29; 1939/II: 134f., 138) glaubt auch an Gerölle, meint aber, der Bergsturz bzw. die Gleitung habe sie aus dem Bett der Ötztaler Ache hier herauf befördert. Eine sehr ähnliche Auffassung äußerte Penck (1925: 221), doch glaubte er an glazialen Ursprung des Materials. Diese Emporschüpfungshypothese wird allein schon durch Reithofers Beobachtungen über die Lagerungsverhältnisse der Gerölle widerlegt.

Ampferer schränkt die Verbreitung der Gerölle auf den Ost- und Südrand des Tauferer Berges ein. Stiny (1939: 215) sieht darin sowohl Gletschergeschiebe als auch Flußgerölle und schließt aus dieser Verteilung (Hauptverbreitung im Südteil des Maurachriegels, Fehlen am Nordrand) auf eine Endmoräne des Ötztalgletschers mit anschließenden glazifluvialen Schottern, älter als der Bergsturz. Aus den gleichen Beobachtungen und Überlegungen kommt R. v. Klebels-

berg (1951: 409) auf einen Ötztalglatscher, der nach dem Bergsturz den südlichen Teil des Tauferer Bergs noch einmal überfahren habe.

Der Verfasser fand in zahlreichen Begehungen die höheren Teile des Tauferer Bergs mit Geröll- und eindeutigen Gletschergeschieben fast lückenlos überstreut. Größere erratische Blöcke fehlen allerdings gewöhnlich. Diese Geschiebe finden sich auch am Nordrand, wie es bereits die Karten Senarclens-Grancys (1958) andeuten. Der neue Fahrweg zum Tölderboden (Niederthai) schließt sie gut auf.

Die oberflächlich weithin geschlossenen, z. T. ruhigen Felsformen sind die Hauptstütze aller jener Theorien, die im Tauferer Berg einen nur oder fast nur vertikal bewegten Felsriegel des Ötztals sehen (Hammer, Reithofer, Stiny, Senarclens-Grancy) oder überhaupt einen selektiv, durch das Ereignis lediglich zerrütteten Felsriegel [Lichtenecker, v. Klebelsberg (besonders 1935: 494, wenn auch mit Vorbehalt), Sölch (1935: 21–26)]. Diese letzte Annahme eines Riegels in ursprünglicher Lage ist durch den Taststollen von 1951 (Kartenbeilage) im Tauferer Berg widerlegt (Ascher 1952/I und 1952/II; vgl. S. 32). Er ergab, daß die Granitgneis-Trümmermasse nur wenige hundert Meter mächtig auf unzerrüttetem Schiefergneis liegt.

Die meisten Beobachter erwähnen die glazialen Felsformen auf dem Tauferer Berg, vor allem die stark dislozierten Rundbuckel. Doch nur Reithofer (1932: 311) berichtet über Gletscherschrammen (NNW-gerichtet). An vielen Stellen sind diese entblößten Felsflächen tafelen. Man wird strenger als bisher zwischen wirklichen Glazialformen und Kluft- und Harnischflächen unterscheiden müssen.

Gesichert ist also die Tatsache, daß der Tauferer Berg vor dem Ereignis das Horlachtal nicht abgeriegelt hat. Bezüglich der Geschiebe- und Geröllbedeckung des Tauferer Bergs ist noch die Meinung v. Klebelsbergs zu prüfen, ob diese nach dem Bergsturz hier abgelagert worden sein kann. Eine Antwort liegt bereits in der Beobachtung, daß diese Schuttdecke bis zum Nordrand des Tauferer Bergs reicht. Ein ehemaliges Zungenende des Ötztalglatschers auf dem Tauferer Berg ist weder nach den Formen, noch nach der Geschiebegröße angedeutet. — Die schon von Reithofer beschriebene gelegentliche Vermischung von Geröll- und Bergsturzmaterial zeigt an vielen Stellen, daß das Bergsturzmaterial obenauf liegt und als letztes dazugekommen ist. Eine solche Lagerung wäre in Verbindung mit einem Gletscher nur denkbar, wenn der Bergsturz auf den Gletscher niedergegangen wäre (vgl. S. 28, 29f., 32f.). — Nirgends greift die Geschiebe- und Gerölldecke über den Rand des bewegten Tauferer Bergs harmonisch auf das Nachbargelände über. Vielmehr tauchen, soweit die Beziehungen sicher zu beobachten sind, alle glazialen Ablagerungen des umliegenden Gebietes unter die Trümmermassen des Tauferer Bergs oder unter die Stausedimente im Niederthaier Becken (vgl. S. 29f.).

Fassen wir zusammen:

1. Auf dem ganzen Tauferer Berg gibt es in den höheren Teilen Gerölle und Geschiebe aus dem Ötztal, ohne Beziehung zu bestimmten Gletscher-Endlagen. Am häufigsten findet man sie dort, wo ruhige Oberflächenformen ver-raten, daß die Felsmasse des Tauferer Bergs in sich geschlossen blieb.
2. Diese Geröll- und Geschiebedecke liegt oft so natürlich auf geschlossenen Felspartien, daß der Gedanke auszuschließen ist, sie läge jetzt auf einem andren Untergrund als vorher, verfrachtet bzw. hochgeschürft durch den Bergsturz usw. Nur wo die geschlossene Felsmasse des Tauferer Bergs auch oberflächlich lebhaft zertrümmert ist, findet man diese Ablagerungen auch zwischen und unter den Trümmern.
3. Überall ist der Rand des Tauferer Bergs scharf. Nirgends läßt sich eine unmittelbare Verbindung seiner Geröll- und Geschiebedecke zu entsprechenden Ablagerungen der Umgebung herstellen.
4. Die geschlossenen, z. T. glazialen Felsformen beherrschen die Oberfläche des Tauferer Bergs vielfach an Stellen, wo er nachweislich dem Grundgebirge als bewegte Masse aufliegt (Ascher 1952 I, II).

Die glazialen Felsformen und Aufschüttungen (bzw. die Gerölle) bildeten somit bereits die Oberfläche des Tauferer Bergs, als er noch nicht an dieser Stelle stand, d. h. sie sind älter als das Ereignis, was ja auch die meisten Autoren annehmen. Daß bei Talzuschüben und bei Bergschlipfen riesige Schollen im Verband bleiben können, beweist der größte historische Bergschliff der Alpen vom Monte Toc in den Vaiontstausee bei Longarone (Piavetal) von 1963. Auf weiten Flächen der Gleitmasse ist sogar der Wald stehen geblieben!

Anhaltspunkte über die zeitliche Beziehung des Ereignisses von Köfels zu Gletscherständen lassen sich also nur von außen her an den Rändern der beweg-

ten Masse gewinnen. Folgende Stellen haben dabei in der Literatur bereits Bedeutung erlangt:

1. links der Ötztaler Ache: das Fundestal, die Äußere Wurzbergalm und die Schottergrube bei Winklen (Winkl);
2. rechts des Flusses: das Tälchen von Wiese, das Niederthaier Becken, die Talstrecke zwischen Niederthai und Stuibenfall und der alte Schwemmkegel der Ötztaler Ache bei Umhausen.

Da das Ereignis von Köfels als zeitlich einheitliches Ereignis betrachtet wird¹, ist die Klärung aller dieser Stellen für unsere Fragestellung von Bedeutung.

3 b) Fundestal

Lichtenecker (1929: 239f.) hat als erster die Bedeutung der Moränen im Fundestal und ihrer Beziehung zum Bergsturz erkannt. Er zeigte, daß vom Fundeskamm Bergsturztrümmer auch ins Fundestal gefallen sind, und zwar nach dem Gschnitzstadium. Andernfalls hätte der Gschnitzgletscher des Fundestales das niedrige Schartle (2088 m) unbedingt überschritten. Reithofer (1932: 309f.) schloß sich ihm an und meinte, die Moränen im Bereich der Hinteren Fundesalm seien möglicherweise jünger als das Ereignis.

Eine wichtige Stelle ist in diesem Zusammenhang noch nicht gewürdigt worden, auch nicht von Senarclens-Grancy (1958: 278, Tafel 4), der sie kartiert hat. Am rechten Hang über der Hinteren Fundesalm fiel bereits Reithofer ein sehr deutlicher Ufermoränenwall auf, der zur Endmoräne dicht unterhalb der Hinteren Fundesalm gehört. Knapp über dieser Ufermoräne endet der Augengneis-Blockschutt vom Kamm herab auffallend als Terrasse mit steilem Abbruch, während die Ufermoräne hier keine Augengneisblöcke enthält. Die Augengneis-Blockterrasse ist nur erklärbar durch einen stauenden Eisrand. Mit anderen Worten: Der Blockschutt hat, als der Ufermoränenwall noch nicht dalag, den Rand eines etwas größeren Fundesgletschers erreicht. Dieser größere Gletscher war im Zurückweichen, denn der Blockschutt-Eisrandterrasse entsprechen keine weiteren Uferwälle oder sonstigen Eisrandmarken. Ein sicherer zeitlicher Zusammenhang dieser Blockterrasse mit dem Ereignis von Köfels besteht allerdings nur insofern, als nach dem Absturz des Fundeskammes ins Ötztal an dem niedrig gewordenen Hang kein Grund mehr zu Blockschuttbildung bestand. Die Eisrandterrasse kann also kaum jünger sein als der Bergsturz. Aber sie kann älter sein, denn dem Abbruch des Kammes ging sicher durch längere Zeit eine starke Felsbruchstätigkeit auch ins Fundestal voraus.

Die Moränen im Bereich der Hinteren Fundesalm können demnach jünger sein als der Bergsturz, müssen es aber nicht. Die Blockschutt-Eisrandterrasse ist jedenfalls eine Äußerung des noch vorhandenen Kammes. Eine genaue Untersuchung des ganzen Hanges müßte zeigen, ob es wirklich die letzte war.

Lichtenecker wies die Moränen um die Hintere Fundesalm dem Daunstadium zu, Reithofer einem Gschnitz-II-Stadium. Senarclens-Grancy schwankt zwischen beiden Möglichkeiten, neigt aber mehr zu spätem Gschnitz.

3c) Äußere Wurzbergalm

Als wichtigster unmittelbarer Beweis für einen Gletschervorstoß nach dem Ereignis von Köfels galt bisher die Moräne westsüdwestlich über der Äußeren Wurzbergalm, die bereits Hammer (1929/I) in die Geologische Spezialkarte eintrug, Reithofer (1932: 310) eigens hervorhob und Senarclens-Grancy (1958: 297) bestätigte. Aber trotz langer Nachsuche konnte sich der Verfasser vom Bestehen einer solchen Lokalmoräne vom Funduskamm herab nicht überzeugen.

Ampferer (1939/II: 136) verfolgte „ganz junge Moränenspuren bis zum Pürsting-Seele“ hinab (vgl. auch Stiny 1939: 213). Er scheint sie für jünger zu

¹ Diese Auffassung bezieht sich auf das Hauptereignis, das für die Entstehung des Tauferer Bergs entscheidend war. Die Frage nach Nachstürzen auf der Westseite des Ötztals soll nicht berührt werden.

halten als den Bergsturz. Der neue Fahrweg schließt tatsächlich im Gebiet unterhalb der Äußeren Wurzbergalm an einzelnen Stellen Moräne auf. Der Verfasser glaubt jedoch nicht an den Vorstoß eines Lokalgletschers nach dem Bergsturz bis zum Pürstingsee hinab. Denn solche Moränenfunde gab es auch auf dem Tauferer Berg.

3d) Längenfelder Becken

Mehrere Beobachter sind zu dem Schluß gelangt, daß entweder der Bergsturz hier an seinem Südrand auf Toteis des Ötztalglatschers gefallen sei¹ oder daß der Ötztalglatscher später noch einmal den südlichen Bergsturtrand erreicht bzw. überfahren habe².

Für diese Ansichten waren folgende Beobachtungen maßgebend:

- a) Einschlüsse von Sanden, Schottern (Reithofer 1932: 311f.) und gekritzten Geschieben (Stiny 1939: 214f.; v. Klebelsberg 1951: 410), die in der Schottergrube nordöstlich von Winklern (Winkl), links am Eingang der Maurachschlucht, im Bergsturzschnitt sichtbar wurden. Ob ihnen gegenüber den sonstigen Moränen- und Schotterfunden im Bereich des Maurach und des Tauferer Bergs eine solche Sonderstellung zukommt, bezweifelt der Verfasser.
- b) Eine gewisse Rolle spielt auch die Sedimentfüllung des Längenfelder Beckens, die mehrfach erbohrt wurde (Ampferer 1939/I; v. Klebelsberg 1951) und deren tiefere, z. T. gröbere Lagen Ampferer (1939/I: 42) für älter als den Bergsturz hält. Vor allem Senarclens-Grancy (1958: 283f., 296) zieht diese Bohrprofile für seine Deutung heran.
- c) Senarclens-Grancy (1958: 282, 297, 310) sieht in Stauabsätzen (Eisrandbildungen) am Hang nördlich der Nesslachkapelle einen wichtigen Beweis für seine Annahme, daß der Bergsturz auf Eis niedergegangen sei. Senarclens-Grancy hat jedoch den bewegten Teil des Tauferer Bergs zu weit südlich abgegrenzt und damit Älteres miteinbezogen. In Wirklichkeit greift keine einzige richtige Eisrandterrasse auf die bewegte Masse über.
- d) Kaum eine Stelle in diesem ganzen Bereich ist so verschiedenartig gedeutet worden wie das Hennental nördlich von Winkl. Sölch (1935: 24) bezog diesen Einschnitt unter Vorbehalt auf den Eisrand des Ötztalglatschers, der nach dem Ereignis von Köfels vielleicht noch einmal diesen Punkt erreichte. Die Bohrungen und Schachtabteufungen im Hennental (v. Klebelsberg 1951: 412) entzogen dieser Möglichkeit jedoch den Boden, da zwischen den hier ausschließlich angetroffenen Bergsturztrümmern stellenweise sogar das feine Gesteinsmehl noch vorhanden ist.
- e) Sölch (1935: 23f.) deutet für den ältesten an den Maurachriegel anschließenden Schwemmkegel der Ötztaler Ache bei Umhausen die Möglichkeit an, daß er vielleicht älter sei als der Bergsturz. In diesem Fall möchte er ihn als Sandurkegel eines Ötztaler Gschnitzglatschers auffassen, dem er dann auch die mehrfach erwähnten vereinzelt Moränenfunde in der Maurachschlucht zuordnen würde. Den Schwemmkegel baut jedoch vor allem Ausräumungsmaterial des Bergsturzes auf; er ist somit jünger als der Bergsturz, was auch alle übrigen Autoren schon feststellten und was Sölch für ebenso möglich hält.

Es bleibt also fraglich, ob die Trümmernmassen wirklich mit einem Ötztalglatscher in Berührung gekommen ist.

3e) Wiesle

Am Südrand des Tauferer Bergs taucht bei Wiesle aus den Trümmerhalden eine moränenbedeckte Felsterrasse auf, die vom südlichen Berghang durch eine Wiesenmulde getrennt wird. Es ist dies ein Rest des Reliefs, das vor der Entstehung des Tauferer Bergs den Mündungsbereich des Horlachtales bestimmte. Heute erreichen die Trümmer des Tauferer Bergs fast den südlichen Berghang am Mauslajoch und schieben sich damit zwischen Wiesle und das gleich hohe Niederthaier Becken. Die Moränen von Wiesle wurden verschieden gedeutet.

Lichtenecker (1929: 245) erwähnte hier nur zwei kleine Schuttkegel, die auf eine Plattform hinauswachsen, an deren Westkante Moränenschutt aufträte. Ampferer (1939/II: 128,

¹ Gams 1950: 165. Senarclens-Grancy (1958) rechnet mit beträchtlichen Toteismassen im gesamten Bereich des Ereignisses, worauf noch genauer eingegangen werden soll.

² Penck-Brückner 1909: 296; Sölch 1935: 24 (mit Vorbehalt); Stiny 1939: 214f.; v. Klebelsberg 1951: 409 (vgl. S. 25f.).

135f.) beschrieb hier „eine sehr gut ausgebildete Gruppe von kleineren Moränenwällen . . . , die aus dem Berghange erkerartig vorspringen und zwischen sich tiefe Trichter verbergen“. Nach seiner Ansicht „handelt es sich hier um ganz junge Moränen eines kleinen Lokalgletschers der Schlußvereisung“, die er offenbar für jünger als den Bergsturz hielt. Stiny (1939: 215) erwähnt nur allgemein Moränen bei Wiesle; seinen Gedankengängen nach müßten sie älter als der Bergsturz sein. R. v. Klebelsberg (1951: 409) schreibt die Moränen von Wiesle einem stadialen Gletscher aus dem Horlachtal zu; es scheint, daß er sie jünger als den Tauferer Berg einstuft. Senarclens-Grancy (1958: 294–297) spricht hier von Ötztaler Schottern und Moränen mit Toteislöchern. Er nimmt aber offenbar an, daß dieses Gebiet bei der Katastrophe mitbewegt wurde. Da es oberflächlich jedoch scharf von der Trümmerzone geschieden ist, rechnet Senarclens-Grancy zur Zeit des Ereignisses von Köfels hier wie im Niederthaler Becken mit größeren Toteisresten.

Lichteneckers und Senarclens-Grancys Befunde deuten bereits auf Eisrandbildungen des Ötztalgletschers hin. In der Wiesenmulde sind tatsächlich die Spuren dreier solcher Eisränder erhalten. Der höchste (1540 m) ist durch eine flachkuppige Moränenterrasse gekennzeichnet, die einen toten Winkel abriegelt. Auf der zweiten, ebenfalls etwas unruhig geformten Eisrandterrasse (1530 m) steht das Sommergasthaus. Die glatteste Form besitzt die unterste Eisrandterrasse (1510 m), die in ein großes Toteisloch abbricht. — Im nördlich anschließenden Wald auf der Felsterrasse geht das Ganze in ein blockreiches Toteiskesselfeld über. Zwischen den beiden tiefsten Toteislöchern ist am Weg ein Rundbuckel sichtbar. Dieses Kesselfeld wird im W durch einen schnurgeraden Moränenrücken abgeschlossen, der sich nordwestwärts von 1510 m auf 1495 m senkt und unter der Trümmerhalde des Tauferer Bergs verschwindet. Dieser Rücken ist zwar eine Eisrandbildung, jedoch kein richtiger Ufermoränenwall. Er besteht eindeutig aus Moräne des Ötztalgletschers, doch fehlen größere Blöcke nahezu. Steil ist die westseitige Innenböschung. Die Außenböschung fällt nur in die Totiskessel steil ab, sonst sehr flach. Die Totiscinbrüche erreichen den Rücken und gliedern ihn mehrfach durch Lücken, die auch Fuchs (1951) auffielen. Das SE-Ende dieser Eisrandbildung biegt ostwärts in die Wiesenmulde ein und ist dort wohl — über Toteislöcher hinweg — mit der tiefsten, gleich hohen Eisrandterrasse zu verbinden.

In der Wiesenmulde von Wiesle sind also die Formen mehrerer aktiver bis stationärer Phasen des Ötztalgletschers erhalten; das nördlich anschließende Toteiskesselfeld überdauerte offenbar diese Phasen. Wichtig ist, daß diese ganze Formengruppe unter den Blockhalden des Tauferer Bergs verschwindet, also älter ist als dieser. Einen Übergang zwischen beiden, der auf eine Gleichzeitigkeit hinwies, wie sie Senarclens-Grancy annimmt, konnte der Verfasser nicht feststellen.

3f) Niederthai — Stuibenfall

Nördlich des Tauferer Bergs kommt ebenfalls eine ältere Rundbuckelterrasse zum Vorschein, in die sich der abgelenkte Horlachbach seit dem Ereignis von Köfels erst 3 bis 6 m eingeschnitten hat. Vom Rand der Terrasse stürzt er als Stuibenfall ab. In dem epigenetischen Talstück oberhalb davon, durch das der Horlachbach nun den Tauferer Berg umfließt, sind rechts am Hang, 20 bis 40 m über dem Bach, mehrere Schutterrassenstücke erhalten. Senarclens-Grancy (1958: 296) sieht darin Schotterterrassenreste des Horlachbaches, deren plötzliches Ende — das übrigens auf Fels liegt — er sich nur durch einen Eisrand erklären kann. Es ist dies eine wichtige Stütze seiner Annahme, daß zur Zeit des Ereignisses von Köfels noch Eis in diesem Gebiet gelegen sei. Reithofer (1932: Kärtchen S. 286) faßte diese Schuttleisten als abgetrennten Rand der Trümmermasse auf.

Aber Senarclens-Grancy hat insofern recht, als diese in sich nicht klar zusammenhängenden, z. T. auf Felsleisten gestützten Schuttleisten nicht zur Trümmermasse gehören. Sie bestehen teils aus Moräne, teils aus Schottern und Sanden; sie müssen tatsächlich an Eisrändern entstanden sein, sonst wäre das z. T. nackte Rundbuckelgelände um das Gasthaus Stuibenfall und unterhalb davon nicht verständlich. Aber diese Schuttleisten sind älter als die Trümmermasse des Tauferer Berges. Der Rand der Trümmermasse reicht oberhalb des Stuibenfalles nirgends über den Bach; er ist nicht erosiv vom Horlachbach angegriffen worden, sondern fast unverändert so geblieben, wie er am Anfang lag, hat hier also nie am rechten Hang höher emporgereicht.

Das Tälchen, das der Horlachbach heute zwischen Niederthai und dem Stuibenfall benützt, war also schon vor dem Ereignis von Köfels da, wahrscheinlich

nicht als Tal, sondern als Teil einer Terrassenlandschaft, gebildet am Rande des Ötztalglatschers, wie unten (S. 33) noch genauer gezeigt werden soll. Der oberste Teil des Tälchens war durch eine Talverbauung des Ötztalglatschers bis fast 1540 m hoch zugeschüttet, die wahrscheinlich weiter nach Süden reichte. Die Höhe dieser Talverbauung hat nach dem Ereignis von Köfels die Zuschüttungshöhe des Niederthaier Beckens bestimmt. Erst als der Horlachbach nach der Zuriegung der alten Schlucht (S. 32) den Scheitel dieser alten Schuttbarre erreichte, konnte er durchbrechen und den alten Talverbauungsdamm zwischen Gasthaus Stuibnfall und Sennhof durchsägen.

Folgende Beobachtungen stützen diese Auffassung:

1. Die Terrasse rechts am Ausgang des Niederthaier Beckens besteht hinter einem auffallenden Pfeiler aus Bergsturztrümmern im östlichen Teil aus Stausanden. Nach SW aber geht sie in gleicher Höhe in eine ältere Moränen-terrasse über, die stärker von Hangsolifluktion betroffen wurde als die Stauterrasse dahinter.
2. Nirgends greifen die Bergsturzmassen auf die rechte Seite des Tälchens Niederthai - Stuibnfall über; es stecken auch keine Bergsturzblöcke im Hang.
3. Das Augengneismaterial des Tauferer Berges reicht nur dort lückenlos bis zum linken Hangfuß des Tälchens, wo die Böschung 40° und mehr erreicht. Wo sie sanfter ist, greift das Eisrandmaterial der rechten Talseite auf die linke und verschwindet unter dem Tauferer Berg. Das heißt: Nur wo durch Zerschneidung der alten Talverbauung bis auf die Höhe der Rundbuckel-terrasse um den Stuibnfall die Böschung des Tauferer Berges bzw. seiner Unterlage höher und steiler wurde, ist es zu Nachbrüchen gekommen, wodurch die unter den Tauferer Berg tauchenden Eisrandablagerungen stellenweise zugedeckt wurden.
4. Dies beweist, daß der linke Hang des Tälchens (also der Rand des Tauferer Berges) jünger ist als der rechte, und nicht gleich alt, wie Senarclens-Grancy (1958: 296) annahm.

Das kleine Tälchen, das vom Gasthaus Stuibnfall links des Baches direkt zum Fuß des Stuibnfalles führt, war nie dauernd von einem Bach erfüllt.

Seine schmale Kerbenschle stellte sich mit 20° durchschnittlicher Neigung auf den Fuß des Stuibnfalles ein und wurde von dort her ausgeräumt. Denn der Stuibnfall ist in die Trümmern-terrasse hinabgestürzt und hat mit seinem Tal den Rand des Tauferer Berges erosiv zurückverlegt. Eine Anzapfung des Horlachbaches durch das sekundäre Tälchen im Bereich des Gasthauses Stuibnfall ist undenkbar, da dieses Tälchen bei seiner Weiterentwicklung durch den Felsterrassenrand immer weiter nach SE abgedrängt wird.

3g) Die Ufermoränen von Höfle und Mauslajöchl

Vor Besprechung des Niederthaier Beckens muß auf den mächtigen, rund 300 m langen Ufermoränenwall von Höfle (nördlich des Stuibnfalles) eingegangen werden, den auch Fuchs (1951) erwähnt. Es ist die höchstgelegene Ufermoräne des Ötztalglatschers, die im Untersuchungsgebiet gefunden wurde.

Sofort drängt sich der Vergleich mit der Steinachmoräne am Ausgang des Needertales auf (S. 20f.). Der geradlinig verlaufende Wall ist unregelmäßig in breite Kuppen aufgelöst. Die großen Blöcke sind so tief hineingesunken, daß sie kaum herausragen. Das obere Ende des Walles verliert sich in einem steilen Hang bei 1580 m Höhe gegen das Niederthaier Becken zu.

Ist das die Fortsetzung des Steinach-Eisrandes? Der Verfasser hat zum Vergleich das Oberflächengefälle folgender Gletscher studiert¹:

Fedtschenkogletscher, Pamir, 73,8 km lang (R. Finsterwalder 1932: Beilage 10; Kick 1964: 19).

Baltorogletscher, Karakorum, 62 km lang (Savoia—Desio 1937; v. Wißmann 1960: 1113).

Chogo-Lungma-Gletscher, Karakorum, 45,1 km lang (Kick 1964).

Thompson-Gletscher, Axel-Heiberg-Land (Müller 1963).

Zemugletscher, Sikkim-Himalaya, 31 km lang (Wien 1933, v. Wißmann 1960: 1113).

¹ Im Gegensatz zum Ötztaler Steinachgletscher sind es zurückweichende bzw. niederschmelzende Gletscher. Ihre Zungenenden sind flacher als z. Zt. eines Hochstandes, das Gesamtgefälle der Zungen etwas steiler. Aber diese Unterschiede sind bedeutungslos für den Vergleich.

Auch dieser Vergleich zeigt, daß der Steinachgletscher des Ötztals kaum wesentlich über Silz hinausgereicht haben kann. Bis zum Raum Haiming — Silz erreichte er eine Länge von rund 75 km; das ist die Größenordnung des Fedtschenkogletschers. Vergleicht man nun das Stück zwischen der Moräne von Höfle und der Moräne am Ausgang des Needertales (Gefälle 3,5%) mit den entsprechenden Stücken dieser Gletscher in etwa gleicher Entfernung vom Zungenende, so bekommen wir:

Fedtschenkogletscher	3,4%
Baltorogletscher (Concordiaplatz — Urdokas)	3,0%
Chogo-Lungma-Gletscher	4,1%
Thompson-Gletscher	2,8%
Zemugletscher	4,4%

Nimmt man noch das steilere Zungenende dazu, so bleibt das Oberflächengefälle aller dieser Gletscher mit Ausnahme des kurzen und steil endenden Zemugletschers unter 5%.

Trotz starker Unterschiede der verglichenen Gletscher in bezug auf Typus, Größe und Reliefenergie schwanken die Oberflächengefallswerte ihrer Zungen über größere Entfernungen nur innerhalb ziemlich enger Grenzen. Je größer die Talgletscher sind, desto unabhängiger wird im einzelnen ihr Oberflächengefälle von dem des Talbodens, denn je mächtiger das Eis ist, desto mehr antwortet es auf Talprofilveränderungen mit Strömungsschwankungen. Daher hält der Verfasser auf Grund dieser Vergleiche eine Verbindung der Moränen von Höfle und der am Ausgang des Needertales für vertretbar. Ein Zusammenhang der Moräne von Höfle mit dem Gschnitz-Zungenende ergäbe ein Gefälle von 6,1%, eine Verbindung mit der linken Gschnitz-Ufermoräne oberhalb von Sautens - Roppen ein Gefälle von 5,4%; das sind nach obigen Vergleichen weniger wahrscheinliche Werte.

Geht man von der Zusammengehörigkeit der Moränen von Höfle und der Needertalmündung aus, so kommt man auf einen höchsten Eisrand dieses Gletschers am Tschirgantabhang von mindestens 1000 m. Das steht in Einklang mit den Beobachtungen am Tschirganthang, zeigt aber wieder, daß der höchste noch erhaltene linke Uferwall am Ötztalausgang kaum dem höchsten Eisrand dieses Gletscherhochstandes entsprechen kann (S. 15 f., 21).

Südlich des Niederthaier Beckens ist die Fortsetzung der Moräne von Höfle am Mauslajöchl als mächtiger, kuppiger Wall erhalten, den die Trümmersmassen des Tauferer Berges gerade nicht mehr überwältigt haben. Der kleine See auf dem Jöchl ist nichts anderes als ein Soll, durch dessen Einsturz der mächtige lange Wall unterbrochen ist. Schon an den übrigen Steinachmoränen des Ötztalgletschers fanden sich Anzeichen dafür, daß in ihnen stellenweise Eiskerne abgeschmolzen sind (Gruben, eingesunkene Blöcke); hier wird das nun besonders deutlich. — Es braucht wohl nicht eigens erwähnt zu werden, daß sich diese Wallstücke aus anderen Blöcken (Biotitgranitgneis, Biotitplagioklasgneis, Amphibolit, Granatamphibolit, Granatglimmerschiefer usw.) zusammensetzen als die scharf dahinter einsetzende Trümmersmasse, die also das Mauslajöchl gar nicht erreicht und geschaffen hat, wie man bisher allgemein annahm.

Weder die Eisrandablagerungen von Wiesle, noch die Schuttformen im Bereich des Stuibenfalles lassen sich ohne weiters als Ausdruck eines neuerlichen starken Vorstoßes des Ötztalgletschers deuten. Daher möchte der Verfasser sie eher nicht als Gschnitzmoränen auffassen. Demnach dürfte der Gschnitz-Eisrand des Ötztalgletschers eher etwas tiefer und damit in steilerem Gelände vorbeigelaufen sein entsprechend dem vermutlich rund 200 m betragenden Höhenunterschied zwischen Steinach- und Gschnitzrand am Ötztalausgang.

Senarclens-Grancy (1958 : 287) erwähnt eine Ufermoräne des Leierstalglletschers (westlich von Umhausen), die in Beziehung zu einem Eisrand des Ötztalgletschers in 1285 m Höhe stehe und bis 1400 m ansteige. Es handelt sich dabei jedoch um eine reine Erosionsform. Wohl gibt es in diesem Bereich auch Eisrandbildungen des Ötztalgletschers, aber keine, die man ohne weiters als Gschnitzrand bezeichnen möchte.

Das Einbiegen der rechten Ötztaler Steinach-Ufermoränen ins Niederthaier Becken führt zur Frage, wie weit damals der Gletscher des Horlachtales reichte.

3h) Niederthai

Die Stausedimente von Niederthai wurden bisher immer einem See zugeschrieben, den der Tauferer Berg abgedämmt haben soll. Die aus der Hauptterrasse von Niederthai herausragenden Hügel gelten als Tomahügel des Bergsturzes. Nur Reithofer (1932: 306f., 310) weist darauf hin, daß der Hügel bei Ennebach nicht aus Bergsturzmateriale, sondern aus Moräne besteht. Diese ordnet er zusammen mit zwei vermeintlichen Endmoränenwällen (Ennebachegg und der Schuttsporn südlich davon) einem Schlerngletscher des Horlachtales zu, der vor dem Ereignis von Köfels Niederthai erreicht habe.

Ein wirklicher Nachweis für einen See im Niederthaier Becken fehlt bisher. Ton ist nur in dem toten Winkel östlich von Überfeld gefunden worden¹. Die sonst aufgeschlossenen Sande sind meist grob und gehen oft in Kies über. Feinere Horizonte sind gewöhnlich dünn und unbeständig. Die Schichtung ist z. T. schwach, aber doch für die Feststellung ausreichend, daß die Sedimente von Toteiseinbrüchen im Sinne der Hypothese von Senarclens-Grancy nicht betroffen worden sind, jedenfalls nicht im Bereich der vorhandenen Aufschlüsse. Den Ablagerungen nach gab es hier keinen See, sondern nur eine Schwemmfläche, eine Alluvion², was für eine starke Durchlässigkeit des Riegels spricht. — Zunächst mußte der Horlachbach eine mehr als 350 m tiefe Schlucht zuschütten, ehe er mit seinen Sedimenten ins übrige Becken austreten konnte.

Das beweist der in die Karte eingetragene Taststollen von 1951³, der 420 bis 480 m unter dem Tauferer Berg (Wolfsegg) mit den drei westlichen Querschlägen in rund 1180 m Meereshöhe die alte, verschüttete Horlachschlucht anfuhr. Dabei fand man vor allem Geröll und kantestumpfen Hangschutt aus dem Horlachtal, reichlich mit Feinmaterial durchsetzt. Ascher (1952/II) schloß daraus, daß der Stollen die Schlucht nahe ihrer Felssohle erreicht habe. Daher unterfuhr der östliche Querschlag bereits die Schlucht und blieb im Anstehenden. Die Klamm dürfte — worauf auch die seismischen Tiefenmessungen hindeuten — dann aus ihrem ostgerichteten Verlauf nach NE umbiegen und etwa unter dem Bach zwischen Lehen und Tölderboden zur eigentlichen Talmündung ziehen.

Wenn es im Niederthaier Becken keinen See gegeben hat, dann kann nach dem Ereignis von Köfels auch kein Wasserspiegel bestanden haben, der über der Hauptterrasse von Niederthai lag. Damit wendet sich jedoch die Aufmerksamkeit der Beobachtung von Reithofer (1932: 314) zu, daß die Schuttkegel (und auch die ganzen Hangschuttformen) des unteren Horlachtales sich nicht auf die Hauptterrasse von Niederthai einstellen, sondern auf eine höhere Ebene, in der Reithofer den höchsten Spiegelstand des Stausees erblickte. Die Beobachtung stimmt, die Deutung muß jedoch bestritten werden. Denn dieser auffallende Gefällsknick in den Schutthängen des untersten Horlachtales stellt sich wohl auf ein höheres Verschüttungsniveau ein, doch behält dieses im Niederthaier Becken nicht wie eine Seeuferlinie seine Höhe bei, wie gleich gezeigt werden soll. Vor allem aber stand dieses höhere Verschüttungsniveau mit bedeutenden Soli-

¹ Für den mündlichen Hinweis dankt der Verfasser Herrn Oberregierungsrat Dr. E. Hensler von der Agrartechnischen Abteilung für Bodenreform (Amt der Tiroler Landesregierung).

² Da dieser Begriff in der wissenschaftlichen Literatur nicht eindeutig bestimmt ist, sei hier eine Begriffsbestimmung gegeben, die Dr. Franz Mayr und der Verfasser für den eigenen Gebrauch festgelegt haben:

Unter Schwemmflächen (Alluvionen) verstehen wir flach geneigte, von lehmigen bzw. sandigen, z. T. sogar kiesdurchsetzten Sedimenten erfüllte Becken, zu denen sich das Bett eines sonst Schotter führenden Flusses ausweitet. Zur Zeit der Bildung sind Schwemmflächen (Alluvionen) wenigstens teilweise und durch längere Zeit des Jahres hindurch von strömenden, mit Sinkstoffen beladenen Wasser bedeckt. Der Zufluß übersteigt also zeitweise das Fassungsvermögen des — häufig mäandrierenden — Bachbettes. Je nach den Bedingungen sind Schwemmflächen (Alluvionen) während ihrer Bildung frei von höherer Vegetation (z. B. in Gletschervorfeldern) oder besiedelt von besonders angepaßten Pflanzengesellschaften (u. a. Wollgräsern).

³ Der Verfasser dankt der Studiengesellschaft Westtirol, insbesondere dem Direktor, Herrn Prof. Dr. G. Markt, und Herrn Oberger. Dr. E. Neuhauser dafür, daß sie ihm Einblick in die Unterlagen über den Taststollen gewährten und ihm dabei auch wertvolle Hinweise gaben.

fluktionsvorgängen in Zusammenhang, während die Hauptterrasse von Niederthai in geradezu auffallender Weise nicht mehr von Solifluktion betroffen wurde. Diese höhere Talverschüttung hat daher nichts mit dem Ereignis von Köfels zu tun, sondern ist älter.

Auch Senarclens-Grancy (1958: 289) erwähnt höhere Stauabsätze am E- und SE-Hang des Niederthaier Beckens über der ebenen Hauptterrasse. Sie gehören zu den Stützen seiner Auffassung, der Bergsturz von Köfels sei auf einen noch vorhandenen Ötztalglatscher und auf Schlern-Toteis niedergegangen (1958: 282, 284, 289, 295 ff., 310). Den Stauabsatz 1620 m unter dem Mooserain, nordöstlich des Mauslajöchls, gibt es allerdings nicht.

Senarclens-Grancy (1958: 289) hat auch erkannt, daß der eigenartige Moränensporn des Ennebacheggs an der Mündung des Horlachtales ins Niederthaier Becken kein Endmoränenwall, sondern eine Mittelmoräne ist. An diesem Sporn ist das ältere Verschüttungsniveau mit einer deutlichen Verebnung in 1580 m Höhe festgehalten. Unmittelbar daneben steckt in gleicher Höhe ein großer Moränenblock aus dem Ötztal im Hang.

Bringt man alle diese Beobachtungen in Beziehung zueinander, so erweist sich für die höheren Verschüttungsmarken die Vorstellung von Toteisrändern in zeitlichem Zusammenhang mit dem Ereignis von Köfels als nicht haltbar. Vielmehr handelt es sich um Schuttbildungen am Rand des Ötztales Steinachglatschers. Vorhin hatten wir diesen Rand in 1580 m Höhe bei Höfle beobachtet (S. 30). Der Ötztalglatscher konnte von dort bis zum Ennebachegg mit seiner Oberfläche nur ansteigen, wenn ihm ein Horlachglatscher zufließte. Die Erhaltung des Eisrandabsatzes am Ennebachegg beweist jedoch allein schon, daß kein Horlachglatscher den Steinachglatscher des Ötztales erreicht hat. Das bestätigt auch der höhere Verschüttungsrand im unteren Horlachtal, der eindeutig auf den Eisrandabsatz am Ennebachegg ausläuft. Diese Talverschüttung stellte sich also auf den Eisriegel des Ötztalglatschers ein.

Zu den Eisrandbildungen dieses Ötztalglatschers gehören auch die von Reithofer (1932: 306f.) erwähnten Moränenreste bei Ennebach.

Nach seiner Zeichnung zu schließen meinte Reithofer offenbar den Hügel nordwestlich von Ennebach. Aber auch am NE-Rand von Ennebach ragte ein Moränenhügel auf, den Reithofer sicher in seine Auffassung mit einbezog. Dieser Hügel wird gerade abgetragen; dabei kamen gewaltige Blöcke zum Vorschein, die nicht aus dem Bergsturzgebiet stammen.

Damit haben uns die Beobachtungen im Niederthaier Becken genau in der Richtung weitergeführt, in die uns bereits die Verhältnisse im Talstück Niederthai—Stuibenthal (Kapitel 3f) gewiesen hatten.

In dieser Vorstellung des Steinachstadiums im Niederthaier Becken bleibt keine Funktion für den Moränensporn des Ennebacheggs übrig. Tatsächlich handelt es sich um eine ältere Mittelmoräne aus der Zeit, da Horlach- und Ötztalglatscher noch zusammenhingen und auch die Rinne daneben (Rizmarlehn) von einem Gletscher erfüllt war.

Die Moränen des Horlachtales bestätigen diese ganze Auffassung.

3i) Die Moränen des unteren Horlachtales

Im unteren Horlachtal hat die geringe Neigung des linken tieferen Hanges die Erhaltung der Ufermoränen dreier Gletscherhochstände ermöglicht. Sie scheinen auch bei Senarclens-Grancy (1958: 288f., Karte) auf und wurden z. T. bereits von Reithofer (1932: 307) erwähnt. Die entsprechenden Spuren am rechten Hang sind weniger deutlich und zusammenhängend, aber doch noch hinreichend erkennbar. Im einzelnen bestehen beachtliche Unterschiede zwischen den verschiedenen Gletscherständen und deren Moränen.

1) Der älteste Gletscherstand. Am besten ist die linke Ufermoräne erhalten. Sie ist breit entwickelt und führt etwas Wasser in der Ufermulde (Quellfassung). Die Wallform ist nur noch stückweise angedeutet, sonst eingeebnet. So ist es mehr eine stark geneigte Terrasse mit steiler Innenböschung. Die Reste der Fortsetzung sind teils als Verflachung, teils durch diese Innenböschung erkennbar. Diese Ablagerungen bilden einen steil zum Gletscherende sinkenden Eisrand ab, dessen stratigraphischer Zusammenhang mit dem nahen Steinachufer des Öztalglatschers bisher noch nicht nachgewiesen werden konnte.

Die entsprechenden Eisrandbildungen der rechten Seite sind nur dort erkennbar, wo sie die Widerlager des aktiven Hangschuttes bildeten. Sie zeigen, daß in 1840 m Höhe die Oberflächenneigung des Gletschers talaufwärts flach wurde.

Links tritt an der Mündung des Grasstalltales in dieser Höhe (1840 m) der flache Fels der Mündungsstufe zutage. Dieses Aussetzen der Ufermoräne deutet an, daß der Gletscher des Grasstalltales unmittelbar oder mittelbar mit dem Horlachgletscher Verbindung hatte. Im Grasstalltal fehlen entsprechende Formen, doch senkt sich der Blockschutt der Zirnböden mit allmählich wachsender Neigung zu diesem Rand des Horlachgletschers hinab. Entweder der Grasstallgletscher erreichte den Hauptgletscher eben noch oder er überschüttete den Rand. Doch einen wesentlichen Eiszuwachs brachte er dem Hauptgletscher nicht mehr, sonst würde nicht gerade hier dessen steiles Zungenende ansetzen.

Außerhalb und südwestlich dieser linken Ufer- und Endmoränen böschet der solifluidal umgeformte Moränenschutt des flachen unteren Talhanges bis zu dem erwähnten Knick¹ beinahe gleichmäßig ab, d. h. es fehlen die Anzeichen eines Horlachgletschers, der bis ins Niederthaier Becken vorgestoßen wäre. Die Stauabsätze, die Senarclens-Grancy (1958: 289, 310, Karte) am höheren rechten Hang erwähnt (Treienweg), dürften viel älter sein und stehen jedenfalls nicht in Zusammenhang mit weiteren Eisrandspuren eines selbständigen Horlachgletschers. Es handelt sich dabei nur um Abflachungen von Hangriedeln und -spornen, nicht um die Stauung von Hohlformen oder breiteren Hangpartien.

2) Die beiden jüngeren Gletscherstände. Die beiden jüngeren Gletscherstände sind einander in den Moränenformen, der Höhe und Reichweite sehr ähnlich und dürften eng zusammengehören. Auch sie sind durch Solifluktion und Hangverschüttung stellenweise stark verwischt, aber die Wallformen sind ungleich deutlicher erhalten als beim älteren Stand, erst recht die steilen Innenböschungen der Ufermoränen.

Besonders fällt dieser Unterschied auf der rechten Talseite auf. Während der ältere Gletscherrand nicht einmal in Terrassen oder Leisten erhalten ist, sondern nur in den Steilabbrüchen ehemaligen Hangschuttes, sind die beiden jüngeren Eisränder an Wallresten und Moränenleisten stellenweise noch durchgehend erkennbar.

Links hat das Ende des jüngsten Gletscherstandes gerade noch den Grasstallbach abgelenkt. Durch dessen Schuttlieferung sind Toteisformen und mehrere Phasen des Niederschmelzens festgehalten. Die Eisrandablagerungen des nächstälteren, wenig höheren Gletscherstandes beweisen, daß der Grasstallferner nicht nur den Talgletscher nicht erreicht hat, sondern nicht einmal so weit über die Mündungsstufe herabhing, daß er den Rand des Horlachgletschers stärker verschüttet hätte. Der Grasstallbach lief hier in seiner Schlucht unter den Hauptgletscher hinein.

3) Reliefbedingungen der drei Gletscherstände und Beziehungen zur Hangvergletscherung. Fallen schon die Unterschiede in der Erhaltung des ältesten und der beiden jüngeren Gletscherstände auf, so erst recht die verschiedenartige Abböschung der Gletscherenden. An der Mündung des Grasstalltales verlief der älteste Eisrand genau um 100 m höher als der nächstjüngere. Trotzdem reichten beide Gletscherenden fast gleich weit. Der Längenunterschied betrug weniger als 300 m. Dagegen war der Längenunterschied zwischen den beiden jüngeren Gletscherständen — soweit sichtbar — rund doppelt so groß, obwohl der Höhenunterschied der Eisränder an der Mündung des Grasstalltales nur 20 bis 30 m betrug.

Bei der heutigen Lage der Talsohle ist es unverständlich, daß der jüngste Gletscherstand angesichts seiner so tief einsetzenden Ufermoränen noch den Grasstallbach erreichen konnte. Bei den jüngeren Gletscherständen blieb das Oberflächengefälle bis zuletzt auch unbegreiflich flach.

Diese Unterschiede erklären sich aus den Veränderungen des Talquerschnittes. Die Moränen des ältesten Gletscherstandes böschen am Ende darum so steil und „normal“ ab, weil der Talquerschnitt sich damals vom heutigen wenig unterschied. Das Tal war ja durch den Öztalglatscher im Steinachstadium abgeriegelt, wodurch die ältere Talverschüttung (S. 32f.) entstand. Der Gschnitzrand

¹ Dieser Gefälleknick reicht talaufwärts weiter, als es in die Karte eingetragen wurde.

des Ötztalglatschers dürfte an der ehemaligen Schluchtmündung des Horlachtales in ungefähr 1400 m Höhe vorbeigezogen sein (S. 31 f.), d. h. die Schlucht war mehr als 100 m unter die heutige Talsohle bei Niederthai ausgeräumt bzw. nur bis in diese Höhe aufgestaut. Der Höhenunterschied gegenüber der Steinach-Talsole betrug noch weitere 50 m. Die Zungenenden der beiden jüngeren Gletscherstände hingen in die später verschüttete Schlucht hinab.

Gegenüber der Mündung des Grastalltales treten die Eisrandbildungen des Horlachglatschers in Beziehung zu Schuttkegeln aus dem Kar „Im Grue“.

Die damals große Schuttlieferung des heute unscheinbaren Bächleins versteht man nur, wenn man eine höhere Wasserführung annimmt, ferner die Abschwemmung einer alten Moränen-Hangverkleidung oder den Absturz von Moränenmaterial einer weit herabhängenden Kargletscherzunge. Wahrscheinlich trafen alle diese Bedingungen zusammen.

Den eben besprochenen Hochständen des Horlachglatschers dürften die beiden tiefsten Stände des Kargletschers entsprochen haben, von denen nur die linken Ufermoränen noch erhalten sind; die Endlagen glaubt man von gegenüber zu erkennen, doch wurden sie nur als hypothetisch eingetragen. Jedenfalls erreichte dieser Kargletscher nicht den Eisrand des ältesten Talglatscherstandes. Der ältere, kleinere Schuttkegel (unter dem sich vermutlich eine Schlucht verbirgt), wurde eindeutig vom ältesten Talglatscher aufgefangen. Der viel größere jüngere Schuttkegel stellte sich auf die späten Phasen des jüngsten Gletscherstandes ein.

Auch hier ergibt sich ein deutlicher Einschnitt zwischen dem ältesten und den beiden jüngeren Gletscherständen, während die Ablagerungen der beiden jüngeren Eisränder von ein und demselben, durch lange Zeit aktiven Schuttkegel überwältigt wurden.

Für die alten Stände dieses Kargletschers läßt sich annähernd die zugehörige Schneegrenze schätzen, auch wenn die Lage der Zungenenden nicht ganz genau bekannt ist. Diese können kaum höher als 2180 m und unmöglich tiefer als 1900 m gelegen sein.

Für die Schneegrenzberechnung eines so kleinen Kargletschers bedient man sich immer noch der einfachen Methode, die v. Höfer (1879) eingeführt hat: Arithmetisches Mittel zwischen mittlerer Höhe des umrahmenden Kammes und der Höhe des Zungenendes. Dabei bekommt man eher zu tiefe Werte. Eine Abart dieser Methode, wie sie Louis (1954/55: 416) empfiehlt, berücksichtigt nicht die mittlere Kammhöhe, sondern den höchsten Punkt der Umrahmung.

Geht man von der tiefstmöglichen Lage der Zungenenden und von der mittleren Höhe der Karumrahmung aus, kommt man auf eine Schneegrenzhöhe von 2350 m. Berücksichtigt man die höchstmögliche Lage der Zungenenden und den höchsten Punkt der Karumrahmung, erhält man eine Schneegrenze von 2550 m. Zwischen diesen Extremwerten ist die wahrscheinlichste Schneegrenze zu finden, vermutlich zwischen 2400 und 2500 m, reicht doch die äußerste Ufermoräne bis 2380 m empor.

Nach v. Klebelsberg (1947: 32) liegt die mittlere Schneegrenze in diesem Gebiet heute (bzw. zur Zeit der Aufnahme der Alpenvereinskarte) zwischen 2900 und 3000 m. Um die Jahrhundertwende, als Penck (Penck-Brückner 1909) die Senkung der Schneegrenze seiner Stadien gegenüber der rezenten Schneegrenze festlegte, lag diese noch etwas tiefer als in den 1930er Jahren.

Geht man von der zentralalpiner Erfahrung aus, daß der Höhenunterschied der Schneegrenze zwischen N- und S-Exposition rund 200 m beträgt (Bobek 1932: 141; Senarclens-Grancy 1935: 170), so kommt man unter Berücksichtigung der nächstliegenden Gletscher auf der Alpenvereinskarte für das Kar „im Grue“ keinesfalls auf eine höhere gegenwärtige Schneegrenze als 3050 m.

Die Schneegrenzenenkungen, die die tiefsten erkennbaren und in diesem Zusammenhang möglichen Gletscherstände dieses Karls betroffen haben, können gegenüber der heutigen Schneegrenze 600 m unmöglich wesentlich überschritten haben. Damit sind wir wieder einmal beim klassischen Wert von Penck (Penck-Brückner 1909: 374) für das Gschnitzstadium angelangt.

Wenn das Kar „Im Grue“ für seine Steinach- und Gschnitzglatscher eine Schneegrenzenenkung von kaum viel mehr als 600 m anzeigt, so gilt das für die Zeit der Hochstände des Horlachglatschers. Es wäre immerhin denkbar, daß der Kargletscher sein Steinach-Maximum früher als der Hauptglatscher erreicht hätte. Dabei hätte er theoretisch noch unter 1900 m hinab vorstoßen können. Für den Gschnitzglatscher aus dem Kar kommt nicht einmal diese Möglichkeit in Betracht, da er ja nicht den ältesten Rand des Hauptglatschers erreicht hat. Den Moränen nach ist sie auch für den Steinachglatscher im Gelände nicht angedeutet.

Mehrfach wurde hier bereits von der Annahme ausgegangen, daß der größte nachweisbare Gletscherstand des Horlachglatschers zeitlich dem Steinach-Vorstoß

des Ötztal­gletschers entsprach. Unmittelbar bewiesen konnte diese Gleichzeitigkeit nicht werden, doch kann sie nach den angeführten Beobachtungen und Folgerungen als wahrscheinlich gelten, während demnach die beiden jüngeren Gletscherstände des Horlach­gletschers als Gschnitzstände zu bezeichnen sein dürften. Am Steinach-Vorstoß dieses Gletschers nahm vermutlich der Gras­stall­gletscher in unerheblichem Ausmaß teil, an den Gschnitzständen nachweislich nicht mehr. Mit großer Wahrscheinlichkeit jedoch hingen bei allen drei Gletscherständen Larstig- und Zwieselbach­gletscher zusammen, denen auch die Kar­gletscher in der Umgebung der Gubener Hütte zugeflossen sein müssen.

Nach allem, was man Schlern­gletschern kleinerer Täler zuzutrauen pflegt, überrascht die geringe Reichweite des Horlach­gletschers während seiner ältesten selbständigen Vorstöße. Aus Vergleichen hat ja auch Senarclens-Grancy (1958: 289) über seine eigenen Beobachtungen hinweg geschlossen, daß der Horlachtealer Schlern­gletscher Niederthai noch erreicht habe. Das Gschnitztal, von dessen Verhältnissen er ausgeht, ist jedoch nach NE gerichtet und wesentlich größer als das Horlachteal.

3k) Die verschiedenen Phasen der Hangformung

Im Mündungsgebiet des Horlachteales treffen, wie sich gezeigt hat, die Schuttformen sehr verschieden alter Ereignisse zusammen. Diese Formen spiegeln auch sehr verschiedenartige klimatische Begleitumstände wider.

Vom Steinachstadium sind außer den Eisrandbildungen des Ötztal- und Horlach­gletschers auch Reste der zugehörigen Verschüttung des Horlachteales erhalten, die mit starken Hangschuttbewegungen verknüpft war. An verschiedenen Stellen waren das die letzten flächenhaften Abtragungs- und Einebnungsvorgänge großen Stils, wie man auf beiden Hängen des unteren Horlachteales sehen kann. Aber auch die Steinachmoränen selbst sind in bedeutendem Ausmaß zerstört oder umgestaltet worden, wie das bereits an der Ötztalmündung festzustellen war (Kap. 1 b) — eine Wirkung des Gschnitzstadiums; an geschützten Stellen blieben am besten die steilen Innenböschungen der Eisrandablagerungen erhalten.

Viel deutlicher und zusammenhängender lassen sich noch die Gschnitzformen verfolgen, aber auch sie wurden in diesen Höhenlagen stellenweise stark angegriffen oder zerstört.

In grellem Gegensatz dazu sind alle Formen, die im Zusammenhang mit dem Ereignis von Köfels entstanden, fast unverändert geblieben. Die Hauptterrasse von Niederthai wirkt ganz frisch. Die kleinen Unterschiede ihrer Oberfläche zeigen, daß der Horlachbach nicht erst zuletzt so weit nach rechts geriet. Besonders fällt auf, wie wenig der einspringende Knick zwischen der Hauptterrasse und den darüber aufragenden Hängen verschüttet und ausgeglichen ist.

3 l) Das Alter des Ereignisses von Köfels

Damit ist abermals die Frage nach dem Alter des Ereignisses von Köfels aufgeworfen. Bisher ergab sich nur einigermaßen sicher, daß es sich nach dem Gschnitzstadium abgespielt hat. Seine Altersbeziehung zu Vergletscherungsspuren beiderseits des Fundeskammes (Hintere Fundesalm, Äußere Wurzbachalm) ist nicht so eindeutig, daß sich daraus ein sicherer terminus ad quem ableiten ließe.

Der Taststollen (1951) durch den Tauferer Berg hat auch diese Frage geklärt¹. Der erste (westlichste) Querschlag traf mit einer Sohlenhöhe von 1184,3 m ü. M. die alte Horlachschlucht unter dem Wolfsegg (genau unter der Höhenlinie 1660 m). In dem Füllschutt der Schlucht wurden auch Holzreste gefunden. Diese können

¹ Für die Freigabe der folgenden Ergebnisse dankt der Verfasser dem Direktor der Studiengesellschaft Westtirol, Herrn Prof. Dr. G. Markt.

kaum nennenswert jünger sein als der Tauferer Berg, höchstens älter, wenn nämlich der tiefste Teil der Schluchtverschüttung aus der Zeit erhalten wäre, als die Klamm vom Ötztal­gletscher verriegelt war. Das Alter des Holzes schließt diese Möglichkeit jedoch aus. Als haltbar erweist sich nur die Annahme, daß dieses Holz unmittelbar nach dem Ereignis in die versperrte Schlucht eingeschwenkt oder darin umschüttet wurde. Die Versuche einer Holzbestimmung¹ schlugen fehl, da das nahezu versteinerte Stück infolge starker mechanischer Beanspruchung durch und durch verformt ist. Doch wurde das Alter im C-14-Laboratorium in Heidelberg² auf 8710 \pm 150 Jahre bestimmt. Das bedeutet:

1. Nach den allgemeinen zeitlichen Annahmen, vor allem der Pollenanalytiker, über das Daunstadium und die postglaziale Wärmezeit fand das Ereignis von Köfels nach dem Daunstadium statt. Dafür spricht auch der Mangel nachträglicher Solifluktion im Niederthaler Becken und jeglicher auch nur mittelbarer nachträglicher Gletschereinwirkung auf das vom Ereignis betroffene Gebiet.
2. Schon die übrigen Beobachtungen haben die Möglichkeit einer Anwesenheit des Ötztal­gletschers und von Toteis im Bereich von Niederthal und Wiesel während des Ereignisses (Senarclens-Grancy 1958: 297) in Frage gestellt. Damit ist ihr aber nun endgültig der Boden entzogen.
3. Für die Erosionsleistung des Horlachbaches oberhalb des Stuibenfalles (bis zu 6 m Eintiefung in den Augengneis) ergibt sich eine sichere Zeitgrenze. Damit zeigt sich wieder, daß die bisher bekannten „postglazialen“ Erosionsleistungen zur Hauptsache vor der postglazialen Wärmezeit vollbracht wurden.

4. Horlachtal

Die älteren Hochstände des Horlachgletschers wurden bereits bei der Besprechung der besonderen Verhältnisse an der Horlachtalmündung mitbehandelt. Talaufwärts findet man die nächstjüngeren Gletscherspuren am Ausgang des Larstigtals. Abgesehen von einer etwas unsicheren Eisrandbildung links am Mooseregg fällt vor allem eine Endmoräne rechts beim „Moos“ auf. Ihr Gefälle zeigt im Zusammenhang mit dem anschließenden Schuttkegelrand an, daß hier der Larstiggletscher allein das Haupttal erreicht und abgeriegelt hat. An den Hängen des Talstückes zwischen Larstigmündung und Horlachalmen sind zwar alle Gletscherspuren zerstört, doch gibt es auch oberhalb davon keine Anzeichen dafür, daß der Hauptgletscher bei einem Hochstand nach dem Gschnitzstadium weiter als bis zum Lausebichl (unterhalb der Gubener Hütte) gereicht hätte.

4 a) Larstigtal und Wildes Karle

Das Larstigtal bietet Moränen einer sehr geschlossenen und auffallenden Reihe von Gletscherständen mit Anschluß an die heutige Vergletscherung. Dank der geringen Neigung und Gliederung des linken Hanges sind die Zeugen sehr verschiedenartiger Schuttbewegungen fast unversehrt erhalten, noch dazu in eindeutiger Diskordanz zu allen Ufermoränen des Talgletschers. Diese Stelle wurde namensgebend für eine Neuvergletscherung, deren Spuren auch an anderen Stellen

¹ Frau Dr. Helga Hielscher und Herrn Prof. Dr. Walter Larcher vom Botanischen Institut der Universität Innsbruck sei an dieser Stelle für ihre Hilfe gedankt.

² Brief von Dr. K. Münnich an die Studiengesellschaft Westtirol, z. Hd. Prof. Dr. G. Markt, vom 28. 8. 1957; Probe H 341/293 Ötztal.

gefunden wurden (Heuberger 1954). Senarclens-Grancy (1958) hat die Karte des Verfassers z. T. übernommen, ist aber zu einer anderen Auffassung gekommen. Inzwischen hat der Verfasser hier weitergearbeitet. Die Wertung dieses locus typicus ist von grundsätzlicher Bedeutung für die Beurteilung aller damit in Verbindung gebrachten ähnlichen Stellen. Daher wird das Larstigtal hier an erster Stelle besprochen.

4a 1) Die Moränen des Talgletschers

Die Höhenlinie 2100 m schneidet am linken Hang ein ganzes Bündel von Ufermoränenwällen des Talgletschers. Auch einige Endmoränen sind erhalten. Der Vergleich mit den gut bestimmbar Daunmoränen des Zwiselbachtals (S. 47 bis 49) legt den Schluß nahe, daß alle diese Moränenreste bereits dem tief gegliederten Daunstadium (vgl. Mayr-Heuberger 1966) angehören, also auch die Ufer- und Endmoränen jener Phase, in welcher der Larstiggletscher noch ins Haupttal hinabging und es abriegelte, wie es die ältesten Ufermoränen und die schon erwähnte Endmoräne im „Moos“ anzeigen. Welche Rolle dabei der Gletscher des Wilden Karles spielte, muß offen bleiben. Zwei älteste Moränen scheinen aus diesem Kar tiefer hinabzuziehen, aber die Formen lassen wegen der Steilheit des Hanges keine sichere Deutung zu.

Zwischen den ältesten linken Daun-Ufermoränen des Talgletschers und den innersten besteht ein deutlicher Unterschied. Vor allem die drei äußersten weisen starke solifluidale Veränderungen auf. Innerhalb des weitaus besterhaltenen Gletscherstandes¹ (Ende 2000 m) weist die Grobblockigkeit der Moränen auf Bergsturzstätigkeit hin.

Während die linken Ufermoränen zunächst an der geschlossenen Front der Larstigbildungen enden und die wenigen weiter taleinwärts erhaltenen Reste meist später verformt wurden, sind rechts mehrere kurze Ufermoränenstücke in den Winkeln zwischen den Schuttkegeln gut erhalten. Sie zeigen, daß es zwischen den Endmoränen von 2050 m und 2300 m mindestens noch drei bis vier Gletscherstände gegeben haben muß. Die Herkunft der Endmoränen bei 2090 m und 2150 m ist noch zu klären (S. 41). Als Rest einer nicht weiter erhaltenen Endmoräne quert eine niedrige Moränenstufe den großen Rundbuckel bei 2280 m. Auf die Endmoränen bei 2300 m und auf das Gletschervorfeld wird später eingegangen (S. 43f.).

4a 2) Die Larstigbildungen an der Ostflanke des Neederkogels

Problemstellung: Die mächtigen, grobblockigen Schuttwälle und -zungen, die sich zusammenhängend wie Girlanden am linken Talhang hinziehen, wurden in einem eisfreien Gelände abgelagert. Der Verfasser hat sie 1954 als Moränen gedeutet². Als solche hätten sie z. T. eine sehr tiefe Lage der Schneegrenze verlangt. Da aber andererseits der Larstigferner gleichzeitig nicht weit über die Endmoränen bei 2300 m hinausgereicht haben kann (siehe S. 43f.), ergab sich der Schluß, daß es sich dabei um eine sehr plötzliche Neuvergletscherung des Tales gehandelt haben müsse. Nach dem damaligen Stand der klimageschichtlichen, vor allem der pollenanalytischen Forschung bot sich als möglicher Zeitpunkt dafür die subatlantische Klimaverschlechterung an, die die postglaziale Wärmezeit beendete. Da der Verfasser dieses Alter nicht näher beweisen konnte, blieb er bei dem Ausdruck „Larstigmoränen.“

Gegen diese Auffassung sind verschiedene Zweifel vorgebracht worden. Senarclens-Grancy (1958: 265, Karte; 1962: 103) fand sich mit den Folgerungen für die Schneegrenzlage nicht ab und bezweifelte die zeitliche Einheit dieser Bildungen. Er brachte sie z. T. in Beziehung mit Moränen des Talgletschers

¹ Die Ergebnisse im Wörgetal und Mittertal (Kapitel 5b) veranlaßten den Verfasser, diesen Gletscherstand als „Egesen“ einzutragen.

² Als solche scheinen sie auch in der Geologischen Spezialkarte, Bl. Ötztal, auf.

und gliederte sie als Ablagerungen verschiedener Klimaschwankungen bzw. „Stadien“ auf. In sein System nahm er die Larstigmoränen als zeitlich nicht begrenzbar Moränentypus auf. — In Diskussionen nach Vorträgen des Verfassers wurde gelegentlich auch der Moränencharakter dieser Ablagerungen angezweifelt. — Neue Arbeiten brachten F. Mayr (1964: 281f.) zur Auffassung, daß der Larstigvorstoß nicht im Subatlantikum, sondern während der frühen Wärmezeit erfolgt sei, im Atlantikum.

Stratigraphische Ergebnisse. 1962 begannen der Verfasser und Dr. Franz Mayr mit Grabungen im Larstigtal, die sie 1963 mit einigen Studenten fortsetzten¹.

Wo die linke Egesen-Ufermoräne des Talgletschers² von der nördlichsten Larstigzunge abgeschnitten wird, schlossen wir die Egesenmoräne auf und gruben entlang ihrem First den linken Larstig-Uferwall quer durch (Abb. 5).

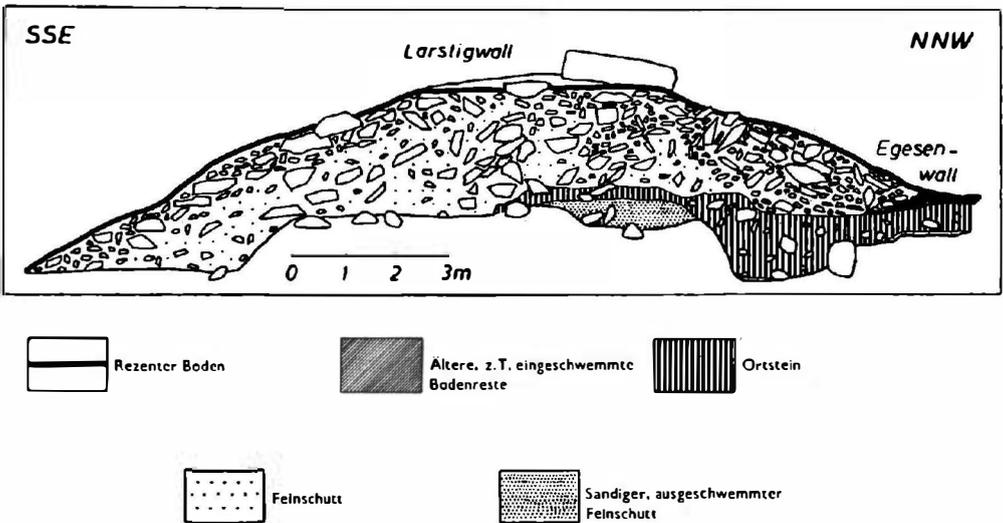


Abb. 5: Larstigtal, linker Hang, 2150 m über dem Meere.

Querschnitt durch den linken Uferwall der nördlichsten Larstigzunge, an der Stelle, wo er die linke Egesen-Ufermoräne des Talgletschers abschneidet.

Die Grabungsstelle lag in 2150 m Meereshöhe, im Bereich der Baumgrenze. Der mächtige Ortstein eines Eisenpodsols auf dem Egesenwall deutet für einen langen Zeitraum auf geschlossene höhere Vegetation hin. Er ist vom äußeren Teil des Larstigwalles verschüttet und genau unter der Firstlinie des Larstigwalles gekappt. Der Ortstein kann nicht vor der postglazialen Wärmezeit in dieser Höhe entstanden sein. Damit ist der Larstigwall klar von allen vorwärmezeitlichen Moränen getrennt.

Die Ortsteinobergrenze kennzeichnet einen eindrucksvollen Fazieswechsel. Die Egesenmoräne ist reich an Feinschutt, der am Süd-Ende des Egesenwalles durchspült und daher sandig ist. Die Geschiebe sind durchwegs kantengerundet, z. T. auch richtig gerundet. Der Larstigwall besteht

¹ Es beteiligten sich: Gernot Patzelt, Dieter Kelletat, Gerhard Schünemann und Frau Christl Mayr. Ihnen allen sei für ihre Hilfe gedankt, besonders Herrn Dr. Mayr, dessen bodenkundliche und grabungstechnische Erfahrung dem Unternehmen sehr zugute kam. Die Mittel stellte der Österreichische Alpenverein zur Verfügung, dem der Verfasser ebenfalls dankt. Bei diesen Grabungen wurden rund 80 m³ Material bewegt.

² Zugehörige Endmoräne bei 2000 m. Die Ufermulde dieser Moräne wird von den Einheimischen „beim Rinnele“ genannt.

an der Außenseite rein aus plattigem, meist scharfkantigem, selten kantengerundetem Grob- und Feinschutt mit vielen großen Blöcken. Gegen die Wallmitte zu ist dieses Material von Feinschutt durchsetzt, der an der Wall-Innenseite stark zunimmt, und zwar auch über dem Egesenwall. Allein diese Verteilung des Feinschuttes zeigt schon den Moränencharakter des Larstigwalles. Dieser äußert sich auch in der wirren Lagerung und Blockpackung im Inneren des Walles, während nach außen zu das Setzen des Walles teilweise zu solifluidaler Einregelung geführt hat. An der Innenseite des Larstigwalles mischt sich das Material beider Einheiten.

Der Fund von Ortsteingeschieben in den obersten Blocklagen der Larstigwall-Innenseite über dem Daunwall ist ein weiterer wichtiger Beweis für den Moränencharakter des Larstigwalles, denn hier — am oberen Ende des Hanges — konnte nur eine Aufwärtsbewegung die Ortsteingeschiebe in diese Lage bringen. Das setzt jedoch einen Gletscher voraus.

Der starke Sprung in der Mächtigkeit des Ortsteins erklärt sich z. T. aus der Lage eines gewaltigen Blockes, der in der östlichen Wand des Grabens aus der Egesenmoräne ragte. Es hat sich aber auch der Larstigwall erst später gesetzt, wodurch die anfängliche Ufermulde des Larstigwalles z. T. verschüttet wurde. Vorher könnte im Bereich dieser Ufermulde nach einer neuerlichen Bodenbildung der Ortstein weitergewachsen sein. Genau in der östlichen Verlängerung dieser Ufermulde ist an deren Innenseite der Ortstein nach N zu wie mit dem Messer abge schnitten, wie ein kleiner Quergraben zeigte; das ist ein Hinweis auf die abtragende Wirksamkeit dieser Ufermulde. — Nordwärts auf dem Egesenwall wurde die Ortsteinbank dünner. Stellenweise scheint sie hier überhaupt abgetragen zu sein, da sie hier der Solifluktion stärker ausgesetzt war als unter der Verschüttung durch den Larstigwall.

Das Profil ergab seit der Ortsteinbildung eine mehrphasige Bodenentwicklung.

Auf dem Egesenwall außerhalb des Larstigwalles bildete im Grabenbereich ein nicht sehr stark entwickelter Zwergstrauchboden die Oberfläche. Darunter kam ein älterer Zirbenboden mit gut ausgebildetem A-Horizont zum Vorschein, dessen mächtiger B-Horizont nach unten zu in den Ortstein überging. Da der Ortstein jedoch überall Einbußen durch Abtragung erlitten hat, ist er durch diesen B-Horizont wohl reaktiviert, nicht aber völlig neu gebildet worden.

Im Bereich des Larstigwalles sah man nicht nur Reste dieses älteren Zirbenbodens, sondern zwischen den Blöcken auch Einschwemmungen eines weiteren Bodens, möglicherweise des rezenten. Beide zwischen den Blöcken eingeschwemmten A-Horizonte — durch ihre unterschiedliche Struktur trennbar — ergaben nach der Munsell notation 9YR 2/2.

Ein weiterer Quergraben durch den Larstigwall unterhalb des großen Grabens, in rund 40 m Entfernung, und eine Grabung im Erosionshang der Egesenmoräne brachte die Feststellung einer jüngeren, rund 30 cm mächtigen, durch den Ortstein eines Eisenpodsol verfestigten Lage auf dem Larstigwall (Innenböschung) und auf dem Fließschutt des Egesenmoränen-Hanges. Der zugehörige A-Horizont ist überall abgetragen und mit Fließschutt vermischt. Es hat also auch nach dem Larstigvorstoß durch lange Zeit hier geschlossene höhere Vegetation gegeben, deren Entwicklung durch eine abermalige Klimaverschlechterung gestört worden ist. Der schütterere gegenwärtige Baumwuchs brachte eine nicht annähernd ebenbürtige Bodenbildung zustande.

Bei diesem jüngeren Ortstein zeigt sich besonders die Wirkung großer Blöcke. Unter einem flach obenauf liegenden gewaltigen Block ist die Ortsteinbank unterbrochen, während sie unter der schräg nach unten geneigten Rieselfläche eines anderen, im Wall steckenden großen Blockes fast auf das Doppelte anwächst.

Die jüngere Ortsteinbildung war im Bereich des großen Grabens (Abb. 5) nur angedeutet. An einigen Larstigblöcken über der großen Ortsteinbank hingen dünne Ortsteinkrusten. Das war auch an der Innenseite des Larstigwalles in höheren Lagen mehrfach zu beobachten. Damit haben jedoch die gefundenen Ortsteingeschiebe nichts zu tun.

Im unteren, kleineren Quergraben durch den Larstigwall war der Feinschutt gleich verteilt wie im großen. Wieder bildete feinschuttloser Grob- und Feinschutt den Außenrand, wobei die Packung der Blöcke und die Böschungsverhältnisse auf keine besonderen nachträglichen Veränderungen des Walles hinwiesen. Die Innenseite war noch stärker von Feinschutt durchsetzt als im oberen Graben. Dabei war sichtlich auch gerundeter Schutt der Egesenmoräne mitverarbeitet.

Fassen wir die wichtigsten Ergebnisse dieser Grabungen zusammen:

1. Der Larstigwall ist tatsächlich die Ufermoräne eines ehemaligen kleinen Gletschers.
2. Die beiden verschieden alten Ortsteinbänke bestätigen die Auffassung F. Mayrs (1964: 281f.)¹, wonach der Larstigvorstoß nicht nach der post-

¹ F. Mayr fand bei Grabungen im Wilden Kar (Kaungrat) das gleiche Profil wieder: einen Larstigwall, der weit über der heutigen Waldgrenze zwei mächtige Ortsteinbänke trennte. (1964: 281f.).

glazialen Wärmezeit im Subatlantikum erfolgte, sondern schon in der Wärmezeit und demnach im Atlantikum.

3. Jüngere bodenerstörende Solifluktionvorgänge, die auch zu einer Setzung und Abflachung des Larstigwalles führten, bezeugen eine weitere, jüngere Klimaverschlechterung. Offenbar war dies die Wirkung des Subatlantikums, auf die bisher der Larstignvorstoß zurückgeführt worden war.
4. Damit ist die zeitliche Abgrenzung der Larstignbildungen gegen die vorwärmzeitlichen Moränen gerade an einem Schuttkörper gelungen, dem Senarclens-Grancy (1958) ein höheres Alter zuschrieb.

Die Larstignformen. Das Besondere der Larstignformen liegt hier in der Geschlossenheit der Schuttfront, die sich vom Neederkogel in den Bereich des ehemaligen Egesengletschers vorschiebt (Luftbild 1). Sie deutet auf die zeitliche Einheit der Vorgänge hin. Die Vorgänge selbst aber waren ganz offensichtlich sehr verschieden, in deutlicher Abhängigkeit von Form, Höhe und Exposition des darüber aufragenden Kammes (Neederkogel).

Die nördlichste Larstignzunge, deren linkes Ufer wir angruben, ist ein Blockgletscher¹, der sich unter einer flachen Wandnische entwickelte und eine typische Zweiteilung² aufweist. Die ruhige Oberfläche des unteren Zungenteiles ist mit flach liegenden Blöcken bedeckt. Weiter oben aber sinkt sie plötzlich zu einem Zungenbecken ein, das von Wällen umschlossen wird; diese verlieren sich aber im Stirnbereich des Zungenbeckens in Einsturzformen. Bis hierher hat sicher Eis gereicht, während im unteren Teil die Formen nicht unmittelbar durch Eis bestimmt wurden.

Auch die südlich benachbarte Zunge ist ein Blockgletscher, der in einer flachen Wandnische wurzelt. Zwei aufeinanderfolgende und -liegende Zungen bilden jeweils ganze Systeme hoher, schmaler Uferwälle, wobei die Schuttmächtigkeit vom Älteren zum Jüngeren zunimmt. Richtige Zungenbecken gibt es hier nicht, doch allein schon die wirre Lagerung des Blockwerks deutet nicht auf reines Schuttfließen.

Die Wälle dieses letztbeschriebenen Blockgletschers gehen aber südwärts unmittelbar in Wallformen über, die mit richtiger Gletscher- oder Blockgletscherbewegung nichts mehr zu tun hatten. Sie wurzeln nicht in Wandnischen, und das Gehänge darüber erscheint wie unberührt durch diese Formbildung. Man hat den Eindruck einer abgeglittenen Schuttdecke, die sich in Falten gelegt hat. Die Wälle darüber (2260 m) scheinen nichts anderes als verformte Daun-Ufermoränen des Hauptgletschers zu sein.

Bis zu ihrem südlichen Ende ist die Larstignschuttfront nirgends mehr durch richtige Blockgletscher oder gar Moränen bestimmt, sondern durch mächtige Blockstirnen und -wälle, die aus dem Abgleiten des gesamten Hangschuttes entstanden. Die Wallformen sind in ihrer Schärfe oft sekundär; das erkennt man am plötzlichen Steilerwerden gegen ausgespülte Blockrinnen dazwischen; oft verlieren sich diese Wälle plötzlich im Gehänge, das in der Falllinie durch niedrige Schuttwälle gestreift ist. Unter dem Kreuzjöchle erkennt man deutlich, daß hier nur ältere Ufermoränen des Hauptgletschers (Egesen) mehr oder weniger verformt und verschleppt wurden. — Nur an zwei Stellen, genau östlich des Neederkogelgipfels und etwas weiter südlich, schließt der Verband dieser seltsamen Schuttformen nach oben mit kleinen Blockgletschern ab.

Hier entstand also eine ganze Formenreihe, angefangen von Blockgletschern mit Beteiligung von richtigem Gletschereis, bis zur bloßen Verformung älterer Moränenwälle. Die Hauptmasse des Schuttes dürfte aus älteren Moränen stammen; dazu kam aber auch neu abgebrochener grober Blockschutt aus den Wänden des Neederkogels.

¹ Blockgletscher: Die Vielfalt der Formen von und an Blockgletschern übertrifft noch die Vielfalt der Nomenklatur und Deutungen in der Literatur. Eine kurze, klare begriffliche Abgrenzung ist derzeit weder nach den Erscheinungsformen, noch nach den Entstehungsursachen möglich. Der Verfasser übernimmt daher den Begriff „Blockgletscher“ nur, weil er in mehreren Sprachen eingeführt ist, obwohl bekannt ist, daß weder die Anwesenheit größerer Blöcke, noch die derzeitige Anwesenheit von Gletschereis dafür bestimmend ist. Der Verfasser schränkt für sich den Begriff auf jene Formen ein, deren Entstehung mit Gletschern oder zumindest mit Firnansammlungen in ursächlichen Zusammenhang gebracht werden kann. Blockgletscher wurzeln in Karen oder zumindest flachen Wandnischen. Nicht immer entwickeln sie Zungenform, immer aber eine hohe randliche Steilböschung, an der gewöhnlich der feinere Schuttkern zutage tritt, während die Oberfläche von größerem Blockwerk gebildet wird. Die Schärfe der Abgrenzung der Steilböschung gegen die Oberfläche, ihre Neigung und Entblößung gelten allgemein als äußeres Merkmal dafür, ob sich ein Blockgletscher noch bewegt (aktiver B.) oder nicht (inaktiver B.).

² Vgl. Boesch 1951, Domaradzki 1951 und Pillewizer 1957.

Im einzelnen läßt sich schwer bestimmen, welche Rolle Schnee, Firn und Lawinen gespielt haben. Jedenfalls geriet damals — unter gleichzeitiger starker Felsbruchstätigkeit — der ganze Schutthang in Bewegung.

Am meisten Beachtung verdient die Tatsache, daß die verschiedenartigen Formen unmittelbar und ohne Grenzen ineinander übergehen, was vielleicht mit wechselnder Firmächtigkeit erklärt werden könnte. Jedenfalls gibt es kein ähnliches rezentes Beispiel in den Alpen für eine derartige Formenreihe¹. Damit ist aber auch klar, daß die Larstigschwankung völlig andere klimatische Merkmale besessen haben muß als die neuzeitlichen Klimaschwankungen. Die unmittelbaren Zusammenhänge dieser Formen mit Endmoränen des Talgletschers, die Senarclens-Grancy (1958: Karte; 1962: 103) „bei näherem Zusehen“ zu erkennen glaubte, bestehen nicht.

Auf den ersten Blick scheinen sich die Larstigformen von der Grabungsstelle an (Verschwinden der linken Ufermoränen des Talgletschers) nordwärts fortzusetzen bis ins Wilde Karle. Die linke Egesenmoräne ist jedoch eine wichtige Grenze, wie wir bei der Besprechung des Wörge- und Mittertales (Kapitel 5 b) sehen werden. Von allen Formen, die außerhalb davon folgen, können wir nicht mehr mit Sicherheit sagen, daß sie jünger als die Egesenmoräne sind. So ist es vielleicht kein Zufall, daß die durch Grabung untersuchte nördlichste sichere Larstigung den nördlich anschließenden Schuttwall leicht überlagert.

Die für die Datierung der Larstigformen wichtige Diskordanz gegenüber den Egesenmoränen ist bei der Form des Wilden Karles gar nicht zu erwarten, so daß dort die Abgrenzung der Larstigformen trotz eingehender Vergleiche etwas unsicher ist, zumal dort während der Larstigschwankung ganz offensichtlich ältere Moränen wieder in Bewegung geraten sind. Damit ist eine Hauptschwierigkeit bei der altersmäßigen Abgrenzung solcher Formen angedeutet; in drei verschiedenen Zonen hat sich die Larstigschwankung ausgewirkt:

1. Oberster Bereich: Entstehung neuer Formen unter starker Beteiligung frischen Blockschuttes.
2. Mittlerer Bereich: Umformung älterer Schuttformen und -decken zu neuen Formen.
3. Bewegung älterer Schuttformen und -decken ohne Ausbildung kräftiger Neuformen.

4a 3) Die rechte Talflanke

Der viel geschlosseneren rechten Kamm überragt den linken um 200 bis 300 m. Da der Höhenunterschied der orographischen Schneegrenze zwischen E- und W-Auslage geringer ist als der zwischen N- und S-Auslage (200 m; vgl. S. 35), wäre an der rechten Talflanke mit noch ausgeprägteren Larstigbildungen zu rechnen unter noch stärkerer Mitwirkung von Eis und Firn. Umso mehr überrascht der völlige Mangel entsprechender Formen. Daß hier nicht eine ähnliche Larstigfront einfach unter den Schutthalden und -kegeln begraben liegt, beweisen die gut erhaltenen Egesen-Moränenreste an geschützten Stellen. Ferner wurden die linksseitigen Zungen nicht gehindert, den Talgrund in seiner ganzen Breite einzunehmen, stellenweise bis an den Gegenhang.

Noch kennen wir jedoch die Larstig-Schneegrenze nicht. Die Schuttbildungen der linken Talflanke sind nur in den günstigsten Fällen unter Mitwirkung von

¹ Solche (alte) Formenreihen innerhalb der Ablagerungen einzelner Klimaschwankungen als Ausdruck verschiedenartiger Lagebegünstigung hat Richmond (1960: 1379f.; 1962: 57—60, 99f.) im Rocky Mountains National Park, Colorado, und in den La Sal Mountains, Utah, nachgewiesen. Bei einer gemeinsamen Besichtigung des Larstigtals machte er den Verfasser auf diese Erfahrungen aufmerksam, die Richmond gezeigt hatten, daß bei bestimmten Klimaschwankungen neben richtigen Gletschern und Blockgletschern gleichzeitig verschiedenartige Formen aus der Bewegung von Firn und Schutt und aus reinem Schuttfließen entstanden. Besonders in seiner Arbeit von 1962 beschreibt Richmond diese Formen mehrfach und definiert sie S. 19f. kurz, wobei er an die dort übliche Terminologie anschließt.

Gletschereis entstanden und erlauben keine einigermaßen verlässliche Schneegrenzberechnung nach den üblichen Methoden; sie würden zu tiefe Werte liefern. In diesem kritischen Grenzbereich mit starker Solifluktion und gerade noch möglicher Firnansammlung und Eisbildung können Unterschiede in den Formverhältnissen eine entscheidende Rolle spielen. An der linken Flanke reichen die mäßig geneigten Hänge weit empor; die Felsflanken darüber sind wenig gegliedert. Rechts dagegen setzen die Wände tiefer ein und sind durch tiefe Rinnensysteme und ein kleines Kar gegliedert. Der größte Teil des Schuttes aus diesen Wänden sammelt sich in den Rinnen und wird am Hangfuß auf ganz bestimmte Punkte gehäuft. Dem entsprechen die weit größeren Halden der rechten Talflanke. Sicher verbergen sich darunter im einzelnen auch Larstigformen, wie es in anderen Tälern noch gezeigt werden soll, aber jedenfalls reichte die Eigenbewegung des Schuttes am Wandfuß mit oder ohne Hilfe von Firn und Eis nicht aus zu ähnlich starker und zusammenhängender Formbildung wie auf der gegenüberliegenden Seite. Die Hauptwirksamkeit der Larstigezeit richtete sich somit auf die höheren Teile der Talflanke, also auf die Wände und Rinnen. Dort bildete sich damals wohl Firn und Eis, wurde aber wegen der Steilheit nicht so mit Schutt zugedeckt wie Firn und Eis der linken Talflanke, die unter dem Ablationsschutz dieser Schuttdecke so stark wirken konnten.

Nur im Schneekarle bestanden ähnlich günstige Bedingungen für die Bildung eines Larstig-Blockgletschers.

Bei 2420 sind links auf der unteren Karschwelle Reste einer Blockstirn erhalten. Der durch einen Firntrichter in Bewegung gehaltene Außenabfall vermittelt von unten den Eindruck einer jungen, frischen Form.

Obenauf aber ist diese Blockstirn ein altes, ausgespültes, ziemlich formloses Blockfeld, von uralten Flechten bedeckt. Auch höher oben sichtbare Moränenformen und die Vegetationsdecke schließen für die größere untere Nische dieses Kars eine geschlossene Dauerverfirnung in der Neuzeit aus, während sich auf der Ostseite dieses Kammstückes heute noch Reste kleiner Gletscher halten.

Die gewaltige Moränenhalde unter dem Schneekarle riegelt das von Gams (1958/1) erwähnte und abgebildete Staumäandermoor ab, dessen Anblick mit den weidenden Haflingern gegen die dunkle Riesengestalt des weißgebänderten Strahlkogels zu den unvergeßlichen Eindrücken gehört. Ob der Gefällsknick in dieser Halde (2340 m) durch die Verschüttung einer Larstigezeitbildung oder einer der Daun-Ufermoränen des Talgletschers entstand, läßt sich nicht ohne weiters entscheiden. Jedenfalls gibt es am Hangfuß unter dem Schneekarle keine Larstigezeitbildung von ähnlicher Bedeutung wie die Formen des linksseitigen Hangfußes, die eine viel niedrigere Talflanke abschließen.

Am Fuß der rechten Talflanke ist es zur Larstigezeit also weniger zu Eis- und flächenhafter Schuttbewegung gekommen als vielmehr zur Bildung großer Schuttkegel und -halden. Sicher wurden diese auch später überschüttet — im Talhintergrund sind sie heute noch aktiv — aber allein der Vergleich mit den viel dürftigeren Halden der linken Talflanke über den Larstigezeitbildungen ergibt klar, daß diese Halden zur Hauptsache bereits am Ende der Larstigezeit vorhanden waren. Bis zurück zum Schneekarle sind sie heute von einer geschlossenen, nur durch Murgänge zerrissenen Vegetationsdecke überzogen; vom Schneekarle an südwärts verändern sie sich noch, z. T. mehr durch Lawinschutttzufuhr, z. T. (über dem Larstigeferner) durch aktive Weiterbildung.

4a 4) Neuzeitliche und ältere Moränen des Larstigezeitgletschers im Talhintergrund

Der Larstigeferner kann zur Larstigezeit höchstens einen Teil des Beckens 2280—2300 m erfüllt haben. Die tiefste rechte Ufermoräne am Hangfuß ist durch eine Larstigezeit-Fließzunge verformt und sicher älter. Das flach ansteigende Gelände hinter dem Moor (mit Felstufe bei 2340 m) ist bedeckt mit dem gewaltigen Blocktrümmerfeld einer Bergsturmoränenfolge, deren Grenzen vorn und rechts un- deutlich und z. T. verschüttet, links aber als gut erhaltene Moränenwälle erhalten

sind. Der Verlauf dieser linken Ufermoränen zeigt, daß die Strahlkogelflanke¹ wohl an der Bildung dieses Gletschers beteiligt war, daß das Eis aber auch damals hauptsächlich aus dem heutigen Gletscherbereich kam.

Dieser Gletscher reichte gerade noch in das Moorbecken. Die Altersbeziehung zwischen seinen Moränen und den Larstigbildungen des linken Talhanges konnte nicht geklärt werden. Zwar sind die äußersten Ufermoränen durch flächenhafte Hangschuttbewegungen bedrängt und z. T. zerstört worden, aber in nächster Nähe davon sind in diesem besonders aktiven Hang auch die Larstigformen verwischt. Gewiß sind diese Moränen des Larstigners nicht jünger als die Larstigformen. Ihre Gleichaltrigkeit mit den Larstigbildungen wurde lediglich auf Grund von Vergleichen mit anderen Stellen (z. B. Steinkarferner, S. 59) angenommen.

Die Mittelmoräne, welche die beiden Lappen des heutigen Larstigners scheidet, teilt auch das Vorfeld in zwei sehr verschiedene Bereiche. Die rechte Hälfte bildet ein schmales, vorne fast spitz zulaufendes Zungenbecken, das eine hohe, scharfe 1850er Moräne mit Toteiskern vom Hang trennt. Die Stirn dieses schmalen rechten Lappens ist durch einen Toteiseinbruch zerstört.

Der größere linke Teil des Vorfeldes bildet eine mächtige Schuttlunge mit konvexer Stirn, deren Abfall bis zu 45° geneigt ist und unten flach in die Halden übergeht. Obwohl die Flechten auf diesem gewaltigen Schuttkörper nirgends ein sicher höheres Alter als 1850 anzeigen², kann kein Zweifel darüber bestehen, daß er sich aus dem Moränenmaterial der gesamten neuzeitlichen Vergletscherung zusammensetzt; möglicherweise hat der neuzeitliche Gletscher hier auch noch einen älteren Schuttkörper überdeckt und darauf weitergebaut (vgl. S. 53).

Es hat fast den Anschein, als hätte der Gletscher 1850 nicht mehr den gesamten vorderen Stirnrand überdeckt, sondern nur das nächstinnere Wallsystem gebildet. Dafür spricht der auffallende Unterschied im Flechtenwachstum zwischen diesem und den beiden Wällen am rechten Stirnrand, obwohl absolut gesehen das Flechtenalter dieser beiden Wälle nicht mit Sicherheit über 1850 hinausreicht.

Ob das innerste Wallsystem im linken Stirnbereich dem Gletscherstand der 1870er Jahre entspricht (vgl. Heuberger-Beschel 1958: 89), muß offengelassen werden, da das Flechtenwachstum im ganzen Vorfeldbereich sichtlich sehr behindert war; immerhin fällt der Unterschied gegenüber den dicht davorliegenden Wällen auf.

Ältere neuzeitliche Moränen als 1850 sind sonst nur am rechten Ufer bei 2640 m durch den Hochstand von 1850 nicht mehr erreicht worden.

Ihre ältesten Flechten weisen sicher über 1820 hinaus, mit großer Wahrscheinlichkeit auch über 1770. Die Rückdatierung bis 1600 stützt sich mehr auf die Relation der Serie. Die Seltenheit flechtenreicher Standorte erlaubt nur Schlüsse auf das Mindestalter.

Dieses schuttreiche, jedoch nicht besonders blockige, noch kaum bewachsene Gletschervorfeld ist in der Abwandlung der Schuttformen sehr lehrreich. Die Hauptstirn enthält möglicherweise noch Eis und bietet den Anblick eines aktiven Blockgletschers mit konvexem und scharfem Rand. Zu dem nur im untersten Zungenteil schuttreichen, sonst aber oberflächlich besonders schuttfreien Larstignern passen eher die Zungenbecken hinter dem innersten Wallsystem im Stirnbereich, ein weiterer Hinweis auf das vielleicht z. T. höhere Alter dieses Schuttkörpers.

Auch innerhalb des innersten Wallsystems war der Gletscher nach 1850 in drei Lappen gegliedert. Deutliche Moränenwälle sieht man im linken Teil des

¹ Die Strahlkogelflanke ist nicht durch Rinnen, sondern durch zwei große und mehrere kleine glaziale Wandnischen gegliedert. Zwischen 2600 und 2700 m sieht man zwischen den beiden Hauptnischen die Spuren größerer neuzeitlicher Firnflecken und -halden, deren Blockschutt trotz der frischen Farbe schon älter sein dürfte. Die hohen Halden werden durch Lawinen frischgehalten.

² Siehe Anhang, Tabelle I. Der Verfasser stützt sich dabei auf die Arbeiten von R. Beschel, besonders 1957, und vor allem auf Gelände-Erfahrungen aus gemeinsamen Exkursionen mit R. Beschel (Heuberger-Beschel 1958).

Vorfeldes nur an dessen rechtem Rand. Links — und das gilt vor allem für die beiden linken Lappen — hat der Gletscher hier nur plumpe Blockränder und Bastionen hinterlassen.

Dieser Formwandel innerhalb des Gletschervorfeldes von rechts nach links zeigt auffallend die Zunahme der Verschüttung, der der Gletscher in Reichweite der Strahlkogel-Nordflanke ausgesetzt war. Die selbständige Blockgletscherstirn ganz links (2580 m) ist vor allem aus dieser Flanke gewachsen; vielleicht hing sie oben mit dem Larstigferner während seiner Hochstände zusammen. Daß diese Blockzunge eine reine Bildung der Neuzeit ist, bezweifelt der Verfasser.

1890er Moränen sind nicht erhalten (vgl. Heuberger-Beschel 1958: 88f.). Der Vorstoßcharakter des 1920er Standes zeigt sich allein schon in der Geschlossenheit des Eisrandes, wobei sich die Mittelmoräne überhaupt nicht auswirkte. Nur der linke blockschuttbedeckte Eislappen (2660 m) sonderte sich etwas ab.

4b) Grasstalltal

Das Grasstalltal läßt sich in vielem gut mit dem Larstigtal vergleichen.

Es läuft in gleicher Richtung und verzweigt sich nicht. Das Querprofil ist schmäler, aber sonst dem des Larstigtalles ganz ähnlich: Wieder ist der linke Begrenzungskamm niedriger und weniger gegliedert als der rechte, dessen höhere Wände auch hier durch tiefe Rinnen gegliedert sind. Im Längsprofil besteht ebenfalls weitgehende Übereinstimmung mit dem Larstigtal. Über einer ähnlich hohen Mündungsstufe verläuft der Talboden in gleicher Höhe ungestört flach bis in den Talhintergrund. Hier wird durch den ausgeprägteren Stufenbau des Grasstalltales, den scheinbar niedrigen Talschluß und das verborgene Firnbecken des Grasstallfeners¹ der Unterschied gegenüber dem Larstigtal am größten.

Die Beziehungen zwischen Horlach- und Grasstallgletscher im Steinach- und Gschnitzstadium (S. 34) ergeben eindeutig, daß die Endmoräne des Grasstallfeners über der Mündungsstufe (1920—1940 m) im Gschnitzstadium entstanden sein muß. Das überrascht beim Vergleich mit dem Larstigtal. Doch ist das Grasstalltal wesentlich länger und schmäler als das Larstigtal, und der Gschnitzgletscher empfangt in der äußeren Talhälfte keinen nennenswerten Zufluss mehr. Im inneren Tal aber bestand kein großer Unterschied zwischen den Firnflächen des Gschnitzgletschers und denen der älteren Daunstände.

Daher dürfte der Abstand zwischen Gschnitz- und Daunmoränen in diesem Tal nicht groß gewesen sein. Taleinwärts sind keine weiteren zusammenhängenden Wallmoränenreste erhalten. Die Talsohle ist hier schmäler und der linke Hang steiler als im Larstigtal, so daß die Daun- bzw. Egesenwälle in der Larstigzeit zerstört wurden. Die kurzen, nicht sehr klaren Wallreste im Bereich der „Hint. Böden“ reichen für eine sichere Rekonstruktion nicht aus. Aus dem Daunstadium dürfte auch die ziemlich formlose grobblockige Moränenanhäufung im Talgrund zwischen 2220 m und 2260 m stammen, wobei in 2190 m und 2210 m Höhe Moränenstufen den Talgrund queren, die den Umrissen nach zerstörte Endmoränen sein könnten. Das von grobblockigen, sehr verwaschenen Wällen begrenzte Zungenbecken, das man noch deutlich auf der ersten Stufe in 2400 m Höhe erkennt, muß noch ins jüngere Daun (= Egesen-) gehören. In keinem anderen Talzweig des Horlachtales wissen wir so wenig über die Reichweite der Daunstadien wie hier. Das erschwert auch die Abgrenzung der Larstigbildungen.

Was der Neederkogel für das Larstigtal ist, das bedeutet der Hemerkogel für das Grasstalltal. Die beiden Berge gleichen sich in Höhe, Gliederung und Verhältnis zum Tal verblüffend. Jedoch fehlt uns im Gegensatz zum Larstigtal hier die wichtige Grenze des jüngeren Daun- (= Egesen-)Gletschers. Obwohl auf den ersten Blick die Verhältnisse des Larstigtalles hier wiederzukehren scheinen und

¹ Von den Gletschern des Untersuchungsgebietes, die auf der Anich-Karte (Atlas Tyrolensis) fehlen, ist der Grasstallferner der weitaus bedeutendste. Diese Lücke erklärt sich vor allem aus der verborgenen Lage des Ferners.

man die mächtigen kleinen Schuttkörper, die vom Hemerkogel herab gegen die Talmitte vorgerückt sind, als Einheit auffassen möchte, hat der Verfasser auf Grund der Erfahrungen im Zwiselbachtal, in den Karen nördlich der Gubener Hütte und besonders im Wörge- und Mittertal (Needertal) erst jene beiden talinnersten Zungen der Larstigschwankung zugeordnet, die nach allen Erfahrungen im übrigen Untersuchungsgebiet mit Sicherheit in den Raum des abgeschmolzenen Egesen-Talglletschers vorgestoßen sind.

Der Larstig-Blockgletscher, der die Talstufe bei 2400 m bedeckt, zeigt deutlich noch die Mitwirkung von Eis an seiner Entstehung. Das sieht man an der Art, wie Unebenheiten des Geländes überwunden wurden. aus der Regellosigkeit des Blockschuttes und an den sehr unruhigen, vielfach konkaven Oberflächenformen, die z. T. auf Toteiseinbrüche hinweisen. Umso mehr fällt der Unterschied gegenüber dem davorliegenden älteren Gletscherrand auf. Dieser wurde von einem schuttarmen Gletscher gebildet, der nur sehr niedrige Moränenwälle und im Zungenbecken z. T. offen zutage tretenden Fels zurückgelassen hat. Offensichtlich war die Bergflanke darüber damals völlig firnbedeckt und lieferte kaum Schutt.

Anders die Larstigungze, die im Verhältnis zur Fläche kein sehr mächtiger, aber ein fast re grobblockiger Schuttkörper ist. Während seiner Entstehung kann der Bergkamm darüber nicht völlig unter Eis begraben gewesen sein. Man wird sich am besten eine Firnhalde vorstellen, die unten in bewegtes Eis überging. Dieses wurde durch Lawinen ernährt und hielt und bewegte sich unter dem Ablationsschutz des Blockschuttes.

Heute kann man sich das schwer vorstellen, denn der Berghang darüber ist besonders glatt und arm an schuttliefernden Felschroffen. Daher hat sich nachträglich auch kein nennenswerter Haldenschutt mehr angesammelt. Umso mehr springt hier die Schuttbildung während der Larstigezeit ins Auge.

Dieser Larstigblockgletscher wurde überdauert von dem kleineren, der sich von S her über ihn geschoben hat, aber ursprünglich wohl nur ein Teil des größeren war. Seine Oberfläche wird ausschließlich von großen, z. T. riesigen Blöcken gebildet. Er sitzt auf einer Felsterrasse über dem See. Die großen Flechten auf den Blöcken und die bewachsene Halde darüber schließen hier die Möglichkeit neuzeitlicher Entstehung aus.

Im scheinbaren Talschluß südlich des Sees stehen wir zunächst vor einem Rätsel. Die Larstigformen setzen hier plötzlich aus.

Aus den Halden unter den Vier Zaigern und dem Hörndle ragt eine alte, unbedeutende verschüttete Blockstirn (2660 m), die auf einer Felstufe sitzt. Im übrigen sieht man nur noch den moränenarmen Umriß eines neuzeitlichen Gletscherflecks unter der Pleisenspitze, der 1850 zumindest noch als Firnhalde bestanden haben muß, inzwischen jedoch verschwunden ist. Auch sonst findet man hier zahlreiche Spuren neuzeitlicher Firnflecken. Der Gletscherfleck unter der Pleisenspitze hat die darunterliegenden Halden frisch überschüttet. Diese Halden sparen am südlichen Seeufer eine kleine Hohlform aus, in der unter einer niedrigen Wandnische eine Lacke liegt, spiegelgleich mit dem Grasstallesee, aber von diesem durch einen Moränenwall getrennt. Diesen Wall um das kleine Seebecken hat ein winziger Eisfleck hinterlassen, der sich im Schutz dieser Nische gebildet hat.

Die östliche Hälfte dieses Talschlusses, östlich der Pleisenspitze und der eben erwähnten frischen Halde (Grenze als Punktlinie eingetragen) ist schuttarm und reich an glazialen Felsformen. Die nächsten bedeutenderen Schuttkörper hat der Grasstallferner in der Neuzeit geschaffen — die mächtige linke 1850er Moräne der Hauptzunge und südlich davon den Moränenkegel, der sich unter dem Lappen im Bereich der Punkte 3098, 3075 und 3045 angesammelt hat.

Die Schutt- und Felshänge über diesem Talschluß südlich des Sees sind ziemlich glatt und ungliedert und durchwegs, vor allem im S und SE, gut geeignet zu geschlossener Firnbildung bis zum Kamm, ähnlich wie der Hang über der großen Larstigungze bei 2400 m. Der Vergleich mit dem Bereich dieser Larstigungze legt für den großen Unterschied in der Schuttentwicklung folgende Erklärungsmöglichkeiten nahe:

1. Gestein und (oder) Felsformen neigten hier weniger zur Schuttbildung. Die geologische Spezialkarte und die Felsflanken des Hörndle sprechen gegen diese Möglichkeit.
2. Der Unterschied der Exposition wirkte sich so aus. — Aber das wäre nur eine Erklärung für die SE-Ecke dieses Felskessels, nicht für die Hörndle-Flanken.

3. Die entsprechenden Larstigschuttkörper liegen im See. Das dürfte z. T. zutreffen, reicht aber als Erklärung nicht aus. Das Seeufer ist gerade im S sehr steil. Der Rand einer größeren Larstigung vom Hörndle müßte auch über dem Wasserspiegel Spuren hinterlassen haben.
4. Der Höhenunterschied zwischen diesem Felskessel mit seiner Umrahmung und dem Bereich der Larstigung bei 2400 m war entscheidend.
 - a) Die Firnhalden über der Larstigung waren dünn, noch nicht geschlossen und förderten die Blockschuttbildung. Der Kamm Vier Zaiger — Hörndle — Pleisenspitze war während der Larstigschwankung bereits so geschlossen verfirmt, daß es zu keiner starken Schuttbildung mehr kam.
 - b) Die Frostwechselhäufigkeit nahm nach oben sehr stark ab und damit auch die Neigung zur Blockschuttbildung.

Nur die Möglichkeiten 4 lassen sich vorläufig nicht widerlegen. — Spuren eines richtigen Larstiggletschers fehlen im Seekessel. Selbst wenn es hier einen gegeben haben sollte, kann er nicht wesentlich über das Seebecken hinausgereicht haben.

Die rechte Talflanke entspricht der des Larstigtales und wirft keine neuen Fragen auf.

In der Neuzeit erreichte der Grasstallferner den See nicht mehr. Er lappte zur Zeit seiner Hochstände rechts über sein heutiges Felsbett hinab, so daß auch die Schuttkegel, die den See noch etwas über die Felschwelle emporstauen, sein Werk sind. Ältere Moränenreste als die von 1850 wurden nicht gefunden. Auch hier fehlt die 1890er Moräne. Die linke Seite des Vorfeldes ist durchgehend schuttreicher (mit Toteisbildung bis in die 1850er Moräne hinein) als die rechte, die glaziale Felsformen aufweist. Innerhalb der 1920er Moräne sind in Felsvertiefungen kleine Lacken entstanden, vor allem aber in 2730 m ein kleiner Zungenbeckensee.

4c) Zwiselbachtal, Hauptgletscher

Oberhalb der Mündung des Larstigtales bieten im Haupttal weder die waldfreien, hohen Steiflanken, noch der enge Talgrund Möglichkeiten zur Erhaltung von Moränenformen. Dies ändert sich an der Mündung des Finstertalbaches, und hier liegt die etwas rätselhafte Moränenanhäufung des Lausebichls.

Von den randlichen Böschungen dieses Schutthügels ist nur die gegen W nicht erosiv entstanden. Die übrigen Seiten sind vom heutigen Bach und einem alten Bachbett, dem ein Weg folgt, so zugeschnitten, daß man sich die Gesamtform nicht mehr klar ergänzen kann. Reithofer (1932: 307) deutete den Lausebichl nach dem Formeindruck als Gschnitz-I-Endmoräne des Finstertalgletschers aus dem NW.

Unter den Blöcken findet man jedoch Material aus dem obersten Zwiselbachtal. Wichtiger sind die kurzen Ufermoränenreste der rechten Talseite. Ihre Formen sind durch Solifluktion stark verwischt. Am schwierigsten ist die Deutung bei dem Stück, das in 2060 m Höhe einen Weg quert, da der Wallrest mit gleichgerichteten Bergrissen vergesellschaftet ist; das völlige Verschwinden des Anstehenden und die auffälligen Wasseraustritte sprechen für einen Moränenwall. Besonders deutlich ist die Eisrandform dicht am Finstertalbach. Damit scheidet die Möglichkeit aus, daß der Lausebichl durch einen Gletscher des Finstertales gebildet wurde.

Die Endmoräne des Lausebichls bezeichnet den ältesten erhaltenen Gletscherstand des selbständig gewordenen Zwiselbachgletschers.

Die stark verschüttete Endmoräne eines jüngeren Standes bildet (zumindest teilweise) die kräftige Stufe, auf der die Gubener Hütte liegt.

Auch diese Endmoräne wollte Reithofer (1932: 307) nach ihrer Form von einem nördlichen Seitengletscher — in diesem Falle aus dem Weiten Kar — herleiten. Dafür fehlen jedoch weitere Anhaltspunkte, während sich eine noch erkennbare Folge von Eisrandformen aus dem Zwiselbachtal (Ufermoräne, Stauabsatz) ganz offensichtlich auf diese Endmoräne einstellt. Auf gleicher Höhe hält sich die tiefste — stark verschüttete, aber deutliche — linke Ufermoräne, die noch näher an die Endmoräne heranreicht.

An diesem Felssporn gegenüber der Gubener Hütte zieht auch noch eine etwas ältere Ufermoräne steil hinab, im Schutze des Sporns deutlich, am Hang jedoch verschwindend. Sie dürfte den Lausebichl kaum noch erreicht haben, so daß sich also unter den großen Schwemmkegeln aus dem Weiten Kar unterhalb der Gubener Hütte noch zumindest eine weitere Endmoräne des Zwiselbachgletschers verbergen dürfte.

Keinerlei Zweifel verursacht die niedrige Endmoränenlandschaft bei den Zwiselbach-Sennhütten, wo die Beziehung zwischen Endmoräne und ansetzender Ufermoräne nur geringfügig unterbrochen ist.

Das Schaustück unter den Moränen des Zwiselbachgletschers sind die landschaftbeherrschenden Endmoränen im Bereich Putzenbichl—Putzach¹. Den rechten Teil bis zur Bachablenkung kann man als klassisch bezeichnen.

Im südlich anschließenden höheren Steilhang sanken die Ufermoränen ab und bilden mächtige Blockwälle am Gehängefuß. Nur auf der Mündungsstufe des darüberliegenden Kares konnte sich eine ältere, vermutlich zum Lausebichl-Stand gehörige Ufermoräne gegenüber den jüngeren sehr heftigen Schuttbewegungen halten, wurde jedoch stellenweise verformt. Leicht abgesunken ist auch der etwas tiefere Wall in 2300 m Höhe. Die starken späteren Schuttbewegungen an diesem Hang werden in den Kleinformen deutlich sichtbar.

Ob die rechten Wälle am Eisrand absanken, während noch ein stärkerer Toteiskörper im Talgrund lag, oder ob sich dieser Vorgang erst später vollzog, konnte der Verfasser hier nicht entscheiden. Links dagegen, wo die Ufermoränen noch viel eindrucksvoller verformt sind, geschah das unter der Einwirkung aktiver Schuttkörper, die aus dem 1. und 2. Kar vorgeschoben wurden, und zwar eindeutig später, denn kein Talgletscher hemmte diese Bewegung (s. u. S. 55f.).

Unmittelbar hinter dem Putzenbichl deuten viel kleinere Moränenwälle noch Schwankungen dieses Gletschers während des Rückzuges an.

Das blockige Moränenhaufenwerk des Putzach formt bei 2190 m noch einmal einen Querwall, hinter dem höchst rätselhafte Moränengebilde liegen, z. T. wahrscheinlich Toteisformen. Zu diesem letzten undeutlich erkennbaren Gletscherstand gehört eine ziemlich mächtige linke Ufermoräne (2220 m).

Weiter taleinwärts beherrschen die Schuttkörper der beiden Flanken den Talgrund. Von den Ablagerungen des Hauptgletschers sind nur einzelne kleine Wallstücke und Moränenhügel übrig. Hinter dem Hochgrießer taucht die Felssole auf und läßt eine breite Trogmulde erkennen, die flach in die seitlichen Terrassen (links Karterrasse) eingesenkt ist. Hier hat der Talgletscher auffallend geringe Moränenreste zurückgelassen. Scheinbare Wälle erweisen sich hier oft als moränenüberstreute Felsrippen. Der Rand des schuttreichen neuzeitlichen Gletschervorfeldes bildet hier eine besonders scharfe Landschaftsgrenze.

Diese ganze Moränengruppe bis zum Lausebichl zeigt eine gleichsinnige Entwicklung des Zwiselbachgletschers. Er hat während dieser Gletscherstände keinen Zufluß mehr aus den rechtsseitigen Kären erhalten. Am sichersten beweist dies seine gut erhaltene Ufermoräne auf der Schwelle des innersten rechtsseitigen Kars (2330 m, unter dem Gleirschjöchl). Sie sperrt dieses Kar ab und wurde vom Kargletscher nicht mehr erreicht. Eine so geringe Reichweite des Kargletschers wäre jedoch bei einer Schneegrenzsenkung unter die Daunschneegrenze (300—400 m unter der heutigen²) angesichts der hohen südlichen Umrahmung undenkbar. Solange das Daunstadium nicht genauer bestimmt ist, sind ihm somit alle diese Moränen des Zwiselbachgletschers zuzuordnen. Die Reichweite des Zwiselbachgletschers bis zum Lausebichl wäre im Zwiselbachtal bei dieser Schneegrenzlage undenkbar, wenn man von einer Neuvergletscherung ausginge. Ein noch gut entwickelter Talgletscher mit dem Zustrom der innersten linken Kare konnte jedoch im inneren Tal bei einem Vorstoß rasch mit seiner Oberfläche die kritische Höhe von 2600—2700 m erreichen. Bei der großen Talbreite und dem Zustrom weiterer

¹ Von hier an besteht in der Darstellung der Talgletscher-Moränen weitgehende Übereinstimmung mit Senarclens-Grancy (1958).

² Penck-Brückner 1909: 374.

linker Kargletscher standen dann aber dem Zwiselbachgletscher hinreichende Nährflächen für einen so weiten Vorstoß zur Verfügung.

Soweit sich die rechten Ufer der Zwiselbacher Daunstände noch rekonstruieren lassen, verlaufen sie mindestens 150 m unter dem Gschnitzrand, von dem oberhalb der Zwiselbacher Sennhütten an einer geschützten Stelle ein großes, stark auseinandergeflossenes Wallstück in 2330 m Höhe erhalten ist.

Auch die älteren Daunmoränen waren in diesem Höhenbereich bereits bedeutender Zerstörung ausgesetzt und hielten sich an stärker geneigten Hängen nur an günstigen Stellen.

Links, auf der Schattenseite sind Reste der älteren Daunmoränen nur an der besonders geschützten Hangbiegung gegenüber der Gubener Hütte erhalten. Hier ist allerdings die jüngere Ufermoräne noch ein Stück weit am Hang verfolgbar, die ältere nicht mehr.

Gegenüber diesen älteren Daunmoränen fällt die besonders gute Erhaltung der Endmoränenlandschaft Putzenbichl — Putzach auf. Nur im einzelnen sind auch hier die Formen etwas abgestumpft und stellenweise kuppig zerlegt. Man hat den Eindruck, als verkörpere diese Endmoränenlandschaft einen besonders wichtigen Gletschervorstoß (vgl. Kapitel 5 b).

4d) Die neuzeitliche Vergletscherung des Zwiselbachtals und die linke Talflanke

Die neuzeitliche Vergletscherung des innersten Zwiselbachtals vertritt in besonders auffallender Weise einen Gletschertyp, der für das ganze Untersuchungsgebiet bezeichnend ist und überhaupt für alpine Gebirgsgruppen, deren höchste firnsammelnde Flächen gerade noch über die Schneegrenze gerieten. Während der Grasstallferner, der als einziger des Horlachtals dem alpinen Gletschertyp unserer Lehrbücher¹ entspricht, von einem Firnfeld über 3000 m zehrt und auch der Larstigferner wesentliche Firnlager über 2900 m besitzt, erheben sich im Zwiselbachtal bei gleichbleibender Kammhöhe von rund 3000 m nur verschwindend kleine Flächen über 2900 m. Folgende Merkmale sind allen neuzeitlichen Gletschern bzw. Gletschervorfeldern des Zwiselbachtals eigen:

1. Keine oder geringe Neigung zur Zungenbildung, wie sie bei großen Gletschern auch ohne Formzwang zustandekommt.
2. Geringe Gletschermächtigkeit auch während des Hochstandes von 1850.
3. Hohe, gut entwickelte Wallmoränen fehlen am Gletscherende vollständig und sind auch an den Ufern nicht überall ausgebildet. Da die Moränenformen gegen die Gletscherenden hin undeutlich werden und sich z. T. sogar regelrecht in reine Firnrandbildungen verlieren, stößt die Abgrenzung der Gletschervorfelder dort auf Schwierigkeiten, wo sie nahe an ähnliche, aber viel ältere Schuttformen heranreichen.
4. Deutliche Moränenwälle der Gletschervorstöße von 1890 und sogar von 1920 fehlen.
5. Die Gletscher sind z. T. bereits verschwunden, z. T. in voller Auflösung. Bergschründe fehlen heute weitgehend, Schutthalden und -kegel greifen auch höher oben auf das Eis über.

Diese Merkmale zeigen, daß hier die Bildung richtiger Gletscher aus größeren Firnflächen nicht weit über das Anfangsstadium hinausgekommen ist und daß die Vorfelder nicht überall bis zum Rand wirklich durch Eis gestaltet worden sind, wie noch im einzelnen gezeigt werden soll. Hat schon der Vorstoß von 1850 trotz genügenden Schuttes nicht überall deutliche Grenzen hinterlassen, so waren diese Gletscher 1890 und auch 1920 nicht mehr zu Vorstößen imstande.

¹ Klebelsberg 1948/49: 198.

Zwiselbachferner (Flechtenmessungen siehe Anhang). Sicher schon vor 1920 ist der Zwiselbachferner in zwei Gletscher zerfallen, in den breiten Hauptgletscher rechts und einen Teilgletscher im letzten linksseitigen Kar, dessen rechte Wand eingebnet ist. Ältere Karten zeigen hier einen einheitlichen Gletscher.

Das gilt auch für die ältere Alpenvereinskarte 1 : 50.000 (Blatt Sölden-Ranalt, 1896), die hier jedoch nur das Bild der OA vergrößert wiedergibt. Auf der OA, Sektion 5146/3 (1869—1871) setzt sich die weiße Firnfläche rechts über das Vorfeld hinaus fort in die rechtsseitigen Schutthalten — ein guter Hinweis darauf, eine wie große Rolle die Firnbedeckung damals in diesen Höhen und daher auch für den Gesamtbereich dieses Gletschertyps noch spielte. Doch sind auf der OA die Grenzen des eigentlichen Gletschervorfelds durch Schuttstreifen angedeutet, die einerseits die rechte Stirnbiegung des Hauptgletschers, andererseits den vordersten Stirnbereich des linken Gletscherteils nachzeichnen; unterhalb 2700 m waren also die beiden Gletscher damals getrennt.

Tatsächlich hingen in diesem unteren Teil die beiden Eislappen in der Neuzeit nie zusammen. Erst oberhalb 2800 m konnten sie wirklich verschmelzen.

Die linke 1850er Moräne des Hauptgletschers verliert sich nach rückwärts am hohen, wahrscheinlich z. T. durch Fels bewirkten Außenabfall der Schuttbastion des linken Gletscherteils. Da diese Schuttbastion höchstwahrscheinlich schon vor der Neuzeit vorhanden war, trennte ihr rechter Rand immer schon die beiden Gletscherteile.

Weithin fehlen Flechten auf der 1850er Moräne. Die in diesem Gebiet zu erwartenden Höchstwerte erreichen nur Sporastatien und eine einzelne *Lecidea* (in bemerkenswertem Ausmaß). Die Moräne ist sehr einheitlich; Älteres ist nicht zu bemerken¹. Die Endmoräne bildet kaum einen Wall, sondern meist nur eine steile Stirn. Nirgends lassen sich Anzeichen einer Stauchung, eines Zusammenschubes feststellen. Vor allem im mittleren und linken Teil besteht die Endmoräne hauptsächlich aus feinerem Grund- und Innenmoränenmaterial und wurde stellenweise von kleineren Toteiseinbrüchen betroffen. Wo das Vorfeld links vorne an Felsen grenzt, läßt ein frischer, flechtenarmer Streifen erkennen, daß der Gletscherrand (bzw. Firnrand) noch 2—3 m höher an den Felsen emporgereicht haben muß, als es der Schuttrand zeigt (vgl. Goldthwait 1952).

Das alles — wie auch die Beschaffenheit des talabschließenden Kammes — zeigt, daß 1850 der Firn hinten den Kamm bis zum First verhüllte. Auch das Zwiselbachjoch lag unter Firn, doch auch hier ist der Firnrand abgesunken. Er staute schon Ende der 1940er Jahre mit einer mindestens 1,5—2 m hohen Eiswand einen über 20 m langen Nackensee, ein eindrucksvoller Zeuge dafür, daß der Gletscher kein Nährgebiet mehr hat.

Schon die Alpenvereins-Meßbilder von 1935, die noch in beiden Nischen einen Bergschrund und rechts Spalten zeigen, deuten die Auflösung der Gletscheroberfläche in Buckel und Mulden an. Ende der 1940er Jahre waren aus den Mulden tiefe Schlundwannen² geworden. Darin hatten sich klare Lacken (größte: $d = 15$ m) gesammelt, die z. T. in tiefen mäandrierenden Eisschluchten abfließen und sämtlich mit Spalten in Verbindung standen. Mehr der Wind als die Eisstruktur dürfte die NE-SW streichenden Firnrücken verursacht haben, die jeweils an der NW-Seite der Gruben einen langgezogenen Steilrand bildeten (2—10 m hoch). Die Luftbilder von 1954 zeigen diese Gruben an den gleichen Stellen. Die untersten haben bereits den Moränengrund erreicht und werden von den ausapernden Mittelmoränenwällen mitten entzweigeschnitten, so daß ihre Entstehung also auch nicht von der Form des Untergrundes hergeleitet werden kann. Auf den Luftbildern sieht man nur noch in der rechten Nische einen kurzen, schwachen Bergschrund, wenig darunter ebenfalls bereits eine solche NE-SW-streichende Wanne; der kleine Gletscherbruch darunter ist niedriger und schwächer geworden.

Das Vorfeld weist entsprechend den zwei Nischen der Rückwand ein flaches, zweigeteiltes Zungenbecken auf und ist in seiner ganzen Breite bis zum Stirnrand durch Moränenlängsstreifen gestriemt, die sich wie Mittelmoränen in und unter den Gletscher hinein fortsetzen; das sieht man am Eisrand, der unbestimmt im Schutt ertrinkt, besonders aber rechts am Grund der ausschmelzenden Gruben (Luftbild 2). Diese Streifen werden zuerst an der Gletscheroberfläche nahe dem Eisrand als Längsstreifen sichtbar, apert dann z. T. als stättliche Wälle heraus und sinkenspäter, wenn ihr Eiskern abgeschmolzen ist, in sich zusammen, meist nur mehr als Streifen erkennbar. Die

¹ Der Zwiselbachferner muß jedoch auch zumindest im 18. Jh. ähnlich groß gewesen sein, wie die Anich-Karte andeutet, die kurz vor dem Hochstand von 1780 aufgenommen wurde.

² Klebelsberg 1948/49: 124—127; Sieger 1895.

Stromlinien müssen bis zum Kamm zurück lamellenartig vorgezeichnet sein, denn jeder Gesteinswechsel bleibt streng in ihnen erhalten.

Rechts kann man erkennen (Luftbild 2), wie diese Wälle unter Felsrinnen aus Haldenschutt hervorgehen. Man sieht auch beim Einsetzen der rechten 1850er Ufermoräne, wie die Halden in die Richtung des Walles hineingezogen werden.

Damit gewährt uns der sterbende Zwiselbachferner Einblick in eine Art der Innen-, Mittel- und Seitenmoränenbildung. Knapp außerhalb davon wird die Wölbung der Schuttkegel nicht nur durch die Schüttung, sondern auch durch die Firnflecken bestimmt, die in den randlichen Vertiefungen liegen bleiben und den Schutt weiterleiten. So führt in der Wechselbeziehung von Schutt und Firn eine Formenreihe vom ungehinderten Schuttkegel bis zum Wall, zu dem die Schuttkegel durch die Fließbandwirkung des Gletschers streng linear ausgezogen werden. Bei stärkerer Vergletscherung, wenn Firn und Eis hinten auch die Rinnen erfüllen, verlaufen die Schuttstränge jedoch nicht mehr in der Verlängerung der Rinnen. Der Schutt wird vielmehr in die Linien der schwächsten Eisbewegung, also in die Verlängerung der dazwischenliegenden Sporne abgedrängt und bildet damit die Nähte zwischen den kleinsten Teilströmen des Eises. So dürften auch hier die Streifen im Vorfeld entstanden sein. Dafür spricht schon die strenge Gesteinsgebundenheit der einzelnen Streifen im mittleren Teil des Gletschervorfeldes; denn gesteinsmäßig einheitlich sind vor allem die Sporne, während an Gesteinsgrenzen Rinnen entstehen; in diesen mischen sich die Gesteine beider Rinnenflanken (Kinzl 1949: 73).

In einer der Schlundwannen auf dem Gletscher beginnt bereits der Schuttgang unter der Rückwand (Mitte) auszuapern (Luftbild 2), während weiter vorn noch mächtigeres Eis liegt, aus dem ein kräftiger Schuttwall ins Vorfeld zieht. Dahinter — in dem ausapernden Schuttgang — ist keine Spur dieses Walles zu erkennen. Ist dieser Schuttstrang (Wall) immer erst so weit vorn entstanden oder endet er nach oben zu, weil hier bereits die laminar differenzierte Bewegung des Eises erloschen ist?

Der linke Fernerteil liegt in dem Felsbecken eines einst selbständigen Kars. Die Entwässerung läuft seitlich durch das Vorfeld des Hauptgletschers. Das Vorfeld des linken Lappens erinnert an das des Larstigfeners. Doch ist hier die Moräne von 1920 z. T. nur schwach angedeutet als Rand einer sehr flachen Zunge; der linke Lappen blieb damals offensichtlich nur stationär. Die Ufermoränen von 1850 umschließen ein mäßig tiefes Zungenbecken; die linke Ufermoräne läßt auf keinen sehr mächtigen Gletscher z. Zt. des Hochstandes schließen. Im Stirnbereich wird die Grenze von 1850 unauffällig. Die inneren Wälle sind durchwegs niedrig und unbedeutend. Durch die Firnbedeckung, die auch viel Feinschutt hinterlassen hat, sind die Flechten weithin zerstört worden. Vielleicht sind alle inneren Wälle neuzeitlich, vielleicht auch nur der innerste. Der äußere plumpe Stirnrand hängt mit der Zungenbeckenform nicht mehr zusammen. Sein Flechtenbewuchs beweist ein Mindestalter von 200 Jahren (*Aspicilia*!). Der Vergleich mit den benachbarten Gletschervorfeldern läßt auf ein wesentlich höheres Alter schließen, das auch für die Hauptmasse des ganzen Schuttkörpers gelten würde. Doch deutet der übersteile, noch sehr unruhige Außenabfall darauf hin, daß er noch nicht ganz zur Ruhe gekommen oder in der Neuzeit wieder in Bewegung geraten ist.

Das innerste linke Kar (Zwirchwand - Larstigknotenspitzen). Das Vorfeld des Hauptfeners (links) in diesem Kar bietet den Schlüssel zum Verständnis der benachbarten und mancher ähnlicher Vorfelder (Luftbild 3).

Dieser Gletscher fehlt in der OA im Gegensatz zu dem viel unbedeutenderen Eisschild rechts im Kar und zum Gräserkarferner. In der alten Alpenvereinskarte (1896) sind diese Kare stark verzeichnet und ihre Gletscher vollzählig, aber zu groß eingetragen. Ohne Zweifel ist es bei diesem Gletschertyp für den Kartographen schwierig, Firnflächen und wirkliche Gletscher auseinanderzuhalten. Seither ist das Eis, sofern es nicht unter Schutt verborgen liegt, verschwunden. Das gilt auch weitgehend für den höchsten ehemaligen Eisfleck (um 2900 m), der Ende der 1940er-Jahre noch der Darstellung der neuen Alpenvereinskarte entsprach.

Die größte Überraschung brachte die Abgrenzung des Hochstandes von 1850. Das eigentliche Gletschereis dürfte nicht wesentlich über das eigentliche Zungenbecken hinausgereicht haben, das durch das wenig eindrucksvolle innerste Wallsystem (2590 m) abgeschlossen wird. Der Firnrand aber schloß noch fast an die innerste, schön ausgeprägte Endmoräne (2560—2570 m) an.

Dieser Firnrand wird durch ganz niedrige, frische Wälle aus feinem Material nachgezeichnet, die an der Stirn aussetzen. Links hing noch ein Nebenlappen in ein seitliches kleines Becken hinab und frischte hier einen älteren Moränenwall auf, der sich dann noch weiter zur Stirn fortsetzt.

Daß dieser vorderste Teil des 1850er Vorfeldes nicht mehr durch richtiges Eis geformt wurde, zeigt die Grundfläche.

Hier kommt nämlich innerhalb dieser feinen 1850er Wälle bereits das alte grobe Blockwerk zum Vorschein, das derganzten übrigen Teil dieses mächtigen Schuttkörpers aufbaut. Die dünne Feinschuttdecke von 1850 verlor sich darin weitgehend. Auf den alten Blöcken sieht man jedoch noch auffallend viele „Flechtenleichen“, große helle Flecken, die abgestorbene Flechten hinterlassen haben auf Blöcken, deren Verwitterungsschicht sonst noch z. T. erhalten geblieben ist, was die Anwesenheit von richtigem Gletschereis um 1850 ausschließt.

Auf der großen Endmoräne dicht davor erreichen auf dem groben Blockwerk die Flechtendurchmesser bereits Werte, wonach dieser Moränenbogen nicht nach dem 17. Jh. entstanden sein kann. Er wirkt jünger als die viel plumperen beiden Blockstirnen davor, aber nach der Beschaffenheit des Blockwerkes ist es nicht wahrscheinlich, daß er erst in der Neuzeit gebildet worden ist.

Die beiden vordersten Schuttstirnen, die diesen mächtigen Schuttkörper begrenzen, sind nach dem Flechtenbewuchs eindeutig älter, erst recht die Blockzungen, die von diesem Schuttkörper überfahren worden sind.

Die kleinere Blockstirn rechts im Kar entstand, wie auch Senarclens-Grancy (1958) erkannt hat, in der Hauptsache nicht durch den rechten Eisfleck, sondern als zweiter, rechter Lappen des Hauptgletschers. Auch dieser Schuttkörper war um 1850 durch längere Zeit verfirnt, ohne daß dabei junge Formen oder auch nur eine feinere Schuttdecke entstanden wäre. Die ganze plump geformte Oberfläche dieses Schuttkörpers besteht nur aus grobem, ausgespültem Blockwerk mit alten Flechten und zahlreichen Flechtenleichen. Hier war in der Neuzeit kein Gletscher. — Der rechte Eisfleck, der auch in der OA als Gletscher aufscheint und inzwischen verschwunden ist, hat nur ein kleines flaches Zungenbecken hinterlassen, das er wohl erst nach 1920 ganz verließ; schwach geformte Wallansätze führen darüber hinaus und verlieren sich im Steilabbruch. Darunter ist ein langgezogener Moränenschuttkegel entstanden.

Wir finden in diesem Kar also die Spuren von mindestens drei verschiedenen Phasen der Gletscher- bzw. Blockgletscherbildung:

1. Der Schuttlieferung und Formbildung nach am unbedeutendsten ist die jüngste, die neuzeitliche Vergletscherung, die z. T. in einer bloßen Überfirnung stecken blieb (vergl. Beschel 1957: 12f.). Ihre Ränder sind daher nicht überall klar abgrenzbar. Der geförderte Schutt ist feiner als jener der vorangehenden Epochen. Die Gletscherform paßte sich den Moränen der nächst-älteren Vergletscherung an.
2. Die Hauptmasse der beiden hohen, an der Oberfläche grobblockigen Schuttkörper vor den neuzeitlichen Gletschervorfeldern entstammt der nächst-älteren Epoche. Diese Blockgletscher stimmen nach Ursprungsgebiet und Begrenzung weitgehend mit den neuzeitlichen Gletschern überein, was ihren Gletschercharakter unterstreicht. Ihre Oberfläche sinkt rückwärts auch dort konkav ein, wo sie nicht von der neuzeitlichen Vergletscherung erreicht wurden (rechte Zunge) — eine günstige Vorform für Zungenenden neuzeitlicher Gletscher. Beim Hauptgletscher dieses Kares ist noch nicht endgültig geklärt, ob die schön geformte Endmoräne vor der niedrigen 1850er Moräne nicht durch die ersten neuzeitlichen Gletschervorstöße im 17. Jh. entstand. Der Verfasser

neigt eher dazu, sie für älter zu halten, doch fragt sich dann weiter, ob sie nicht durch eine wesentliche Zeitgrenze von den ältesten Teilen dieser Schuttbastion getrennt ist, die reineren Blockgletschercharakter haben.

3. 1 und 2 liegen diskordant auf älteren, wahrscheinlich zusammenhängenden mächtigen Blockstirnen, die den älteren Teilen von 2 sehr ähnlich sind, aber sehr abweichende Umrisse aufweisen. Während 1 und 2 eindeutig aus dem obersten Teil des Karbeckens ernährt wurden, zehrte 3 auch noch von den tiefsten Wänden und Wandstufen dieses Kares; daher sind seine Formen breiter entwickelt. Die Hauptzungen wurden jedoch nicht länger als die von 2 und bilden die Unterlage der jüngeren Zungen. Daraus erklärt sich u. a. die gewaltige Höhe dieser Schuttbastionen.

Im weiteren Vergleich fällt sofort die Ähnlichkeit der Hauptzunge 1 und 2 mit den Vorfeldern des linken Zwiselbachferner-Lappens und des Larstigfernens auf. Dem steht die geringere Schuttmächtigkeit der Vorfelder des Zwiselbachhauptfernens und des Grasstallfernens gegenüber, bei denen unter oder vor den feineren neuzeitlichen Moränen keine älteren Blockstirnen zum Vorschein kommen. Dieser Vergleich stützt die Annahme, daß die mächtigen Schuttbastionen vor dem Larstigferner und dem linken Lappen des Zwiselbachfernens nur zum geringeren Teil ein Werk der neuzeitlichen Vergletscherung sind.

Die mächtigen Blockstirnen der Gruppe 3 entsprechen in ihrer Erscheinung und besonders in ihrer Beziehung zum Hintergehänge den Larstigbildungen der anderen Täler, in deren Höhenbereich sie auch fallen. Damit bleibt für die zeitliche Einordnung der Gruppe 2 kein allzu großer Spielraum.

Wenn die Larstigschwankung älter ist als das Subatlantikum, so bietet sich für Gruppe 2 das Subatlantikum an, für dessen Gletschervorstöße und -hochstände heute schon zahlreiche Beweise vorliegen (vergl. z. B. Kinzl 1957, Mayr 1964). Es gibt in den Alpen noch keinen allgemein verbindlichen locus typicus für Moränen dieses Alters. Der Verfasser konnte im Untersuchungsgebiet auch sonst noch mehrfach für Moränen und Blockgletscher die gleiche Altersstellung wie für Gruppe 2 wahrscheinlich machen, ohne sie jedoch absolut datieren zu können. Um die Arbeit nicht mit einem unverbindlichen Lokalnamen zu belasten, möchte er diese Gruppe hinfert als „subatlantisch“ bezeichnen. Der Verfasser ist sich über die Nachteile dieser Bezeichnung im klaren, möchte aber damit nur vorläufig und ohne Gewähr die zeitliche Stellung andeuten, bis sich die alpine Nomenklatur auf einen guten locus typicus festlegt.

Sowohl die subatlantischen wie die Larstig-Blockstirnen bieten das übliche Bild von Blockgletschern in solchen Gesteinen: Obenauf sind sie weitgehend oder rein grobblockig, wodurch auch am Außenrand eine Blockkrone erscheint; darunter tritt das feine Material zutage und hier wird die Böschung am steilsten, so daß sich aufgelockerter Schutt nicht mehr halten kann; das ist der Bereich der stärksten Bewegung (Boesch 1951: 2). Darunter flacht das abgestürzte Material die weniger steile Außenböschung als Halde ab. Bei den Larstigbildungen (Gruppe 3) ist diese Außenböschung schon weitgehend ausgeglichen, vor allem links vom Hauptgletscher des Kares, wenn auch die Vegetation durch Firn teilweise zerstört und damit der Absturz von Schutt wieder belebt wurde. — Zu den Kennzeichen der subatlantischen Blockgletscher von Gruppe 2 gehören die steilen, frischen Außenböschungen, die nicht allein auf Nivation, sondern auch auf Bewegungen des Schuttkörpers hindeuten.

Da selbst die Stirnabböschungen der Larstigbildungen steil und stellenweise entblößt sind, hält man sie von ferne für junge Bildungen. Erst recht gilt das für die subatlantischen Zungen, die noch steiler abböschten; an der rechten wurden 40° Neigung gemessen. Sie sind kahl, in Bewegung, und der Schutt wirkt außen unverwittert. Dieser Eindruck täuschte Senarclens-Grancy (1958), der die subatlantischen Bildungen und sogar ein Zwischenstück des Larstig als Gletscherstand von 1850 eintrug.

Besondere Aufmerksamkeit verdient die Tatsache, daß kein oberflächlicher Abfluß der neuzeitlichen Gletscher sichtbar ist. Ihre Schmelzwässer versinken bzw. versanken in den älteren Blockgletschern.

Gräserkar (Luftbild 3). Im Gräserkar wiederholen sich die Erscheinungen des vorhin besprochenen Kares in kleinerem Maßstab. Der Eisfleck, der noch Ende der 1940er Jahre der Darstellung der neuen Alpenvereinskarte entsprach, ist inzwischen zusammengesunken und nahezu verschwunden. Noch 1850 überdeckte er die obere Blockzunge mit einem Firnschild. Das alte Blockwerk mit zahlreichen Flechtenleichen ragt aber noch aus dem jungen Feinschutt heraus. Die 1850er Ufermoränen lösen sich in Schuttstränge auf, die das Vorfeld in seiner ganzen Breite durchziehen und in die links am Rande auch der neuzeitliche Schuttkegel eines höheren Firnflecks einbezogen wird. Die linke Ufermoräne zeigt, wie dünn dieser Gletscherfleck auch während der neuzeitlichen Hochstände blieb. Deutliche junge Endmoränen fehlen.

Der tiefere Blockstirnkomples weist an der Oberfläche stumpfere Formen auf. Junger Feinschutt auf dem alten Blockwerk fehlt weitgehend. Die neuzeitliche Verfirnung war hier wesentlich schwächer. Der Stirnabbruch ist jedoch frisch. Dieser Schuttkörper verschwindet unter den jüngeren Halden. Die Flechtenfunde geben zwar keine volle Sicherheit für die vorneuzeitliche Entstehung, doch rechtfertigt der Vergleich mit den Verhältnissen im Nachbarkar die Annahme, daß beide Blockstirnen vor der Neuzeit entstanden sind. Die Zuordnung der tieferen zu den Larstigbildungen ist hier unsicherer als im südlichen Nachbarkar. Ausschlaggebend dafür war der Vergleich mit dem Nachbarkar und anderen Stellen, ferner die unterschiedliche Beziehung der beiden Schuttkörper zu den Halden.

Fortsetzung und linke Flanke im ganzen (Luftbild 3). Das Gräserkar ist das nördlichste dieser Reihe, in dem es noch einen neuzeitlichen Gletscher gegeben hat. Zwar hängen noch winzige Eisflecken in den südlichsten Wänden des „2. Kars“ und „3. Kars“; im „2. Kar“ liegt auch rechts in 2540 m Höhe eine kleine plumpe Firnhaldenmoräne, die in der Neuzeit zumindest weitergebildet wurde, aber sonst sind Schuttkegel und Halden die einzigen Formen, die in den letzten Jahrhunderten entstanden sind. Dabei sieht man vor allem an den mehr süd-exponierten Halden und Kegeln, wie nach N zu immer mehr alter, bewachsener Haldenschutt zum Vorschein kommt, der in der Neuzeit nur teilweise durch Zerstörung der Pflanzendecke wieder in Bewegung geraten ist. Es müssen auch die frisch aussehenden Halden auf mächtigen älteren liegen. Das ergibt sich schon aus dem Mächtigkeitsunterschied in der Verschüttung der Larstigformen und der subatlantischen Schuttkörper.

Gleichzeitig mit den Spuren der neuzeitlichen Vergletscherung verschwinden auch die des Subatlantikums. Ein Überblick über die bisher besprochenen Gletscher und Glazialablagerungen des innersten Zwiselbachtals zeigt eine deutliche Abstufung. Die Zungenenden der neuzeitlichen Gletschervorfelder und der subatlantischen Blockgletscher reichen durchwegs bis 2520—2620 m herab; das ist angesichts der so verschiedenen Flächenmaße ein kleiner Spielraum, der sich nur aus der geringen Mächtigkeit dieser Gletscher erklärt. Vor allem aber fällt die regelmäßige Abnahme der Zungengröße und -breite nach N zu auf. Kammhöhe und Exposition bleiben dabei praktisch unverändert. Immer tiefer sinken jedoch nordwärts die Karböden ab. Trotzdem versteht man nur schwer den großen Unterschied zwischen dem Kar unter den Larstignotenspitzen und dem „3. Kar“. Vergleicht man die Form dieser Kare nach ihren Eigenschaften als Schneesammler in Hinblick auf die verschiedenen Windrichtungen, so ist das „3. Kar“ in erster Linie als Schneesammler aus südlichen Winden deutlich benachteiligt gegenüber seinen südlichen Nachbarn. Für die neuzeitliche Vergletscherung muß diese Windrichtung hier aber eine gewisse Rolle gespielt haben, mehr noch als

für die nächstältere Vergletscherung. Das erkennt man am Hauptgletscher des Zwiselbachferners (Leewirkung) und an der Gletscherverteilung im Kar unter den Larstigknotenspitzen.

Beim Gletscher-Hochstand von 1850 muß die Schneegrenze zwischen 2700 und 2800 m verlaufen sein. Die Tatsache, daß es hier keine Gletschernährgebiete mehr gibt, beweist, daß die Schneegrenze seither um mehr als 100 m emporgerückt sein muß.

Vom Gräserkar nordwärts beherrschen an der linken Talflanke vor allem die Larstigformen das Bild. Ihre Abgrenzung wird dort unsicher, wo man aus dem Einzugsbereich des Gletscherstandes von Putzenbichl-Putzach herauskommt.

In diesem Zusammenhang fallen besonders die Schuttkörper im und unter dem 1. und 2. Kar auf. Während das 3. Kar möglicherweise noch zum Einzugsgebiet des Egesen-Talgletschers¹ gehörte, war das beim 1. und 2. Kar nicht mehr der Fall. Und gerade hier — zwischen den Egesenmoränen des Talgletschers und den Larstigbildungen in und zwischen den Karen — kommt eine geschlossene Front von Schuttkörpern zum Vorschein, die weiter taleinwärts fehlt (Luftbild 3).

Legt man ein Profil vom 1. Kar zum Talgrund, so erkennt man über den Egesenmoränen zwei deutlich getrennte Generationen von Schuttkörpern aus dem Kar. Die tiefere Schuttfrent hat die Egesenmoränen des Zwiselbachgletschers so zusammengeschoben, daß diese in ihrem Formzusammenhang erhalten blieben, auch gut erkennbar am feineren Schutt mit Geschieben aus dem Talhintergrund. Diese tieferen Blockzungen wirken in ihren Formen verschwommener und daher älter als die höheren. Das kann z. T. aber auch aus der Steilheit des Hanges erklärt werden, wodurch jede jüngere Solifluktion besonders wirksam werden mußte.

Im 2. Kar bestehen jedoch Übergänge zwischen der tieferen Front und der mittleren Zunge; diese wiederum ist auch nicht scharf überschoben von den randlichen Zungen, sondern vor allem mit der linken durch Fließwülste verbunden. Man hat den Eindruck, daß bei der Bildung der jüngsten, randlichen Zungen auch die darunterliegende mittlere zumindest in Bewegung geriet, ohne sich ihrerseits klar gegen die tieferen Schuttkörper unter dem 1. Kar abzugrenzen.

Man könnte demnach auf Grund von Höhenlage und Exposition die ganzen Schuttkörper unter und in den beiden Karen der Larstigschwankung zuordnen, besonders auch unter Hinweis auf die Verformung der Egesenmoränen. Dem Verfasser erscheint aber folgende Deutung vertretbarer:

1. Daß die höhere Formengruppe in und zwischen den Karen der Larstigschwankung zuzuordnen ist, kann bei einem Vergleich mit den Verhältnissen in den Nachbarältern und im innersten Zwiselbachtal kaum bezweifelt werden. Ein Egesenalter scheidet für sie schon auf Grund der Tatsache aus, daß spätestens zur Zeit ihrer Entstehung, vielleicht aber auch schon zur Bildungszeit der nächstälteren Formengruppe die Egesenwälle des Talgletschers zerstört wurden.
2. Die tiefere Formengruppe — vor allem die Doppelzunge (2190 m) — dürfte ihrer Entstehung nach älter sein, aber durch die heftige Solifluktion während der Larstigschwankung in dieser Höhe wieder in Bewegung geraten sein. Hinweise auf solche Schuttfließbewegungen bietet dieser Hang weithin.
3. Es bleibt die Frage offen, ob die älteren Blockzungen schon bei ihrer Entstehung die Egesenwälle des Hauptgletschers zusammenschoben und daher jünger sind als diese oder ob sie gleichzeitig mit den Egesenmoränen entstanden. Für eine gleichzeitige Entstehung mit diesen oder den nächstjüngeren Egesenmoränen (2190 m) würde das Verschwinden dieser älteren Blockzungen taleinwärts sprechen.
4. Entscheidet man sich für eine egesenzeitliche Entstehung der älteren Blockzungen, so fragt es sich weiter, ob sie damals einfach länger aktiv blieben und die Egesenmoränen schon knapp nach dem Zurückweichen des Talgletschers zusammenschoben. Das Absinken der rechten Egesen-Ufermoränen böte eine

¹ Bezüglich der Zuordnung zur Egesenschwankung siehe Kapitel 5b (Wörgetal und Mittertal).

Stütze für diese Annahme (vgl. S. 48). — Andererseits wäre es auch denkbar, daß es erst durch die Nachbewegungen während der Larstigschwankung zum Zusammenschub der Egesenmoränen gekommen wäre.

Eine eindeutige Antwort auf die Fragen 3 und 4 konnte der Verfasser bisher im Gelände noch nicht finden. Jedenfalls muß die Möglichkeit offengehalten werden, daß es eine ältere Formengruppe gibt, die den Larstigbildungen ähnlich ist, aber in einem anderen Verhältnis zur Egesenvergletscherung steht¹.

Talgrund und linke Flanke des Zwiselbachtals weisen somit eine sehr aufschlußreiche Folge von Moränen und sonstigen Schuttkörpern aus mindestens vier verschiedenen Epochen auf:

1. Die ältesten Moränen sind die des Talgletschers aus dem Egesenstadium (Putzenbichl-Putzach), deren talinnerste Reste bei 2230 m unter Larstigbildungen verschwinden.
2. Zwischen diese Moränen und die Larstigbildungen schiebt sich unter dem 1. und 2. Kar eine fast geschlossene Front von blockigen Schuttkörpern aus diesen Karen, an deren ursprünglicher Bildung zweifellos Gletscher beteiligt waren, die aber durch Schuttfließen — zuletzt sicher noch während der Larstigschwankung — stark verändert wurden, wodurch z. B. die Überschiebung der rechten Zunge unter dem 1. Kar durch die linke zustandekam. Durch diese Schuttkörper wurden die Egesenmoränen des Talgletschers stark verformt, ob bereits zur Entstehungszeit dieser Lokalbildungen oder erst später, bleibt offen. Diese Formen ähneln stark den Larstigbildungen, gegen die sie durch späteres Schuttfließen nicht scharf abgegrenzt sind. Somit kann ihre Altersbeziehung zu den Egesenmoränen einerseits und zu den Larstigbildungen andererseits hier nicht entschieden werden. Jedenfalls verschwindet diese Formengruppe taleinwärts — offenbar mit dem Ansteigen der Grenzen des Egesen-Talgletschers. Vom Gräserkar an fehlt sie mit Sicherheit.
3. Innerhalb davon beherrschen im nördlichen Teil die Larstigformen die Kare. Sie bestehen vor allem aus dem grobblockigen Schutt, der während der Larstigzeit niederbrach. Die Wirkungen der Larstig-Solifluktion reicht noch über diese Bildungen hinaus. Unter dem 3. Kar hat sich eine ziemlich formlose Blockmasse — offenbar aus abgestürztem Material — im Talgrund angesammelt.

In den Karen entstanden damals auch richtige Gletscher. Im 1. Kar z. B. sinkt hinter der oberen Doppelzunge die Schuttoberfläche bei 2400 m wie zu einem Zungenbecken leicht ein. Man hat den Eindruck, daß bis hierher der Gletscher kam, dessen Moränen dann blockgletscherartig weiterwanderten.

Die Larstigbildungen der nördlichen Kare sind durchwegs zur Ruhe gekommen. Die Blockgletscherstirnen sind im Profil weitgehend ausgeglichen und etwas abgeflacht. Wie geringfügig heute die Veränderungen in ihrem Bereich sind, zeigen zahlreiche noch sehr frische Bombentrichter aus dem 2. Weltkrieg auf der rechten Zunge des „3. Kars“ und der Lawinenhalde rechts davon (Luftbild 3).

Wesentlich ist die starke nachträgliche Verschüttung der Larstigbildungen durch Halden und Schuttkegel, mehr, als das im Larstigtal und Grasstalltal zu sehen war, und zwar handelt es sich dabei vielfach auch um alte, bewachsene Halden, besonders in den nördlichsten Karen. Der Kamm ragt hier höher und z. T. steiler auf als die linken Kämme des Larstig- und Grasstalltals. Daher wirkten sich spätere Klimaschwankungen hier auch stärker aus, besonders die subatlantische.

¹ Vgl. Kapitel 5b.

Auch in diesem Tal sehen wir die Larstigformen taleinwärts verschwinden, hier unter jüngeren Formen. Damit wird erneut klar, daß die ungewöhnliche formbildende Kraft der Larstigschwankungen auf besonderen klimatischen Voraussetzungen beruhte.

4. Im Gräserkar und südlich davon schiebt sich zwischen die Larstigbildungen und die neuzeitlichen Moränen eine weitere selbständige Formengruppe, den Larstigformen ähnlich durch die Entwicklung mächtiger Blockgletscher und durch den Reichtum an grobem Blockschutt, andererseits aber in ihrer Verbreitung der neuzeitlichen Vergletscherung näher verwandt.

Diese Formengruppe — wir nennen sie ohne Gewähr „subatlantisch“ (S. 53) — stellt die aktiven Blockgletscher dieses Tales, deren frische Stirnfronten leicht zu Verwechslungen mit neuzeitlichen Moränen führen. Soweit bisher festzustellen war, sind diese Schuttkörper im wesentlichen nur von neuzeitlichen Halden überschüttet. Ihre Bildung fällt wohl mit jener der älteren Halden und Schuttkegel zusammen, welche die Larstigbildung z. T. verhüllen.

Talaufwärts verschwindet auch diese Formengruppe wieder unter der nächstjüngeren, unter den neuzeitlichen Moränen. Z. T. bilden sie vermutlich deren mächtige Schuttunterlage (linker Lappen des Zwiselbachferners).

5. Die neuzeitlichen Moränen sind durch wesentlich feineren Schutt gekennzeichnet. Ihre auffallend schwache Entwicklung hängt damit zusammen, daß die Gletscher nur zur Zeit der Hochstände überhaupt ein Nährgebiet besaßen, so daß sie nie sehr mächtig wurden. In ihrer Formwirkung sind eigenartige Übergänge von Moränen zu reinen Firnschutträndern festzustellen. Spuren der Gletschervorstöße von 1890 und 1920 fehlen fast völlig. Die Gletscher konnten damals schon nicht mehr aktiv werden.

Dank der gleichbleibenden Kammhöhe ist hier besonders gut zu sehen, wie entscheidend die Gletscherbildung und die Formwirkung der Gletscher von der Höhenlage der Verflachungen ist. Das gilt aber auch beispielsweise für alle Arten von Larstigformen. Sie sind an steileren Hängen dürftig entwickelt, am besten dagegen auf Verflachungen und flacheren Hängen unter Steilformen, denn hier sammeln sich Schutt, Feuchtigkeit und auch Firn und überwinden gemeinsam die Bremswirkung des geringeren Gefälles. Daraus erklärt sich die Vergesellschaftung so verschiedenartiger Larstigformen; das erschwert ihre genetische Gliederung und macht es u. a. verständlich, daß Larstigformen im Bereich steiler linearer Abtragungsformen weitgehend fehlen, die ja auch die Gletscherbildung nicht begünstigen. Denn hier wird die wirksame Ansammlung von Wasser, Firn und Schutt nicht zugelassen.

4 e) Zwiselbachtal — Horlachtal, rechte Flanke

Inneres Zwiselbachtal. Innerhalb der großen Egesen-Endmoränen des Putzenbichls gleicht die rechte Talflanke den rechten Talflanken des Larstig- und Grasstalltales. Doch der Kamm ist noch höher, und der breit entwickelte Talboden steigt ebenfalls höher an. Wieder beherrschen rinnendurchfurchte Wände unter einem wenig gegliederten Kamm und große Schuttkegel und -halden die Landschaft. Aber hier kommen zum erstenmal unter den Halden Larstigbildungen zum Vorschein: eine mächtige Blockmasse mit z. T. deutlich begrenzender Außenböschung unter dem Hochgrießer (ohne Material aus dem Talschluß) aus einer steilen, karähnlichen Nische, ferner unter Mittlerer und Hinterer Sonnenwand eine blockbedeckte Steilfront, die von den Halden noch nicht überwunden wurde. In keinem der beiden Fälle hat ein Gletscher so weit herabgereicht, doch sind durch die Schuttbewegung im Übergangsbereich vom

Steilhang zur Talsohle immerhin Stirnfronten ausgebildet worden. Die fast geradlinige Front unter der Mittleren und Hinteren Sonnenwand ist eine Anfangsform der Blockstirnbildung aus Halden.

Wiederum nähern sich die Larstigformen dem neuzeitlichen Gletschervorfeld und lassen einem Larstig-Hauptgletscher nicht viel Raum. Von einem solchen konnte der Verfasser vor dem Zwiselbachferner keine Spuren entdecken.

Der kleine Doppelgratgletscher zwischen Gleirscherfernerkogel und südlichster Sonnenwand hat bei den neuzeitlichen Hochständen noch weiter auf die Zwiselbacher Seite gereicht und dort Schutt hinabgeworfen.

Finstertal — Wannekar — Kleines Horlacher Steinkar. Bisher hatten wir es in erster Linie mit mehr oder weniger nordexponierten Tälern und Karen zu tun. Um einen guten Übergang zu den südexponierten Karen über der Gubener Hütte zu finden, beginnen wir hier in der westlichen Ecke.

Die Endmoränenlandschaft um die Finstertalalm ist allen Beobachtern aufgefallen. Sie ist auf der geologischen Karte klar abgegrenzt. Reithofer (1932: 307) spricht hier von Gschnitz II. Der Verfasser stimmt mit ihm und der Auffassung von Senarclens-Grancy (1958: Karte) überein, der diese Moränen als D/g bezeichnet, denn das entsprach im allgemeinen bisher dem, was der Verfasser als älteres Daun auffaßte. Nachweislich hat der Finstertalgletscher im Daunstadium das Horlachtal nicht erreicht (S. 47f.). Somit besteht eine hohe Wahrscheinlichkeit, daß die Endmoränen um die Finstertalalm den Endmoränen des Hauptgletschers am Lausebichl, um die Gubener Hütte und um die Zwiselbach-Sennhütten entsprechen.

Über dem rechten Ufer erkennt man noch einen älteren Eisrand; vor allem ist an dessen unterem Ende ein deutliches Uferwallstück erhalten. Dieser Wall hält die Höhe, stellte sich also auf einen Gletscher im Haupttal ein, nämlich auf den Gschnitzgletscher.

Der nächste große Gletscherstand zeigt die beiden Kargletscher getrennt, beide mit ziemlich dünnen, schuttbeladenen Zungen, wobei erstaunlicherweise der Wannekargletscher weiter und tiefer vorstieß. Ein Vorstoß war es, denn die Stirn des Wannekargletschers schob sich dabei noch einmal am früheren Vereinigungspunkt der beiden Gletscher vorbei, wo die ältere Mittelmoräne und ein tieferer Uferwall des Steinkargletschers (2220—2240 m) erhalten sind.

Im Hauptkar teilte sich dieser jüngere Gletscher des Wannekars in zwei sehr ungleiche Lappen. Der rechte war ein Fußgletscher unter der sehr niedrigen rechten Karumrahmung, deren First unter 2500 m bleibt. Man kann noch an der Mittelmoränenbildung erkennen, wie sich der Hauptlappen unter dem Peistakogel (AV-Karte: „Wann[enkar]“) von dieser erstaunlich tiefen Fußvergletscherung löste. Im Kl. Horlacher Steinkar reicht die linke Ufermoräne des linken Lappens in S-Exposition bis über 2600 m hinauf; mindestens so hoch muß dort die Schneegrenze verlaufen sein.

Der deutliche Abstand zu den Endmoränen um die Finstertalalm und die bedeutend bessere Erhaltung der jüngeren Daunmoränen, auch in größeren Höhen, legen es nahe, diesen jüngeren Gletscherstand der beiden Kargletscher mit den Egesenmoränen¹ des Zwiselbachgletschers im Bereich Putzenbichl-Putzach gleichzusetzen.

Fast geschlossen schiebt sich im Wannekar die Front der Larstigbildungen über die deutlich älteren Moränen vor. Aus dem Kuglaten Wannekar ist dabei ein richtiger kleiner Gletscher hervorgequollen und hat hohe Moränenwälle und ein schönes Zungenbecken hinterlassen.

Senarclens-Grancy (1958: 278; Karte) hat diese Larstigbildungen als D/d-Moränen aufgefaßt, also der Putzenbichl-Putzach-Moräne des Zwiselbachgletschers gleichgesetzt. Das wird allein dadurch schon unwahrscheinlich, daß kein Gletscher aus dem Langen Wannekar den Gletscher des Kuglaten Wannekars verdrängt hat; im Gegenteil, der äußerste Larstigwall aus dem

¹ Siehe Kapitel 5 b.

Kuglaten Wannekar hat sich auf die Moränenschleppe gelegt, die von einem jüngsten Daungletscherstand des Langen Wannekars (2580—2590 m) ausgeht.

Unter dem neuzeitlichen Gletschervorfeld des Steinkarferners sind zwei ältere Gletscherstände dieses Ferners mit überaus deutlichen Formen fast lückenlos erhalten (2430 m und 2480 m). Seine Altersbeziehung zu den Larstigbildungen ist von großer Wichtigkeit.

Von rechts — vom Gaißkogel — drängt sich ein Larstig-Blockschuttkörper an diese Moränen heran. Der Gletscherrand bleibt an der Grenze schwach sichtbar, so daß man fast die Moränen für jünger halten möchte. Doch behauptet sich nur die jüngere der beiden Moränen klar gegen den Larstiggkörper; der rechte Rand der ältesten Endmoräne verschwindet an der Grenznaht; es tritt großes Blockwerk des Larstiggkörpers auf die Moränen über und wird in diese eingegliedert. Das bedeutet, daß der Larstig-Blockschuttkörper sich auf den Gletscher schob, als dieser den Höchststand schon erreicht hatte. Das Eis trug den Blockschutt als Obermoräne weiter.

Die jüngere Endmoräne grenzt an diesen Blockschutt und sondert sich weitgehend davon ab, aber ihre aufgelösten Formen verraten, daß sie entstand, als das Eis des älteren Gletscherstandes noch nicht abgeschmolzen war. Die beiden Gletscherstände gehören also zeitlich nahe zusammen.

Man könnte natürlich an eine spätere Reaktivierung des Larstiggkörpers anlässlich eines jüngeren Gletscherstandes denken. Die größere Wahrscheinlichkeit aber spricht für eine annähernde Gleichzeitigkeit der Gletscherstände und der Entwicklung des Larstiggkörpers.

Allem Anschein nach handelt es sich also bei diesen alten Moränen des Steinkarferners um Larstigmoränen, die im Vergleich zu den sonstigen Larstigbildungen einen ungewöhnlich „normalen“ Gletscher umschlossen. Die zugehörige Schneegrenze wäre hier auf der südexponierten Seite den Ufermoränen nach über 2700 m zu suchen.

Trotz der sehr starken neuzeitlichen Verfirnung der oberen Teile des Wannekars und des Doppelgrattales westlich der Längentaler Scharte ist der Steinkarferner der einzige neuzeitliche Gletscher des Finstertales. Schon die Karte von Barth und Pfandler (1865) verzeichnet ihn als Hoher-Wasserfall-Ferner. Er gehört dem Gletschertyp an, der im Zwiselbachtal (S. 49) beschrieben wurde.

Der Gletscher war nie sehr mächtig. Das ganze Gletschervorfeld ist wie das des Zwiselbachferners längs von Moränenstreifen gestriemt, die den 1850er-Rand erreichen. Die 1850er Moräne ist nur links noch einigermaßen als Wall ausgebildet; rechts ist lediglich ein Zungenbeckenrand aus Grund- und Innenmoräne entstanden. Der Stand von 1920 ist nur links durch ein Zungenbecken und einen linken, flach verlaufenden Wall angedeutet, der mehr auf einen Stillstand hinweist. Innerhalb dieses 1920er-Zungenbeckens ist am zurückweichenden Eisrand seit den 1940er-Jahren ein See entstanden, der den etwas älteren, zwischen den beiden Gletscherlappen entstandenen bereits an Größe übertrifft. Wieder versinkt der Großteil des Schmelzwassers in einem mächtigen Schuttkörper, in dem noch Eis stecken dürfte.

Die mächtige Schuttbastion, auf welcher der Gletscher mit seinem Vorfeld liegt, ist nicht in der Neuzeit entstanden. Die tiefere linke Endmoräne (2660 m) könnte aus dem 17. Jh. stammen. Im Außenabfall der Schuttbastion kommen jedoch tiefer unten große Blöcke mit sehr alten Flechten zum Vorschein.

Die subatlantischen Moränen (S. 53) dürften also in dieser Bastion stecken wie beim Larstiggferner und bei mehreren Fernern des Zwiselbachtals. Zur subatlantischen Gruppe könnten ferner noch die beiden höchsten Blockschuttbastionen gehören, die südöstlich an das Gletschervorfeld anschließen.

Die südgerichteten Kare nördlich der Gubener Hütte zwischen Längentaler Scharte und Kraspesspitze. Die eben besprochenen Kare helfen uns bei der Umstellung auf Südauslage. Zwei Umstände erschweren die zeitliche Abgrenzung der Moränen und sonstigen Schuttkörper dieser südgerichteten Kare:

1. Fast nirgends ergeben sich unmittelbare Beziehungen zur Daunvergletscherung des Tales.
2. Die ältesten Moränen und Blockgletscherreste in diesem Bereich zeigen, daß auch schon vor der Larstigitzeit die Kargletscher bei kleinerer Ausdehnung die Karmitte aussparten und entlang den Wänden Fuß- und auch Blockgletscher bildeten.

Daher hat der Verfasser 1954 die Fußgletschermoränen und Blockgletscher unter den Wänden dieser Kare für Larstigbildungen gehalten. Nun sieht man aber, daß der Daungletscher des Wurmeskares den Finstertalgletscher nicht mehr erreicht hat. Im Wurmeskar liegen die Ablagerungen zweier verschiedener Generationen von Fuß- und Blockgletschern. Ihr Erhaltungszustand ist deutlich verschieden. Man wird nicht umhin können, die ältere Generation dem älteren Daun zuzusprechen und damit die jüngere der Egesenschwankung. Die Larstigschwankung hat somit hier gar keine ausgeprägten Formen mehr geschaffen. Die Ähnlichkeit der Egesenformen mit den Larstigformen konnten wir eben an den Fußgletschern des Wannenkares studieren. Und berücksichtigen wir den Gegensatz der Exposition zwischen Wannens- und Wurmeskar, so kann man im Wurmeskar keine großen Larstigbildungen mehr erwarten. Umso besser paßt die jüngere Fuß- und Blockgletschergeneration des Wurmeskares zu den Egesenbildungen im niedrigen westlichen Wannekar.

Somit haben wir einen guten Ansatzpunkt auch für die benachbarten Kare, und es zeigt sich, daß die Larstigbildungen als eigene Formengruppe nur im höchsten Weiten Kar auftreten, während sonst die Egesenformen das Bild bestimmen.

Im Weiten Kar sind die Egesenmoränen rechts nicht gut erhalten geblieben, vielleicht weil die eigentlichen Verflachungen höher als in den anderen Karen liegen und damit schon im Bereich stärkerer Frost- und Solifluktionwirkung, sicher auch wegen der geringen Schuttlieferung der damals firnüberzogenen Kar-Rückwand¹.

Senarclens-Grancy (1958 : 272; Karte) weist hier auf die ausgedehnten Spuren neuzeitlicher Firnflächen hin. Auf den Toten Böden findet man weithin Ansätze zu Strukturbodenbildung. Das Fehlen von Halden unter den niedrigen Rückwänden dieses Kars beweist die wiederholte Verfirnung dieser Hänge, sicher auch während des Daun- und Egesenstadiums.

Auf der linken Seite, unter der hohen, rinnenzerfurchten Westflanke des Kammes Kraspesspitze — Zwiselbacher Roßkogel sind die Schuttformen einer geradezu großartigen Fußvergletscherung des Egesenstadiums erhalten geblieben, die auch schon im älteren Daun angedeutet erscheint.

In der Darstellung dieser Moränen besteht weitgehende Übereinstimmung mit Senarclens-Grancy (1958 : 272; Karte), jedoch nur teilweise in der Deutung. Dafür sind folgende Beobachtungen wesentlich:

1. Wie auch aus der Karte von Senarclens-Grancy hervorgeht, ist die Doppelzunge am Ende in mehreren Phasen entstanden. Älteste Moränen bilden mit undeutlicheren, etwas verschwommenen Formen diese Doppelzunge bereits ab².

Die Fortsetzung dieser älteren Moränen-Doppelzunge dürfte in den verschwommenen Wallresten zu suchen sein, die parallel zur jüngeren Fußgletscherfront verlaufen.

Diese älteren Moränen deuten somit einen Gletscher ähnlicher Gestalt bereits vor der Entstehung der jüngeren, deutlicheren Formen an. Diese älteren Moränen hält der Verfasser in Übereinstimmung mit Senarclens-Grancy für ältere Daunmoränen, die den Talgletscherständen des Lausebiohls bei der Gubener Hütte und den Zwiselbach-Sennhütten entsprechen dürften, ohne daß dies sicher bewiesen werden kann.

2. Auf diesen älteren, solifluidal schon stärker veränderten Moränen liegen die besonders deutlichen jüngeren. Zwischen ihnen und den älteren, feineren Moränenresten — auch der rechten Seite des Kars — besteht (entgegen Senarclens-Grancy) keinerlei Verbindung.

Wie auch die Karte von Senarclens-Grancy zeigt, bildete dieser jüngere Fußgletscher zunächst noch beide Zungen aus, doch riegelte er sich schließlich gegen die nicht mehr ernährte rechte Zunge ab.

Den mächtigen Uferwall läßt Senarclens-Grancy in 2580 m Höhe unter den Uferwall seines jüngeren D/d-Gletschers verschwinden, der sich also diskordant daraufgelegt haben soll. Dies trifft jedoch weder nach den Feldbeobachtungen des Verfassers, noch nach dem Luftbild zu.

¹ Senarclens-Grancys Vorstellung (1958: 272), daß der Nordsturm im jüngeren Daun hier überhaupt die Gletscherbildung unterbunden hätte, läßt sich jedoch widerlegen.

² Das noch ältere Ende, das auf der Karte von Senarclens-Grancy (1958) bei der Zahl 2300 diese beiden Zungen zusammenfaßt, erscheint dem Verfasser nicht hinreichend gesichert. Die dazugehörige Moräne in 2280 m Höhe über dem Weitkarbach könnte auch eine linke Ufermoräne sein.

Vielmehr setzt sich dieser Uferwall nach oben ohne jede Unterbrechung fort und steigt am oberen Ende verdoppelt noch eindeutig gegen das rechte Hauptkar an (was bei Senarclens-Grancy fehlt); demnach erstreckte sich das Einzugsgebiet dieses Gletschers damals noch mit Sicherheit ins rechte Hauptkar¹, wie das die älteren Daunwallreste östlich des Kuglaten Schrofens noch verstärkt für den älteren Daungletscher andeuten. Alle diese Moränen steigen bis über 2600 m an, woraus allein schon hervorgeht, daß sie der zugehörigen Schneegrenze nach sämtlich dem Daunstadium angehören.

Was Senarclens als diskordant daraufgesetzte D/d-Moräne eingezeichnet hat, ist nur eine jüngere Phase dieses gleichen Gletschers, ohne daß sich dafür ein Vorstoß nachweisen ließe. Man sieht vielmehr, wie sich der Fußgletscher nun auch vom Eis des rechten Hauptkars löste und sich ganz auf das Nährgebiet des höheren Teilkars unter der Kraspesspitze und des hohen Kammes Kraspesspitze - Zwiselbacher Roßkogel zurückzog. In der scheinbaren Diskordanz äußert sich lediglich eine beginnende Absonderung des oberen Gletscherteils nach den Umrissen von Senarclens-Grancys D/d-Gletscher. Aber der schöne, scharf und hoch aus dem linken Teilkar herabziehende rechte Uferwall dieses Gletschers verliert sich nach unten in 2600 m Höhe völlig. Und ebenso undeutlich löst sich bei 2580 m der innere, bei 2510 m endende Wall von der Innenseite des großen Haupt-Uferwalls. Nach dem Luftbild hebt sich damit tatsächlich ein eigener oberer Eiskörper ab, auch nach den Moränenlängsstreifen innerhalb der Ufermoränen. Aber die Uferbildungen lassen eindeutig erkennen, daß dieser Eiskörper noch mit dem bewegten Eis des unteren Fußgletscherteils in Verbindung stand; entweder er verschmolz damit oder er legte sich darauf. Jedenfalls wurden seine Schuttränder von der Bewegung des unteren Teils lang ausgezogen und verlieren sich.

3. Damit erscheint jedoch der gesamte lange Fußgletscher in seinem jüngeren, durch deutlichere Formen gekennzeichneten Stadium als Einheit, die wohl mehrere Phasen der Einengung mitmachte, ohne daß jedoch eine schärfere Trennung oder gar Diskordanz entstand. Die Wälle und Wülste von 2620 m aufwärts zeigen nur die Schrumpfung dieses geringmächtigen Gletschers zum Blockgletscher.

Vergleicht man die Unterschiede in der Erhaltung dieser verschiedenen Daunstände mit denen im Tal, so wird man die jüngeren Formen am ehesten mit den Moränen des Talgletschers im Bereich Putzenbichl-Putzach (2140 m) gleichsetzen, was auch Senarclens-Grancy für den oberen Teil des Fußgletschers annahm (D/d).

4. Diese Annahme wird auch durch die mächtigen Aufschüttungen des Baches gestützt, der von der linken Zunge des Fußgletschers zur Gubener Hütte hinabführt. Diese Aufschüttungen haben weitgehend die Endmoränenlandschaft der Gubener Hütte zerstört, sind also jünger. In den Schutt, der den Hang über der Gubener Hütte oberhalb von 2120 m verkleidet hatte (vor allem Gschnitzmoräne), konnte sich dieser Bach schon während der älteren Daunstadien eingetieft haben. Also läßt sich die Mächtigkeit seines Schuttfächers aus dem heutigen Einzugsgebiet des Baches nur schwer erklären, wenn man nicht damit rechnet, daß nach dem Rückzug des Zwiselbachgletschers von der Endmoräne der Gubener Hütte der große Fußgletscher des Weiten Kars noch die Schoaße erreichte, wobei die Endmoräne des etwas tiefer herabhängenden älteren Daunstandes zerstört wurde.

Der linke Gletscher des Weiten Kars hat also während des ganzen Daunstadiums weniger in seiner Länge, als in seiner Breite geschwankt und sich dabei immer ausschließlicher zum Fußgletscher und schließlich zum Blockgletscher entwickelt.

Die Larstigformen sind an diesem linken Hang des Weiten Kares schwach entwickelt² trotz der Höhe des Kammes; wie an den rechten Flanken der südlichen Quelltäler finden wir statt dessen eine stärkere Ausbildung der Halden und Schuttkegel unter tiefen Rinnen. Die verblüffende Ähnlichkeit der Egesenformen mit den Larstigformen zeigt, daß man die Larstigbildungen nicht einfach durch Form-Merkmale von den anderen unterscheiden kann. Es kommt wesentlich dabei auf die Stellung zu den Ablagerungen anderer Zeiten an, besonders auf das Verhältnis zu den Egesenbildungen. Die Schwierigkeit in diesen Südkaren besteht darin, daß es hier keine großen Egesengletscher mehr gegeben hat.

Trotz der ausgedehnten rezenten Verfirmung, besonders im Weiten Kar, sind hier keine neuzeitlichen Gletscher entstanden, wie die Flechten auch an dem kleinen, aber mächtigen, frisch aussehenden Blockgletscher unter der

¹ Dieser Zusammenhang mit dem Eis des rechten Hauptkars läßt keinerlei Beziehung zu den dortigen Larstigbildungen erkennen, woraus sich allein schon das höhere Alter dieses großen Fußgletschers gegenüber den Larstigbildungen ergibt.

² Im Nebekar unter der Kraspesspitze ist es dabei nicht zur Entwicklung völlig neuer Formen gekommen, sondern hauptsächlich zur Überprägung der jüngsten Egesenformen.

Kraspesspitze (2780 m) beweisen, der bereits ins Subatlantikum gehören dürfte und damit doch noch Bildungsmöglichkeiten für die Schuttkörper dieser Gruppe in Bereichen andeutet, in denen die neuzeitliche Vergletscherung völlig ausfiel.

Kar unter Zwiselbacher Griebkogel — Breiter Scharte — Gleirschjöchl. Wie schon erwähnt (S. 48) erreichten trotz der Höhe des Zwiselbacher Griebkogels die Daun- und Egesengletscher dieses Kares den Daun-Eisrand des Zwiselbachtals nicht mehr. Der Beitrag der niedrigeren südwestexponierten Flanke zu diesen Gletschern war wohl nur schwach und ging vermutlich nie weit über die Blockgletscherbildungen hinaus, die aus der Egesenzeit noch erhalten sind. Daß diese trotz wachsender Höhe des Karbodens und des Kammes karaufwärts immer weiter aus der Karmitte zurückweichen, wurde wohl durch das Vordringen des Egesen-Hauptgletschers von der hohen nordseitigen Flanke her bewirkt.

Eine Hauptschwierigkeit in diesem Kar liegt darin, daß sich am Ausgang später von der hohen Flanke des Zwiselbacher Griebkogels alle Blockgletscher übereinandergetürmt haben: Egesen, Larstig und wahrscheinlich auch Subatlantikum in größerem Ausmaß, als hier angedeutet wurde.

Kare zwischen Gleirschjöchl und Weitem Kar. Dieses Stück der rechten Talflanke ist unruhig gegliedert und von zahlreichen jungen Bergrissen durchsetzt, die z. T. auch die Moränen durchschneiden. Die wenigen Reste der Daunmoränen dieses Hanges sind so lückenhaft und z. T. durch Solifluktion derart entstellt (z. B. Salzbödeln), daß sie kein klares Bild der ehemaligen Zusammenhänge geben. Auch die Larstigformen sind hier nicht klar faßbar. Die Blockstirn in 2800 m Höhe beherbergte in der Neuzeit zeitweise einen Firnfleck, der jedoch nicht alle alten Flechten beseitigt hat (vgl. Senarclens-Grancy 1958).

5. Needertal

a) Unteres und mittleres Needertal

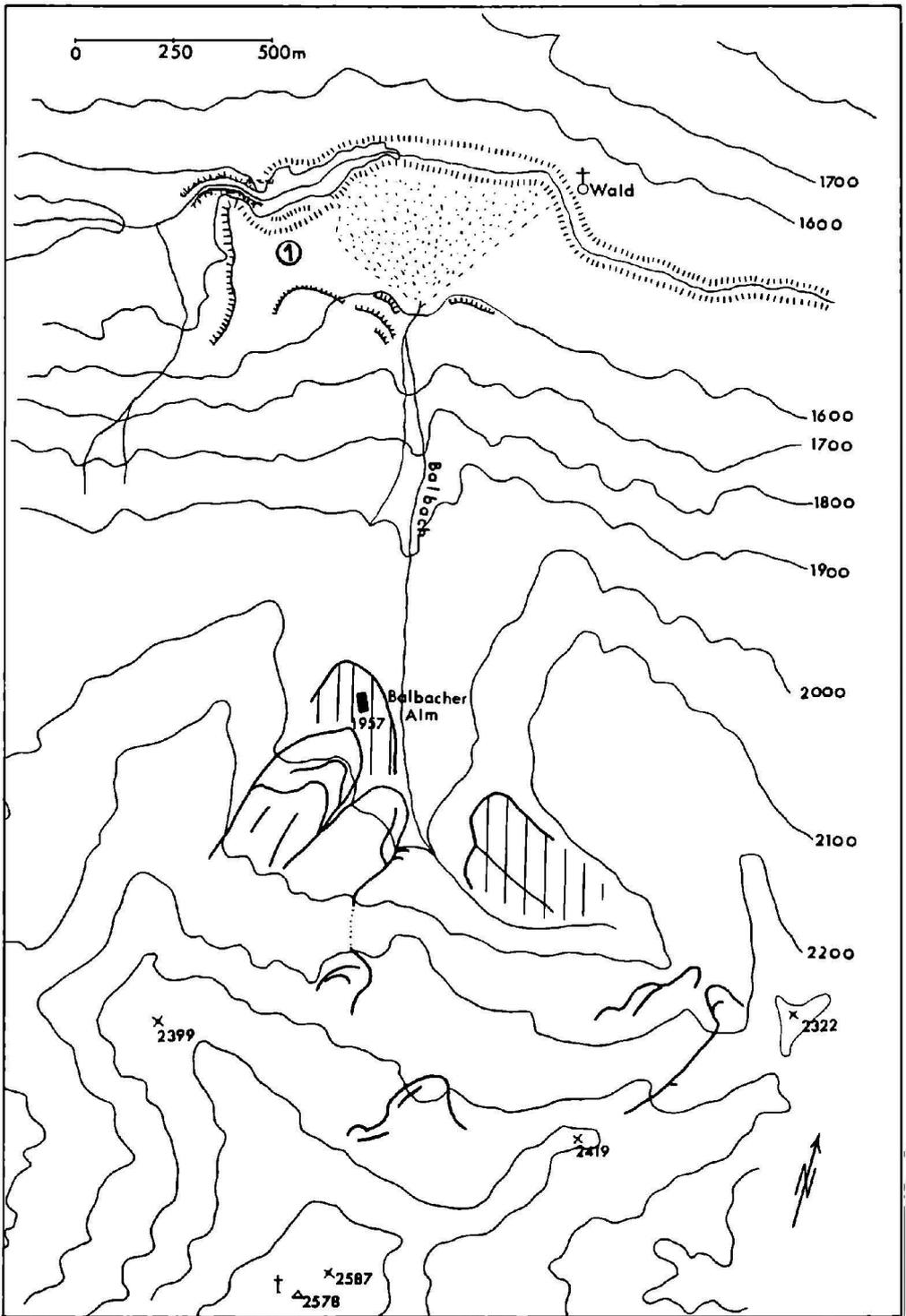
Schon im Kapitel über die Öztalmündung ergab sich, daß weder zur Steinach-, noch zur Gschnitzzeit ein Needertalgletscher den Öztalgletscher erreicht hat (S. 20). Im ganzen unteren Needertal sucht man vergebens nach Spuren eines Lokalgletschers. In den Aufschlüssen durch den Straßenbau sieht man keine Moränenverkleidung der Hänge, sondern unter Solifluktionsschutt durchwegs Stausedimente, meist geschichtete Sande, und zwar auch über dem Niveau des Öztaler Steinachgletschers. Hier entstand also ein eisfreier Talraum schon zur Zeit, als Ötz- und Inntalgletscher noch zusammenhingen.

Das Gleiche gilt aber auch für das mittlere Needertal im Raume von Ochsen- garten (Abb. 6).

Die große Talstufe von Wald wird rechts von einem Felsriegel gebildet (Riegelfirst links 1500 m, rechts 1520 m), der nach links unter einer riesigen Schuttstufe verschwindet. Diese Schuttfront verdankt ihre Erhaltung der bis zu 50 m tiefen epigenetischen Klamm im Felsriegel rechts¹, die den Neederbach festlegt. Denn links fände der Bach ein tieferes Felsbett, wie eine Bohrung der Studiengesellschaft Westtirol im Mai 1942² bewies. Die rasch wechselnde, z. T. aus

¹ Die Anlage dieser Klamm im Biotitplagioklasgneis wurde begünstigt durch das WNW-ESE-Streichen, durch die vermutlich nicht bedeutungslose Nachbarschaft der NW-SE verlaufenden Amberger Störung und die E-W streichende Hauptkluftrichtung (Gutachten J. Stiny für die Studiengesellschaft Westtirol, in das dem Verf. freundlicherweise Einblick gewährt wurde).

² Punkt 1 in Abb. 6, 115 m südöstlich des oberen Straßentunnelseingangs. Podiumshöhe 1525 m. Die Bohrung wurde in 64 m Tiefe (1461 m) eingestellt, ohne Fels zu erreichen. Der Verf. dankt der Studiengesellschaft Westtirol für die Gewährung der Einsichtnahme in das Protokoll.



||||| Rand der Stau-
sediment-
Terrassen

||||| Rand der
Eisrand-
terrassen

⌒ Egesenbildungen

⌒ Gschnitzmoränen

Abb. 6: Mittleres Neudertal mit Balbachkar (Ausschnitt siehe Abb. 1, S. 9)

Kartengrundlagen: Österr. O. A. 1: 25.000, Bl. 5148/1

Alpenvereinskarte Stubai-er Alpen, Nordblatt (Sellrain), 1: 25.000; 1939

Photogrammetrischer Schichtplan der Studiengesellschaft Westtirol, 1: 2000; 1942

feinem Material bestehende Verschüttungsreihe, die von der Bohrung erschlossen wurde, ist auch am 100 m hohen westlichen Stufenabfall in den Aufschlüssen der neuen in Bau befindlichen Straße sichtbar: In 1480 m Höhe erkennt man geschichtete Feinsande, darüber Solifluktionsschutt. Erst tiefer, in 1450 m Höhe, setzt feine Grundmoräne mit stark bearbeiteten Geschieben ein, also erst tiefer als die Bachsohle im Bereich des Riegels.

Diese Schuttstufe ist der westliche Abschluß einer alten Talverschüttung, in die das heutige Bachbett eingesenkt ist. Sie bildet vor allem rechts eine durchlaufende Terrasse. In Riegelhöhe sind darin rechts geschichtete Grobsande aufgeschlossen. Gegenüber — also links — sieht man geschichtete Sande, Kiese und Schotter, bedeckt von Solifluktionsschutt. Weiter talaufwärts, vor allem oberhalb der Kirche, überwiegen grobe Schotter. Die großen, oft scharfkantigen Blöcke auf dem östlichen Teil der Terrasse entstammen fast ausnahmslos den darüberliegenden Felsabbrüchen (zweiglimmeriger Flasergneis).

Wesentlich ist, daß diese Terrassen aus Stausedimenten auf beiden Talseiten frei in die Luft austreichen (rechts 1520 m). Besonders überraschend ist die glatte Stufenfront links. Als stauendes Hindernis quer über das ganze Tal in solcher Höhe ist nur der mit dem Inntalglatscher vereinigte Ötztalglatscher denkbar, der ins untere Needertal hereinlappte.

Die Terrasse ist nicht ganz einheitlich ausgebildet. Eine Zweiteilung deutet sich schon bei der Kirche von Wald an, wo vom etwas höheren Niveau flach eingesenkte Rinnen zum tieferen vermitteln; links am Felsriegel beträgt der Höhenunterschied der beiden Niveaus bereits 10 m. Das höhere Niveau ist durch starke Hangsolifluktions-Formung gekennzeichnet, die auch beim jüngeren nicht ganz fehlt. Der Balbach-Schutfächer war während der Bildung des jüngeren Niveaus noch aktiv. Ob die jüngere Terrasse schon mit der Entstehung oder Ausräumung der Schlucht zusammenhängt, ist unsicher; die weitere Eintiefung bis zur heutigen Sohle ist damit zweifellos verknüpft.

Höhere Schutterassen sind nur links erhalten, zwischen Stufenfront und Balbach. Es sind mindestens drei Eisrandterrassen mit wesentlich steilerem Gefälle, die noch entlang dem mit dem Ötztalglatscher verbundenen Needertalglatscher entstanden (Abb. 6). Zugleich herrschte starke Solifluktion vom Hang her. Wie üblich bei Eisrandterrassen an Seitenbachmündungen findet man oberhalb des Balbaches kaum Fortsetzungen.

Die Terrassenlandschaft von Ochsengarten läßt also noch erkennen, wie sich der Needertalglatscher vom Ötztal-Inntal-Eisstrom löste und wie durch diesen das eisfrei werdende Tal noch abgeriegelt wurde. Nichts deutet auf einen selbständigen Vorstoß des Needertalglatschers hin.

Leider sind im Needertal die Moränen der älteren Vorstöße des Hauptglatschers (Steinach, Gschnitz) auch höher oben nur andeutungsweise erhalten. Immerhin läßt sich die Reichweite des Needertalglatschers annähernd eingrenzen.

Über der gerundbuckelten Felstufe von Marail sind rechts am Hang äußerste Gletscherrandmarken angedeutet, westlich an den großen Moränenaufschluß (Murenanriß) des „Dreispiß“ anschließend. Auch Senarclens-Grancy (1958: Tafel 1) hat hier Stau-Absätze eingetragen. Der höhere, auffallendere bei 1920 m (Senarclens-Grancy 1900 m) wird durch eine Felsverebnung vorgetäuscht und scheidet damit aus. Aber der tiefere Absatz (Senarclens-Grancy: 1825 = Unterrand) mit dem Oberrand bei 1860 m muß als der steile Innenabfall eines Gletscherrandes angesehen werden. Der im „Dreispiß“ aufgeschlossenen Grundmoräne liegt in dieser Höhe auch eine dünne Lage steinigere, blockigere Moräne auf.

Diesem Eisrand dürfte links am Abfall der Mündungsstufe des Wörgetales der von Senarclens-Grancy als „1870“ m hoch eingetragene Absatz entsprechen, wenn er auch seiner Form nach nicht ganz eindeutig ist und eine verdeckte Felsform sein könnte. Die Blockanhäufungen auf der Verebnung darunter, die Senarclens-Grancy mit einer Wallsignatur (1790 m) eintrug, sind formlos.

Der winzige Schutfächer an der Einmündung des Wörgetalbaches bei Marail überrascht angesichts der Tatsache, daß sich ein Wörgetalglatscher nachweislich noch über den Rand der Mündungsstufe vorgeschoben hat (s. u.) und spricht dafür, daß der herabfallende Schutt damals auf einen Needertalglatscher fiel.

Diese Einzelbeobachtungen ergeben zusammengefügt den Schluß, daß ein rund 150 m mächtiger Needertalglatscher Marail erreicht und demnach auch noch über die ganze Talstufe hinabgereicht haben dürfte. Im flachen Talstück darunter hat er, wie schon erwähnt, keine eindeutigen Spuren mehr hinterlassen. Allenfalls links könnte man eine wallähnliche Form bei 1600 m nahe der Talsohle damit in Zusammenhang bringen.

Damit ist die äußerste Reichweite des selbständig vorstoßenden Needertalglatschers gegeben. Er dürfte kaum unter 1600 m herabgereicht haben. Höhenlage und Reichweite dieses Gletscherendes stimmen gut mit den Verhältnissen im

Horlachtal überein, dessen Einzugsgebiet bedeutender ist als das des Needertales. Das Ergebnis überrascht also nur im Vergleich mit den Annahmen von Klebelsberg (1929) und Senarclens-Grancy (1958: 288). Beide Autoren haben aber Mühe, die große Reichweite eines solchen Needertalgletschers zu begründen und benötigen dafür eine Schneegrenzsenkung von 900 m gegenüber heute (Schlern). Trotzdem nahm später Senarclens-Grancy in einer persönlichen Aussendung von Ergänzungen zu seiner Arbeit von 1958 den Needertal-Schlerngletscher bis zum Felsriegel bei Wald zurück, ließ ihn also nicht mehr in den Öztal-gletscher münden. Wie wir gesehen haben, setzen aber auch dort sämtliche Terrassen die Gegenwart eines Öztal-gletschers mit einer Eisstromhöhe von rund 1500 m voraus, woraus klar hervorgeht, daß kein Steinach-, Schlern- oder Gschnitzvorstoß des Needertalgletschers bis dorthin gereicht haben kann.

5 b) Wörgetal und Mittertal (Luftbild 4)

Wörgetal und Mittertal bieten den Schlüssel zu einem Problem, auf das wir bereits im Horlachtal gestoßen sind. Im Wörgetal fühlt man sich wie ins Larstigtal versetzt. Bis zur hohen Mündungsstufe reichen die deutlichen Spuren eines Talgletschers vor, dessen Zunge noch etwas darüber hinabhing. In den ehemaligen Bereich dieses Gletschers schiebt sich von der ungegliederten rechten Talflanke eine geschlossene Front zusammenhängender Schuttkörper vor, unter denen man wieder alle Übergänge von reinen Blockzungen über Blockgletscher zu richtigen Moränen kleiner Gletscher findet. Auf den „Oberen Böden“ schließen sich diese seitlichen Bildungen mit denen des Talhintergrundes zusammen, und diese grenzen wiederum an gleichartige Bildungen der hintersten linken Talflanke. Weiter vorne fehlen links diese Formen weitgehend; als einzige Andeutung davon kann man die girlandenartig verformten älteren Ufermoränen des Talgletschers werten. Wir finden hier also im Gegensatz zum Larstigtal geradezu ein umgekehrtes Verhältnis der Talseiten. Der linke Kamm ist etwas niedriger als der rechte, und vor allem fehlt links die hohe Plattform, welche die rechte Flanke begleitet. Im Talhintergrund hat sich unter der deutlich höheren, brüchigen Wörglgratspitze ein jüngerer Blockgletscherkomplex über die älteren Bildungen vorbewegt.

Das äußere Mittertal gleicht vorn dem Wörgetal: Die Mündungsstufe setzt in der selben Höhe an, Talboden und seitliche Kämme verlaufen annähernd gleich hoch; nur der linke Kamm ist etwas höher als der linke des Wörgetales und durch kleine Kare gegliedert. Erst im Talhintergrund ist dann das Mittertal um ein Stockwerk höher als das Wörgetal, da es unmittelbar an die Gruppe des Acherkogels heranreicht, des nördlichsten Dreitausenders der Alpen. Das ergibt ein Landschaftsbild von großer Wucht und Schönheit.

An der rechten Flanke des äußeren Tales zeichnet sich nun genau die gleiche Entwicklung ab wie im Wörgetal: Auch hier die geschlossene Schuttfront vom Hang her gegen die Talmitte, abgegrenzt durch einen kräftigen Wall. Im Mittertal sind jedoch diese Formen nicht selbständig geblieben, sondern sie bilden nur die rechte Zungenhälfte eines Talgletschers ab. Der begrenzende Wall ist eindeutig zur Mittelmoräne geworden und blieb offenbar auch beim Schwinden der Zunge in Funktion, als die Ernährung dieser rechten Zungenhälfte unmittelbar vom Hang her noch anhielt, wodurch es rechts nicht zur Entwicklung bzw. Erhaltung einer Ufermoräne kam. An der Stirn wuchs der Talgletscher noch mit einem solchen kleinen Schuttkörper von rechts zusammen. Taleinwärts verschwinden jedoch diese seitlichen Bildungen vollkommen, und es herrschen die Ufer- und Mittelmoränenreste des Talgletschers.

Die letzte kleine Blockzunge von rechts liegt auf dem Riegel vor dem Seelesboden — etwa in Höhe der höchsten damaligen Ufermoräne des Talgletschers (2240 m). Sie besteht aus dem unmittelbar hier anstehenden Biotitplagioklasgneis, während die daneben- bzw. darunterliegenden Schuttformen ihr Material aus dem Granodioritgneis des Talhintergrundes bezogen haben und nichts anderes als verformte Ufermoränenreste sind; nur in diesem Sinne kann man die Auf-

fassung von Senarclens-Grancy (1958) gelten lassen, der sie als lokale, seitliche Bildungen eintrug. Auch weiter talauswärts bekommt man nach Senarclens-Grancys Karte den falschen Eindruck höher am Hang scharf gegen den Talgletscher abgegrenzter Schuttkörper, die nachträglich hereindrängten.

Links sind die End- und Ufermoränen des Talgletschers mächtig und blockreich ausgebildet. Damit und durch die Frische der Formen heben sie sich scharf von den älteren Moränen ab, die davor und links außerhalb davon erhalten sind. Da dieser Talgletscher die linken Kare nicht erreicht hat, finden sich hier die Moränen entsprechender Kargletscher, unmittelbar vergleichbar mit den Formen jenseits des Kammes.

Auch im Kar unter Maningkogel — Wörglgratspitze — Wörgtalsattel blieb dank der Höhe des Karbodens der Gletscher z. T. selbständig. Es kann sein, daß das für den damaligen Höchststand des Hauptgletschers nicht galt und daß damals das Eis dieses Kares sich vollständig mit dem des Hauptgletschers vereinigte. Dafür würde das Ufermoränenstück des Talgletschers nördlich des Punktes 2409 sprechen. In diesem Falle entsprächen die Moränen des Kargletschers den untergeordneten jüngeren Ständen des Talgletschers, die nur als unbedeutende Unterbrechungen des Rückzuges nach diesem Höchststand zu werten sind, für dieses Kar aber eine gewisse Bedeutung besaßen, da die Eishöhe des Hauptgletschers inzwischen unter den Karboden abgesunken war. — Das Ufermoränenstück des Talgletschers nördlich P. 2409 könnte aber auch einem der älteren Gletscherstände angehören. Dann würde die Selbständigkeit dieses Kargletscherteils auch für den Höchststand gelten. — Auffallenderweise schließen die rechten Ufermoränen des Kargletschers nicht an den Fuß des Maningkogels an. Demnach dürfte die bedeutendere rechte Zunge des Kargletschers immer direkt mit dem Hauptgletscher verbunden gewesen sein.

Erst im hohen Talhintergrund und in den höchsten Teilen der Kare folgen auf die Ablagerungen dieses bedeutenden Gletschervorstoßes jüngere Moränen bzw. Blockgletscher.

Ganz offensichtlich spielten sich diese Vorgänge im Wörgetal und Mittertal gleichzeitig ab: Während im Wörgetal viele kleine Schutt-, Firn- und Eiskörper gegen den eisfrei gewordenen Raum vorrückten, ohne daß es zu einer richtigen Talgletscherbildung kam, genügte im Mittertal die höhere Umrahmung des Talhintergrundes zur Entwicklung bzw. Aufrechterhaltung eines Talgletschers, der die kleineren Gebilde des rechten Talgehänges einfach mitnahm, während links Raum für eine Eigenentwicklung blieb. Diese beiden Täler wirkten sich in ihrer Ähnlichkeit und in den wenigen, aber wichtigen Unterschieden der Höhenentwicklung wie ein Versuchsmodell auf diese bedeutende Klimaschwankung aus, deren Formen in den äußeren Talbereichen durch keine jüngeren Schuttkörper mehr überlagert wurden.

Somit entspricht der Übereinstimmung der Formen im Wörgetal und im Larstigtal keine zeitliche Übereinstimmung. Vielmehr handelt es sich um ähnliche Vorgänge zu verschiedenen Zeiten in verschiedenen Höhenstockwerken. Denn das Larstigtal gleicht dem Mittertal und besitzt durchwegs eine noch höhere Umrahmung. Auch dort muß also damals ein Talgletscher bestanden haben, und er bestand auch.

Auf einen Blick wird nun die Entwicklung im Zwiselbachtal und in den Karen um die Gubener Hütte klar. In der mächtigen Moräne des Mittertalgletschers erkennen wir die ebenso bedeutende und ebenso klar von den älteren Moränen verschiedene Endmoränenentwicklung im Bereich Putzenbichl — Putzach (S. 48) wieder. Auch im Zwiselbachtal trat außerhalb der Reichweite dieses Talgletschers eine eigene, gleich alte Gruppe seitlicher Schuttkörper, Moränen usw. auf, die noch nach dem Hochstand durch ihre Fortbewegung die Moränen des Hauptgletschers verformte (S. 55f.), wie es im Mittertal und Wörgetal stellenweise der Fall ist. In den Karen über der Gubener Hütte haben wir geradezu die südexpoziierten Gegenstücke des Wörgetales vor uns.

Die kleineren Formen dieser Klimaschwankung sind den Larstigbildungen außerordentlich ähnlich. Durch diese Tatsache sind wir schon mehrfach in Schwierigkeiten geraten. Das Mittertal lehrt uns, daß eine Trennung vor allem dort

möglich ist, wo zur Zeit der älteren Klimaschwankung ein Talgletscher bestand. In den Raum dieses Gletschers stießen erst wieder die Larstigbildungen vor. Diese eindeutige Grenze liegt z. B. im Larstigtal zwischen dem näher untersuchten Blockgletscher links und den nördlich anschließenden Bildungen, die daher wohl noch der älteren Schwankung angehören.

Ergänzend sei noch auf einige Einzelheiten im Wörgetal und Mittertal eingegangen:

Mittertal. Vor den mächtigen Moränen des eben behandelten Talgletscherstandes finden sich vor allem links besonders gut erhaltene Moränen älterer Gletscherstände, die schon stärker zerstört und durch Solifluktion verändert sind. Die älteste linke Ufermoräne bildet einen Mittertalgletscher ab, der noch mit dem Needertalgletscher zusammenhing. Andernfalls müßte sich diese Moräne früher und stärker senken, und der Stufenabfall ins Haupttal wäre vom Mittertalgletscher gestaltet, der zumindest eine mächtige Moränenhalde und wohl auch Moränenformen hinterlassen hätte. Das trifft nicht zu. Die Moräne des Mittertales verliert sich rund 100 m über dem ältesten Hauptgletscher-Eisrand im Bereich Wörgetalmündung—Marail (S. 64).

Zwischen diesem ältesten Wall und den jüngeren hinter der Hemerwald-Alm besteht ein merklicher Altersunterschied. Der alte, vom Hang her schon stark verschüttete Wall staut das Hangwasser, das ihn aber schon an vielen Stellen durchbrochen hat. Der jüngere lange linke Wall, der hinter der Alm endet, lenkt alles Wasser vom Hang noch lückenlos ab mit Ausnahme des Baches aus dem Hinteren Karle.

Der Mittertalferner¹ entstand und hielt sich unter der orographischen Begünstigung der hohen Wechnerflanke. Er hat sich in die höchste Nische zurückgezogen und ist stark im Schwinden, aber doch noch als Gletscher vorhanden. Das Vorfeld entspricht dem Typ, den wir im Zwiselbachtal kennengelernt haben (S. 49). Die Zunge hing zur Zeit der neuzeitlichen Hochstände noch über den Rand der hohen Felsstufe hinab, über deren Fuß weder der Larstiggletscher, noch die jüngeren Gletscherstände hinausreichten. Darum blieben auch keine greifbaren Spuren erhalten, die älter als 1850 sind. Richtige Wallformen fehlen. Die kleine Moräne von 1920 ist nur ein Stück weit vor der Hauptzunge zu sehen. Unter dem längsgestreiften Schutt des Vorfeldes liegt noch mehrfach Toteis. Grobes Blockwerk ist im Vorfeld selten, nur links häuft sich der Blockschutt, wo den Formen nach offensichtlich ein Blockgletscher unter dem Acherkogel überfahren worden ist. — Der kleine Gletscher zwischen Wechnerwand und Rotem Kogel ist abgeschmolzen.

Wörgetal. Den Talgletscher, der mit seinem Zungenende noch über die Mündungsstufe hinabging und der eine solifluidal stark veränderte, aber doch deutliche rechte Ufermoräne zurückließ, kann man nur als Gschnitzgletscher deuten. Es fällt nun auf, daß zwischen diesem Gletscherstand und den jüngeren Daunbildungen keine Gletscherstände mehr aufscheinen. Bei einer gegenwärtigen Schneegrenze von 2800—2900 m bestehen in diesem Tal auch kaum Voraussetzungen für eine Daunvergletscherung. Es könnte daher sein, daß der schwindende Gschnitzgletscher durch die ältere Daunschwankung keine hinreichenden Impulse empfangen hat, um stationär zu bleiben oder gar vorzustoßen. Möglicherweise wurden jedoch die älteren Daunmoränen von den jüngeren überfahren bzw. umgeformt.

Als der Gschnitzgletscher schon im Zurückweichen war, ging auf ihn vom linken Kamm ein Bergsturz nieder. Dabei brach der ganze Kamm um das Zwölferkögele ab. Die Berggrisse auf dem Gaißschartle erinnern an die Verhältnisse auf dem Schartle über Köfels im Ötztal (Abb. 4). Der Bergsturz brandete kaum am Gegenhang empor. Vielmehr folgte er dem Gletscher, der schon bis nahe an den See zurückgewichen war, doch scheint davor noch eine weiter hinabreichende schmale Zunge absterbenden Eises gelegen zu sein, auf welcher die Trümmernmassen ein weiteres Stück talabwärts ritten, wobei sie noch zur Bergsturzmoräne umgeformt wurden. Im Seebecken war der Gletscher schon stark genug, um die Trümmer fortzuschaffen.

Aber auch der abbrechende Kamm selbst trug damals einen kleinen Gletscher. Daraus erklärt sich die eigenartige trümmerefreie Zone unter dem Zwölferkögele, die durch einen Endmoränenbogen (aus viel feinem Schutt) scharf begrenzt wird. Rechts hat die Trümmernmasse diesen kleinen Gletscher überwältigt.

Obwohl es außer Zweifel steht, daß im Bereich Obere Böden — Schwarze Wand die kleinen Gletscher beider Talflanken mit denen des Talhintergrundes im jüngeren Daun zusammenwuchsen und alle diese Moränen im wesentlichen gleich alt sind, muß erwähnt werden, daß sich die seitlichen Gletscher dank ihrer Hangnähe als dauerhafter erwiesen und daher schließlich die Moränen des Talschlußgletschers überfahren. Besonders rechts fällt das auf, wo die hohe linke Moräne des Gletschers von der Hinteren Karlesspitze eine klare Front aus Biotitplagioklasgneisschutt gegen das Granodioritgneis-Blockwerk des Talschlußgletschers bildet. Senarcens-Grancy (1958) hat die Gleichzeitigkeit dieser beiden Gletscher mit der Erfindung eines zweiten Moränenwalls — einer rechten Ufermoräne des Talschlußgletschers — hervorgehoben.

Links ist im Bereich des kleinen Sees unter der Schwarzen Wand die Überschiebung durch die linke Zunge (die zur Hauptsache ja auch aus dem Talhintergrund stammt) nicht so markant. Hier könnte man eher von der Berührung zweier Gletscherzungen sprechen.

¹ Dieser Ferner fehlt in der Anich-Karte. In der Karte von Barth und Pfaundler (1865) erscheint er als „Achenkogel-Ferner“ in guter Darstellung.

Der jüngere Blockgletscherkomplex unter der Wörglgratspitze unterscheidet sich klar von den älteren Bildungen, denen er aufgeschoben ist. Nach den Erfahrungen im Bereich des Horlachtales ist er im günstigsten Bildungsbereich der Larstigformen entstanden. Doch ist es schwer zu entscheiden, ob der ganze Komplex schon zur Larstigezeit entstanden ist. Zwischen der begrüntesten tiefsten und ältesten Stirn mit stark abgeflachtem Außenabfall und den nackten, stellenweise noch labilen Blockstirnen darüber scheint ein Altersunterschied zu bestehen. Angesichts der bisher beobachteten höheren Lage der jüngeren Blockgletschergruppe aus dem Subatlantikum wagt der Verfasser jedoch ohne Grabung keine schärfere Trennung. — Der Altersunterschied zwischen diesem Blockgletscherkomplex und den jüngeren Daunbildungen geht allein schon daraus hervor, daß die Halden unter der hohen und brüchigen Wörglgratspitze¹ dünner sind als die der niedrigeren rechten Talflanke.

Der Verfasser möchte hervorheben, daß sich in der Karte von Senarclens-Grancy (1958, Tafel 1) bereits die meisten Beobachtungen finden, die hier genauer behandelt wurden, und daß Senarclens-Grancy in der Hauptsache auch zur gleichen Altersgliederung gekommen ist. Aber er hat die Bedeutung dieser Stelle für die Unterscheidung der jüngeren Daunbildungen von den Larstignbildungen nicht erkannt und daher begrifflicherweise immer wieder beides zusammengeworfen, wie es — von der anderen Seite her — auch dem Verfasser (1954) stellenweise unterlaufen ist.

In diesen beiden Tälern ist der jüngere Daunvorstoß deutlich als eigene, sehr ausgeprägte Klimaschwankung sichtbar geworden. In jedem einzelnen Fall sind seine Formen auffallend frischer als die der älteren Moränen und in dieser Hinsicht von ihnen oft verschiedener als von den Larstignformen. Besonders im Wörgetal, wo das ältere Daun überhaupt keine erwähnenswerten selbständigen Formen hinterlassen hat, tritt ganz offensichtlich der Ansatz zu einer Neuvergletscherung hervor, die ein praktisch eisfrei gewordenes Tal betraf. Der Reichtum des Formenschatzes bleibt hinter dem der Larstignschwankung nicht zurück. Auf Grund dieser Einsicht hält der Verfasser die Einheit des Daunstadiums auch nur dem Namen nach nicht mehr für vertretbar.

Da das ältere Daunstadium sich doch klar vom Gschnitzstadium abhebt, von Penck-Brückner (1909: 347) am locus typicus miteinbezogen wurde (Mayr-Heuberger 1966) und auch seiner Schneegrenze nach der Vorstellung von Penck-Brückner zu entsprechen scheint (1909: 347, 374, 1164) möchte der Verfasser den Begriff „Daun“ darauf beschränken. Das jüngere Daun möchte er von nun an Egesen nennen, da dieser Begriff sich bereits in der Literatur durchgesetzt hat. Geschaffen hat ihn Kinzl (1929: 119—121), um damit den letzten Gletscherstand vor der Fernauschwankung (1600) bzw. vor der postglazialen Wärmezeit zu kennzeichnen. Seither verstand man im allgemeinen darunter den letzten Ausläufer des Daunstadiums, doch brachte der Nachweis älterer nachwärmezeitlicher Gletschervorstöße Verwirrung in diesen Begriff (Heuberger-Beschel 1958: 93f.). Mit dieser neuen Festlegung bekommt das Egesenstadium wieder einen festen Platz, z. T. im ursprünglichen Sinn, dabei aber eine höhere Bedeutung. Denn bisher lebte das Egesenstadium nur von seiner Beziehung zu jüngeren Ereignissen. Nun erscheint es als selbständige, wichtige Klimaschwankung, vor der älteren postglazialen Wärmezeit die letzte, deren Moränen noch weit über alle jüngeren hinausreichen.

Wenn auch dem Verfasser das Wörge- und Mittertal als geradezu idealer locus typicus für das Egesen-Stadium erscheinen, so paßt das Gebiet um den Egesenrat im Stubaital (Dresdner Hütte) im Sinne von Kinzl (1929: 119ff., 1932: 356) auch zu dem hier neu gefaßten Begriff, und zwar besser, als es dem Verfasser 1958 (Heuberger-Beschel 1958: 93f.) erschien.

Die vor den Larstignbildungen liegenden nächstälteren Moränen des Schafgrübls am W-Abfall der Mairspitze, Stubaital, östlich der Sulzenauhütte (Heuberger-Beschel 1958: 77f.) entsprechen vollkommen den Egesenmoränen des Mittertales, Wörgetales und Horlachtales, nach

¹ Z. T. Mylonitisierung im Zusammenhang mit der Acherkogel-Querstörung (Hammer, 1921: 70).

ihrer Stellung wie nach ihrem Typus. Mayr-Heuberger (1966) konnten einen Moränenkegel dieses Gletschers mit einem Eisrand des Hauptgletschers verbinden, der damals die jüngere Daunmoränengruppe um die Grawa-Alm (1530 m) bildete (Penck-Brückner 1909: 347). Angesichts der Höhe der dortigen Täler und ihrer Umrahmung fügt sich auch dies gut in den Vergleich mit dem Mittertal und Horlachtal. Damit gehört die große Ufermoräne am Abhang des Egesengrates über der Dresdnerhütte (Kinzl 1932: 356) mit Sicherheit zu diesem Egesenstadium. Auch die Moränen der äußeren Glamergrube, nördlich des Egesengrates (Kinzl 1929: 119; Heuberger-Beschel 1958: 85), entsprechen eindeutig den Egesenmoränen des Mitter- und Wörgetales. Damit ist die zeitliche Einkeit der Original-Egesenmoränen bestätigt.

5c) Kare westlich des Wörgetales (Abb. 6)

Die jüngste Gruppe der Moränen, Blockgletscher usw. im Pfotschekar und im Kar der Balbacher Alm gehören ganz eindeutig der Egesenschwankung an, während davor die viel verschwommeneren Moränen eines älteren Gletscherstandes liegen. Der Höhenlage (vgl. Wörgetal!) und der solifluidalen Verformung nach handelt es sich wahrscheinlich um die Gschnitzmoränen.

Auch hier umfassen die Egesenbildungen einen Höhenbereich von über 300 m und rücken damit ganz eng an die Gschnitzmoränen heran. Bis hinauf zur 2200-m-Linie handelt es sich durchwegs um Blockzungen und Blockgletscher, die sich unter Wänden bzw. Wandstufen hinziehen. Nur im obersten Kar unmittelbar unter dem Wetterkreuz, in 2300 m Höhe und darüber, lag ein richtiger kleiner Gletscher, der an dieser Stelle auf eine zugehörige Schneegrenze von über 2400 m hinweist, rund 400 m unter der heutigen Schneegrenze.

Es verdient besondere Beachtung, daß ein derart großer Blockgletscher wie der oberhalb der Balbacher Sennhütte mit seiner Doppelzunge damals noch unter 2000 m hinabreichen konnte.

Senarclens-Grancy (1958: Tafel 1) hat diese Doppelzunge wegen ihrer tiefen Lage seinem Gschnitzstadium (d/g) zugeordnet. Die Formfrische dieser Bildung entspricht aber völlig jener der höheren Egesenformen und steht in klarem Gegensatz zu den beiden älteren Zungen. Zumindest muß sich dieser Blockgletscher während der Egesenschwankung stark bewegt haben. Es ist ferner zu betonen, daß die darüber in 2200 m Höhe liegende Zunge während der jüngsten Rückbildungsphasen links geschlossen war, während des Höchststandes aber wahrscheinlich mit der tieferen Doppelzunge in Verbindung stand. Im übrigen haben die entsprechenden Schuttkörper an den Ostflanken des Wörge- und Mittertales trotz ungünstigerer Exposition ebenfalls die 2000-m-Linie fast bzw. ganz erreicht. — Der Verfasser hat jedenfalls keine Möglichkeit gefunden, diese Doppelzunge von den übrigen Egesenbildungen zu trennen, wenn auch ihre erste Entstehung zumindest ins Daunstadium gefallen sein dürfte.

5d) Oberes Needertal (Haupttal) und Längental (bei Kühthai)

Das Längental hat nicht den breiten Talboden der westlichen Nachbartäler. Fast durchwegs reichen mehr oder weniger steile Hänge bis an den Schuttfuß und die Talsohle. Stellenweise findet man — eine Seltenheit im Untersuchungsgebiet — Ansätze zu schönen Trogprofilen. Am Knie und im obersten Teil taucht aus dem Talschutt eine reich geformte glaziale Felslandschaft. Alle diese Formeigenschaften sind ungünstig für die Erhaltung der Moränenformen. Ungünstig sind auch die hohen Steilhänge des oberen Needertales, vor allem rechts, während dort die breiten Stufenriegel an und für sich günstige Voraussetzungen für die Bewahrung von Moränenwällen bieten. Aber die Endlagen der wesentlichen Gletscherstände dieser ganzen Talstrecke fallen zumeist in ungünstige Bereiche, so daß wir hier vor einigen Schwierigkeiten stehen. Eine gewisse Entschädigung bildet die geschlossene Moränenfolge des Mittagskars, die im Längental eine Ausnahme bildet.

Abgesehen von vereinzelt Eisrandterrassen im oberen Needertal fehlen dort Hinweise auf wichtigere Stände des Hauptgletschers. Zusammenhängende Spuren finden sich erst in der Umgebung der Dortmunder Hütte. Obwohl die Eisrandablagerungen südlich der Dortmunder Hütte nur lückenhaft erhalten sind, beweisen sie eindeutig, daß nach der Loslösung des Finstertaler Gletschers der

Längentaler Gletscher hier das Feld behauptete. Die Moränen sind jedoch nur im Hüttenbereich deutlich, wo der Gletscher das Haupttal abriegelte und sein Rand durch den Schuttandrang deutlicher als sonst nachgezeichnet wurde. Im flachen Rundbuckel- und Riegelgelände unterhalb davon verlieren sich diese Spuren nahezu. Diese Eisrandformen sind also nicht ohne weiters als Ausdruck stärkerer Vorstöße zu deuten, wie sie für das Daunstadium bereits hinreichend nachgewiesen wurden. Hingegen sind oberhalb der Dortmunder Hütte und im unteren Längental mehrfach Zeugen von Gschnitzständen der vereinigten Gletscher erhalten, die gut zu den weiter talauswärts gefundenen höchsten Eisrändern passen.

Die Abgrenzung des Daunstadiums ist auch sonst im Längental schwierig. Bei 1980 m sind am oberen Ende eines Moränenlängsrückens sichere Endmoränenreste erhalten, die vielleicht schon dem Daunstadium angehören. Ganz sicher ist die Endmoränenlandschaft um die beiden Seen (2088 m) dem Daunstadium zuzurechnen¹. Die zahlreichen Ufer- und Mittelmoränen, die auf die damalige Vereinigung des Hauptgletschers mit dem Mittagsgargletscher hinweisen, werden durch die mächtige Egesenmoräne des Mittagsgargletschers überlagert. Wo stand der Hauptgletscher beim Egesen-Hochstand ?

Oberhalb der Einmündung des Mittagskars sind die Erhaltungsmöglichkeiten für Moränenwälle so gut, daß einem die Egesenmoränen des Hauptgletschers nicht ganz entgehen könnten. Die wenigen Ufermoränen- und zahlreichen Mittelmoränenreste zeigen unzweideutig, daß der Hauptgletscher damals die Mündung des Mittagskares erreicht haben muß.

Das Fehlen von Moränen oder größerer Moränenhalden unter dem Stierkar beweist, daß der Hauptgletscher entweder den Stierkargletscher noch aufnahm oder dessen Moränenschutt weiterführte.

Die Egesenmoräne des Mittagsgargletschers ist vom Bach angeschnitten, aber doch so vollständig erhalten, daß man noch eine Behinderung dieses Seitengletschers im Haupttal erkennen kann. Möglicherweise berührte er sich mit dem Ende des damaligen Hauptgletschers; vielleicht reichte dieser auch noch etwas weiter vor; die Daunmoränen davor setzen dieser Möglichkeit eindeutige Grenzen. Jedenfalls sind im Bereich dieser Talstufe keine Endmoränenreste des Hauptgletschers erhalten geblieben.

Unter dem Zwölferkar finden wir einen mächtigen Schuttfächer, wie wir ihn unter dem Stierkar vermißt haben.

Alle diese Beobachtungen ergeben übereinstimmend, daß der Egesengletscher des Haupttales noch unter dem Stierkar vorbeifloß, aber nicht mehr ganz am Mittagskar. Die beiden rechten Ufermoränenreste zwischen Stier- und Mittagskar dürften kaum den eigentlichen Hochstand bezeichnen.

Der Längentaler Ferner, der in der Anich-Karte und selbst in der Karte von Barth und Pfaundler (1865) fehlt, ist oberflächlich bereits fast verschwunden. Unter dem Schutt des Vorfeldes, der nur in der Mitte vorwiegend grob ist, reicht das Eis nachweislich noch bis zur 2600-m-Linie (frische Einsturzformen!), wahrscheinlich bis an den Stufenrand. Es verrät sich auch am Stufenabfall im plötzlichen Austreten der abfließenden trüben Bäche an schönen Nachmittagen. Das Vorfeld kennzeichnet wieder den Gletschertypus, der uns seit dem Zwiselbachtal (S. 49) immer wieder aufgefallen ist. Die Ufermoränenwälle sind — soweit überhaupt ausgeprägt — nicht hoch und zeigen, wie bei Blockgletschern, kaum eine Mächtigkeitsabnahme des Eises im unteren Bereich. Eine richtige Zunge hat es nie gegeben. Die Moränen von 1890 und 1920 fehlen. Ältere Moränen als jene von 1850 wurden nicht gefunden.

Wie beim Mittertalferner sind die subatlantischen und Larstighochstände nicht über den Bereich der mächtigen Stufe hinausgekommen, auf welcher der Gletscher liegt. Eine ähnliche Rolle scheinen auch die Stufen unter den benachbarten Nischen im N und E des Längentaler Ferners gespielt zu haben.

¹ Der umfließende Bach verläuft höher als das Zungenbecken. Durch eine Bifurkation erhalten die Seen bei hohen Wasserständen ihren Zufluß.

Am lehrreichsten ist der Vergleich der drei Kare in der Ostflanke des Tales. Die ganz charakteristischen Formen des Egesen-Vorstößes sind nur im Mittagskar weithin erhalten geblieben.

An den Hauptgletscher hat sich links ein kleiner Blockgletscher angelehnt, der sich nach dem Schmalwerden des Hauptgletschers noch behauptete und daher den Grenzwall etwas gegen den Hauptgletscher vordrückte. Vor allem die Haldenentwicklung erlaubt seine sichere Abgrenzung gegenüber dem darüberliegenden Larstig-Blockgletscher, dessen einer Lappen auch die inneren Uferwälle des Mittagskar-Egesengletschers überfahren hat.

In den drei Karen dringen von allen Seiten die Larstignbildungen in das ehemalige Vereisungsgebiet der Egesenschwankung vor, deutlich frischer in den Formen. Vor allem der Mittagskar-(block)gletscher überfuhr ebenso wie sein kleinerer linker Nachbar diskordant die Egensenmoränen. Die Gleichzeitigkeit dieser beiden Larstig-Schuttkörper geht aus ihren gleichartigen Beziehungen zu den einheitlichen Halden darüber bzw. daneben hervor, während in dieser Hinsicht eine klare Diskordanz zwischen dem Schuttkörper des Larstig(block)gletschers im Mittagskar und dem des nachfolgenden subatlantischen Gletschers besteht.

Besonders einrücksvoll sieht man im Zwölferkar, daß noch wichtiger als die Höhe der umrahmenden Kämme und Wände die Höhe und Neigung der Karverflachungen sind; sind diese günstig angelegt, genügen darüber schon ganz niedrige Wände zur Blockgletscher- und -zungenbildung. In allen diesen Punkten bietet das Mittagskar die günstigsten Voraussetzungen. Schon unter den Larstignbildungen ragt der Mittagskar(block)gletscher als einziger Schuttkörper heraus, der die Karmitte beherrscht. Das Gleiche wiederholte sich im Subatlantikum.

Das Subatlantikum ist im Mittagskar durch zwei aufeinanderfolgende, sehr charakteristische Entwicklungen gekennzeichnet. Zunächst entstand — mehr rechts — ein reiner Blockgletscher. Darüber schob sich später ein Gletscher, dem Typ nach auch noch einem Blockgletscher sehr verwandt, aber doch schon mit einem deutlichen Zungenbecken und z. T. weithin feinerem Schutt (z. B. rechte Ufermoräne!). Die Stirn gleicht aber ebenfalls der eines aktiven Blockgletschers. Nach dem dürftigen Bewuchs dieses jüngsten Moränenkomplexes könnte man im ersten Augenblick an ein neuzeitliches Gletschervorfeld denken, aber die Flechtendurchmesser schließen diese Möglichkeit aus. Das Gleiche gilt für den subatlantischen Blockgletscher des Stierkares, der auf einen deutlich älteren Larstignblockgletscher aufgefahren ist, von dem ihn auch die Haldenbildung klar trennt.

Die Aufeinanderfolge Blockgletscher — Gletscher haben wir bereits im Zwiselbachtal im Kar unter den Larstignknotenspitzen kennengelernt (S. 52 f.). Im Mittagskar sehen wir zum erstenmal im Untersuchungsgebiet einen Fall, wo gerade noch ein richtiger subatlantischer Gletscher entstand, aber kein neuzeitlicher mehr.

Die Eintragungen stimmen wieder zu einem guten Teil mit denen von Senarclens-Grancy (1958) überein, bei dem jedoch die Gliederung in vielen Punkten offenbleibt.

5e) Finstertal — Kühthai

Südlich über Kühthai bildet der flache, breite Hang der Mute ideale Voraussetzungen für die Erhaltung alter Moränen. Daher ist die Serie, die wir bereits vom Ausgang des Mittertales kennen, hier noch besser entwickelt. Ob die ältesten Ufermoränen des Finstertaler Gletschers und des mit ihm verbundenen Längentaler Gletschers „auf der Burg“ mehrere Gschnitzstände oder Gschnitz- und Steinachstadium abbilden, konnte — wie auch sonst im Needertal — nicht geklärt werden. Jedenfalls entsprechen diese, auch von Senarclens-Grancy (1958) eingetragenen alten Gletscherufer in ihrer Höhenlage usw. gut den übrigen spärlichen Eisrandablagerungen des Needertalgletschers aus der Zeit seiner ältesten selbständigen Vorstöße.

Etwas tiefer deutet der alte Eisrand zum Zirbenegg wohl nur eine vorübergehende stationäre Phase des Gschnitzgletschers während seines Schwundes an. Allem Anschein nach gehören diese Ufermarken mit denen des Längentaler Ferners bei der Dortmunder Hütte (S. 69 f.) zusammen, wobei der Finstertaler Gletscher den des Längentales nur noch berührte. Die schwache Ausbildung dieses Eisrandes bestätigt die Annahme, daß es sich dabei noch nicht um die Daunmoränen handeln könne.

Wie im Mittertal hebt sich die mächtige äußerste Daunmoräne von den älteren, von kleinen Hanggerinnen bereits mehrfach durchbrochenen Gschnitzmoränen klar ab. Innerhalb dieses vordersten Daunwalles zieht eine einheitliche Moränen-

decke herab bis zum Finstertalbach, die durch zahlreiche niedrige Wälle unruhig geformt ist. Erst weiter vorne wachsen daraus deutlichere Endmoränen empor, die sich damit als Zeugen bloßer Folgestände zu erkennen geben. Damals war der Gletscher sichtlich in Lappen geteilt. Von der rechten Hälfte dieser Endmoränenlandschaft ist rechts des Baches — im steileren Gelände — nichts übriggeblieben.

Wie problematisch Berechnungen der Schneegrenze von Talgletschern sind, beweist Ladürners (1932: 401) Annahme, bei dieser ganzen Wallgruppe handle es sich um Moränen des Gschnitzstadiums (Gschnitz I). Dies wird allein schon dadurch widerlegt, daß zu beiden Seiten der Felschwelle des unteren Finstertalsees dazugehörige Uferwälle bis 2340 m emporreichen. Sie können nur unterhalb der damaligen Schneegrenze abgelagert worden sein. Ladürner (1931: 7) nimmt die heutige Schneegrenze im Finstertal bei 2850 m an (so auch v. Klebelsberg 1947: 32), also nur 500 m über diesen Moränen.

Senarclens-Grancy (1958: Tafel 2) hingegen rechnet diese Gruppe von Daunwällen bereits seinem D/d-Stadium zu, das bisher unserem Egesenstadium entsprach. Der Vergleich mit den Nachbartälern macht es jedoch unwahrscheinlich, daß der Finstertaler Egesengletscher so weit gereicht und der Finstertaler Daungletscher (bei Senarclens-Grancy im allgemeinen D/g—D/d) keine sichtbaren Moränen hinterlassen haben sollte. Am Hang der Mute müßten sie zu sehen sein.

Tatsächlich besteht im Finstertal die gleiche Schwierigkeit wie im Längental, daß sich infolge einer Talstufe die Egesenmoränen des Hauptgletschers nicht klar von den Daunmoränen abheben. Doch auch hier läßt sich die Reichweite des Egesengletschers einigermaßen eingrenzen.

Wie im oberen Längental zeigen die Mittel- und Ufermoränenreste des mittleren Finstertales im Bereich der Seen — besonders auf und neben dem Felsriegel zwischen den Seen —, daß der Finstertaler Egesengletscher zumindest noch über die Felschwelle des unteren Finstertalsees gereicht haben muß, was im Vergleich mit den Nachbartälern auch zu erwarten ist. — Unterhalb der Seen schieben sich von beiden Seiten Egesen-Blockstirnen annähernd bis zur 2200-m-Linie vor: rechts eine größere vom Neunerkogel, links von der Mute eine winzige, welche die linken Daunwälle des Hauptgletschers überschleibt und abschließt. Diese beiden Blockstirnen wurden vom Hauptgletscher nicht behindert. Im äußersten Fall könnte man also unterhalb der Seestufe den innersten linken Wall, der die Daunwallgruppe abschließt (unteres Ende 2020 m), als Egesenwall auffassen. — Der kürzestmögliche Egesengletscher des Finstertales müßte den linken Wall am Ufer des unteren Sees knapp oberhalb des Seeriegels gebildet haben.

Von der Frage, ob der Egesengletscher des Finstertales seine Zunge gerade noch über den Seeriegel geschoben hat oder den Schluchtausgang darunter erreicht hat, hängt die Abgrenzung der Larstigbildungen aus dem Vorderen Karle ab.

Der mäßig geneigte Hang zwischen vorderem Finstertalsee und Vorderem Karle zeigt in geraezu lehrbuchhafter Weise die Verformung und Verschleppung der Daun- und möglicherweise auch der Egesenmoränen des Talgletschers durch sehr starke Schuttfließbewegungen — noch eindrucksvoller, als man es an der linken Talflanke des Larstigtales sieht. Sollte der Finstertaler Egesengletscher nur eben noch den Seeriegel überlappt haben, könnte man diese großartigen Fließformen noch dem Egesenstadium zuschreiben. Die Wahrscheinlichkeit für diese Deutung ist jedoch gering, da die Egesengrenze des Talgletschers rechts besser zu erkennen sein müßte. Der Verfasser neigt eher zur Annahme, daß es sich hier um ein Gegenstück zu den südlichen Zungen des Larstigtales handelt. Daraus ginge hervor, daß die großen Unterschiede der beiden Talflanken im Larstigtal in Hinblick auf die Larstigformen nicht unmittelbar auf den Expositionsunterschied zurückzuführen wären, sondern mehr auf die verschiedenen Formverhältnisse (vgl. S. 42 f.).

Auf diese wahrscheinlichen Larstigbildungen unter dem Vorderen Karle folgen erst höher oben die damals neu entstandenen Blockgletscherbildungen, von denen nur die größere linke die tieferen Formen überschüttet hat. Dieser Blockgletscher mit seiner Stirn, die zweifellos auf einer Felstufe liegt, ist noch aktiv und wurde gewiß im Subatlantikum und in der Neuzeit in Bewegung gebracht. Seine z. T. riesigen Blöcke sind häufig noch labil, jedoch von uralten Flechten überkrustet.

Eigenartige Sonderformen haben unter der steilen linken Talflanke zur Abgliederung zweier winziger, gleich hoch gelegener Seen durch Blockwälle am Westufer des vorderen Finstertalsees geführt; dazu gehört ferner eine scharfbegrenzte Hohlform knapp oberhalb des oberen Sees. Während es sich bei der nördlichsten und bei der südlichsten dieser Hohlformen um scharfrandige Einbrüche in Schuttkegeln handelt, gilt das für die mittlere Form (den südlichen der kleinen Seen) nicht. Doch alle liegen am Fuß hoher Lawinenbahnen.

Löwl (1888: 27) deutete die beiden kleinen Seen als Lawinenbildungen, Leutelt-Kipke (1934: 191) faßte die Schuttbarren gegen den Hauptsee als Moränen-

wall auf. G. M. Richmond (mündliche Mitteilung) beobachtete die Bildung ähnlicher Hohlformen durch Firn an Lawinenkegeln in den Rocky Mountains.

Wahrscheinlich dürften Löwl und Leutelt-Kipke im Recht sein. Allem Anschein nach handelt es sich um die Formen winziger Eisflecken, die durch Lawinen entstanden, wahrscheinlich sogar durch Eislawinen, so daß man vielleicht von Ansätzen zu regenerierten Gletschern sprechen könnte. Diese Formen entstanden wohl zur Larstigezeit. Sie dienen heute noch als Sammellager von Lawinenschnee.

Wie die übrigen kleinen Gletscher des Needertales fehlen die des Finstertales in der Anich-Karte. Doch sind alle drei in der Karte von Barth und Pfaundler (1865) zu finden. Sie entsprechen dem Typ des Zwiselbachferners (S. 49) und besitzen kein Nährgebiet mehr. Ihre kümmerlichen Reste nehmen nur noch einen Bruchteil der Fläche von 1850 ein. Der in zwei bescheidene Eisflecken zerfallene Gamezkogelferner neigt zu ähnlichen Oberflächenformen wie der Zwiselbachferner (S. 50), dessen Bewegung ebenfalls abstirbt. Mit dem Zwiselbachferner gemeinsam haben die Gletscher des Finstertales auch ihre Anlehnung an verhältnismäßig niedrige Kämmen im Lee der Südwinde.

Besonders fällt das bei dem Gletscher unter der Finstertaler Scharte auf, dessen heutige Reste sich an Berge unter 2800 m Höhe schmiegen. Ohne Zweifel war dieser Gletscher immer ein Nutznießer des Schnees, der vom Weiten Kar über die niedrige Scharte herübergeweht wurde, wobei man freilich nicht an Vorgänge des Ausmaßes denken darf, wie sie sich Senarclens-Grancy (1958 : 272) vorstellt.

Daß hier die Stellung der Kämmen zu den Winden im kleinen wichtiger ist als die Gipfelhöhen, beweist im Vergleich zum Finstertaler Schartengletscher der kleine Blockgletscher auf der Nordseite des Sulzkogels, des einzigen Dreitausenders im Finstertal.

Dieser Blockgletscher scheint zur Hauptsache in der Neuzeit entstanden zu sein. Gegenüber dem Außenabfall aus auffallend feinem Material besteht die Oberfläche vorwiegend aus frischem, mittelgroßem Blockwerk. Sie ist hinter dem Stirnabfall konvex geformt, sinkt aber rückwärts tief konkav ein. Nach den Abflußverhältnissen scheint kein starker Eiskern mehr darinzustecken. Unser dem Sulzkogel halten sich nur bescheidene Firnreste unter den dürrtigen Halden.

Auf diesem Blockgletscher konnte der Verfasser keine Flechten finden. Dieses Kar liegt allerdings schon so hoch, daß die Schneebedeckung überhaupt weithin den Ansatz von Flechten verhindert. Flechtenlos ist z. B. die kleine Stirnpartie eines älteren (wohl subatlantischen) Blockgletscherchens, die aus dem Stirnabfall des neuzeitlichen Blockgletschers herauschaut. Auch auf den eindeutig alten, unter den Halden verschwindenden Blockgletscherbildungen davor fehlen die Flechten meist oder sie sind abgestorben. Dafür findet man häufig Stellen mit frischen, zusammenhanglosen Feinschuttbildungen von Firnflecken und Lawinen. Erst auf der vordersten, fast rein groblockigen Stirnpartie des älteren Blockgletschers sind uralte Flechten erhalten geblieben.

Wie bei den kleinen Gletschern des Zwiselbachtals stößt bei den Gletschern unter den Mittagköpfen und unter der Finstertaler Scharte die Abgrenzung der neuzeitlichen Vorfelder auf Schwierigkeiten, da eindeutige Ufermoränen fehlen.

Die dünne Decke aus feinem Schutt des Gletschervorfeldes unter der Finstertaler Scharte grenzt links stellenweise scharf gegen eine Felstuppenlandschaft mit kleinen Lacken ab, aber der Eis- bzw. Firnrand hat z. T. weiter gereicht. — Rechts hat sich der Gletscher offenbar nie gegen die starken Halden der Kraspesspitze klar abgesetzt. Erst vorn bildet der Moränenschutt des Vorfeldes eine klarer geformte Zunge, doch erinnern die Unterbrechungen des rechten Walles infolge von Richtungsänderungen mehr an die Verhältnisse an Blockgletschern.

Nur der Gamezkogelferner hat eine deutliche 1920er Moräne geformt. Während der neuzeitlichen Hochstände überwand er gerade noch die Stufe zwischen 2500 und 2600 m.

Die zu große Länge des neuzeitlichen Gletschervorfeldes bei Senarclens-Grancy (1958 : Tafel 2) ist durch Einbeziehung von Larstigwällen unter dem Schartenkogel zustande gekommen.

Vor keinem der drei Gletscher konnte der Verfasser Moränenspuren der älteren neuzeitlichen Hochstände finden.

Der Daungletscher des Finstertales hat die Talwasserscheide bei Kühthai nicht mehr erreicht. Die schwach angedeuteten Eisränder südlich des Kühthaier Sattels entsprechen in ihrer Höhe annähernd den Gschnitzmoränen des Finstertalgletschers. Der Gschnitzgletscher ist also sicher noch ins Paßtal eingedrungen, sein maximaler Eisrand lag vielleicht noch etwas höher. Mehr als 100 m mächtig war er jedoch gewiß nicht, und so kann er z. B. die Mündung des Zirnbachtales unmöglich erreicht haben. — Ein 500 m nordwestlich des mittleren Plenderles-Sees schwach angedeuteter Eisrand (?) müßte also viel älter sein. Die Rundbuckel zwischen diesem Eisrand und dem mittleren Plenderles-See sind in NW- und NNW-Richtung geschrammt. Dies spricht für eine hocheiszeitliche Eisscheide östlich der heutigen Wasserscheide.

5f) Kare um den Gaißkogel

Der Gaißkogel ist vielleicht der eindrucksvollste Karling des Untersuchungsgebietes. Die beherrschenden Schuttkörper seiner Kare gehören vorwiegend dem Egesenstadium an. Besonders lehrreich sind hier die Unterschiede durch den Wechsel der Exposition und der Umrahmungshöhe. Die Gliederung des Verfassers deckt sich größtenteils mit der von Senarclens-Grancy (1958: Tafel 2).

Nur im Äußeren Hirscheben (bei Senarclens-Grancy irrtümlich „Inn. Hirscheben“) gehen die Auffassungen auseinander. Hier hat es Senarclens-Grancy nicht gewagt, den größten sichtbaren Gletscherstand seinem D/d-Stadium (= unser Egesen) zuzuordnen. Seine D/d-Wälle liegen aber nicht diskordant auf den älteren Wällen. Hier jedoch müßte die Egesengrenze klar zu sehen sein. Und der Egesengletscher muß bedeutender gewesen sein als der des viel weniger begünstigten Inneren Hirscheben. Darum hat der Verfasser schon 1954 (S. 96) die Hauptschuttkörper der beiden Kare zeitlich gleichgesetzt, damals allerdings irrtümlich als Larstigbildungen. Senarclens-Grancy's äußerste D/d-Wälle scheinen durch Larstigwirkung verformte Egesenwälle zu sein.

Wie so häufig bei den Egesenbildungen (vergleiche Mittertal, Mittagekar im Längental usw.) fällt im Äußeren Hirscheben deren ausgeprägte Längsmusterung auf. Die Tatsache, daß diese Längsrücken den schwachen Stand bei 2040 m unbekümmert durchsetzen, spricht bei Vergleich mit neuzeitlichen Gletschervorfeldern (siehe z. B. Heuberger-Beschel 1958: 86) dafür, daß diese Längsmusterung ehemalige Eisstromlinien abbildet (vgl. S. 50 f.).

Im Bereich des Oberen Plenderle bestehen die Egesenmoränen z. T. aus verhältnismäßig feinem Material. Daher ist ihre Nordgrenze in der Lücke zwischen den beiden Seen nicht mehr zu erkennen. Die Eintragung von Senarclens-Grancy (1958: Tafel 2) kann hier nur hypothetisch aufgefaßt werden. Der Stirnwall vor dem See 2344 m ist in seiner Form auffallend verschwommen und dürfte eher einer sekundären Grenze innerhalb des Gesamtgletschers entsprechen, der von der ganzen Wandflucht Pirchkogel—Neunkogel ernährt wurde.

Der wohl sicher während der Larstigschwankung entstandene Blockgletscher unter der Gaißkogelscharte ist noch aktiv. Über die steile Stirn sieht man häufig die Blöcke der Krone abkollern. Aus der NW-Wand des Gipfels 2740 m krachen ständig neue Felstrümmer darauf nieder; die Zerrüttung dieser Wand dürfte auf die Störungen zurückzuführen sein, denen die Gaiskogelscharte und östlich davon die Muhrgisse ihre Entstehung verdanken.

Der kleine neuzeitliche Blockgletscher unter dem Pockkogel erinnert an den nördlich des Sulzkogels (S. 73), besonders in der Formung der Oberfläche. Hier ist der frische, kantige, labile Schutt der Oberfläche jedoch auffallend fein, was besonders im Gegensatz zur älteren Blockstirn davor auffällt. Der Verfasser beobachtete rechts an der Rückwand noch Eisreste mit einem kleinen Bergschrund.

5g) Stockacher Böden

Auch hier entspricht die Gliederung des Verfassers weitgehend der von Senarclens-Grancy (1958: 272, Tafel 2). Nur hält der Verfasser eine derartige Reichweite des Egesengletschers, wie sie Senarclens-Grancy angibt (D/d), für undenkbar. Die Formen sprechen auch nicht dafür.

6. Unteres Sellraintal — Lisenstal

6a) Mündungsbereich des Sellraintales

(Karten: Oesterr. O. A. 1: 25.000 5046/4, 5146/2, Umgebungskarte von Innsbruck 1: 25.000)

Über die größte Reichweite des selbständig vorstoßenden Sellraingletschers im Spätglazial bestehen noch unterschiedliche Auffassungen. Ladurner (1931: 18) bestritt mit Nachdruck die Möglichkeit, daß dieser Gletscher noch bis ins Inntal vorgedrungen sei. Heissel (1954: 276ff.) hingegen nahm das Schlernende des Sellraingletschers im Mündungsgebiet des Sellraintales an.

Heissel entwickelte seine Auffassung vor allem in Auseinandersetzung mit jener Bobeks (1935) über die Inntalterrassen. Schon A. Penck (1921: 102f.) hatte auf die Eisrandlandschaft östlich der Melachmündung hingewiesen. Bobek, der dieses Problem auf breiterer Grundlage aufgriff, widmete der Mündung des Sellraintales ein eigenes Kapitel (1935: 144—148). Nach Bobek entstand hier die Eisrandlandschaft mit ihren prächtigen Toteisformen am Ufer eines Inntaleiskörpers und vor den lokalen Gletscherenden eines Sellraingletschers bei Sellrain (Rotenbrunn) und eines Tiefentalgletschers bei Windhaag-Mairhof (südwestlich von Oberperfuß).

Von Heissels (1954: 273—278) Beobachtungen und Einwänden gegen Bobek sind in diesem Zusammenhang folgende von Bedeutung:

1. Im Raum von Grinzens anerkennt Heissel z. T. das Vorhandensein von Toteisformen. Er bestreitet jedoch deren Kontakt mit einem Toteiskörper im Inntal und setzt sie in Beziehung mit Schlern-Enden des Senderstalgltschers und Sellraingletschers.
2. Eine solche Reichweite des Sellraingletschers konnte Heissel nicht weiter beweisen. An den Mündungen des Senderstales und Axamer Tales (Lizumer Tales) bestätigte und ergänzte er Ladurners (1932: 411f.) Beobachtungen von Schlernspuren der Gletscher dieser Täler. Auf diese Beobachtungen stützt Heissel seine Annahme, daß es sich bei den Schwemmkegeln vor dem Senders- und Axamer Tal um Schlern-Sandurkegel handle.
3. Auf der linken Seite der Sellrainmündung, im Bereich Tiefental-Oberperfuß bestreitet Heissel das Vorhandensein echter Eisrandformen und -ablagerungen an den Terrassen und Schwemmkegelrändern.

Heissels und Bobeks Auffassungen unterscheiden sich voneinander am wenigsten in Bezug auf die Reichweite der Schlerngletscher aus den Seitentälern, vom Sellraingletscher abgesehen. Der größte Gegensatz besteht darin, daß Bobek gleichzeitig einen schwindenden Eiskörper im Inntal annimmt, während nach Heissel die Schlerngletscher in ein eisfreies Inntal vorstießen; das Vorhandensein von Eisrandterrassen des einstigen Inngletscherufers bestreitet Heissel.

Der Verfasser möchte in diesem Zusammenhang folgende Beobachtungen und Folgerungen vorbringen:

1. Die Schlern-Enden vor dem Senders- und Axamer (Lizumer) Tal

Heissel (1954: 275) führt als Zeugen des Axamer Schlerngletschers linke Moränenwallreste beim Einsiedlhof (so auch Ladurner 1932: 412) und Knappenhof an, ferner rechts der Talmündung oberhalb Kalchgruben Schotter- und Moränenmaterial aus der Kalkkögeltrias.

Sowohl der Einsiedlhof (995 m) wie der wenige Meter höher liegende oberste Knappenhof stehen auf eindeutigen Zerschneidungsresten von Eisrandterrassen des Inntalgletschers. Der westlich benachbarte Hangsporn ist in der gleichen Höhe abgeflacht. An den Steilabfällen beider Terrassenreste (Neigungen bis 38°) kommt lehmreiche Moräne mit großen kristallinen Blöcken zum Vorschein, ziemlich arm an Kalkgeschieben. Am Oberrand, gegen die Terrassenoberfläche zu, wird in der Einsiedlhofterrasse das Material schottriger und sandiger. Der leichte Rückfall der Einsiedlhofterrasse gegen den Hang bekräftigt den Eisrandcharakter dieser Ablagerungsfolge. Weder die Formen noch die Aufschlüsse stützen die Annahme, daß es sich hier um Lokalmoränen aus dem Axamer Tal handle. Die Beteiligung von Geschieben aus der Kalkkögeltrias hier und bei Kalchgruben ist ebenfalls kein Beweis für den selbständigen Vorstoß des Axamer Gletschers bis über die Talmündung hinaus. Diese Kalkgeschiebe können ebensogut während der Auflösung des Eiestromnetzes an diese Stellen gelangt sein. Jeder Gletscher nimmt am Rand laufend Lokalmaterial auf, besonders an der Mündung von Seitentälern, auch ohne unmittelbaren Kontakt mit den Seitengletschern.

Eisrandterrassen des Hauptgletschers so unmittelbar in der Mündung eines Seitentales sind ein Beweis dafür, daß zur Zeit ihrer Bildung der Seitentalgletscher sie nicht erreicht hat.

Das gleiche wiederholt sich noch eindeutiger in der Mündung des westlich benachbarten Senderstales. Ladurner (1932: 411) wies links, gegenüber dem Zeidlerhof, lediglich auf das Vorkommen lehmiger Lokalgrundmoräne hin, Heissel (1954: 275) an der gleichen Stelle auf Sendersbachschotter, mit Moräne vermischt. Heissel erwähnt außerdem rechts an der Talmündung über dem alten Hauptschwemmkegel Reste eines älteren Schwemmkegels, einen möglichen Moränenwallrest (P. 922 östlich Pafnitz auf der neuen Umgebungskarte von Innsbruck) und darüber eine Terrassenleiste.

Allein schon aus diesen Beobachtungen geht weder morphologisch noch stratigraphisch die ehemalige Anwesenheit eines Schlerngletschers aus dem Senderstal in diesem Bereich hervor. Auf dem flachen Hügel P. 922 östlich Pafnitz fand der Verfasser unter den zahlreichen Lesesteinen kein einziges Kalkstück, sondern lediglich Gneise, Schiefergneise und Granite.

Der von Heissel erwähnte ältere Schwemmkegelrest rechts (Ansatz oberhalb des Zeidlerhofs bei 1005 m) verebnet sich ostwärts zu einer Eisrandterrasse des Inngletschers (975 m); ihr eher kalkarmes Material enthält an größeren Blöcken nur stark gerundete Gneis- und Granitblöcke. Knapp über dieser Schwemmkegelterrasse findet man an der Hangumbiegung ins Haupttal noch Reste zweier weiterer Moränenterrassen (Obergrenze 1050 m), die nichts mit Moränenwällen aus dem Senderstal zu tun haben.

Wie es bei Eisrandbildungen an Talmündungen üblich ist, sind links, also haupttalaufwärts, die entsprechenden Schwemmkegelreste schwächer ausgeprägt. Aber knapp links davon entging in der breiten Talmündung eine langgestreckte talparallele Mulde der Zerschneidung durch den Sendersbach. Hier blieb eine ganze Eisrandterrasse des Haupttalgletschers gut erhalten zwischen 1040 m und 1110 m Höhe. Es sind z. T. richtige Moränenterrassen; die in 1040 m Höhe weist flache Wallform und deutlich ausgeprägtes Gefälle des ehemaligen Inngletschers auf. Der Anteil des Sendersbaches an der Ausbildung dieser Terrassen war untergeordnet.

Damit ist auch hier der Annahme eines Schlerngletschers an der Mündung des Senderstales der Boden entzogen.

Der Verfasser hat nicht genauer untersucht, wie weit die selbständigen Gletscher des Senders- und Axamer-Tales nun tatsächlich vorgedrungen sind. Sicher ist nur, daß der Axamer Gletscher über die Adelshofterrasse (1300 m) nicht hinausgekommen ist, auch wenn man an dem steilen nordseitigen Eisrandabfall Kalkgeschiebe findet.

2. Die Eisrandlandschaft von Grinzens. Nach diesen Beobachtungen und Folgerungen können die von Heissel anerkannten Eisrandformen im Bereich von Grinzens nicht durch das Eis eines Schlerngletschers aus dem Senderstal entstanden sein. Dies geht auch eindeutig aus der Anordnung der Toteisformen hervor.

Die Toteiseinbrüche reichen oberhalb der Senderstalmündung fast bis Witsch (1000 m). Sie setzen bereits auf Terrassen ein, die älter sind als der große Schwemmkegel aus dem Senderstal und lassen sich nordostwärts über die ganze Terrassentreppe bis Omes, ja sogar bis Afling (bei Kematen 619 m) und noch weiter verfolgen. Die höchsten, ältesten Eisrandterrasse zerfallen bereits oberhalb der Mündung des Senderstales zu Toteisformen. Je tiefer die Terrassen, desto weiter rücken die Kesselfelder nach Osten und gegen die Innalmittle. Besonders eindrucksvoll sieht man das am großen, alten Schwemmkegel des Senderstales, der mehr erosiv als aufschüttend über ältere Moränenablagerungen und -terrassen des Haupttalgletschers hinwegsetzt und dann unter Grinzens vor allem östlich des Sendersbaches bei rund 870 m plötzlich in ein Kesselfeld übergeht.

Alle diese Beobachtungen ergeben eindeutig, in welche Richtung der Eisrand abgeschmolzen ist. Der entsprechende Eiskörper erfüllte das Innental und hing noch mit dem Sellraingletscher zusammen. Damit findet die Auffassung von Bobek an dieser Stelle ihre Bestätigung. Unbewiesen ist lediglich der Zusammenhang aller dieser Formen mit Schlerngletschern der Seitentäler und damit auch das Schlernalter der großen Schwemmkegel aus den Seitentälern.

3. Die Terrassen von Oberperfuß und das Tiefental. Die eben dargelegten Vorstellungen des Verfassers über die Entwicklung der Eisrandterrasse-Systeme an der Sellraimündung werden durch die Beobachtungen um Oberperfuß auf der linken Talseite bestätigt. Der von Bobek (1935: 146) erwähnte alte Schwemmkegel aus dem Tiefental setzt über die Terrasse von Mairhof (1000 m) hinweg und war länger in Funktion als diese. Sein Rand bricht in Toteiskessel ab. Im größten Kessel, der besonders im Luftbild D 2498/99, C 1091/92 beispielhaft hervortritt, liegt Wildgrub (960 m). Eine Quelfassung dicht am Oberrand zeigt, wie dünn die Schüttung des abbrechenden Schwemmkegels ist. Für den unmittelbaren Beobachter noch eindrucksvoller sind die Toteiskessel in dem breiten, leicht rückfälligen Tälchen, das sich von Aigling (960 m) südwärts gegen Wildgrub erstreckt. Diese Toteiseinbrüche erstrecken sich über mehrere Terrassensysteme. Rechts über dem Tälchen wurde 1964 ein großer Platz planiert. Die dadurch geschaffenen Aufschlüsse passen gut zum eben beschriebenen Formbild: Man erkennt regellose, in Lagerung und Feinheit des Materials rasch wechselnde Eisrandschotter mit Übergängen in Moräne und mit kleinen Einlagerungen horizontal, aber auch steil geschichteter, scharfkantiger Sande. Manche Partien zeigen Solifluidalstruktur. Senkrechte Verstürze sind häufig; wo jede Schichtung fehlt, erkennt man diese Einbrüche an der senkrechten Einregelung der Geschiebe.

Die Terrasse von Aigling (960 m) endet nordostwärts wiederum an Einbruchformen. Die tieferen Terrassen ziehen weiter talauswärts, aber östlich und südöstlich der Kirche von Oberperfuß findet man wieder Kesseleinbrüche (800–820 m).

Die von Bobek (1935: 145f.) mit Vorbehalt eingezeichneten Moränenwälle an der Wurzel des großen Schwemmkegels aus dem Tiefental erwiesen sich als Erosionsformen. Beim linken wird das allein schon durch höhere Eisrandterrasse zwischen Windhaag (1145 m) und Stiegelreit (1350 m) erkennbar. Auch die von Penck-Brückner (1909: 349) erwähnte Endmoräne des Tiefentalgletschers bei Hinterburg (1100 m) ist keine solche, sondern ein Felsriegel, auf dem Grundmoräne und geschichtete Sande liegen.

Das Tiefental ist von Moränenmassen erfüllt. Deren Formung und die häufigen, ortsfremden Geschiebe ergeben eindeutig, daß kein selbständiger spätglazialer Lokalgletscher dieses Tal durchströmt hat. Es war vielmehr ein toter Winkel, der hauptsächlich mit Ferneis und Fernmoräne angefüllt wurde. Nach dem Eisfreiwerden des Gebietes Ranggerköpfl-Krimpenbachsattel schmolzen die Eismassen ganz allmählich ab. Da sie talabwärts an Mächtigkeit zunahm, findet man Eisrandabsätze hauptsächlich im höheren Talbereich. Von Eben an talabwärts ist der breitere Talgrund links ein ehemaliges Gletscherbett, gespickt mit großen Moränenblöcken. Rechts wird dieses Gletscherbett bis zur Mündung auf die Oberperfer Terrassen von einer riesigen, wechselnd geneigten Moränenterrasse begleitet, deren Form das langsame Abschmelzen eines Toteiskörpers, begleitet von Schuttfließbewegungen sichtbar macht.

Alle diese Beobachtungen zeigen übereinstimmend, daß der Bereich der Sellrainmündung seine letzte Prägung zu einer Zeit erfuhr, als der schwindende Inngletscher noch mit dem Sellraingletscher zusammenhing. Nirgends findet sich ein Anhaltspunkt dafür, daß ein selbständiger oder gar vorstoßender Lokalgletscher hier Anteil an der Formung hatte.

6b) Unteres Sellraintal – unterstes Lisenstal

Zwischen den Mündungsbereichen des Tiefentals und des Fotschertals (bei Sellrain) sind die Hänge stellenweise zu steil für die Erhaltung von Schuttformen. Immer wieder setzen Leisten und auch richtige Terrassenstücke an, aber eine einigermaßen gesicherte Verknüpfung der Systeme ist nicht möglich¹.

Doch allen diesen Schuttformenresten ist gemeinsam, daß sie an Eisrändern entstanden sind, und zwar nicht – wie die Gefällsverhältnisse beweisen – am Rande eines stationären oder gar vorstoßenden Gletschers. Immer wird am steilen Innenabfall dieser Formen Moräne sichtbar. Stellenweise sind es überhaupt reine Moränenterrassen, häufig wechselt das Material auf engstem Raum. Wo tiefere Einschnitte mehr Hangschutt brachten, sind Reste von Kesseleinbrüchen zu beobachten. Die steileren Hänge darüber tragen eine unruhig geformte Moränendecke.

Wo die Straße von Axams ins Fotschertal einbiegt, sieht man zwischen 1180 und 1100 m die Verzahnung des Fotscher Schwemmkegels mit dem schwindenden Eisrand des Sellraingletschers durch mehrere Phasen; im toten Winkel sind jeweils Toteiskessel entstanden. Wie üblich ist die haupttalaufwärts gerichtete linksseitige Schüttung des Fotschertales aus dieser Zeit (1100 m) nur dürftig entwickelt. Diese und die tieferen Mündungsablagerungen beweisen, daß der selbständige Fotscher Gletscher Sellrain im Spätglazial nicht mehr erreicht hat.

Diese Beobachtungen stehen in keinem Widerspruch zu jenen Ladurners (1932: 410, Tafel 12), der Moränenaufschüttungen aus dem Fotschertal bis Sellrain und weiter über der Schlucht bis zur Terrasse von Grinzens verfolgte. Denn tatsächlich spielt bei diesen Eisrandablagerungen der rechten Talseite Moräne die Hauptrolle.

Schon Penck-Brückner (1909: 330) und später auch Bobek (1935: 146) stellten fest, daß bei Sellrain (Rotenbrunn) Moräne bis in den Talgrund hinabreicht. Daher schien die folgende Talverengung zur Mündungsschlucht für Penck-Brückner ein Zungenbecken abzuschließen. Tatsächlich sieht man die Moränendecke in weniger steilen Bereichen der Schlucht auch dort bis zum Talgrund hinabreichen, besonders im Mündungsgebiet des Tiefentales.

In dem breiteren Talabschnitt Sellrain-Gries fallen vor allem die Eisrandterrassen der linken, stärker gerodeten Talseite auf. Sie sind am besten im Bereich des abgeflachten Schuttfußes der Hänge erhalten. Streckenweise kann man zusammenhängende Systeme verfolgen; da jedoch die heutige Talsohle rascher fällt

¹ Bei Eisrandterrassen ist die exakte Verknüpfung gleichalter Formen sowieso oft problematisch: Vor allem die Schwemmkegel überdauern oft mehrere Terrassensysteme, wobei die Mantelflächen durch Seitenerosion einfach tiefer geschaltet werden (vgl. v. Wissmann 1951). Das haben die großen Terrassenschwemmkegel aus dem Senderstal und dem Tiefental im Bereich der Sellrainmündung erneut bewiesen.

als diese Terrassensysteme, wechseln sie je nach Möglichkeit der Erhaltung. Häufig sind die Terrassenreste vom Hangschutt fast überwältigt, an geschützten Stellen werden sie manchmal eben oder gar wallförmig (rechte Talseite), und immer findet man am Steilabfall Moräne.

Der Verfasser verzichtet auf den Versuch einer zeitlichen Verknüpfung aller dieser Eisrandformen, doch sieht er in dem durchlaufenden Formenkomplex einen Beweis dafür, daß weder ein selbständig gewordener Sellraingletscher, noch einer der Seitentalgletscher nach dem Schwinden des Inntaleises das Sellraintal unterhalb von Gries erreicht hat. Im Mündungsbecken von Gries sind diese Moränenterrassen besonders gut erhalten und verraten durch ihren Höhenverlauf, daß auch bis Gries weder ein Lisner Gletscher noch ein Gletscher aus dem Oberthal selbständig vorgestoßen ist.

Was Ladurner (1932: 403) nördlich über Gries mit Vorbehalt als Gschnitz-Ufermoräne ansah, ist einer der Moränenterrassenreste, dessen Rand im Bereich des Hasental-Schwemmkegels stärker unterschritten ist, wodurch ein größeres Gefälle vorgetäuscht wird.

Daß diese Moränenterrassen auch hier an einem Eisrand entstanden und nicht nur Reste einer zerschnittenen Talverschüttung sind, beweist der wohlausgebildete, mit großen Moränenblöcken bedeckte alte Gletscherboden von Taxach, der links an der Mündung des Lisenstales als niedrige Terrasse erhalten ist.

Die Eisrandterrassen von Gries nähern sich entsprechend ihrem geringen Gefälle dem Talboden des Lisenstales und verschwinden unter den mächtigen jüngeren Schwemmkegeln der Jufenau. Erst oberhalb davon findet man Uferbildungen des Lisner Gletschers, deren Formen und Gefälle auf einen selbständigen und aktiven Gletscher hinweisen.

6c) Lisenstal: Hauptgletscher

Die Hochstände des Lisner Gletschers vor dem Egesen-Vorstoß haben dürftige Spuren hinterlassen und lassen sich nur grob abgrenzen.

Die Moränenleisten bei Narötz sind für sich sehr unsichere Ufermarken. Dagegen ist die Moränenterrasse über dem Pearnbrem (1500 m) ein verlässlicher Zeuge. Sie findet jedoch in dem südlich anschließenden Gehänge keine Fortsetzung, und auch die Wallform am Nordende dürfte eher sekundär entstanden sein. Gegenüber auf der rechten Talseite verläuft in annähernd gleicher Höhe eine Folge eindeutiger Eisrandbildungen, z. T. mit Wallform. Alle diese Spuren weisen auf ein altes Gletscherende im Bereich Jufenau-Narötz hin. Die Beziehung dieses Gletscherstandes zu den Eisrandterrassen von Gries konnte nicht geklärt werden. Auf der Moränenstufe quer über das Tal, bei 1400 m, scheint ein altes Gletscherbett auszulaufen. Ob es talabwärts an Toteis grenzte oder ob diese Stufe nur durch Zerschneidung an der Seitenbachmündung entstand, mußte offen gelassen werden.

Nach den Erfahrungen im äußeren Ötztal und unteren Horlachtal möchte der Verfasser diese schlecht erhaltenen Eisrandformen eher dem Steinach- als dem Gschnitzstadium zuordnen.

Weiter talaufwärts liegen die einzigen sicheren Ufermoränenreste links oberhalb von Praxmar im Schutze des Zirmkogels (2037 m), zwei hohe Wälle in 1800 m und 1870 m Höhe, mit großen Blöcken aus dem Talhintergrund. Beide gehören zu Ständen des Hauptgletschers, die weit über die Mündungen des Schöntals hinausgereicht haben müssen. Beide könnte man sinnvoll mit den beschriebenen Ufermarken im äußeren Tal verbinden. Doch kommt dafür kaum etwas anderes in Frage als die höhere Ufermoräne¹.

¹ Dieser älteste selbständige Lisnergletscher war bei Praxmar 300 m mächtig. Ein Vergleich mit der Original-Gschnitzmoräne (H. Paschinger 1952: Beilage 3, S. 48) ergibt, daß der etwa gleich breite Gschnitzgletscher damals 4,5 km oberhalb der Endmoräne eine Mächtigkeit von 300 m erreichte. Beim ältesten Lisner-Gletscher beträgt der entsprechende Abstand bei viel stärker abfallender Talsohle rund 3 km — ein sehr einleuchtender Wert.

Im Sinne der hier vertretenen Serie würde es gut passen, wenn der höhere Wall dem Steinachstadium, der tiefere dem Gschnitzstadium entspräche.

Auf der rechten Talseite findet man gegenüber von Praxmar an den Hängen um die Aflinger und Gallwieser Alm, ferner weiter südlich „In der Keuche“ zahlreiche Schuttabsätze, von denen einige große Ähnlichkeit mit Moränenterrassen haben. An diesen Hängen ließen sich jedoch junge Hangbewegungen nachweisen; daher ließ der Verfasser diese Formen bei der Rekonstruktion von Eisrändern aus dem Spiel, zumal hier Blöcke aus dem Talhintergrund selten sind oder überhaupt fehlen.

Bei Praxmar tauchen am linken Hang Ufermoränenwälle jüngerer Gletscherstände auf. Die zugehörigen Endmoränen lagen zweifellos in unmittelbarer Nähe von Praxmar. Zu diesen Gletscherständen gehören auch die älteren Ufermoränen an beiden Hängen über Lisens. Am linken Hang täuscht nördlich des Lisner Schöntales ein Bergriß eine Fortsetzung dieser Moränen vor (Senarclens-Grancy 1958: Tafel 4).

Allen diesen lückenhaften älteren Ufermoränenresten gegenüber fällt die Geschlossenheit der mächtigen Moränenwälle bei Lisens auf. Ihre weit frischeren Formen sind auch an steileren Hängen erhalten geblieben. Schon Kinzl (1929: 74) und Ladurner (1932: 405) beschrieben sie als Daunmoränen. Senarclens-Grancy (1958: Tafel 4) zeichnete sie als D/d-Stände ein. In unserer Serie entsprechen die D/d-Wälle im allgemeinen den Egesen-Moränen. Tatsächlich kann es sich um nichts anderes handeln. Die Formmerkmale und die Stellung in der Serie — besonders auch gegenüber den jüngeren Ablagerungen — weisen eindeutig darauf hin. Die vergleichsweise tiefe Lage dieser Moränen erklärt sich allein schon aus der Größenordnung und Nähe des Lisner Ferners¹. Noch dazu vereinigte sich mit ihm der Längentaler-Gletscher, dessen Umrahmung die der übrigen untersuchten Täler ebenfalls an Höhe übertrifft.

Wenn die Moränen von Lisens dem Egesenstadium angehören und die Endmoränen des Lisner Steinach- und Gschnitzgletschers weit außerhalb des Praxmarer Schöntales liegen, so bleibt für die Gletscherstände, die bis in die Gegend von Praxmar reichten, nur das Daunstadium.

Der Lisner Ferner² gehörte in den letzten Jahrhunderten zu den meistbesuchten Gletschern Tirols³. Seine breite Hauptzunge kam jedoch bei den neuzeitlichen Hochständen nie über die gewaltige Stufenfront hinaus. Vor dieser findet man daher zwar einen riesigen Sandurfächer, jedoch keine neuzeitlichen Moränenwälle. So wissen wir nur wenig über die neuzeitlichen Schwankungen der Hauptzunge.

Nur im Schuttfeld der Zwischenstufe sind noch Reste der 1850er Moränen erhalten, die Anhaltspunkte für die Gesamtausdehnung der Zunge während der Hochstände geben. Das alte rechte Ufermoränenstück, das Kinzl (1929: 74) und Ladurner (1932: 29) beschrieben, scheint inzwischen von den Bächen zerstört worden zu sein.

An historischen Zeugnissen fand der Verfasser nur Darstellungen des Hochstandes von 1770. Die Anich-Karte (veröffentlicht 1774) bietet nur ein sehr grobes Bild: Immerhin ist die Zungenform angedeutet, und das Entfernungsverhältnis Zungenende — Kleinhornalbach — Längentalmündung läßt auf einen Hochstand des Lisner Ferners im Ausmaß von 1850 schließen. Sicherer geht dieser Hochstand aus einem Stich nach einer Zeichnung Jos. Schöpfs von 1788⁴ hervor. Manches ist fantastisch übertrieben, aber viele Einzelheiten sind darauf gut zu erkennen. Damals — also schon einige Zeit nach dem Hochstand — reichte die Hauptzunge noch fast bis zum Rand der Zwischenstufe.

¹ Die Endmoränen des Stubai-er Egesen-Gletschers (Original-Egesen) lagen bei der Grawa Alm bei 1500 m bzw. 1600 m (vgl. S. 69 oben).

² Die sprachlich schlechtere Form „Lisenser Ferner“ findet sich bereits auf der Anich-Karte („Lisnizer Ferner“).

³ Stolz, 1939.

⁴ Vue du glacier de Lisens en Tirol. Gravée par Fr. C. Zoller 1789. Museum Ferdinandeum Innsbruck, W 10.576. Veröffentlicht von Stolz 1939: 204. Zoller hat den Lisner Ferner auch später noch einmal (Jahr unbekannt, Ferner etwas kleiner), in einem Stich dargestellt, der dann oft kopiert wurde (Mus. Ferdinandeum, Katalog „Sellrain“, „Lisens“).

Mittelbare Schlüsse auf Gletscherschwankungen ließe auch die z. T. sehr fesselnde Schichtfolge des Fernerbodens zu; eine tiefere Aufschließung würde sich hier für eine Spezialuntersuchung lohnen.

Die kleinere rechte Zunge des Lisner Ferners riegelte während der neuzeitlichen Hochstände das Kleine Horntal nahezu ab. Ihre 1850er Moränen sind fast lückenlos erhalten. Ältere neuzeitliche Moränenwälle fehlen. Dicht außerhalb der 1850er Moräne findet man auf Fels und auf den von Kinzl (1929: 74) erwähnten älteren Moränen Flechten, die sicher mehr als 400 Jahre alt sind. Die rechte Zunge erreichte also 1850 ihre größte neuzeitliche Ausdehnung.

Die 1920er Moräne der rechten Zunge zerfällt in mehrere kleine Wälle. Am Ansatz der rechten Ufermoräne ist das äußerste Wallstück sicher älter.

Die zahlreichen Flechten auf diesem Wallstück sind für 1920 bereits zu groß; die 1920er Wälle — dicht daneben, ähnlich groß und gleich im Material — sind hier in deutlichem Gegensatz dazu fast noch ohne Flechtenbewuchs.

Es handelt sich hier offensichtlich um einen Rest der Wälle, die nach 1890 entstanden und von Lagally (1906/07: 228) hier gesehen wurden.

6d) Sackungen, Gleitungen und Bergstürze im Lisenstal

Die Lückenhaftigkeit der älteren Moränen des Talgletschers hat mehrere Ursachen. Als das größte Tal des Untersuchungsgebietes ist das Lisenstal am tiefsten eingeschnitten. Die Hänge sind z. T. steil. Im Talhintergrund gibt es richtige Trogwände. Auffallend mäßig geneigt sind dagegen die Hänge des mittleren Talbereichs um Praxmar. Hier quert die große Glimmerschiefermulde das Tal. Und gerade im Bereich dieser Glimmerschiefer ist es an den Hängen zu jungen Absitzbewegungen und Gleitungen gekommen, wie sie in diesem Ausmaß und dieser Häufung im ganzen übrigen Untersuchungsgebiet nicht auftreten. Der Verfasser war eher zurückhaltend in der Kennzeichnung dieser Bereiche. Stellenweise halten die Bewegungen noch an. Das sieht man z. B. am linken Hang zwischen Lisens und Praxmar, wo mehrfach die Vegetationsdecke zerrissen ist.

Der Neubautätigkeit in Praxmar verdanken wir neue Aufschlüsse. Sie bestätigen, was sich schon aus den Formen ablesen läßt: In der breiten Hangmulde zwischen Zirmkogel und Schlafbichl hat sich der ganze Hang bis unterhalb des Ortes bewegt. Dabei sind die südlichen Fortsetzungen der beiden alten Ufermoränen schief abgesunken.

Im Norden sind diese beiden alten Ufermoränen über Praxmar von einer mächtigen, scharf begrenzten Gleitung unterbrochen worden.

Diese Gleitung hat stellenweise richtige Uferwälle ausgebildet, besonders im Anschluß an die überfahrenen Moränenwälle. Der Verfasser hat daher (1954: 92f.) diese Gleitmasse irrtümlich für die Moränen eines Hanggletschers gehalten. Das gleiche gilt für die beiden Schuttkörper am Osthang der Hornspitze südwestlich von Lisens.

Im Raum Praxmar-Lisens erfolgten diese Bewegungen mit Sicherheit nach dem Daunstadium bzw. sie überdauerten es. Die Egesenmoränen, die allerdings nur randlich in die Schieferzone hineinreichen, sind im Lisenstal (links, unter der Hornspitze) zwar unterhalb dieser Schuttkörper durch Solifluktion unterbrochen, aber von den Schuttkörpern selbst nicht erreicht worden. Nur im Längental (S. 83) ist eine größere Gleitung auch ins eisfrei gewordene Gebiet des Egesengletschers eingedrungen.

Diese Bewegungen können zu verschiedenen Zeiten entstanden sein. Es liegt auf der Hand, daß Zeiten so gewaltiger Schuttbildung wie die Egesen- und Larstigschwankung auch solche Bewegungen auslösten bzw. förderten. Die Altersfrage dieser Formen muß jedoch von Fall zu Fall eigens geklärt werden.

Die Freihut bei Gries besteht zwar z. T. aus festeren Gesteinen, ist aber von tiefen Bergrissen durchsetzt. 1821 und 1852, also zur Zeit von Gletscherhoch-

ständen, sind von der Ostflanke Bergstürze niedergebroschen und haben Wald-, Flur- und Gebäudeschäden verursacht (Bote 1821, Marberger 1932). Hammer (1921: 73) brachte diese Bergrisse und Bergstürze in Zusammenhang mit der Längentaler Störung.

Der Verfasser hat unabhängig von R. Beschel (1957: 15f.) die Flechtendurchmesser auf den Bergsturzböcken gemessen. Er konnte trotz angestrenzter Suche keine Flechtendurchmesser finden, die von denen der viel höher gelegenen gleich alten Moränen des Untersuchungsgebietes abwichen — eine gute Bestätigung der Methode und ihrer vielseitigen Anwendungsmöglichkeiten.

6e) Lisens — Sellraintal: rechte Flanke

An den steilen Trogwänden und -flanken des Lisenstales sind rechts die verbindenden Moränen zwischen Haupt- und Seitengletschern nicht erhalten geblieben. Mit dem Lisner Gschnitzgletscher dürften alle Kargletscher südlich von Praxmar verbunden gewesen sein, mit dem Daun- und Egesengletscher nur der Kleinhornalpgletscher.

Die Kare sind lebhaft gegliedert; breite, flache Karböden fehlen im allgemeinen. Das alles hat die Erhaltung von Moränenwällen nicht begünstigt. Es war daher schwierig, die lückenhaften Serien von Schuttformen im Vergleich mit entsprechenden Beispielen des Untersuchungsgebietes zu gliedern.

Im Großen Horntal fällt der Unterschied der beiden Hauptflanken besonders auf. Die Gegensätze in Exposition und Form der Umrahmung haben zusammengewirkt, so daß zugleich mit den Blockgletschern der Schattenseite auf der Sonnseite unter den rinnenzerfurchten Wänden der Viller Spitzen vor allem große Halden entstanden sind.

Eine Sonderstellung nimmt auch in höheren Lagen wieder das Glimmerschiefergebiet ein. Alle Schuttformen sind undeutlicher. Dem Schuttfließen kommt ein bedeutend größerer Anteil an den formbildenden Vorgängen zu als sonst. Eindrucksvolle Beispiele dafür finden sich im Bereich Kühgrübl-Juifenalm (über Jufenuau).

Unter den Kar- und Hangnischen drangen große Schuttströme fast so weit vor wie einst die Gschnitzgletscher, wobei auf der Verflachung der Juifenalm viele Stauwülfte entstanden sind. Diese Bewegungen dürften von Firn und Gletschern oberhalb davon zumindest gefördert worden sein. Im Kühgrübl scheint es sich überhaupt um einen weitergeflossenen Egesen-Blockgletscher zu handeln.

In der Seigesgrube (über Sellrain) hat sich die Gschnitzmoräne links durch fortdauerndes Schuttfließen völlig aufgelöst. Einem noch größeren Gletscher stünde hier auch der direkte Weg ins Fotschertal offen. Die Seigesgrube wird vom Fotschertal her durch eine riesige Sackung weiter „angezapft“, deren frischer Abriß die ganze breite Hangmulde nördlich der Linie Allmindalm-Arwesköpfl umspannt.

Während der Neuzeit gab es in den rechtsseitigen Karen des Lisenstales keine richtigen Gletscher, obwohl die Originalaufnahme 1:25.000¹ solche in den beiden Horntälern angibt. Die Flechtendurchmesser und die Verwitterung des Blockwerks zeigen eindeutig, daß es sich dabei nur um die Überfirnung bzw. Reaktivierung älterer (höchstwahrscheinlich subatlantischer) Schuttkörper handelte.

6f) Lisenstal: linke Flanke

Schöntal bei Lisens. Von den linksseitigen Hängen und Karen des Lisenstales bietet das Lisner Schöntal die günstigsten Möglichkeiten eines Vergleiches mit den übrigen bisher untersuchten Gebieten. Das gilt vor allem für die Schattenseite. Denn diese liegt bereits außerhalb der Glimmerschieferzone, und hier ist auch noch eine geschlossene Serie von Moränen und Blockgletschern erhalten, die nahe an die Ufermoränen des Talgletschers herauführt.

Erstaunlicherweise hat die Schöntalspitze (3008 m) an ihrer Nordostflanke keinen neuzeitlichen Gletscher mehr getragen².

¹ Im Gegensatz zur Karte von Barth-Pfaundler (1865).

² Im Gegensatz zur Auffassung von Senarclens-Grancy (1958: Tafel 4).

Der höchst eindrucksvolle, aktive Blockgletscher, der sich von dieser Flanke ergießt, weist selbst in den höchsten Teilen auf seinen Blöcken über 400 Jahre alte Flechten auf. Das beweist, daß diese Bergflanke in der Neuzeit auch nie durch längere Zeit geschlossen verfirmt war.

Dieser aktive Blockgletscher fuhr auf einen deutlich älteren, größeren Blockgletscher ähnlicher Form auf.

Nicht überall ist der Rand dieses älteren Blockgletschers gegen sein Vorland scharf ausgeprägt. Der Verfasser hält es für möglich, daß der Höchststand dieses Blockgletschers oder Gletschers weiter gereicht hat; doch konnte er die entsprechenden Spuren im steileren unruhigen Gelände nicht abgrenzen.

Der Nordrand dieses Blockgletschers berührt sich mit der gleichalten rechten Ufermoräne eines ehemaligen Gletschers vom Zischgeles.

Daß es sich dabei um einen richtigen, flachen Gletscher gehandelt hat, beweist das auftauchende Felsbett im Zungenbereich. Auch dieser Umstand spricht indirekt dafür, daß es damals einen Schöntalgletscher gegeben hat, der etwas weiter reichte als der noch sichtbare Blockgletscher.

Auch nach Osten zu schließen sich an den älteren Blockgletscher der Schöntalspitze gleich alte Schuttkörper an. Diese haben den mächtigen Uferwall eines wiederum älteren größeren Fußgletschers überfahren, der bis auf die Mündungsstufe des Kartales gereicht hat.

Die beiden Blockgletschergenerationen im oberen Karbereich sind uns aus dem Zwiselbachtal (S. 52) und aus den Karen des Kühthaler Längentales (S. 71 o.) bereits bekannt und wurden entsprechend eingestuft.

Ähnliche noch weiter reichende Vorgänge als die der Larstigezeit führten zur Bildung des älteren Fußgletschers, der die Mündungsstufe erreichte. Sofort drängt sich der Vergleich mit den Egesen-Bildungen des Wörgetales und besonders des Mittertales auf (Kap. 5 b). Trifft dieser Vergleich zu, so müßte — entsprechend den Verhältnissen im Mittertal — auch aus dem Karhintergrund ein größerer Gletscher herabgeflossen sein. Das steile Gelände hat davon jedoch fast keine Spuren bewahrt. Nur am Talausgang ist links des Baches noch ein Stück Endmoräne zu erkennen. Es konnte zwar nicht sicher nachgewiesen werden, daß dieser linke Endmoränenrest gleich alt ist wie die Fußgletschermoräne rechts des Baches. Wenn dies zutrifft, wie der Verfasser annimmt, so wird der Vergleich mit dem Mittertal noch augenfälliger. Das würde bedeuten, daß auch hier der Fußgletscher rechts im unteren Teil eine gewisse Selbständigkeit wahrte, aber mit dem Hauptgletscher zusammenwuchs.

Der Verfasser hat 1954 (S. 92 f.) die große Fußgletschermoräne seinem „Lisenser Vorstoß“ zugeordnet. Es ist durchaus möglich, daß die Schuttkörper, die damals unter diesem Namen im Lisental zusammengefaßt wurden, gleichzeitig entstanden sind (nicht gilt diese Möglichkeit für die Gleitung bei der Längentaler Alm, S. 83). Da es sich dabei meist nicht um Moränen handelt, läßt der Verfasser diesen Begriff fallen.

Durch das tiefe Herabreichen der Egesenmoränen bleibt nur wenig Raum für ältere Moränen aus dem Schöntal. Die gefundenen Reste erschienen dem Verfasser zu unsicher für eine Eintragung in die Karte.

Glimmerschiefermulde von Praxmar. Trotz der mäßigen Hangneigungen im Bereich von Praxmar ist die Gliederung der Moränen und Blockströme hier schwierig, da in diesem Gestein — wie schon gezeigt wurde — z. T. andere Vorgänge und Formen in den Vordergrund treten als im übrigen Untersuchungsgebiet. Manche Hilfe bot der Vergleich mit der entsprechenden Talseite des westlich benachbarten Gleirschtales. Die dürftigen älteren Ufermoränenreste des Lisner Gletschers erlauben doch immerhin die höhenmäßige Festlegung der damaligen Eisränder und daher auch einige Schlüsse auf die Beziehungen zwischen Haupt- und Seitengletschern. Die nicht sehr deutlichen Gschnitz-Endmoränen unterhalb der Schefalm südlich von Praxmar¹ stammen vom größten Seiten-

¹ Schon Ladurner (1932: 405f.) hat sie als solche erkannt.

gletscher der Praxmarer Mulde und scheinen mit nahen Eisrandbildungen des Hauptgletschers zusammenzuhängen, was aber nicht sicher bewiesen werden konnte.

6g) Längental (bei Lisens)

Das Lisner Längental verdankt seine auffallende Asymmetrie der „Längentaler Querstörung“ (Hammer 1929/I: 53). Ihr folgt das Tal. Entlang dieser Linie wurde die Alpeiner Granitgneismasse (u. a. Brunnenkögel, Lisner Fernerkogel) nordwärts vorgestoßen. Die Ungleichseitigkeit — rechts die gewaltigen Brunnenkogelwände, links die weiten Kare — bestimmt auch die Formen der Vergletscherung.

Schon Kinzl (1929: 72) erwähnte die Egesen-Wälle des Längentaler Gletschers bei der Längental-Alm. Der Verfasser deutete 1954 (92, Abb. 1) den Zusammenhang dieses Längentaler Gletschers mit dem Lisner Gletscher auf einer Skizze an (vgl. auch Senarclens-Grancy 1958: 276, Tafel 4). Aus den verschiedenen, z. T. ziemlich langen Ufermoränenresten ließen sich Gefälle und Verlauf des ehemaligen Gletscherufers in befriedigender Weise rekonstruieren. Damit ist auch der Zusammenhang mit dem Gletscherende bei Lisens gesichert. Mehrere jüngere Ufermoränen am rechten Hang und Eisrandablagerungen an der Talmündung lassen erkennen, wie sich der Längentaler Gletscher vom Lisner Gletscher löste.

Die Längental-Alm selbst liegt auf einer jüngeren Gleitmasse, die vom gegenüberliegenden Hang niederfuhr und sich noch ein Stück weit gegen das Lisenstal hinab bewegte. Sie besteht zu einem guten Teil aus dem Moränenmaterial, das die Hangmulde unter der Weißen Wand erfüllt hatte.

Es muß eine rasche Bewegung gewesen sein, wobei die Gleitmasse etwas am Gegenhang emporbrandete und dort scharfe, wallartige Ränder zurückließ. Diese Formen deutete der Verfasser 1954 (S. 93) als Moränen, die er seinem „Lisenser Vorstoß“ zuordnete. Senarclens-Grancy (1958: 276) erhob dagegen berechnete Einwände. Die mächtigen Blockhalden vom Lisner Fernerkogel, besonders die aus dem Gamsgrübl, werden von der Gleitmasse gestaut. Da diese Blockhalden hauptsächlich zur Larstigezeit entstanden sein dürften, muß die Gleitung allerspätstens zu Beginn der Larstigschwankung erfolgt sein.

Die reichen Moränenformen des mittleren und unteren Längentals sind ausschließlich Bildungen der Egesen-Schwankung. Besonders an den sanften Hängen um das Westfalen-Haus sind die Formzusammenhänge so lückenlos erhalten geblieben, daß sich hier der äußerste Egesen-Rand in geradezu einmaliger Weise noch verfolgen läßt. In keinem andern Tal konnte der Verfasser die damals eisfreien Gebiete so genau abgrenzen. Wiederholt wurde schon auf den großen Schuttreichtum der Egesen-Moränen hingewiesen. Nirgends offenbart er sich so eindrucksvoll wie im Bereich des Westfalen-Hauses. Genau erkennt man in diesen Moränenlabirinth die einzelnen Teilbewegungen. Es ist eine lehrbuchhafte Folge von unzähligen Rückzugsstadien einer einzigen Vergletscherungsperiode. Mag es sich im einzelnen auch oft um kräftige kleine Vorstöße gehandelt haben, so haben sie doch nirgends zu größeren Diskordanzen geführt¹. Ganz offensichtlich bildete sich die Egesen-Vergletscherung nur langsam und schrittweise zurück. Demnach kann die Klimabesserung nicht schnell erfolgt sein. Dafür sprechen auch die Schuttfießvorgänge, durch die manche Egesen-Formen betroffen wurden und die wahrscheinlich nicht alle erst durch die jüngere Larstigschwankung ausgelöst wurden (Hohe Grube, Hang südlich des Westfalen-Hauses).

Die lückenlosen Formzusammenhänge der Egesenmoränen an der linken Talflanke erlauben hier eine besonders gute Schätzung der damaligen Schneegrenze.

¹ Senarclens-Grancy (1958: 276, Tafel 4) entgingen z. T. die durchlaufenden Eisränder, weshalb er einen Teil der Moränen in der Hohen Grube (und übrigens auch die der Schwärzgrube) zu Unrecht einer jüngeren Gletscherschwankung zuordnete.

Die Moränen der innersten Kargletscher zeigen, daß die Egesen-Schneegrenze am südgerichteten Hang sicher über 2700 m lag, also weniger als 400 m unter der heutigen.

Im Längental erweist es sich besonders klar, daß die Egesen-Schwankung die letzte wesentliche Klimaverschlechterung vor der Larstigschwankung war. Die Larstigschwankung hat in den südgerichteten Karen außer mächtigen Schutthalden keine eigenständigen Schuttformen hinterlassen, wohl aber die Egesenschuttkörper stellenweise verformt bzw. weiterbewegt; dies läßt sich jedoch schwer abgrenzen und wurde daher auf der Karte nicht eigens ausgeschieden.

Längentaler Ferner (Abb. 7, Luftbild 5). Wir kommen zum auffälligsten und verwickeltesten Gletschervorfeld des Untersuchungsgebietes. Selbst unter der winterlichen Schneedecke erkennt man noch deutlich die mächtigen Schuttformen. In der Anich-Karte scheinen sie sogar als richtige Berge auf. Auch Barth und Pfandler (1865) hoben sie auf ihrer Karte hervor. Die verschiedenen Moränensysteme hat Kinzl (1929: 70—73) bekanntgemacht. Noch zutreffender als seine Skizze ist die Darstellung von Senarclens-Grancy (1958: 265, Tafel 4). Eine genaue Kartierung, Flechtenmessungen (Anhang) und Grabungen haben den Verfasser zu einer abweichenden Gliederung geführt. Wie Kinzl unterscheiden wir in der Hauptsache drei große Moränensysteme:

I. Das älteste System (I—IV) bildet einen Blockgletscher ab, der das Tal noch in seiner gesamten Breite ausfüllte. Weit ausschließlicher als die jüngeren Gletscher wurde er von den Brunnenkogelwänden (rechte Talflanke) her ernährt. Denn das Gefälle der linken Ufermoräne beweist, daß die Gletscheroberfläche in der Talrichtung weit schwächer anstieg als die Oberflächen der jüngeren Gletscher; vermutlich hob sie sich vergleichsweise stärker zur rechten Talflanke hin. Das durchwegs grobe Blockwerk der heutigen Oberfläche stammt fast ausschließlich von dieser Flanke (Alpeiner Granit), weit mehr als das Material aller älteren und jüngeren Moränen.

II. Der nächstjüngere Gletscher (Abb. 7, Nr. 1—19 bzw. 25) war wie der neuzeitliche bereits in 3 Zungen gegliedert: in eine schuttreiche Hauptzunge (Mitte), einen blockgletscherartigen, rechten Lappen und in einen Blockgletscher ganz links (s. beiliegende Karte), der schon damals entstanden sein dürfte, wie die Flechtendurchmesser auf den z. T. stark verwitterten Blöcken wahrscheinlich machen. Der Schutt der beiden Hauptzungen stammt jeweils in weit höherem Maße aus der Brunnenkogelflanke (rechts) als der Schutt der entsprechenden neuzeitlichen Moränen und ist auch viel blockreicher (nicht nur an der Oberfläche). Aber selbst in den Blockwällen der rechten Zunge findet sich vereinzelt Material aus dem Talhintergrund. Somit nehmen die Moränen dieses Systems in Bezug auf ihre Herkunft aus den Brunnenkogelwänden eine Mittelstellung zwischen denen des I. und III. Systems ein.

III. Der neuzeitliche Gletscher (ab Wall 30) reaktivierte den Blockgletscher ganz links. Der eigentliche Gletscher teilte sich an dem gewaltigen Schutthügel 2530 m (Felskern?) in zwei ungleiche Zungen. Das Moränenmaterial der linken, schuttarmen besteht weitgehend aus Grund- und Innenmoränenmaterial (so auch Kinzl 1929: 70). Die unscheinbaren Endmoränen und rechten Ufermoränen beweisen, daß der gewaltige linke Uferwall nur ein Ergebnis der Aufeinanderhäufung sämtlicher neuzeitlicher Ufermoränen ist, die wahrscheinlich einen schon vorhandenen Wall des Systems II weiterbauten.

Entsprechend ihrer Herkunft war die blockgletscherartige rechte Zunge weit schuttreicher; jedoch fällt auch hier die Feinheit des Schuttes gegenüber den älteren Bildungen auf. Die Mächtigkeit dieses rechten Komplexes wurde vor allem durch die älteren Ablagerungen des II. Systems (Wall 19!) bestimmt.

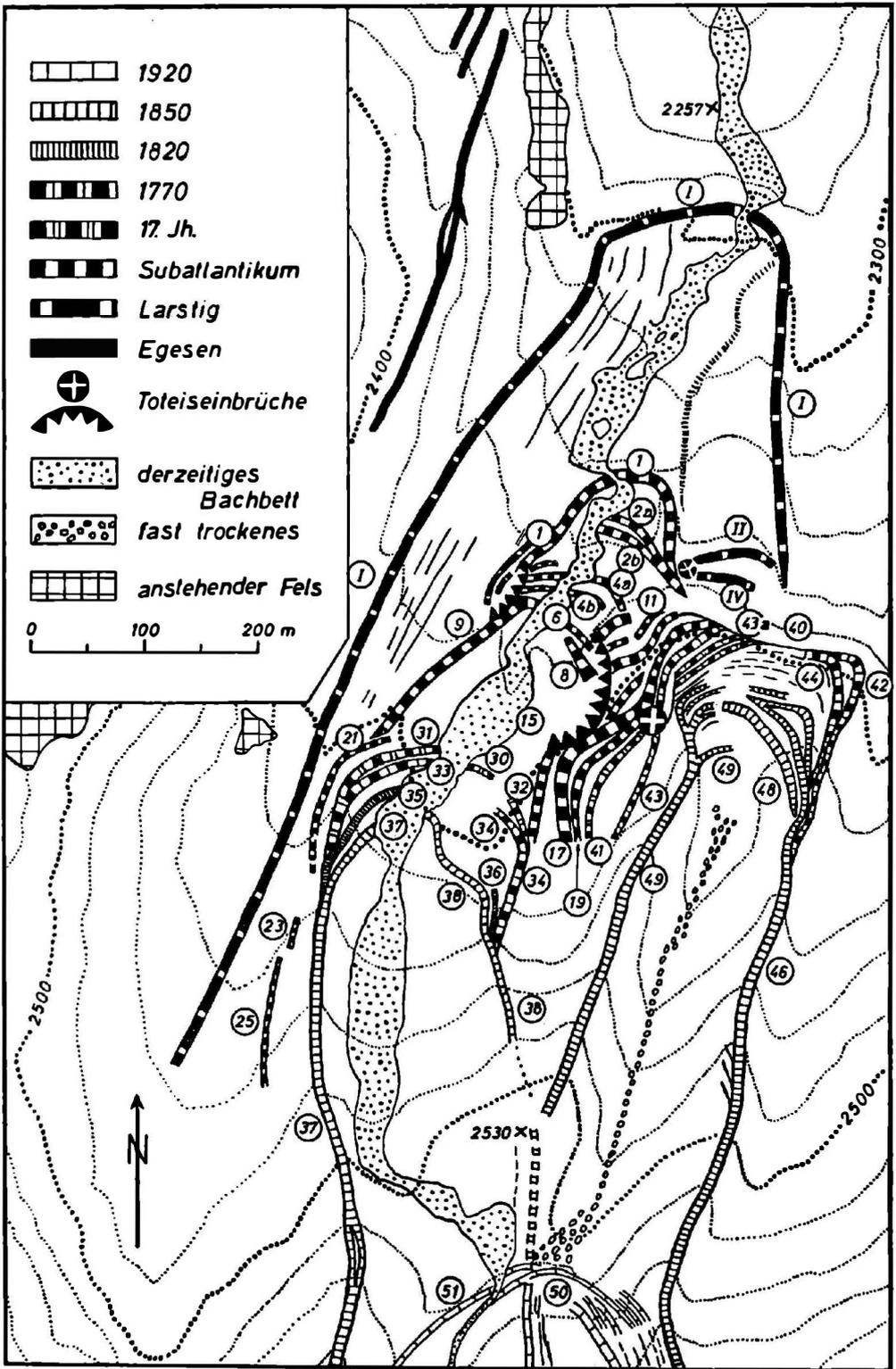


Abb. 7: Längentaler Ferner bei Lisens; Ausschnitt aus dem Vorfeld. — Nach der AV-Karte. (Höhenlinienabstand 20 m)

Die Abgrenzung und Gliederung der neuzeitlichen Moränen ergab sich allein schon auf Grund der Flechtenmessungen. Grabungen (s. u.) trugen dazu noch wesentlich bei. — Klar hebt sich auch das älteste System (I) von den jüngsten Egesenmoränen ab: Seine linke Ufermoräne läßt sich noch weit durch die Schutthalden verfolgen und ist somit weit schwächer angegriffen und verschüttet worden als die jüngsten Egesenmoränen an diesem Hang. — Am problemreichsten ist die Gliederung und Abgrenzung des II. Systems (Wälle 1—19 bzw. 25). Vom älteren System (I—IV) unterscheidet es sich vor allem durch den ganz andersartigen Grundriß, der nicht auf eine unmittelbare Folge schließen läßt.

Die linke Ufermoräne 1 verliert sich aufwärts in ein kleines Toteisfeld. Zur Zeit ihrer Bildung könnte hier also noch ein Eiskern unter dem Blockfeld von I gesteckt haben. Das würde jedoch noch keine unmittelbare Aufeinanderfolge von I und 1 beweisen (vgl. Oestrem 1962). Es kann sich aber auch um Toteis in Moräne 1 gehandelt haben.

Beweisen läßt sich, daß die linke Gletscherzunge (Wälle 6, 8, 9) und die rechte Blockgletscherzunge (Wälle 11—19) des II. Systems gleichzeitig nebeneinander bestanden.

Man möchte das zunächst nicht annehmen, denn die rechten Wälle der linken Zunge (1—8) verschwinden unter der Blockgletscherfront 19—11—15, sind also von dieser überfahren. Bei dieser Überfahrung ist jedoch das Stück 11—15 und ein schmales Stück von 17 auf die tiefere linke Zunge niedergebrochen. Unter dem konkaven Abbruch sieht man heute noch das abgestürzte Blockrümmerwerk liegen; daraus wurden die Endmoränenwälle 6 und 8 geformt. Die Blöcke fielen also auf das aktive Gletscherende 6—9 der linken Zunge.

Es ist noch offen, ob die Endmoränen 4—9 unmittelbar nach 1—2 abgelagert wurden oder ob dazwischen eine wichtigere Zeitgrenze liegt. Es wäre aber nicht weiter erstaunlich, wenn die rechte Blockgletscherzunge noch im Wachsen begriffen gewesen wäre, während die linke, schuttärmere Zunge bereits schrumpfte. Das war hier auch z. B. nach 1920 so (S. 88f.).

Die Blockgletscherfront ist — zumindest im Bereich 11 — noch offensichtlich in Bewegung, ob durch altes Toteis, durch interstitial ice oder infolge der Durchfeuchtung während der neuzeitlichen Gletscherhochstände, ist offen. Diese Bewegung darf aber nicht überschätzt werden. Denn die ältesten, tiefgründig verwitterten Bachablagerungen rechts des heutigen Bachbettes sind der Blockgletscherfront angelagert, verschwinden also nicht darunter. Nur ein einzelner Block ist auf diese Aufschüttung niedergebrochen (zwischen 4 und 6).

Eine Sonderstellung nimmt — zumindest vorläufig noch — das Moränen-system 21—23—25 vor der linken neuzeitlichen Zunge ein. Mit Sicherheit ist es jünger als 9.

Im August 1963 gruben der Verfasser und zwei Geographiestudenten¹ den First des Walles 9 auf, bis in die Stirn des Walles 21 hinein. Das oberflächlich etwas ausgespülte Material des Walles 9 ist bis zu 70 cm tief durch Bodenbildung stark gebräunt. Die neuzeitliche Bodenbräunung reicht nicht annähernd so tief hinab; das zeigt Abb. 8 (dabei darf man die Bräunungshorizonte nicht einfach summieren). Allein damit ist schon das hohe Alter der Moräne 9 bewiesen. Der A-Horizont auf Wall 9 dürfte nach Abtragung des ursprünglichen Bodens neu gebildet worden sein.

An einer scharfen Erosionsgrenze taucht Wall 9 (bis zu 0,5 m tief abgetragen) unter Wall 21. Über dieser Grenzfläche folgen zwei offensichtlich verschiedene Einheiten: zunächst lehmreichere Moräne mit völlig ebener Oberfläche, darüber unvermittelt das trockene Blockwerk des eigentlichen Walles 21; auf der ebenen Oberfläche der lehmigen Moräne ist durch das Blockwerk ein Boden entstanden: stellenweise etwas A-Horizont, darunter ein rostfarbiger, mehrere Zentimeter dicker B-Horizont. Darunter ist die Moräne bis zu 30 cm tief gebräunt. Diese Bräunung kann kaum nur aus der Neuzeit stammen; außerdem fehlt die bodenbildende Vegetation heute auf dem Wall, so daß kaum an einer älteren Entwicklung zu zweifeln ist. Eine Weiterführung des Grabens bis in Wall 31 würde die Verhältnisse klären.

Der flache Stirnwall 21 setzt sich aufwärts in einer breiten Moränenterrasse fort, deren Außenkante sicher älter als neuzeitlich ist (Grabung mit G. Patzelt: 70 cm tiefe Bräunung unter kräftigem, aber vielleicht nicht ursprünglichem A-Horizont), während gemeinsame Grabungen weiter innen und auf den Wällen 23 und 25 keine sicheren Hinweise auf vorneuzeitliches Alter brachten. Auch die größten Flechten können hier noch in der Neuzeit entstanden sein.

¹ Gernot Patzelt und Wolfgang Krestan. Beiden sei an dieser Stelle gedankt, besonders Herrn Patzelt, dessen Hilfe und Diskussionsbeiträge bei dieser und den anderen Grabungen dem Verfasser von größtem Wert waren.

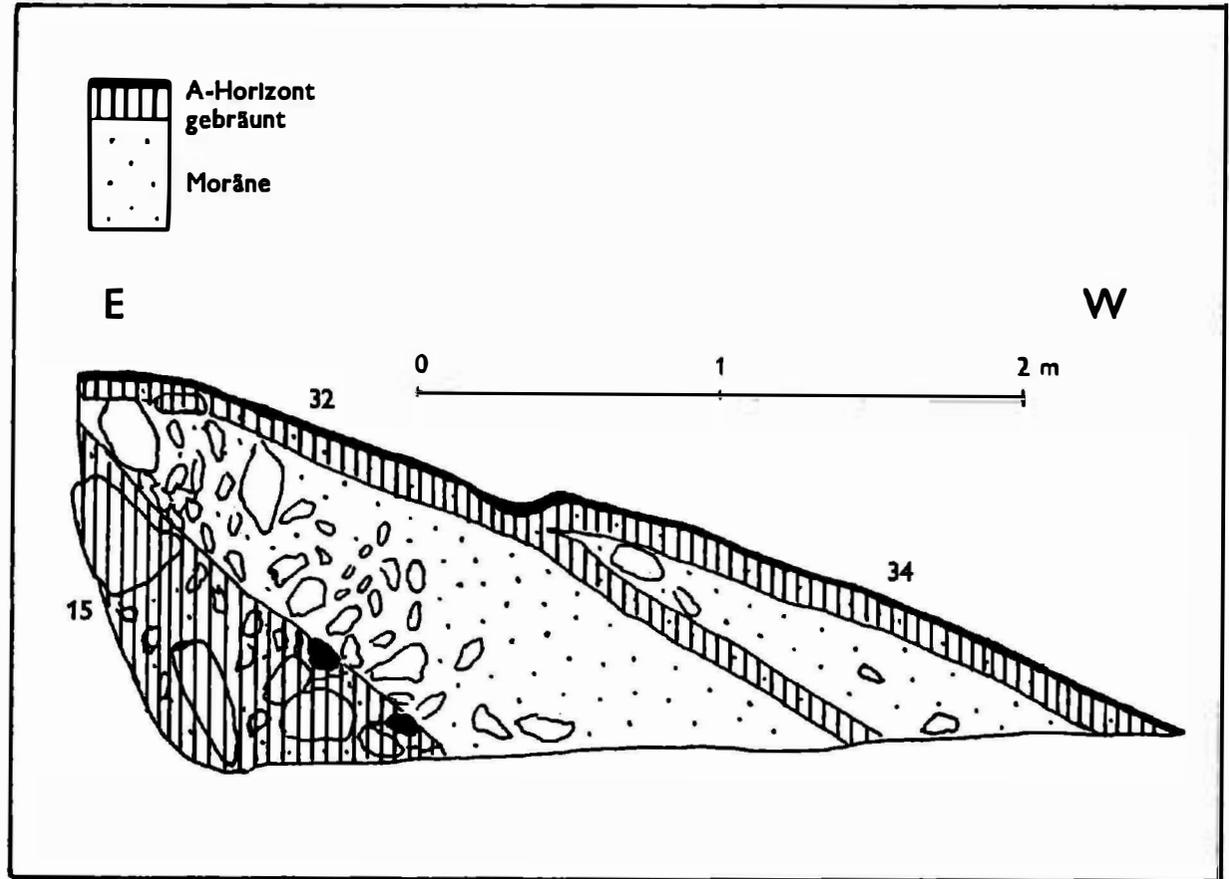


Abb. 8: Vorfeld des Längentaler Ferners bei Lisens: Grabungsprofil durch die neuzeitlichen rechten Wälle 34 und 32 bis in den älteren linken Wall 15 (siehe Abb. 7).

Eindeutiger konnte die Grenze der neuzeitlichen Vergletscherung an den rechten Ufermoränen der linken Zunge nachgewiesen werden.

Gerade wo der sehr schwach sichtbare Wall 32 unter dem Wall 34 auftaucht, durchgruben der Verfasser und G. Patzelt die beiden rechten Wälle 34 und 32 bis zum linken Wall 15, mit folgenden Ergebnissen (siehe Abb. 8):

1. Wall 34 und Wall 32 bestehen vor allem aus feiner Grundmoräne. Die Zunahme des größeren Materials gegen die Basis (Außenseite) ist bei 32 stärker.
2. Von der Oberfläche des Walles 32 wurde bei der Verschüttung durch Wall 34 nur der A-Horizont abgetragen. Die beiden Wälle sind durchgehend klar getrennt durch eine gleichmäßige, bis zu 15 cm dicke Lage gebräunter Moräne. Hier gab es also bei der Entstehung des Walles 34 keinerlei Glazialerosion, sondern nur Aufschüttung. Dagegen wird der Außenhang des Walles 15 deutlich steiler, wo er von Wall 32 berührt wird — entweder durch neuzeitliche Glazialerosion oder infolge von Solifluktion am unverschütteten oberen Hangteil.
3. An der Grenze zwischen Wall 32 und Wall 15 kam ein Blockhorizont aus größeren Blöcken als bis dahin zum Vorschein. Dazwischen und darunter fanden sich große isolierte Fetzen eines ehemals mächtigen A-Horizonts und das Heu eines — vermutlich durch Wall 34 verriegelten — Murmeltierbaues.
4. Das stärker durchspülte, von größerem Blockwerk durchsetzte Material des Walles 15 war gebräunt, so weit die Grabung reichte; das ist neben den Flechtengrößen ein weiterer Beweis für das hohe Alter dieses Walles.
5. Auf den Wällen 34 und 32 ist die Bodenbildung gleich weit; Es ist ein A-C-Boden mit etwa 2 cm dickem A-Horizont und einer 15–20 cm tiefen Bräunung darunter. Bei Aufschüttung des Walles 34 wurde also auf Wall 32 der Boden abgetragen und die Bodenbildung begann von neuem. Auch auf Wall 15 ist der gesamte alte Boden abgetragen.
6. Zwischen den Gletscherständen 32 und 34 wurde der Boden ebenso tief gebräunt (verschütteter Horizont) wie von damals bis heute. Das spricht für annähernd gleiche Zeiträume der Bodenbildung. Da die mächtigen Bodenfetzen an der Basis des Walles 32 diesen mit hoher Sicherheit als älteste neuzeitliche Moräne (von 1600) ausweisen, ergibt sich noch sicherer als durch die Flechtenmessungen, daß Wall 34 beim Vorstoß von 1770 entstand.

Grabung und Flechtenmessungen ermöglichten es somit, die rechten Ufermoränen 32 und 34 der linken Zunge den Gletschervorstößen von 1600 und 1770 zuzuordnen. Wall 38 ist die 1850er Moräne. Für den schwach entwickelten Wall 36 kommt als Alter ebenfalls 1850 oder 1820 in Betracht. Da die entsprechenden Moränenstirnen durch den Bach weitgehend zerstört sind, ist die Verknüpfung mit den linken Endmoränenstücken hypothetisch, denn der Wert der Flechtenmessungen ist hier etwas eingeschränkt durch die Blockarmut der Moränen; lichenometrisch läßt sich ja immer nur das Mindestalter bestimmen.

Die neuzeitlichen Moränenwälle der schuttreicheren rechten Gletscherzunge konnten gegen die älteren mit Hilfe von Flechtenmessungen und Grabungen abgegrenzt werden.

G. Patzelt grub zusammen mit Gerd Sommerhoff die linken Wälle 41 und 43 an. Deutlicher als nach seiner verschwommenen niedrigen Form ließ sich damit der grobblockige Wall 41 von Wall 15 trennen. Auf Wall 41 konnte nur schwache neuzeitliche Bodenbildung (mit schwacher Bräunung bis in 20 cm Tiefe) festgestellt werden; auf Wall 43, der z. T. vom viel mächtigeren Wall 45/49 verschüttet wurde, ist die Bodenbildung noch schwächer. — Den Flechtengrößen nach ist Wall 41 eindeutig älter als 1770 und Wall 43 älter als 1820. Unsicherer ist die Gliederung der rechten neuzeitlichen Wälle dieses Moränenlappens.

Der Längenthaler Ferner ist zwischen 1850 und 1870 noch rascher zurückgeschmolzen, als es der Verfasser und R. Beschel (1958: 88f.) für andere Stubai Gletscher nachweisen konnten. 1870 bildete der Gletscher nur noch eine einheitliche Zunge, die nicht weiter reichte als die spätere Endmoräne von 1920 (Wall 50/51).

Dies ergibt sich aus der O. A. 1: 25.000. Damals schon bestand vor der Gletscherstirn der kleine See, dessen Bett man zwischen Wall 51 und P. 2530 noch in Resten erkennt.

Danach hatte der Gletscher 1890 wahrscheinlich eine geringere Ausdehnung als beim stärkeren Vorstoß von 1920 (vgl. Heuberger-Beschel 1958: 88f.). Jedenfalls gibt es keine 1890er Moräne mehr.

Seit dem Stand von 1920 hat sich der linke Zungenteil fast bis 2800 m hinauf zurückgezogen. Der verschüttete rechte Zungenteil dagegen dehnte sich bis

1934 noch aus, verlor dabei aber an Dicke (Gletschermessungen 1927—1937); bis in die 1950er Jahre sah man noch Eis unter dem rechten Stirnwall 50. Erst in den letzten Jahren ist dieser Toteiskörper völlig zusammengesunken.

Der Gletscherbach verlief 1870 (O. A. 1: 25.000) wie heute. In den 1920er Jahren lag jedoch die linke Hälfte des Vorfeldes trocken und der Bach floß ins rechte Zungenbecken, versank dort und trat erst wieder an der Moränenstirn I aus (Kinzl 1929: 71)¹. Nach erneutem Schwinden des linken Zungenteils durchbrach der Bach zwischen 1931 und 1942² die niedrigen 1920er Wälle 50/51 und fand sein altes Bett wieder. Dafür liegt nun das rechte Zungenbecken fast trocken.

In diesem überaus verwickelten Gletschervorfeld sind also immer noch einige Fragen offen. Immerhin konnte die Grenze der neuzeitlichen Vergletscherung neu und meistens sicher gezogen werden. Klar läßt sich auch der Gesamtkomplex von allen älteren Moränen trennen. System I (I—IV) und II (1—19 bzw. 25) wurden nach den bisherigen Erfahrungen im Untersuchungsgebiet eingeordnet, II vor allem auf Grund seiner Verschiedenheit von I und seiner Ähnlichkeit mit den Umrissen der neuzeitlichen Vergletscherung.

Grüne-Tatzen-Ferner. Es handelt sich um zwei getrennte Gletscher, die zwar übereinander liegen, aber sich in der Neuzeit — entgegen Senarclens-Grancy (1958: Tafel 4) — nie vereinigten, was auch durch die O. A. 1: 25.000 von 1870 bestätigt wird.

Die 1850er Moräne — die einzige neuzeitliche des oberen Ferners — weist noch keinen nennenswerten Flechtenbewuchs auf, aber der Felsporn, auf dem sie liegt, schließt es aus, daß der Gletscher ihn während der Neuzeit überfahren haben könnte.

Während sich der obere Ferner aus dem schmalen Trog weit in sein Firnbecken zurückgezogen hat, ist der untere Ferner bis auf einen dünnen Firnschild überhaupt verschwunden. Unter der mächtigen Schuttbastion seines Vorfeldes liegen nicht nur die subatlantischen, sondern seltsamerweise offenbar auch die Larstigmoränen begraben. Jedenfalls schließt die noch erkennbare älteste linke Ufermoräne des Längentaler Ferners einen linken Seitengletscher aus.

Für die Lage der orographischen Schneegrenze bezeichnend ist die Tatsache, daß die kleine Hochfläche der Grünen Tatzen keine geschlossene Firndecke trägt.

Seblaskogelferner. Dieser Gletscher, der heute verschwunden ist, entsprach völlig den kleinen Seitengletschern des Zwiselbachtals (S. 51 ff.). Seine scheinbare 1850er Moräne hat er nur mit einem Firnschild erreicht, wie drei große Blöcke beweisen, die innerhalb dieses Schuttfeldes herausragen und mit über 300 Jahre alten Flechten bewachsen sind. Die Blockmoränen innerhalb dieses Randes bezeichnen möglicherweise die Reichweite des eigentlichen Eises.

Die Wälle vor dem 1850er Firnrand scheinen letzte Stände einer Vergletscherung zu sein, die den Stufenrand des Kares erreichte. Die Blockzunge, die sich aus dem Kar bis in den Talgrund bewegt hat, verdankt diese letzte Form reiner Schuttbewegung über den Steilhang hinab. Doch ist sie nicht einfach als abgewandertes Zungenende des Blockgletschers zu werten, der die Karschwelle erreicht, denn dieser ist nicht eine Restform, sondern scharf in sich begrenzt. Die tiefere Blockzunge dürfte auf einen älteren Blockgletscher zurückzuführen sein, der über den Rand des Kars hinabgegangen sein dürfte.

¹ Laut Österr. Originalaufnahme und wohl in Anlehnung daran laut Kinzl (1929: 72f.) und An der Lan (1935: 33f.) entspringt die Melach im Längental. Der Verfasser hält sich jedoch an die Anich-Karte, wonach die Melach entweder unter dem Lisner Ferner entspringt oder an die neue AV-Karte, die erst nach Vereinigung dieses Baches mit dem Fernaubach (aus dem Längental) den Namen „Melach“ zeigt.

² Laut freundlicher mündlicher Mitteilung von Prof. H. Kinzl. Als er 1942 zum erstenmal seit 1931 wieder die Stubai Gletschermessungen durchführte, stellte er fest, daß sich inzwischen diese Veränderung vollzogen hatte.

Ochsenkarferner. Dieser heute firnfeldlose Gletscher hat als einziger des Tales außer dem Hauptgletscher eine (ganz niedrige, blockige) 1920er Moräne zustandegebracht. Sein linker 1850er Lappen endet als Blockgletscher.

Links vor der Hauptstirn des Gletschers liegt ein älterer, niedrigerer, blockiger Wall, der nach dem spärlichen Flechtenbewuchs aus dem 17. Jh. stammt. Alle übrigen Wälle vor der 1850er Moräne sind vorneuzeitlich entstanden, wie der Flechtenbewuchs zeigt. Wiederum finden wir von den neuzeitlichen Moränen zwei sehr formverschiedene und damit wohl auch altersverschiedene Moränensysteme, die der Verfasser nach den gleichen Gesichtspunkten gliederte wie die des Längentaler Ferners, wobei hier der Vergleich mit dem innersten Seitengletscher des Zwiselbachtals noch näher liegt (S. 51 f.). Die blockigen Larstigmoränen des Gletschers sind auffallend niedriger als der mächtige, jüngere Blockgletscher.

Weißkogelferner — Winnebachjoch-Ferner. Die Beziehung dieser beiden Ferner zueinander erinnert an die der beiden Grüne-Tatzen-Ferner. Nur ist der Weißkogelferner in der Neuzeit noch etwas über den Stufenrand seines Kars hinabgehangen und dürfte durch Abbrüche dem tieferen Ferner Eis zugeführt haben.

Die Gletscher beiderseits des Winnebachjochs haben keine Eisverbindung mehr¹. Der Jochgrat ist aper; vom Ferner östlich des Joches ist nur noch ein bescheidener Eisfleck unter dem Joch übrig. Daß dieser sich in vergleichsweise so geringer Höhe halten konnte, läßt sich — wie überhaupt die neuzeitliche Entwicklung dieses Gletscherchens — nur dadurch erklären, daß der Wind Schnee aus dem Winnebachtal übers Joch brachte.

Die neuzeitliche Grenze (1850) des Winnebachjoch-Ferners ist scharf. Die plumpen, links blockgletscherartigen Formen bestehen aus auffallend feinerem Schutt als die alten Blockwälle davor. Ob dieser Gletscher während der Larstigschwankung mit dem Ochsenkarferner zusammenhing oder nicht, muß offenbleiben. Jedenfalls kann er nicht breiter gewesen sein als während der noch erkennbaren Gletscherstände. Und sicher bestand kein solcher Zusammenhang links über die Stufe hinab, über die heute der Weg führt.

Mit Ausnahme des Ochsenkarferners sind die kleineren Gletscher des Längentalen und ihre Vorfelder weitgehend mit denen des Zwiselbachtals zu vergleichen, was allein schon im Fehlen der 1920er Moränen zum Ausdruck kommt. Auf der Anich-Karte scheint nur der Längentaler Ferner als Gletscher auf. Der Winnebachgletscher fällt auf dieser Karte mit dem Zwiselbachferner zusammen. Bei Barth und Pfaundler (1865) sind die kleinen Gletscher schematisch eingetragen; etwas wirr ist die Namengebung.

Die Moränengliederung des Längentalen bestätigt das bisher vom Verfasser im Untersuchungsgebiet gefundene System. Besonders fällt hier wieder der feinere Schutt der neuzeitlichen Moränen gegenüber den älteren auf. Das liegt nicht nur an der stärkeren Ausspülung der älteren Moränen, wie die Grabungen am Längentaler Ferner bewiesen. Wohl bestehen die älteren neuzeitlichen Moränen im allgemeinen aus größerem Schutt als die von 1850, aber der Unterschied gegenüber den vorneuzeitlichen Moränen ist wesentlich größer. — In geradezu klassischer Weise ist im Längental noch der Ablauf der Egesen-Schwankung zu verfolgen.

¹ Schon 1936 bestand nur noch eine 20 m breite Firnverbindung zwischen den beiden Fernern über das Joch hinweg (Gletschervermessungen 1937).

7. Sellrain, Obertal

7a) Haupttal Haggen — Gries

Im Gegensatz zum Lisner Talgletscher erreichten die Gletscher des Gleirsch- und Kraspestaes noch das Haupttal. Bekannt ist bereits die gut erhaltene Talverbauung des Kühthaier-Sattel-Tales durch eine linke Ufermoräne des Kraspegletschers.

Ladurner (1932: 403) nahm an, dieser über dem heutigen Talboden nur noch 60–80 m mächtige Gletscher aus dem Kraspestal hätte bis St. Sigmund gereicht. Richtig dagegen hat bereits Senarclens-Grancy (1958: Tafel 2) das Gletscherende des rechten Hauptlappens knapp unterhalb von Haggen eingezeichnet und auch das eigenartige Verschwinden der Moränen unter einem Bergsturz vom Mutenkogel.

Die Bergsturzmassen sind während des Gletscherhochstandes oder kurz nachher noch auf den Gletscher gefallen und bauen — vor allem rechts — die mächtige Endmoränenstirn des rechten Hauptlappens mit auf. Nach links (N) gehen sie im Stirnbereich in die übrigen Moränenmassen über; vor allem in diesem Bereich sind Toteisformen entstanden.

Somit ist die mächtige Schuttstufe oberhalb von St. Sigmund als das Hauptende dieses Gletscherstandes des Kraspeferners anzusehen. Der Bergsturz, der vom Mutenkogel auf den Gletscher niederbrach, dürfte noch zu einem mechanischen Vorschub der rechten, hangnahen Teile dieser Hauptzunge geführt haben; nur so läßt sich ihre Ungleichseitigkeit verstehen.

Senarclens-Grancy (1958: Tafel 2) hat auf dem linken Talhang über Haggen noch ältere Eisränder angedeutet, ebenso bei St. Sigmund und etwas oberhalb davon. Die mächtigen Moränenwälle südwestlich von St. Sigmund bei den Bremstall-Lacken geben genauere Anhaltspunkte für die Gletscherstände am Ausgang des Gleirschtales.

Die beiden Wälle aus dem Kraspestal bestehen aus mächtigem Blockwerk und sind stellenweise breit zerflossen oder sogar unterbrochen. Ob der kurze plumpe Schuttansatz am Ende des älteren Walles ein entsprechendes Ufermoränenstück aus dem Gleirschtal ist oder nicht, konnte nicht entschieden werden. Jedenfalls zieht der lange linke Wall aus dem Gleirschtal unter seinem Ende vorbei und ist jünger.

Diese linke Ufermoräne aus dem Gleirschtal scheint auf den ersten Blick auch die jüngere rechte Moräne aus dem Kraspestal abzuschneiden, aber ganz eindeutig ist das nicht; jedenfalls gerät die linke Moräne aus dem Gleirschtal hier in ein ehemaliges Toteisfeld und verliert sich ohne sichtbare Ursache im flachen, blockreichen Gelände. Demnach hingen die beiden Talgletscher hier also doch zusammen, nur hat der Gleirscher Gletscher seinen Hochstand später erreicht als der Kraspegletscher. Soweit sich im anschließenden Moränenfeld gegen St. Sigmund hin einzelne Formlinien erkennen lassen, sind sie vom Gleirscher Gletscher geprägt.

Sofern der ältere rechte Wall des Kraspegletschers keinen Anschluß an eine entsprechende Moräne aus dem Gleirschtal findet und nur vom jüngeren Wall aus dem Gleirschtal abgeschnitten wird, haben sich die beiden Gletscher während dieser beiden Hochstände am Zusammenfluß gegensinnig verhalten: Den älteren Hochstand bildete — im Vergleich zum jüngeren — ein größerer Kraspegletscher zusammen mit einem kleineren Gleirscher Gletscher.

Von den eigentlichen Endmoränen ist bei St. Sigmund sonst nichts mehr erhalten. Die Kirche steht nicht auf einer Endmoräne (Ladurner 1932: 403), sondern auf einer aus einem Gletscherbett herausgeschnittenen Moränenterrasse. Dieses Gletscherbett liegt jedoch — wie die damit zusammenhängenden Terrassenstücke von Brand und Peida — tiefer als das eben besprochene Moränenfeld im Anschluß an die Bremstall-Moränen und sind gegen dieses durch einen deutlichen Rand abgesetzt. Das legt den Verdacht nahe, daß die vereinigten Gletscherenden des Gleirsch- und Kraspegletschers noch auf ältere Toteisreste aufzutrifft, was auch die Zerstörung der Endmoränen noch verständlicher machen würde.

Die entsprechenden linken Ufermoränen des Kraspegletschers sind nur noch andeutungsweise erhalten. Der Seichbühl dürfte aus einer etwas jüngeren Endmoräne gebildet sein. Der Rücken, der von da ostwärts hinabzieht, ist nur eine Toteisform. Eher ist der Moränenrücken zwischen Bach und Straße — also gegenüber davon — eine Endmoräne, aber auch das erscheint dem Verfasser fraglich. Sein Eintauchen in das blockige Moränenfeld um den Bremstall spricht mehr für eine Mittelmoräne oder Toteisform. Beide Wälle faßte Senarclens-Grancy (1958: Tafel 2) als Endmoränen einer unwahrscheinlich schmalen Zunge auf.

Kraspe- und Gleirscher Gletscher haben sich demnach noch sicher bei St. Sigmund vereinigt in zwei Hochständen, wobei der Gleirscher Gletscher beim

jüngeren möglicherweise größer war als beim älteren. Zumindest beim jüngeren war der Gleirscher Gletscher tonangebend.

Die Moränenwälle der Gletscherstände von St. Sigmund sind nur dort noch erhalten, wo sie sich — an einer günstigen Talecke — bereits vom Hang absetzen. Aber selbst dort sind ihre Formen z. T. zerstört. Alle übrigen Eisrandformen sind verschwunden oder nur schwach angedeutet. Im Vergleich damit sind die jüngeren Moränenwälle des Kraspessgletschers bei Haggen wesentlich besser erhalten. Dieser Unterschied legt, entsprechend den Erfahrungen an der Ötztal- und der Horlachtalmündung den Schluß nahe, daß es sich bei St. Sigmund um Steinachmoränen, bei Haggen um Gschnitzmoränen handelt.

7b) Gleirschtal

Abgesehen von den eben erwähnten Moränen bei St. Sigmund sind im unteren Gleirschtal die Moränen des Talgletschers durch Muren usw. von den hohen steilen Talflanken her zerstört. Im mittleren Talabschnitt sind an geschützten Stellen einige linke Ufermoränenreste erhalten. Eine geschlossene Folge von Ablagerungen setzt erst ein, wo sich beim Ochsenhag, knapp unterhalb der Neuen Pforzheimer Hütte der Talgrund oberhalb einer Felsenge zu einem schmalen Zungenbecken weitet; gerade hier kreuzen Glimmerschiefer das Tal. In engem Zusammenhang mit der das Tal querenden Glimmerschiefermulde steht das Zurückweichen der linken Talflanke, wodurch hier südlich und südwestlich der Neuen Pforzheimer Hütte weite Verebnungen erhalten geblieben sind (vgl. Lisner Längental, S. 83); vor allem hilft uns hier der Vergleich mit dem benachbarten Zwiselbachtal.

Den Schlüssel zur Aufgliederung der zahlreichen Moränensysteme des Hauptgletschers und der linksseitigen Kare bietet die geschlossene Moränenfolge, die aus dem Walfeskar bis zur Neuen Pforzheimer Hütte reicht. Eindeutig lassen sich die Egesenmoränen gegenüber den älteren abgrenzen, wie es auch Senarclens-Grancy (1958: Tafel 4: D/d) getan hat. Der vereinigte Walfeskar- und Gleirschkar- gletscher hat beim Egesenvorstoß den Hauptgletscher also gerade nicht mehr erreicht, mit dem er während der Daunschwankung noch vereinigt war. Wie im Zwiselbachtal ist das Daunstadium mit mehreren Gletscherständen vertreten.

Die linken Ufermoränen des Hauptgletschers nördlich der Neuen Pforzheimer Hütte lassen sich nicht mit den höchsten linken Ufermoränenresten talauswärts verbinden. Sie sind aber auch nicht die höchsten Daun-Ufermoränen; am steileren Hang über ihnen müssen höhergelegene Wälle verstürzt oder sonst zerstört sein. Das ergibt sich aus der Höhenbeziehung zu den rechten Daunwällen aus dem Walfeskar, noch eindeutiger jedoch aus dem Verlauf der ältesten linken Daunwälle auf der Verflachung westlich über der Neuen Pforzheimer Hütte (Schwärzschrofen).

Senarclens-Grancy (1958: 275) glaubt an das pausenlose Rückschmelzen des Hauptgletschers von D/d-g (unser Daun) bis über D/d (unser Egesen). Dem steht jedoch der Unterschied zwischen den Formen der Daunmoränen und denen der frischeren Egesenmoränen gegenüber, auch wenn die Egesenmoränen im Bereich der Zungenenden z. T. zerstört sind (Steilhänge!). Eine eindeutige Diskordanz zwischen Daun- und Egesenmoränen findet sich im Räuhenkar (Vord. Grube).

Die Moränenfolge des Walfeskares erleichtert die Gliederung der Moränen in den nördlich anschließenden Karen der linken Talseite, die sich getrennt vom Hauptgletscher entwickelten.

Wenn wir die Moränen bei St. Sigmund der Steinachschwankung zuordnen (vgl. Kapitel 7a), so fehlen im Gleirschtal die Gschnitzmoränen, aber wohl nur, weil im unteren Talabschnitt kaum Möglichkeiten für deren Erhaltung bestehen (siehe oben).

Ladurner (1932: 404 und Karte) erwähnt im mittleren Gleirschtal Moränen der linken Kar- gletscher, die im Gschnitzstadium (Gschnitz I) bis zum Talgrund vorgestoßen seien. Diese Beobachtungen können nicht bestätigt werden. Die Vorstellung eines bis St. Sigmund vorstoßenden

Gschmitzgletschers aus dem Kraspestal (Ladurner 1932: 403) und eines gleichzeitigen, nicht einmal bis zur Vord. Gleirschalm reichenden Gleischer Gletschers ist allein schon durch die neuen Beobachtungen bei St. Sigmund (Kapitel 7a) widerlegt und auch theoretisch nicht haltbar. Demgegenüber sind die Daun- und Egesenstände des Gleischer Gletschers, wie sie der Verfasser in weitgehender Übereinstimmung mit Senarclens-Grancy (1958: Tafel 2, 4) vertritt, durch zusammenhängende Beobachtungen gesichert; sie stimmen auch gut mit den entsprechenden Gletscherständen des benachbarten und sehr ähnlichen Zwiselbacher Gletschers überein.

Für die mächtige Verschüttung der unteren Talhänge bilden die Egesenmoränen eine auffallende Grenze. Innerhalb dieser Moränen werden die Halden und Schuttkegel bedeutend schwächer. Nur z. T. hängt das mit der zunehmenden Ausbildung von Karen zusammen. Auch zwischen den Schuttkegeln unter den Karen bestehen Unterschiede (vgl. Rotgrube und die nördlichen Nachbarkare). Damit ist wieder die Bedeutung der Egesenschwankung für die allgemeine Schuttbildung in den mittleren Höhenbereichen unterstrichen.

Auf die Entwicklung zwischen Egesenschwankung und neuzeitlicher Vergletscherung in diesem Tal hat der Verfasser schon früher (1954: 97f.) hingewiesen. Er griff dabei die Beziehung zwischen Gleirschferner und Nördl. Sonnenwandferner heraus; die Blockgletscherzunge eines ehemaligen Nördl. Sonnenwandferners, die den Talgrund erreichte, ohne durch einen Gleirschferner daran gehindert zu werden, schrieb er damals der Larstigschwankung zu und setzte sie zeitgleich mit den nördlich anschließenden Schuttformen. Diese Deutung ist möglich, aber der Verfasser sieht die Zusammenhänge heute etwas anders, ähnlich wie Senarclens-Grancy (1958: Tafel 4).

1. Die beiden übereinanderliegenden Blockgletscherzungen vor dem Vorfeld des Nördl. Sonnenwandferners lassen sich zeitlich nicht trennen, auch wenn die obere die untere z. T. überfahren hat. Denn die obere Zunge ist nach rechts offen und setzt dort eine Hauptzunge voraus. Beide Zungen sind sicher vor der Neuzeit entstanden (Flechten!).
2. Im Vergleich zu den kleineren Gletschern des Zwiselbachtals und des Lisner Längentales fehlt zwischen Blockgletscher (wenn Larstig) und neuzeitl. Gletschervorfeld ein Moränensystem. Dieses könnte zwar unter dem neuzeitlichen Gletschervorfeld verborgen liegen. Eher glaubt der Verf. jedoch, daß der Blockgletscher selbst dem jüngsten vorneuzeitlichen System entspricht, also erst nach der Larstigschwankung entstanden ist.
3. Zwei Beobachtungen sprechen für diesen letzten Schluß: Erstens kommt unter der Blockgletscherzunge vorn das Ende einer älteren, weniger mächtigen Zunge zum Vorschein, die der Verfasser 1954 noch nicht erkannt hatte. Zweitens scheint dieses ältere Zungenende zugleich mit den nördlich anschließenden Schuttformen entstanden zu sein, während die große jüngere Blockgletscherzunge diese nördlich anschließenden Schuttformen überfahren hat. Das allein ist allerdings bei derartigen Schuttbewegungen noch kein sicherer Beweis für einen wesentlichen Zeitunterschied in der Entstehung. Denn die Blockgletscherzunge unter dem Nördl. Sonnenwandferner ging von einem Gletscher aus und bewegte sich länger, während die gesamten, nördlich anschließenden Schuttformen nichts mit Gletschern zu tun hatten. Der ganze Hang ist während der Larstigschwankung hier in Bewegung geraten. Man sieht deutlich, wie die südlichsten Egesenmoränen des Hauptgletschers in diese Bewegungen hineingezogen wurden.
4. Es besteht auch die Möglichkeit, daß der Blockgletscher des Nördl. Sonnenwandferners bereits als Larstigschutt entstand und im Subatlantikum nur reaktiviert wurde. Jedenfalls bleibt es dabei, daß der Gleirschferner weder während der Larstigschwankung, noch während des Subatlantikums weiter gereicht haben kann als in der Neuzeit. Man könnte höchstens annehmen, daß er ursprünglich mit dem Blockgletscher zusammenhing und daß durch jüngere Weiterbewegung des Blockgletschers dessen eigenständige Form entstand.

Das überaus reich gegliederte Vorfeld des Griebkogelferfers zeigt wieder die Dreiteilung wie an den Gletschern des Lisner Längentales und des Zwiselbachtals. Gröztbach (1965: 183ff., 198) studierte es ebenfalls.

Man erkennt diese Dreiteilung allein schon gut am Ansatz der linken Ufermoränen. Auf einer oberflächlich rein grobblockigen, in ihren Formen schon stark ausgeglichenen vordersten Blockgletscherzunge sitzt, deutlich abgrenzbar, ein jüngeres, viel reicher gegliedertes Blockgletschersystem mit wesentlich mehr oberflächlichem Feinschutt. Z. T. ist dieser Feinschnitt sehr jung: Dieses System lag in der Neuzeit ganz offensichtlich zeitweise z. T. unter Firn. Das erkennt man sehr gut an der ungleichmäßigen Verbreitung der Flechten und der Seltenheit großer Landkartenflechten gegenüber dem älteren vordersten System. Ferner liegen oft mitten im Bereich der grobblockigen Wälle des 2. Systems frische, feinschuttreiche kleine Wallstücke, wie man sie immer wieder auf neuzeitlich überfirnten älteren Blockgletschern findet (vgl. Larstignotenferner im Zwiselbachtal, S. 51 f.).

Das neuzeitliche Gletschervorfeld ließ sich mit Hilfe von Flechtenmessungen von den älteren Systemen abgrenzen. Auch die neuzeitlichen Moränen sind grobblockig, aber oberflächlich viel reicher an Feinmaterial als die älteren Wälle. Im ganzen gesehen ist das neuzeitliche System das unscheinbarste von den dreien. Unter der linken neuzeitlichen Hauptufermoräne sah man in den 1950er-Jahren noch Toteis, daneben auch Toteiseinbrüche.

Die neuzeitliche Vergletscherung des innersten Gleirschtales stimmt weitgehend mit der des benachbarten Zwiselbachtals überein. Nur ist die Umrahmung des Gleirschtales durchwegs um rund 100 m höher. Das hat sich merkbar ausgewirkt. Die neuzeitlichen Moränen der Sonnenwandferner sind klarer gegenüber den älteren Bildungen abgegrenzt. Beide Sonnenwandferner konnten sich in bescheidenem Ausmaß bis heute halten; beide sind 1920 vorgestoßen und haben dabei kleine Moränen abgelagert.

Während die 1920er Moräne des Südlichen Sonnenwandfeners einen kleinen See umschließt, läuft die 1920er Moräne des Nördl. Sonnenwandfeners mitten durch einen etwas älteren See. Beide Seen entstanden beim Einsinken des Eises und konnten sich halten, weil die Gletscherbäche im Schutt versickern.

Im Gegensatz dazu fehlen jüngere als die 1850er Moränen bei allen anderen Gletschern des Tales. Sämtliche Gletscher waren auch 1850 dünn. Durchwegs ist der neuzeitliche Schutt feiner als der der älteren Moränen und Blockgletscher. Sämtliche fünf Vorfelder der etwas größeren Gletscher weisen die starke Längsstreifung auf, die wir vom Zwiselbachferner (S. 50f.) kennen. Ältere neuzeitliche Moränen als die von 1850 fand der Verfasser nur vor dem Griebkogelferner (dazu Gamsgrübferner? S. u.).

Sämtliche Gletscher sind durch den Schwund seit 1850 sehr stark in ihrem Gesamtbestand gefährdet und weisen ähnliche Verfallserscheinungen auf wie die des Zwiselbachtals. Völlig verschwunden ist der Griebkogelferner.

Rechts, südlich des Kugelten Kopfes, bestanden früher zwei kleine Gletscherzungen.

Die linke bildete ein eigenes kleines Zungenbecken aus, obwohl sie bloß den Rand des Hauptgletschers bildete. Die rechte hing nur lose mit dem Hauptgletscher zusammen und bildete schon vor der Neuzeit einen mächtigen, fast rein grobblockigen Blockgletscher aus. Das neuzeitliche Zungenbecken darauf ist sehr bescheiden; vor der Moräne, die es umschließt, liegt ein weiterer, sehr unscheinbarer, blockiger Wall, der möglicherweise auch in der Neuzeit entstand. Der geringe Flechtenbewuchs der inneren Hauptmoräne zeigt, daß dieses Zungenbecken bis ins 20. Jh. hinein samt dem umrahmenden Wall mit Firn bedeckt war. Beide Zungen waren noch Anfang der 1950er-Jahre als dünne, schuttbedeckte Eisschilde vorhanden; seither sind sie verschwunden.

Auf der linken Talseite ist ferner der kleine Gletscher zwischen Zwiselbacher und Gleirscher Roßkogel verschwunden, dessen Zunge ein kleines Felsbecken über dem Walfeskar erfüllte; ein kleiner See (2926 m) ist darin zurückgeblieben.

Auf der rechten Talseite reicht ein winziger neuzeitlicher Blockgletscher nordwestlich unter dem Zischgeles-Gipfel in ein kleines Felsbecken, das einen See umschließt (2830 m). Längst ist hier aller Firn verschwunden. Die O. A. 1 : 25.000 verzeichnete eine Firnfläche auf der offenen Felsplatte des Wilden Karls; sie ist abgeschmolzen, ohne deutliche Spuren ihrer Umgrenzung zu hinterlassen. Ebenfalls verschwunden ist der kleine Ferner im Gamsgrübl, der in der O. A. fehlt und in der AV-Karte zu weit nach links gesetzt ist. Anfang der 1950er Jahre war noch ein dünner, verschütteter Eisschild zu sehen.

Wie an der rechten kleinen Zunge rechts des Griebkogelfeners (s. o.) besteht das Vorfeld dieses Gletscherchens aus einem ziemlich flachen Zungenbecken, von einer Moräne umschlossen, deren Flechtenbewuchs jünger als 1850 ist, aber sicher älter als 1920. Ein deutliches Stück weiter vorn liegen zwei ältere Wälle; das Moränenmaterial des inneren ist feiner als das des Beckenbodens; d. h. unter dem Gletscher ist das Feinmaterial zwischen den älteren Blöcken verschwunden, auf die der Gletscher auffuhr (vgl. Larstignotenferner im Zwiselbachtal, S. 51f.). Dem Flechtenbewuchs nach könnte diese Moräne neuzeitlich sein, ebenfalls der Wall dicht davor. Der Abstand zwischen 1850er Moräne und den Moränen des 17. Jh. wäre bemerkenswert. Vielleicht sind diese Wälle aber doch älter. Der Blockgletscher, auf dem der Gletscher lag, entstand wohl schon durch die Larstigschwankung; im Subatlantikum wurde er jedoch zumindest weiterbewegt, wie die Einbeziehung der jüngsten Halden zeigt.

Die neuzeitlichen Gletscherhochstände setzen im Bereich des Gleirschtales eine mittlere Schneegrenze von rund 2800 m voraus. Der Gletscherschwund weist auf ein Emporrücken der Schneegrenze auf über 2900 m hin, also um einen Betrag von sicher mehr als 100 m. (vgl. v. Klebelsberg 1947, S. 32: 2800—2900 m). Das südexponierte Gletscherchen über dem Walfeskar bezog sich 1850 auf eine Schneegrenze von 3000 m.

Die Anich-Karte (1774) verzeichnet in diesem Tal nur den Gleirschferner, die Karte von Barth-Pfaundler (1865) den Gleirschferner, zu dem hier auch der Zischgelesferner zählt, und den Griebkogelferner (Gleirschjöchel-Ferner). Auf der O. A. 1:25.000 von rund 1870 hängen Gleirschferner und südlicher Sonnenwandferner noch zusammen.

7c) Kraspestal

Die älteren spätglazialen Vorstöße des Kraspegletschers wurden bereits im Kapitel 7a besprochen. Für das untere Kraspestal gilt das Gleiche wie für das untere Gleirschtal: Die hohen Steiflanken und die Enge des Tales ließen die Erhaltung von Moränenwällen in diesem Bereich nicht zu. Im oberen Teil ist das Kraspestal das schönste Stufental des Untersuchungsgebietes.

Bis ins heutige Firngebiet hinauf ist in allen Groß- und Kleinformen die starke Anlage zu ost-west-verlaufender Rinnen- und Riegelbildung unverkennbar, also quer zu Entwässerungs- und Gletscherrichtung, die mit der Achse Kälberkar — unteres Kraspestal genau in der Fortsetzung des Horlachtales verläuft. Selten läßt sich die unterschiedliche Wirkung der Glazialerosion so vorzüglich studieren wie hier. U-förmige Eintiefungen findet man in der Talmitte, im Bereich der größten ehemaligen Gletschermächtigkeit und -geschwindigkeit. Der Bereich der zweitstärksten glazialen Eintiefung verläuft entlang den Talflanken; er wurde häufiger und durch längere Zeiten von Eis erreicht als die breite Talmitte, aber auch von allen anderen abtragenden Kräften. Zwischen diesen beiden Bereichen stärkster glazialer und sonstiger Abtragung liegen die am besten geschützten Teile des Querprofils, und hier hat das Eis am deutlichsten seine formenübertreibende Wirkung an Stufen und Riegeln bewiesen. Talanlage und Gletscher erinnern an das größere Beispiel des Ruitorgletschers (Gran Paradiso).

Nur das mittlere Haupttalstück zwischen den beiden größten Talstufen und das anschließende Steintal boten Möglichkeiten für die Erhaltung von jüngeren spätglazialen Moränen. Das Steintal ist durch die grobblockigen, schutt- und formenreichen Ablagerungen der Egesenschwankung gekennzeichnet, wobei sich die Grenze zwischen Moränenwällen und Formen reiner Schuttbewegung nicht überall klar ziehen läßt. Die Gletscherenden hingen über den Steilhang zum Haupttal hinab. So läßt sich zeigen, daß die einzigen in diesem Haupttalstück nachweisbaren Moränen zur gleichen Zeit abgelagert wurden wie die Egesen-Endmoränen des Steintales:

Während die Schuttschürzen¹, die von der linken und mittleren Zunge des Steintalgletschers gebildet wurden, vor der Endmoräne des Haupttalglletschers ungehindert auf der Talsohle vordrangen, bildet die linke Ufermoräne des Hauptglletschers eine deutliche Schuttbarre für die rechte Zunge aus dem Steintal und Kälberkar. Auch die rechte Ufermoräne des Hauptglletschers läßt sich in der Fortsetzung noch als deutlicher Knick im Schutthang erkennen. Es ist die gleiche Beziehung zwischen Moränen und Hangschutt, wie wir sie vorhin im Gleirschtal an den Egesenmoränen festgestellt haben (S. 93 oben).

Wenn man von einem kleinen Blockglletscher auf der Südseite der südlichen Weitkarspitze absieht, fehlen im oberen Kraspestal deutliche Gletscherspuren des Larstig oder des Subatlantikums. Es ist gerade der Höhenbereich, in dem sich z. B. auch im Grasstalltal alle Larstigspuren verlieren (S. 46f.). Außer einem klei-

¹ Dieser gute Ausdruck stammt von Fezer, 1957.

nen Stück der 1920er Moräne des Krasperferners findet man im Gletschervorfeld lediglich 1850er Wälle. Wo ost-west-verlaufende Rinnen von Moränen abgesperrt wurden, entstanden die kleinen Seen, der höchste etwas westlich der eingezeichneten 1920er Moräne (2700 m).

Der dünne Hauptgletscher liegt wieder im kritischen Höhenbereich, wo der Fortbestand der Vergletscherung gefährdet ist, wie wir es besonders im Zwiselbachtal erkannt haben. Die Moränenbildung erinnert ganz an die des Zwiselbachferners: Die Endmoränen sind mehr erhöhte Schuttränder als richtige Wälle und bestehen hauptsächlich aus feinem Grund- und Innenmoränenmaterial; das gilt sogar für die linke Endmoräne der rechten Zunge, die auf einen niedrigen Felsriegel hinaufgeschoben ist und keinerlei Anzeichen eines Schubes oder einer Stauchung erkennen läßt.

Nur der rechte Teil der rechten Hauptzunge zeigt alle Übergänge vom Gletscher zum Blockgletscher.

Neben dem feinen Material tritt viel grobes Blockwerk auf; die Ufermoräne überhöht kaum die innere Aufschüttung; die Schuttstirn ist etwas konvex geformt. Zwischen diesem rechten Blockgletscherteil und dem fast obermoränenlosen Hauptgletscher ist der mächtigste Mittelmoränenrücken des sehr typisch längsgestreiften Vorfeldes entstanden. Noch steckt Toteis darin, das bereits schöne Einsturzformen verursacht hat, darunter auch den kleinen rechten See. Der Verlauf der Mittelmoräne und die in Halden übergehende rechte Ufermoräne läßt den starken Anteil der immer noch sehr steinschlagreichen Haidenspitz-Nordflanke an der Blockgletscherbildung erkennen. Knapp außerhalb des eigentlichen Gletschervorfeldes ist rechts unter einer stark verfirnten Rinne der Haidenspitz-Flanke ein tropfenförmiges Schuttgebilde mit konvexen Rändern entstanden — die Vorstufe eines Blockgletschers.

Die Stufenbildung des Tales hat links zu einer bemerkenswerten Abstufung der Gletscherbildung geführt: Auf den Hauptgletscher im obersten Becken folgt im ersten kleinen Kar ein fast eigenständiger kleiner Gletscher, der 1850 vom Hauptgletscher nur durch eine Mittelmoräne getrennt war, wie es auch die O. A. 1 : 25.000 von 1870 ungefähr zeigt; dieser Kargletscher ist verschwunden. Im Wilden Kar — wieder eine Stufe tiefer — sind nur ein winziger neuzeitlicher Gletscher und rechts darunter ein kleiner neuzeitlicher Blockgletscher entstanden (siehe Flechtenwerte); die O. A. 1 : 25.000 täuscht hier einen zu großen Gletscher vor. Auf der Anich-Karte (1774) und der Karte von Barth-Pfaundler (1865) ist der Krasperferner nur sehr allgemein verzeichnet ohne deutlichere Ausscheidung des linken Kargletscherteiles.

Die Schneegrenze von 1850 (rund 2800 m) läßt sich hier unmittelbar an der linken Ufermoräne ablesen; bei 2780 m setzt der Schutt plötzlich aus. Bemerkenswert ist auch der Unterschied zwischen dem vergletscherten Gipfel des Zwiselbacher Roßkogels gegenüber dem unvergletscherten, nur um 100 m niedrigeren Gipfel der südlichen Weitkarspitze.

7d) Kühthaier Talwasserscheide — Haggen

Zwischen der Kühthaier Talwasserscheide und Haggen erstreckt sich das merkwürdigste Tal des Untersuchungsgebietes. Wann dieses Tal das Einzugsgebiet des Finstertals und des Kühthaier Längentals verlor (Heuberger 1952/II), ist noch ungeklärt. Es ist schuttreich, aber deutliche spätglaziale Formen fehlen, wie auch schon die früheren Bearbeiter dieses Gebietes feststellen mußten. Sicher ist, daß seit dem Verschwinden des Inngletschers aus dem Untersuchungsgebiet kein einheitlicher Talgletscher dieses Tal mehr durchströmt hat.

Die ältesten noch erkennbaren Moränen aus dem Finstertal zeigen, daß nur eine kurze Zunge aus dem Finstertal über den Kühthaier Sattel geflossen ist. — Der Steinachgletscher aus dem Kraspestal hat vermutlich bei Haggen etwas weiter nach NW vorgelappt; schwache Moränenspur-

¹ Das Talstück zwischen der Kühthaier Wasserscheide und Haggen wurde in den Arbeiten von Ladurner (1932) und Senarclens-Grancy (1958) nach der Österreichischen Spezialkarte 1 : 75.000 als Obertal bezeichnet. Laut Stolz (1939: 200) heißt das ganze Tal oberhalb von Gries so.

und eine Schwemmkegelstufe deuten dies an, beweisen es aber nicht. — Der kleine Talgletscher aus dem Gebiet der Ob. Zirnbachalm hat während der Steinach- und der Gschnitzschwankung wohl kaum das Haupttal erreicht. — Zu dieser Zeit können höchstens die Kargletscher des Gaißkogels ihre Zungen bis zum Talgrund vorgetrieben haben. — Die formlosen Moränenmassen gegenüber der Mündung des Steinbachs (unter dem Inn. Hirscheben-Kar) und bei der Zirnbachalm ergeben keine klaren Zusammenhänge. — Der Eselstein, ein großer erratischer Block oberhalb der Zirnbachalm, ist zweiglimmeriger Flasergneis und somit sicher ostwärts getragen worden. Er könnte aus dem Tal der Oberen Zirnbachalm stammen, eher aber von den Muggkögeln oder vom Pirschkogel, also aus den Bergen nördlich vom Kühthai.

So stand das oberste Obertal während der spätglazialen Gletschervorstöße mehr unter dem Einfluß periglazialer Vorgänge, was sich vor allem in einer starken Zuschüttung von den Hängen her ausgewirkt hat. Angesichts der Höhenlage des Tales ist somit die Zerstörung der älteren Schuttformen nicht erstaunlich.

Die Umrahmung des kleinen Tales um die Ob. Zirnbachalm trug die letzten kleinen Gletscher und Blockgletscher während der Egesenschwankung. Die frischen Schuttformen aus dieser Zeit heben sich wieder besonders deutlich von allen älteren, viel verwischteren Moränenformen ab. Besondere Erwähnung verdienen die Egesenbildungen im Rietzer Loch (westl. des Rietzer Griebkogels).

Es handelt sich um sehr hohe, scharf geformte Blockwälle dicht an den Karwänden. Für richtige Gletscher ist dahinter kein Platz, aber die steile Rücktiefung der Wälle beträgt bis zu 5 m. Da die Schiefergneise hier zu Platten zerfallen, kann man den Bau dieser Wälle gut erkennen. Es handelt sich um Dachziegelschichtung mit steilem Einfallen gegen die Karwände. Die Schubwirkung von dort her ist offenkundig.

Der Aufbau der Wälle und die tiefen Mulden bzw. Becken dahinter beweisen eindeutig die starke Mitwirkung von Firn, wenn nicht Eis an der Bildung der Wälle. Nirgends in den Alpen hat der Verfasser neuzeitliche Formen dieser Art und Größe kennengelernt, die nur unter Firnhängen oder -flecken entstanden wären. Man muß hier wohl schon von der Wirkung kleinster Fußgletscher sprechen, die es in dieser Art allerdings heute in den Alpen auch kaum geben dürfte.

8. Die Inntalflanke der nördlichen Sellrainer Berge

(Zusätzliche Karten: Österr. O. A. 1:25.000, Sektionen 5046/3, 4)

Die Entwässerung unseres Untersuchungsgebietes läuft zum größten Teil über den Längstalzug Sellrain-Needertal. Zwischen dessen beiden Talmündungen empfängt der Inn nur aus kleinen kurzen Tälern und einzelnen Karen Zufluß, deren Umrahmung in der Neuzeit keine Gletscher mehr bilden konnte. Die älteren Gletscherspuren fügen sich gut in das Bild, das sich im übrigen Untersuchungsgebiet ergeben hat und werden hier nicht mehr im einzelnen talweise besprochen. Nur einige wesentliche Züge und besondere Einzelheiten sollen kurz erwähnt werden.

Nach Ladurner (1932) hat hier sonst niemand mehr die Moränen bearbeitet. Bei Heissel (1954) finden sich nur einige Hinweise über den Bereich der Inntalterrassen. Beide Autoren vertreten die Auffassung, lokale Schlerngletscher hätten noch den Bereich der Inntalterrassen erreicht. Damit ist hier die wesentlichste Frage gestellt.

Die Hauptkarte des Verfassers zeigt, daß die morphologisch faßbaren Gletscherstände den Inntalterrassen bei weitem nicht in die Nähe kamen. Das bedeutet jedoch noch keinen Gegensatz zur Auffassung Ladurners (1932: 416); dieser spricht nur von mehr oder weniger formlosem Moränenschutt, den diese Gletscherstände hinterlassen hätten.

8a) Lokalgletschervorstöße und Inntalterrassen

Wie steht es nun mit den Lokalmoränen auf den Inntalterrassen und oberhalb davon? Sehen wir uns die wesentlichen Stellen an.

1. Stamser Tal bis Flaurlinger Tal

Das Stamser Tal durchbricht als tiefe Schlucht die steile, reichlich felsige Flanke des Inntales. Hier ist von vornherein nicht mit der Erhaltung von Lokalgletscherspuren zu rechnen.

Da die Inntalterrassen erst beim Flaurlinger Tal einsetzen, ist auch in den Gräben zwischen Stamser und Flaurlinger Tal wenig zu erwarten. Der Schuttsporn am Ausgang des Rietzer Grabens besteht bis zum obersten Ansatz hinauf (890 m) aus gut bearbeiteter Grundmoräne, die der Inntalgletscher hinterlassen hat. Eisrandterrassen des Inngletschers reichen weiter oben, bei 1200–1300 m von E so weit in den Graben, daß ein bis Rietz reichender Gletscher dieses Grabens sie überfahren hätte. Die breit entblößten glazialen Felsformen im oberen Graben sprechen aber andererseits dafür, daß der Lokalgletscher wohl einmal mindestens bis 1500 m herab vorgestoßen sein muß, was bei der Steilheit des hohen Kartrichters nicht verwunderlich wäre.

Im Gegensatz dazu ist der Marchgraben (gleich westlich des Flaurlinger Tales unter der ehemaligen Neuburger Hütte) bis 1400 m hinauf mit Moränenmaterial regelrecht verstopft. Hier ist nach dem Weichen des Inngletschers kein Lokalgletscher tiefer hinab wirksam geworden. Die umrahmenden Berge bleiben ja auch unter 2300 m.

Zwischen Rietzer Graben und Marchgraben kommt der Klausbachgraben aus den nordseitigen Karen des Rietzer Griebkogels und Hocheders. Im linken Quellast (Narrenbach) findet man ein Stück unterhalb der Peter-Anich-Hütte von 1600 m abwärts Reste von Schuttfüllungen, die nur durch den Stau des Inngletschers entstanden sein können. Die Gletscherzunge aus dem Seewenkar, deren linker Rand bei der Anichhütte erkennbar ist, hat über die folgende Steilstufe nicht ganz hinabgereicht; doch sind von ihr große Blöcke abgestürzt.

2. Flaurlinger Tal

An der Mündung des Flaurlinger Tales auf die schwach einsetzenden Inntalterrassen zeigt sich das typische Bild einer Eisrandterrassen-Landschaft am Ausgang eines Seitentales: Links (oberhalb) der Mündung ist wie gewöhnlich noch wenig davon zu sehen; rechts dagegen bildet der Flaurlinger Berg eine ganze Treppe von Eisrandterrassen. Sie alle enden westwärts am Rand der Mündungsschlucht des Kanzingbaches (Flaurlinger Tal). Hätte ein Lokalgletscher aus dem Flaurlinger Tal die Terrassen erreicht, wären sie zumindest umgeformt worden.

Am Schluchtrand enden die Eisrandterrassen in folgenden Höhen: 790 m, 820 m, 850–860 m, 880 m, 905 m, 925 m (etwas östlich der Schlucht eine tiefere Terrasse bei 915 m), 950 m, 990 m (reicht als Schwemmkegel in die Schlucht hinein bis 1020 m).

Alle diese Terrassen setzen als Schwemmkegelreste des Flaurlinger Tales an mit Neigungen zwischen 5° (Terrasse 880 m) und 12° (Terrasse 990 m), ziehen dann flacher am Inntalgehänge weiter und verlieren sich alle östlich von Rahm in Solifluktionshängen. Einige davon sind in ihrer Bildung und Erhaltung begünstigt durch Felsterrassen (850–860 m, 990 m), jedoch nicht direkt dadurch verursacht, denn die Schüttung zieht frei über den tiefer austretenden Fels hinweg. Besonders die Terrassen 790, 820, 950 und 990 m sind mit stark gerundeten Moränenblöcken aus sehr verschiedenen Gesteinen überstreut. Die Terrasse 905 m ist besonders lehmreich. Eine sehr charakteristische Eisrandbildung an einer Seitentalmündung ist der Sporn, der von 860 bis 840 herabzieht, durch Terrassen gestuft ist und rechts mit Toteisformen endet; demnach war das Eis, das die Terrasse 880 m gestaut hatte, während der Bildung des Sporns noch nicht ganz aus dem Bereich von Rahm verschwunden. Der Sporn gleicht jenem rechts am Ausgang des Fotscher Tales (Kapitel 6b).

Diese Ablagerungen und deren Formen entstanden am sinkenden Eisrand des Inngletschers, mit dem der Gletscher des Flaurlinger Tales nicht mehr

zusammenhing. Der Flaurlinger Gletscher ist auch später nicht mehr bis zu diesen Terrassen vorgedrungen. Der Lokalschutt, den Heissel (1954: 272f.) westlich der Schlucht erwähnt, ist noch kein Beweis für den selbständigen Vorstoß eines Schlerngletschers aus dem Flaurlinger Tal.

Dieses Ergebnis wird durch die Ablagerungen im Bereich der Flaurlinger Alm bestätigt.

Hier fällt vor allem die mächtige, blockreiche alte Schuttfüllung des Tales auf, die bei 1500 m mit einer mächtigen Stufe endet und vom Kanzingbach allmählich zerschnitten wird. 50 m darüber ist am linken Hang eine breite, ebenfalls mit mächtigen Moränenblöcken bedeckte Schuttterrasse erhalten, die talauswärts mit einer Neigung von 7–8° absinkt. Der Gschnitzgletscher des Flaurlinger Tales hat taleinwärts die höhere Terrasse überfahren und beseitigt. Seine Moränen liegen aber auch auf der tieferen Schuttfüllung. Wie weit diese damals reichte und ob die Zunge des Gschnitzgletschers noch darüber hinabging, konnte der Verfasser nicht bestimmen¹.

Sowohl die alte Schuttfüllung unterhalb der Flaurlinger Alm als auch die höhere linke Terrasse streichen frei in die Luft aus. Sie lassen sich nur als Stau- bildungen eines noch ziemlich mächtigen Inngletschers erklären, die höhere Terrasse vielleicht noch als Eisrandbildung eines in den Inngletscher mündenden Flaurlinger Gletschers. Wäre der Flaurlinger Gletscher später noch einmal bis zur Inntalterrasse hinab vorgestoßen, hätte er diese älteren Schuttformen ebenso zerstört, wie sie der Gschnitzgletscher weiter taleinwärts ausgelöscht hat.

3. Hattinger Berg

Am Hattinger Berg, zwischen Flaurlinger und Inzinger Tal (Hundstal) erwähnen Ladurner (1932: 416) und Heissel (1954: 272f.) an der Mündung des Klamm- baches auf die Inntalterrassen wiederum Lokalmoränen. Aber das Klamm- egg, der Schuttsporn rechts an der Mündung des Klamm- baches, liefert den sicheren Gegenbeweis.

Dieser Schuttsporn ist wieder eine ähnliche Bildung wie die Sporne rechts am Ausgang des Flaurlinger Tales (s. o.) und des Fotscher Tales. Er weist mehrere Knicke und Schuttkegelstufen auf (890 m, 905 m, 920 m, 945 m, 980 m, 1000 m), die z. T. auch in gleicher Höhe am linken Sporn ausgebildet sind. Aufschlüsse in 1000 m und 945 m Höhe zeigen teils Sande, teils Murschutt. Im Höhenbereich 980–990 m ist dieser Sporn mit groben, stark gerundeten Blöcken gespickt. Neben ortsfremden Granitgneisen findet man auch Amphibolitstücke. Das Gleiche gilt für den linken Sporn. Das Klammegg bricht unterhalb 920 m mehrfach in Toteiskessel ab. Diese Toteisformen setzen sich in gleicher Höhe von weiter ostwärts über den Sargenhof fort.

Das heißt also: Eisrandformen und Fernschutt des Inntalgletschers queren ungestört die Klamm- bachmündung. Die wenigen Stellen, an denen der Lokal- schutt wirklich vorherrscht, sind kein Beweis dagegen.

4. Hundstal (Inzinger Tal)

Was wir im Flaurlinger Tal gesehen haben, wiederholt sich im Hundstal.

Die blockreiche alte Schuttfüllung im Almbereich ist hier noch viel mächtiger und bricht bei 1620 m als riesige Stufe ab: Von hier bezog der berühmte Enter- bach (unterstes Stück des Hundstalbaches) seit jeher das Material für den ge- fürchteten Murausbrüche. Wiederum endete hier der Gschnitzgletscher, dessen linke Ufermoräne noch ein weites Stück erhalten ist, allerdings nur bis zum Albtal.

Die Ablenkung des Regersbaches wurde durch den Hundstalgletscher verursacht, vielleicht durch den Gschnitzgletscher, vielleicht auch durch einen älteren. Der hohe Wall aus Moränen- material, der dem Regersbach den direkten Weg zum Hundstalbach versperrt, ist nur noch ein

¹ Ein gutes Stück weiter talaus dürfte sie jedoch zur Zeit der Bildung der wesentlich ver- schwommeneren, nicht ganz eindeutigen rechten Ufermoräne gereicht haben. Handelt es sich dabei wirklich um einen durchgehenden Uferwall und im unteren Teil um keine Erosionsform, so würde er gegenüber der heutigen Talsohle ein Anschwellen des Gletschers talauswärts anzeigen. Demnach reichte die alte Schuttfüllung damals noch weiter, oder aber dieser ältere Flaurlinger Gletscher mündete in einen noch sehr mächtigen Inngletscher, wofür jedoch sonst Anzeichen fehlen.

angeschnittener Rest des ursprünglichen Walles. Ob dieser wirklich die Gschnitz-Ufermoräne fortsetzte oder ob der Gschnitzrand etwas tiefer verlief, konnte der Verfasser nicht sicher entscheiden. Sicher aber lag nach dem Gefälle der Gschnitz-Ufermoräne und des Eisrandes, der den Regersbach ablenkte, der Stufenrand der alten Schuttfüllung zur Zeit dieser Gletscherstände deutlich weiter nordwärts.

Die rechte Gschnitz-Ufermoräne ist durch die Muren des rechten Hanges zerstört. Im flacheren Bereich des Almbodens jedoch sind jüngere Stände des abschmelzenden Gschnitzgletschers als blockreiche Terrassenränder erhalten geblieben.

Die alte Schuttfüllung selbst besteht wie die des Flaurlinger Tales aus mehr oder weniger umgelagertem Moränenmaterial des Tales.

Schon Ladurner (1932: 416) wies darauf hin, daß unterhalb der Alm sicherer Moränenschutt fehlt. Soweit Reste der alten Schuttformen der starken Hangzerschneidung widerstanden haben, weisen sie am ehesten auf Beziehungen zu Eisrändern des Inngletschers hin.

An der Talöffnung auf die Inntalterrasse erwähnen Ladurner (1932: 416, 421f.) und Heissel (1954: 272f.) zu beiden Seiten an den Hängen über der Terrasse Lokalmoränenschutt, den Ladurner mit Vorbehalt, Heissel bestimmter einem Schlerngletscher aus dem Hundstal zuordnen. Aber auch hier wird die Tal-mündung durch eine von keinem Hundstalgletscher gestörte bzw. je erreichte Eisrandlandschaft gequert.

Wo der Fahrweg bei 1100 m rechts aus dem Tal biegt, ist auf einer Felsterrasse der Rest eines Schwemmkegels aus dem Inzinger Tal erhalten, lehmreich und mit großen, stark gerundeten Moränenblöcken gespickt. Unter den verschiedenartigen Granitgneisstückchen fanden sich auch solche eines Augengneises, wie er in dieser Ausbildung im Hundstal nicht vorkommt. Unter verschiedenartigen Amphibolitstückchen las der Verfasser auch eins mit über kirschgroßen Granaten auf, das sicher nicht aus dem Hundstal stammt. Dieser Schwemmkegelrest streicht mit 8° Neigung frei über dem Inntal aus, dürfte sich aber ostwärts am Inntalhang in einer Terrasse fortgesetzt haben, wie die deutliche Abflachung des nächsten Schuttsporns in gleicher Höhe andeutet. Nach Form wie nach Material handelt es sich hier um eine typische Eisrandbildung des Inngletschers.

Auch links, am Hang über Hof, enthält die Moränendecke auffallend stark gerundete Blöcke und keineswegs nur eindeutig lokales Material.

Im Bereich der Terrasse selbst reichen beiderseits sämtliche mehr oder weniger deutlichen Terrassenränder und Leisten bis an den Rand der Enterbachschlucht. Das Schindeltal, das sich rechts in die Terrasse einseckt, wurzelt nicht, wie Heissel (1954: 272f.) annimmt, im Vorfeld eines Schlerngletschers aus dem Hundstal, sondern beginnt als flache Mulde bereits links bei Hof.

5. Inzinger Berg — Ranggen

Heissel (1954: 272f.) erwähnt bei Ried ober Ranggen (860 m) Lokalmoränenschutt und schließt daraus mit einigem Vorbehalt auf einen rechten Lappen des Schlerngletschers aus dem Inzinger Tal, der über Kapfeben und das Bärental bis hierher vorgedrungen sei. Damit bringt er auch die Entstehung des Rettenbachtals in Beziehung, das bei Ranggen breit auf der Terrasse beginnt.

Ein solcher Schlerngletscher hätte vermutlich einen größeren Moränenkegel an der Mündung des Bärentales hinterlassen. Davon ist nichts zu sehen. Dagegen ist das in Ranggen beginnende Rettenbachtal von der Bärentalmündung durch zwei Terrassenränder getrennt. Diese queren die Bärentalmündung. Auf den höheren, deutlicheren (840 m) stellt sich der schwache Schwemmkegel aus dem Bärental ein, ebenso die stärkste Fließschuttdecke von den Hängen darüber. Das Bärental hatte also keinerlei Einfluß auf die letzte Formung des Rettenbachtals.

Im Bärental selbst findet man nicht nur Lokalschutt, sondern auch sehr buntes, gut gerolltes Fernmaterial. Ein Aufschluß bei Omesberg ober Ried zeigt in sehr unruhig gelagertem Material stellenweise auch Schmitzen geschichteter Sande. Das läßt sich mit der Vorstellung eines rechten Lappens des Hundstalgletschers im Bärental nicht vereinen. Besser paßt es zu einem Eisrand des Inngletschers.

6. Zusammenfassung

Entlang der gesamten Inntalflanke der nördlichen Sellrainer Berge ist somit kein einziger Lokal-gletscher nach dem Schwinden des Inngletschers auch nur

annähernd bis auf die Inntalterrassen herab vorgedrungen. Die Talmündungen hat zuletzt durchwegs der Inntalgletscher zu einer Zeit gestaltet, als er die Verbindung mit den Lokalgletschern schon verloren hatte. Damit werden die Erfahrungen am Ausgang des Sellraintales bestätigt (Kapitel 6a). Die durch den Inngletscher gestauten Schuttmassen reichen sogar bis hoch in die Seitentäler und bilden dort regelrechte Pfropfen, die von den später vorstoßenden Lokalgletschern z. T. nicht mehr beseitigt wurden. Diese Schutteinlagen in den Seitentälern sind bereits Ampferer (1904/I: 137) aufgefallen.

8b) Einige Bemerkungen zu den Lokalgletscherständen

In allen Tälern fanden sich Anhaltspunkte für die Reichweite der Gschnitzgletscher, die besten im östlichen Teil. Nirgends im ganzen übrigen Untersuchungsgebiet ist ein Gschnitzrand so lückenlos erhalten wie links im Flaurlinger Tal.

Das liegt an der Formung des Marktleggs: Verhältnismäßig steil sind nur die tiefsten Hangteile; nach oben zu werden die Hänge sanfter und schmaler; der First ist so niedrig, daß hier nach Gschnitz keine Gletscher mehr entstanden. So war die Abtragung hier nie stark.

Oberhalb der Talbiegung, am Unt. Tenn steigt die linke Ufermoräne nicht mehr weiter an. Von hier quert eine mächtige Moränenanhäufung das Tal. Sie ist im einzelnen stark aufgelöst und undeutlich in der Form, läßt jedoch noch eine alte Mittelmoränennaht erkennen. Diese grenzt zwei verschiedene Gletscher gegeneinander ab; die gerade noch zusammenwuchsen. Die niedrige schattseitige Umrahmung des Talhintergrundes ließ hier nur einen schwachen Gletscher entstehen, der nicht weit über die Mittelmoräne hinausgekommen wäre. Hier wurde er regelrecht beiseitegedrängt durch den Gletscher von der nun plötzlich höheren Steilflanke des Seejochs. Nur dieser stärkere, quer über das Tal vordringende Gletscherteil bildete den linken Zufluß der Hauptzunge (vgl. Kinzl 1953). Das Hauptnähergebiet lag hier somit nicht im Talhintergrund, sondern in der Seejochflanke. Nur so ist es zu verstehen, daß der Gletscher am Gegenufer (gut erhaltene linke Ufermoräne) taleinwärts kaum an Mächtigkeit zunahm; es war gleichsam ein großer Fußgletscher. Tatsächlich führt auch die linke Ufermoräne Material aus der rechten Talflanke (z. B. Amphibolit).

Da in diesem Talzweig selbst die rechten, also nicht mehr sonnseitigen Gschnitz-Ufermoränen bis über 2100 m emporreichen, erhalten wir hier einen Mindestwert der Schneegrenze, der schon nahe an die allgemeinen Annahmen Penck-Brückners (1909) über die Schneegrenzenkung des Gschnitzstadiums herankommt: denn die heutige Schneegrenze dürfen wir hier kaum über 2800 m ansetzen (v. Klebelsberg 1947). Genauer läßt sich die damalige Schneegrenze am Nordostrand des Untersuchungsgebietes abschätzen, wo die Endmoränen der kleinen Gschnitzgletscher vom Roßkogel bei der Krimpenbachalm bereits die Anwendung der Höferschen Methode zulassen. Damit kommt man auf rund 2200 m.

Mit die stärksten Abweichungen gegenüber den Ergebnissen Ladurners finden sich um den Hocheder. Die Endmoränen nördlich und westlich der ehemaligen Neuburger Hütte (Oberhofener Alm usw.: Ladurner 1932: 415) sind Formen anderer Entstehung. Der Reichweite des selbständigen Hint. Sonnkargletschers waren engere Grenzen gesetzt, als Ladurner annahm. Bis 1700 m hinabreichend hätte er den Schnöllbichl (2050 m; zwischen den beiden Sonnkaren) erreichen müssen. Der tafelebene Schnöllbichl ist jedoch die höchste richtige Eisrandbildung des Inngletschers, die der Verfasser im Untersuchungsgebiet kennt. Hier findet man mühelos erratische Geschiebe und Gerölle, die im Flaurlinger Tal nicht vorkommen. Eine Umfließungsrinne, wohl einem Bergriß folgend, hat diese kleine Terrasse vom Hang getrennt und vor der Zerstörung bewahrt. Während Erratika meist keiner bestimmten Eiszeit zugeordnet werden können, haben wir es hier wohl sicher mit einer Bildung des Würmeisrandes zu tun.

Die Egesengletscher blieben klein. Ihre Entwicklung im Seetal (Flaurlinger Tal) und Hundstal erinnert an die Verhältnisse im Wörgetal (Kapitel 5b). In beiden Tälern ließen sich die Hauptgletscher wegen der Stufenbildung nur ungenau abgrenzen.

Im Seetal beweist die große Mittelmoräne oberhalb des Taxersees, daß der Hauptgletscher den See erreicht haben muß. Unterhalb der Seestufe fehlt Schutt weitgehend. Andererseits konnten sich die mächtigen Schuttkörper von links nur im eisfreien Raum entwickeln. Der Hauptgletscher ist daher wohl kaum über das Seebecken hinausgelangt.

Der Hundstalgletscher scheint noch über die „Lacken“ hinaus vorgestoßen zu sein. Vor allem der linke seitliche Schuttkörper scheint an seinem Südenende nur eine verschobene Ufermoräne und hier auch in seiner Entwicklung durch einen noch vorhandenen Hauptgletscher beeengt worden zu sein.

Die höchsten Egesen-Moränenwälle finden sich oberhalb des Taxersees zwischen 2400 und 2500 m. Damit ist die damalige Schneegrenzensenkung auf weniger als 400 m eingegrenzt. Oberhalb von 2400–2500 m fehlt Egesenschutt weitgehend, wie man im Bereich der beiden eben erwähnten Seen und besonders im Seewenkar (Nordseite des Rietzer Grieskogels) sehen kann.

Eine Sonderfrage, der der Verfasser eine eigene Studie widmen möchte, sei hier nur kurz angedeutet: Besonders an der Inntalflanke zeigt es sich mehrfach klar (Stamser Karlen-Predigtstuhl; Enggrube östlich des Roßkogels), daß als jüngste Ablagerungen die Egesenmoränen noch von Bergrissen oder sogar richtigen Störungen verworfen wurden (vgl. Jäckli 1951).

Die Larstigschwankung hat auch hier zur Bildung von Blockgletschern geführt. Auf dem Blockgletscher nordwestlich unter der Peider Spitze (Flaurlinger Seetal) weist die jüngste Larstigung ein regelrechtes kleines Zungenbecken auf, das die Beteiligung zumindest mächtigeren Firns anzeigt. Manche dieser Larstigsbildungen machen einen sehr frischen Eindruck, wohl weil sie später (Sublantikum, Neuzeit) weiterbewegt worden sind. Aber auch auf diesen scheinbar jüngsten Bildungen fanden sich überall Flechten, deren Alter neuzeitliche Entstehung ausschließt.

Über der Südwestecke des Hundstalsees folgt mit etwas höherem Wasserspiegel ein viel kleinerer See. Der Blockwall zwischen beiden Seen fällt nach außen flach gegen den großen See ab, aber steil nach innen in den kleinen See. Am besten läßt er sich mit den Lawinenfirnkolken an den Finstertaler Seen vergleichen (Kapitel 5e).

9. Zusammenfassung und allgemeine Bemerkungen

a) Zeitliche Gliederung, Allgemeines

Der Verfasser hat versucht, in einigen Tälern zwischen Ötztal und Sellrainmündung alle noch erkennbaren Ränder ehemaliger lokaler Gletscherstände zu erfassen, darüber hinaus auch andere Schuttkörper, deren Entstehung mit Gletscherschwankungen zusammenhing. An vielen Stellen blieb das Bild unvollständig, denn der Verfasser vermied es, Verbindungen über Lücken hinweg herzustellen, wo diese nur mit geringer Wahrscheinlichkeit zu schließen waren. Die verhältnismäßig genaue Kartierung ermöglichte vielfach eine zeitliche Parallelisierung auf Grund rein morphologischer Beweise, manchmal auch auf Grund stratigraphischer. Damit traten Schneegrenzberechnungen mehr als üblich zurück. Doch zwang die Karte, sollte sie übersichtlich bleiben, bei der Datierung auch an unsicheren Stellen zu Entscheidungen, so daß bei der zeitlichen Gliederung Bewiesenes neben Hypothetischem steht.

Richtigerweise hätten für die einzelnen Glieder der Serie zunächst lokale, nur für das Untersuchungsgebiet gültige Namen benutzt und diese erst am Ende den sonst üblichen Begriffen gegenübergestellt werden sollen. Darauf wurde jedoch mit Rücksicht auf den Leser verzichtet; denn die herkömmlichen Begriffe erwiesen sich als ausreichend. Als Gebietsname wurde nur der bereits eingeführte Begriff „Larstig“ beibehalten; dafür gab es noch keinen andern. Das Larstigtal eignet sich auch besonders gut als namengebende Örtlichkeit.

Die herkömmlichen Begriffe werden in der Literatur jedoch nicht einheitlich verwendet (Ma yr-Heuberger 1966). Der Verfasser selbst trennte z. B. zwischen Daun und Egesen schärfer, als es bisher üblich war. Daher möge Tab. 2 (Anhang) zu einer Übersicht verhelfen, unabhängig von allen örtlichen Meinungsverschiedenheiten im Untersuchungsgebiet. Es wurde darin vor allem von den Ablagerungen selbst ausgegangen. Da sie in der Literatur z. T. verschieden datiert werden, war es nicht möglich, in der Tabelle überall gleiche Zeitabschnitte in gleiche Höhe zu setzen. Die Hauptschwierigkeit liegt in den Unterschieden der Auffassungen über das Schlernstadium und über die Moräne von Trins im Gschnitztal (vgl. Ma yr-Heuberger 1966).

b) Hocheiszeit und Spuren der Fernvergletscherung

Die Spuren der Fernvergletscherung (Inngletscher) wurden nicht gesondert untersucht, sondern nur fallweise in die Betrachtung miteinbezogen. Die kristallinen Stubai- und Hohe Tauern Alpen bieten für diese Fragestellung weniger als die benachbarten nördlichen Kalkalpen und das Brennermesozoikum (Mutschlechner 1950 und 1957). Der glückliche Fund eines Erratikums auf dem Inzinger Brechten zwischen Inzinger und Flaurlinger Tal in 2400 m Höhe (Heuberger 1952/II) zeigte aber auch im Untersuchungsgebiet, daß der höchste Stand des Inngletschers höher verlief, als es v. Klebelsberg (1935: 540) darstellte.

Der Inn- und Ötztal- und Sellraingletscher beherrschten zur Hocheiszeit zweifellos den gesamten Längstalzug Needertal — Sellraintal, jedoch als eigener Ast; nur über die Flaurlinger Scharte (2400 m) hinweg war eine schmale direkte Verbindung zum Inntal gegeben. Der Ötztal- und Sellraingletscher überflutete die Seitentäler des Needertales, das Wörgetal und Balbachkar (Schliffe auf der Umrahmung) auch von oben her, ferner das Grasstalltal (Erratika auf der Mahdebene) und Larstigtal. Durchlässe boten ferner: der Bereich der Längentaler Scharte (Kühthaier Längental), wahrscheinlich das Gleirschjoch, sicher das Winnebachjoch. Damit sind nur einige wichtigere Punkte angedeutet ohne Rücksicht auf die Bedeutung der Eigenvergletscherung. Im großen und ganzen behauptete sich das Talnetz des Untersuchungsgebietes selbständig oder blieb zumindest über dem Eis erkennbar.

Da die höchsten Erratika nicht nach bestimmten Eiszeiten datiert werden können, verdient die Eisrandterrasse des Schnöllbichls (2050 m) links über dem Ausgang des Flaurlinger Tales als Würmbildung Erwähnung.

Wichtiger für den Gang der Untersuchung waren die spätglazialen, also tieferen Eisrandspuren des Inn-, Ötztal- und Sellraingletschers vor der Auflösung des Eisstromnetzes. Sie ließen sich überall als Schuttstauungen bis in den Bereich der aktiven Lokalvergletscherung verfolgen. Im Needertal reichen sie bis Ochsengarten; sie bilden den jüngsten Formenschatz der Inntalterrassen ab Flaurling, aber auch höher oben in den Tälern mächtige Schutteinlagen (Flaurlinger Alm, Hundstalalm, Tiefental) und finden sich im Sellraintal bis oberhalb von Gries.

c) Steinach — Gschnitz

Die Reichweite der selbständig vorstoßenden Lokal- und Ferngletscher wurde bisher häufig weit überschätzt. Nur der Ötztal- und Sellraingletscher ist selbständig noch zweimal bis ins Inntal vorgedrungen, ohne dabei von den Seitengletschern des Untersuchungsgebietes erreicht zu werden. Zur Bildung eines Sellraingletschers ist es nie mehr gekommen: Nur Kraspes- und Gleirschferner berührten sich gerade noch, blieben

aber ebenso wie der Lisner Ferner oberhalb von Gries stecken. An der Inntalflanke der nördlichen Sellrainer Berge kamen die kleinen Talgletscher nicht weit über die heutigen Almen hinaus. Mit Hilfe von Eisrandbildungen des Inngletschers und des damit zusammenhängenden Sellraingletschers konnte gezeigt werden, daß weder diese kleinen Gletscher, noch der selbständige Sellraingletscher, noch die Gletscher des Senders- und Lizumer Tales nach dem Schwinden des Ferngletschers noch einmal bis ins Inntal vorgedrungen sind. Der Needertalgletscher erreichte nicht einmal Ochsegarten — ganz im Gegensatz zu den bisherigen Auffassungen.

Damit ist aber auch in unserem Untersuchungsgebiet die Vorstellung eines Schlernstadiums mit einer Schneegrenzensenkung von 900 m unhaltbar geworden. Wo sich die Schneegrenze der ältesten Lokalmoränen mit Hilfe kleiner Gletscher bestimmen ließ (gelegentlich damit auch für nachweislich gleichzeitige, größere Gletscher), ging die Senkung gegenüber der heutigen Schneegrenze nie über 700 m hinaus. Da die Original-Schlernmoränen unter dem Schlern mit Eisrandablagerungen eines mächtigen Eisackgletschers in Beziehung stehen, Ampferers älteste Moränen der Schlußvereisung sehr verschiedenartige Ablagerungen sind und die Trinser Moräne im Gschnitztal als berechtigter locus typicus des Gschnitzstadiums zu gelten hat (Mayr-Heuberger 1966), wurde auf die Weiterverwendung des Begriffes „Schlern“ verzichtet.

Als Ablagerungen der größten Lokalgletschervorstöße folgen dicht aufeinander die Moränen zweier Gletscherstände, deren Altersunterschied schon an den Formen zu erkennen ist, im Sellrainer Obertal (St. Sigmund), im Horlachtal und besonders im Ötztal. Die älteren Moränen sind nur an gut geschützten Stellen erhalten und daher selten. Ihre Formen haben auch in den tiefsten Lagen durch Solifluktion stark gelitten. Die älteren Moränen des Ötztalgletschers sind meist in Kuppen zerlegt, durch Toteiskessel gemustert oder gar unterbrochen (Mauslajchl bei Niederthai), und die großen Blöcke sind meist tief darin eingesunken. Demnach hatten diese älteren Moränen Eiskerne.

Die jüngeren Moränen sind weit besser erhalten und frischer in den Formen; stellenweise sind sie noch geschlossen über Kilometer hin vorhanden (Ötztalmündung links, Flaurlinger Tal). Besonders der Innenabfall ist meist noch steil. Sie waren also später weit weniger der Solifluktion und sonstiger Hangabtragung ausgesetzt als die älteren Moränen.

Der ältere Ötztalgletscher bog noch ins Inntal ein und reichte bis in den Raum Haiming — Silz. Dabei staute er den Inn zu einem großen See, dessen Sedimente zwischen Roppen und Imst längst bekannt sind. Unterhalb der Ötztalmündung findet man dagegen bis Silz die Flutablagerungen von Ausbrüchen dieses Sees; es sind schlecht oder kaum geschichtete Grobsande und Kiese mit großen Gneisblöcken. Wahrscheinlich gab es mehrere solcher Seeausbrüche. — Die Moränen dieses Ötztalgletschers blieben auf der Talsohle daher nur im Bereich des kleinen Tschirgantbergsturzes bei Haiming erhalten, der auf den Gletscher niedergebrochen und eine typische Bergsturzmoräne ist. Ein Aufschluß am Rande dieses Bergsturzes zeigt zwischen Grundmoräne und darunterliegenden Flutsedimenten Reste einer schwachen Bodenbildung, die durch tiefe Gefrornis der Oberfläche unter dem Gletscher erhalten blieben. Das läßt auf eine Zeit der Ruhe zwischen diesem Teil der Flutablagerungen und dem Gletschervorstoß schließen. Doch muß es sich dabei um keinen langen Zeitraum gehandelt haben. Der Verfasser neigt zur Auffassung, daß ein Teil der Flutsedimente die hier fehlenden Vorstoß-Schotter des Ötztalgletschers vertreten. Mag sein, daß ein Teil dieser Ablagerungen schon aus der Zeit der Trennung von Inn- und Ötztalgletscher stammt. Jedenfalls war die Ötztalmündung schon vor diesem Gletschervorstoß eisfrei.

Am Abhang einer der Seeterrassen dieses großen Inn-Eissees ist in einer Schottergrube bei Karres ein wichtiges Profil aufgeschlossen, das auch die stratigraphische Abgrenzung der beiden Vorstöße des Ötztalgletschers ermöglichte: An diesem Hang hatte sich zunächst in einer wärmeren Zeit ein Boden gebildet;

dieser war dann durch Lößanwehungen verschüttet worden, und beide Ablagerungen wurden durch Solifluktion bis auf wenige Reste abgetragen. Die Bodenbildung — wesentlich stärker als die an der Basis der älteren Grundmoräne — weist auf eine wärmere Zeit nach dem älteren Gletschervorstoß und dem Eis-Stausee hin. Löß und Solifluktion sind der Ausdruck einer darauffolgenden heftigen Klimaverschlechterung, die letzte, die sich in so tiefen Lagen derart stark auswirkte. Sie löste den jüngeren Vorstoß des Ötztalglatschers aus, der gerade noch das Inntal abspernte. Auf ihn brach der große Tschirgantbergsturz nieder. Da diese Ablagerungs- und Abtragungsfolge genau den Profilen zwischen entsprechenden Moränen des Gschnitztales und des Stubaitales gleicht (Mayr-Heuberger 1966), wurde von dort auch die Nomenklatur für die Moränen beider Gletschervorstöße übernommen: Steinach und Gschnitz. Der Begriff „Gschnitz“ wird im alten Sinne Pencks (Penck-Brückner 1909) verwendet. Der Begriff „Steinach“ von Senarclens-Grancy (1958: 300) geht von Moränen des Gschnitztalglatschers bei Steinach aus, die z. T. schon vorher bekannt waren (vor allem v. Klebelsberg 1950: 78f.). Erst die Boden- und Lößprofile ergaben den wesentlichen Zeitunterschied zwischen diesen und den Gschnitzmoränen, wobei Mayr-Heuberger (1966) die Bodenbildung mit hoher Wahrscheinlichkeit ins Alleröd stellten.

Zum erstenmal wurde damit im Inntal selber das jüngere, selbständige Verhalten eines der großen Seitengletscher sichtbar.

Da sich die Steinachmoränen des Ötztalglatschers bis an die Mündung des Horlachtales verfolgen ließen, konnte dort auch die Beziehung zu den Steinach- und Gschnitzmoränen des Horlachglatschers hergestellt werden. Deren Verhältnis zum Gletscher des Kares „Im Grue“ ergab eindeutig, daß weder zur Steinach-, noch zur Gschnitzzeit die Schneegrenze wesentlich tiefer als 600 m unter die heutige Schneegrenze gesunken sein kann. Diesen Wert bestätigen auch andere Stellen, zumindest für die Gschnitzmoränen.

d) Daun — Egesen

Penck-Brückners (1909: 347) Original-Daunmoränen im Stubaital sind eine tiefgestaffelte Moränengruppe (Mayr-Heuberger 1966), deren Gliederung im einzelnen bisher immer große Schwierigkeiten bereitet hat. Im Untersuchungsgebiet gelang nun eine scharfe Zweiteilung. Die Formunterschiede zwischen der älteren und der jüngeren Gruppe sind ähnlich wie die zwischen Steinach- und Gschnitzmoränen. Daraus geht schon hervor, daß die jüngeren Moränen im Zuge einer heftigen Klimaschwankung entstanden sein müssen, selbst aber von keiner so starken Klimaverschlechterung mehr betroffen wurden. Aus unmittelbaren Beziehungen zwischen Tal- und Kargletschern ergaben sich sichere Anhaltspunkte für die Schneegrenzsenkungen. Sie gingen bei der Entstehung beider Moränengruppen keinesfalls über 400 m gegenüber heute hinaus und liegen durchschnittlich näher bei 300 m. Wiederholt bestätigten hoch hinaufreichende Ufermoränen diese Werte.

Dennoch reichten die Gletscher der älteren Gruppe oft wesentlich weiter als die jüngeren, vor allem die Talglatscher, nicht immer dagegen die Kargletscher; ja in tieferen Lagen, wo die jüngere Klimaschwankung gerade noch zur Gletscher- und Blockgletscherbildung reichte, liegen die älteren Moränen oft nur dicht davor oder fehlen. Im Zwiselbachtal konnte gezeigt werden, daß bei einer Schneegrenzsenkung von 300—400 m heute kaum ein Gletscher bis in den Bereich unterhalb der heutigen Gubener Hütte vordringen könnte. Demnach dürften sich die älteren Daungletscher noch auf größere Eisreserven aus der Gschnitzzeit gestützt haben, während die besonders blockreichen, mächtigen jüngeren Moränen weit eher auf einen neuen Vorstoß, ja stellenweise auf eine Nevergletscherung hinweisen. Wie an einem Modell sieht man im Wörgetal und Mittertal (Kapitel 5b), wie sich der jüngere Gletschervorstoß in verschiedenen Höhenlagen ausgewirkt

hat. Im vorher offenbar eisfrei gewordenen Wörgetal kam es nur mehr zur Entstehung kleiner Gletscher und Blockgletscher im Talhintergrund und an den Flanken, während im ähnlichen, im Hintergrund aber viel höheren Mittertal ein ansehnlicher Talgletscher diese kleinen Gebilde gleichsam mitnahm.

Vor allem im Wörgetal sehen wir den Formenreichtum einer spontanen Neuvergletscherung mit allen Übergängen von Gletschern zu Blockströmen; an der Westseite kam es sogar nur zur Verformung älterer Ufermoränen. Mit dem eben erwähnten Mittertalgletscher ist der gleichalte Gletscher des Lisner Schöntales (Kapitel 6f) zu vergleichen — wieder ein großartiges Nebeneinander von Gletscher und Blockgletscherzunge. Ähnliches kehrt in vielen Karen wieder.

Die neuzeitliche Vergletscherung bietet in den Alpen keine vergleichbaren Beispiele ähnlichen Formen- und Schuttreichtums. Daher ist diese bedeutende Klimaschwankung vom älteren Daun zu trennen. Da Kinzls (1929: 119; 1932: 356) Original-Egesenmoränen sämtlich dem jüngeren Vorstoß angehören (Kapitel 5 b, Schluß), wurde für diesen der Begriff „Egesen“ übernommen, jedoch mit dem Unterschied, daß darin nicht nur ein letzter Ausläufer des Daunstadiums zu sehen ist, sondern eine eigene starke Klima- und Gletscherschwankung.

Für die älteren Moränen wurde der Begriff „Daun“ beibehalten, was freilich eine Einengung bedeutet. Doch ist auch dieses Daun eine eigene, wesentliche Gletscherschwankung.

Über Art und Verlauf der Daunschwankung bleibt noch viel Ungewißheit, da die Daunmoränen nur bis an die viel deutlicheren Egesenmoränen verfolgt werden können und somit hauptsächlich in ihrer Beziehung zu Egesen- und Gschnitzmoränen. Sie sind also weit unvollständiger erhalten als die Egesenmoränen.

Der Verlauf der Egesenschwankung dagegen läßt sich im Lisner Längental (Kapitel 6 g) an den Moränen noch gut ablesen. Vor allem links sind das gesamte Areal, die Zusammensetzung und Auflösung der Einzelteile noch gut sichtbar. Hier sieht man auch besonders deutlich, daß die Egesenschwankung die letzte aktive Phase der eigentlichen Talgletscher unseres Gebietes war.

Die Egesenmoränen beherrschen die meisten Kare. Wir finden aus dieser Zeit alles vom großen Talgletscher bis zum kleinen Kargletscher und Blockgletscher. Die starke Schutthaldenbildung zur Egesenzeit ermöglichte an manchen Stellen die Abgrenzung der damals vergletscherten Flächen.

e) Larstig

Ausgehend von den Verhältnissen im Larstigtal (Kapitel 4 a) hat der Verfasser schon 1954 auf eine ähnliche, jedoch jüngere Entwicklung hingewiesen, wie sie eben für die tieferliegenden Gebiete (Wörgetal) der Egesenschwankung zugeschrieben wurde. Damals hielt er die meisten der beschriebenen Schuttkörper für Moränen kleiner Gletscher; darum schloß er auf eine außerordentlich tiefe Schneegrenzsenkung. Andererseits nahm er eine sehr kurze Dauer der Schwankung an, da im Bereich der heutigen Gletscher damals die Gletscher nirgends wesentlich über das Flächenmaß von 1850 hinauswachsen, ja z. T. sogar kleiner blieben. Als Zeitpunkt der Entstehung dieser Formen wurde das Subatlantikum, das Ende der postglazialen Wärmezeit vermutet, da die Gletscher vorher weitgehend verschwunden sein müssen und für das Subatlantikum zahlreiche Zeugnisse einer starken Klimaverschlechterung vorliegen.

Die wesentlichen Beobachtungen von damals erwiesen sich auch weiterhin als richtig. In der Deutung und Abgrenzung ist der Verfasser jedoch im einzelnen zu anderen Auffassungen gekommen. Er konnte die Larstigformen genauer als 1954 von älteren und jüngeren ähnlichen Formen unterscheiden. — Firn und Eis waren an der Bildung der Larstigformen wesentlich beteiligt, aber die meisten erwiesen sich als Blockgletscher, manche auch nur als Wülste und Girlanden von Fließschuttdecken, einige als verformte ältere Moränen und nur verhältnismäßig we-

nige als richtige Moränen normaler Gletscher, wie sie zur Bestimmung der Schneegrenze nötig sind (schönstes Beispiel: Kleines Horlacher Steinkar, nordwestlich des Larstigtals). Die wirklichen Gletscher, und zwar diejenigen, die nicht nur durch Lawinen usw. ermöglicht wurden, ergaben eine mittlere Schneegrenze, die kaum viel tiefer als 200 m unter der heutigen Schneegrenze verlaufen sein kann. Damit aber ist der Unterschied gegenüber den neuzeitlichen Schneegrenzenkungen nicht mehr wesentlich. Es ist daher auch nicht mehr notwendig, einen ganz kurzen Zeitraum für die Larstigschwankung vorauszusetzen. Zwar können kleine Gletscher sehr rasch wieder aufleben oder sich neu bilden, wie An der Lan (1960) kürzlich am Zirkkogel bei Obergurgl (Ötztal) nachwies, aber die großen Schuttmassen, die zur Larstigzeit entstanden und bewegt wurden, und die Mehrphasigkeit vieler Larstigbildungen deuten eher auf eine längere Dauer der Larstigschwankung, als ursprünglich angenommen wurde.

Da also die eigentlichen Gletscher der Larstigzeit die Größenordnung der neuzeitlichen Gletscher nicht überschritten, fällt umso mehr der Unterschied der Larstigbildungen gegenüber allen neuzeitlichen Formen auf. Die Larstigschwankung muß demnach einen völlig anderen Charakter gehabt haben als die neuzeitlichen Klimaschwankungen. Besonders das Beispiel des Larstigtals zeigt in eindrucksvoller Weise das Vordringen einer Schuttfront vom seitlichen Hang gegen die Talmitte, wobei die Bewegung durch sehr unterschiedliche Kräfte bewirkt wurde, obwohl die Formen fortlaufend ineinander übergehen. Von Blockgletschern mit richtigen Eiskernen bis zur girlandenartigen Verschiebung älterer Ufermoränenwälle finden sich alle Übergänge, ähnlich wie das schon für manche Egesenbildungen gezeigt werden konnte. Diese Schuttkörper entwickelten sich am besten dort, wo unter schwach gegliederten Felshängen und -wänden flachere, unzerschnittene Hänge ansetzen, besonders in und unter Hohlformen (Wandnischen, Hangmulden), also dort, wo die Firnbildung begünstigt, aber auch Schutt und Wasser gestaut werden. Da dies auch die Stellen sind, wo die ersten Gletscherflecken und Gletscher entstehen, ist es im einzelnen oft schwer, die Formen folgender Wechselwirkungen klar abzugrenzen: Schutt — Wasser, Schutt — Firn, Schutt — Eis, Eis — Schutt. Unter rinnenzerfurchten Wänden und Hängen (kein Stau, linienhafte Wasserwirkung) entstanden hingegen mächtige Schutthalde und -kegel, oft auch formlose Blockanhäufungen.

Der Verfasser hält es für möglich, daß damals bis tief herab eine weite, aber nicht geschlossene Firndecke von stark wechselnder Mächtigkeit entstand — wohl unter Mitwirkung heftiger sommerlicher Schneefälle — die aber selbst bis in den Bereich der heutigen Vergletscherung hinauf nur an günstigen Stellen die Mächtigkeit erreichte, die zur richtigen Gletscherbildung nötig ist. Das hing nicht allein von der Geländeform selbst ab, sondern auch von den Schuttmassen, die niederbrachen. So entstanden durch Gletschereis, Firn- und Schneedruck, Schuttanhäufung und -durchtränkung verschiedenartige Bewegungen mit fließenden Übergängen.

In Nordexposition nähern wir uns oberhalb 2500 m offensichtlich der damaligen Schneegrenze, denn die Larstigformen hören auf, ohne daß sich in diesem Bereich größere Gletscher entwickelt haben, wie man erwartet. Demnach scheint die Firndecke hier geschlossener auf die Felshänge und -wände übergreifen zu haben, ohne jedoch zu bedeutenderer Gletscherbildung auszureichen. Am verblüffendsten zeigte sich das im Grasstalltal (Kapitel 4 b), erwies sich aber auch sonst als Regel. Es scheint somit die Mächtigkeit von Schnee und Firn nicht in gleicher Weise mit wachsender Höhe zugenommen zu haben wie heute. Das deutet auf eine andere jahreszeitliche Verteilung der Schneefälle hin. Die mittlere klimatische Schneegrenze beruhte damals offensichtlich auf einer anderen Amplitude der temporären Schneegrenze als heute. Die orographische Schneegrenze dürfte zur Larstigzeit wesentlich stärker geschwankt haben als die heutige. So erklärt sich u. a. der auffallende Mangel selbständiger Larstigformen an sonnseitigen

Hängen, wie es besonders im Lisner Längental (Kapitel 6 g) auffiel. Ostexponierte Hänge weisen ausgeprägtere Larstigbildungen auf als westexponierte.

An folgenden Stellen entstanden damals größere Gletscher als in der Neuzeit: Larstigerferner, Larstignotenferner (Zwiselbachtal), Steinkarferner (Kl. Horlacher Steinkar); Längentaler-, Seblaskogel- und Ochsenkarferner (alle Lisner Längental); Nördl. Sonnenwand-, Griebkogel- und Gamsgrüblferner (alle Gleirschtal). Folgende neuzeitlichen Gletscher waren größer als ihre Larstig-Vorgänger: Grasstallferner, Zwiselbachferner (Hauptzunge), Gleirschferner, Zischgelesferner, Kraspesferner.

Für ein so schwach vergletschertes Gebiet bietet diese Aufzählung noch keine geeignete statistische Vergleichsgrundlage. Orographisch scheinen die Larstiggletscher gegenüber den heutigen weniger durch das Vorhandensein hochgelegener Flächen begünstigt worden zu sein als durch das Vorhandensein einer steilen, hohen Umrahmung. Eine solche fehlt z. B. teilweise beim Zwiselbach- und Kraspesferner.

Insgesamt fällt gegenüber der Neuzeit die viel stärkere Schutt- und vor allem Grobschuttbildung der Larstigzeit auf, ferner die formenschaffende Wirksamkeit durch einen viel breiteren Höhengürtel, vereinzelt bis 2100 m herab. Viel ähnlicher sind sich da Larstigschwankung und Egesenschwankung. Zur Verwandtschaft der Formen kommt die enge Nachbarschaft der beeinflussten Höhengürtel. Das erschwert die Abgrenzung der Larstigformen gegenüber den Egesenformen, besonders dort, wo durch die Bewegung des gesamten Hangschuttes ältere Schuttkörper reaktiviert oder verbogen, aber nicht völlig umgeformt wurden. Denn solche Vorgänge gab es offensichtlich auch noch nach dem Maximum der Egesenschwankung (Zwiselbachtal, Mittertal, Lisner Längental usw.). Wahrscheinlich ist die Nachbewegung und Umformung von Egesenbildungen häufiger auf die Wirksamkeit der Larstigschwankung zurückzuführen, als es in der Karte hervorgehoben wurde. Somit kommt die Bedeutung der Larstigschwankung auf der Karte eher zu kurz.

Für die Abgrenzung zwischen Larstig- und Egesenformen ist vor allem die Tatsache entscheidend wichtig, daß zur Egesenzeit in den mittleren und höheren Lagen des Untersuchungsgebietes noch ansehnliche Gletscher, ja richtige Talgletscher vorhanden waren (siehe vor allem Kapitel 5b), zur Larstigzeit jedoch nicht. Wo also in den Bereich größerer Egesengletscher jüngere Schuttkörper diskordant vordrangen, ist die Grenze klar gegeben, denn solche Diskordanzen konnten für die Egesenzeit nur im Erdmoränenbereich der Hauptgletscher festgestellt werden.

Im Larstigtal wurde die Grenze Egesen-Larstig auch stratigraphisch nachgewiesen und damit zugleich die eben gekennzeichnete morphologische Regel erhärtet. Wo der nördlichste linke Larstignotengletscher die linke Egesen-Ufermoräne des Talgletschers durchstoßen hat, wurde ein großer künstlicher Aufschluß geschaffen (Kapitel 4a 2, Abb. 5). Egesen- und Larstigwall sind durch eine mächtige Ortsteinbank getrennt, und dies an der heutigen Baumgrenze. Da der Ortstein auf geschlossene höhere Vegetation hinweist, ergibt sich der Schluß, daß zwischen Egesen- und Larstigschwankung die postglaziale Wärmezeit einsetzte, wie es der Verfasser auch ursprünglich angenommen hatte. Aber auch auf dem Larstigwall wurden Reste einer geschlossenen, ebenfalls mächtigen Ortsteinlage gefunden, die noch einmal stark abgetragen worden war. Da ferner im Untersuchungsgebiet zwischen den Larstigbildungen und den neuzeitlichen Moränen eine weitere, klar gesonderte Gruppe von Moränen und Blockgletschern festgestellt werden konnte, die wohl ins Subatlantikum zu stellen ist, wurden beide Ortsteinlagen als Zeugen langdauernder höherer Vegetation der postglazialen Wärmezeit zugeordnet. Somit dürfte die Larstigschwankung in der postglazialen Wärmezeit erfolgt sein.

Mayr (1964) fand das gleiche Profil mit den beiden Ortsteinlagen wenig später im Wilden Kar am Kaunergrat (Ötztaler Alpen) deutlich über der heutigen Waldgrenze. Im Bunten Moor bei der Dresdner Hütte (Stubai Alpen) hatte er vorher schon den mittelbar nachgewiesenen Hochstand eines kleinen Kargletschers als Larstigvorstoß aufgefaßt. Eislawinen dieses über die Karschwelle hinabhängenden Gletschers stürzten aufs Bunte Moor. Dadurch entstanden Störungen und Ablagerungen im Moor, die Mayr (1964: 268f., 281f.) in die postglaziale Wärmezeit stellte, und zwar ins Atlantikum. Dabei stützte er sich auf das Pollendiagramm Aario's vom Bunten Moor und weitere klimageschichtliche Belege, z. T. aus Nordamerika. Inzwischen wurden zwei Holzfunde aus dieser Larstigablagereung des Bunten Moors durch Radiokarbonbestimmung auf 4025 ± 80 bzw. 125 J. v. Chr. datiert (Mayr 1966); sie sind etwas jünger, als Mayr ursprünglich auf Grund der Vergleiche annahm.

L. Aario's¹ Pollendiagramm aus dem Bunten Moor ist nicht das einzige, das eine Klimaverschlechterung im Atlantikum anzeigt. Der Verfasser hält es jedoch noch für verfrüht, alle erreichbaren entsprechenden Befunde und Daten auch über weite Räume hin jetzt schon der Larstigschwankung zuzuordnen. Die bisherigen morphologischen und stratigraphischen Ergebnisse und C_{14} -Daten deuten aber jedenfalls darauf hin, daß die Larstigschwankung ein scharfer Klimarückschlag während des Atlantikums war, also während der postglazialen Wärmezeit.

f) Subatlantikum

Mit diesem nur vorläufigen Begriff bezeichnet der Verfasser eine Gruppe von Moränen, Blockgletschern usw., die sich zeitlich klar von den Larstigbildungen trennen lassen, aber eindeutig vorneuzeitlicher Entstehung sind. Der Verfasser wies sie zunächst im Zwiselbachtal (Kapitel 4d) nach, dann aber auch an vielen andern Stellen, am häufigsten vor neuzeitlichen Gletschervorfeldern als Spuren etwas größerer Gletscherstände. Im Zwiselbachtal, Lisner Längental und Gleirschtal findet man mehrfach die gesamte Serie: Larstig — Subatlantikum — Neuzeit. In mehreren Fällen dürften subatlantische Schuttkörper auf Larstigbildungen zu liegen. Überall dort, wo kleine neuzeitliche Gletscher mächtige, grobblockige Schuttbastionen gebildet zu haben scheinen, ohne daß man davor subatlantische oder Larstigbildungen findet, kann der größere Teil dieser Bastionen schon im Subatlantikum oder sogar schon in der Larstigzeit entstanden sein.

Von den neuzeitlichen Gletschervorfeldern lassen sich die subatlantischen Moränen eindeutig durch das hohe Alter ihres Flechtenbewuchses, die starke Verwitterung des Blockwerks, die weit größere Ausspülung der Oberfläche und die starke Bodenbildung (Lisner Längental) trennen, von den Larstigablagereungen durch die Diskordanz und mit Hilfe von Schutthalden: Die Larstigformen verschwinden häufig unter Schutthalden und -kegeln, die offensichtlich zugleich mit den subatlantischen Moränen entstanden sind (siehe besonders Zwiselbachtal, Kapitel 4d).

Die subatlantischen Moränen und Blockgletscher verlaufen ihrem Grundriß nach ziemlich konform mit den neuzeitlichen Moränen. Nach ihrer Mächtigkeit, Grobblockigkeit und Neigung zur Blockgletscherbildung sind sie den Larstigbildungen näher verwandt. Die meisten offensichtlich noch aktiven Blockgletscher des Untersuchungsgebietes gehören zur subatlantischen Gruppe. Das bestausgeprägte subatlantische Gletschervorfeld ohne nachfolgende neuzeitliche Vergletscherung liegt im Mittagskar (Kühthaier Längental), ein mächtiger subatlantischer Blockgletscher ohne nachfolgende neuzeitliche Vergletscherung im Lisner Schöntal. Andererseits waren der Grasstallferner, Zwiselbachferner (Hauptzunge), Gleirschferner, Zischgelesferner und Kraspesferner 1850 wahrscheinlich größer

¹ Aario, L. 1944, Ein nachwärmezeitlicher Gletschervorstoß in Oberfernau in den Stubai Alpen. Acta Geogr. Helsinki 9/2, 31 S.

als irgendwann im Subatlantikum. Möglicherweise kommen darin gewisse wetterlagenmäßige Besonderheiten zum Ausdruck; wesentliche Unterschiede der mittleren Schneegrenze gibt es im allgemeinen nicht. Vor allem bei hoher steiler Umrahmung übertrafen die subatlantischen Gletscher die neuzeitlichen am meisten an Größe, ähnlich wie Larstiggletscher, während für die neuzeitliche Gletscherbildung die Höhenlage der firntragenden Flächen eine noch größere Rolle gespielt zu haben scheint.

Der Begriff „Subatlantikum“ ist der Terminologie der Paläobotaniker entnommen. Die Moränen und Blockgletscher wird man später besser nach einem geeigneten *locus typicus* bezeichnen, sobald auch für die Ablagerungen so kleiner Alpengletscher gesicherte Altersbestimmungen vorliegen. Gletscherhochstände am Ende der postglazialen Wärmezeit sind längst bekannt (siehe z. B. Kinzl 1957, Heuberger-Beschel 1958). Im Bunten Moor bei der Dresdner Hütte (Stubai Alpen) wies Mayr (1964, 1966) ferner auch mittelalterliche Gletschervorstöße nach. Der Verfasser neigt eher zur Auffassung, daß die meisten subatlantischen Moränen und Blockgletscher des Untersuchungsgebietes schon in vorchristlicher Zeit entstanden, möchte aber die Altersfrage mangels genauerer Beweise offenlassen. Nur im Vorfeld des Längentaler Ferners bei Lisens (Kapitel 6 g) fand sich ein Hinweis auf einen beträchtlichen Altersunterschied zwischen zwei vorneuzeitlichen Moränen, die jünger als Larstig sind (Wälle 9 und 21 auf Abb. 7).

g) Neuzeit

Die meist kleinen Gletscher des Untersuchungsgebietes haben überwiegend ihren neuzeitlichen Höchststand um 1850 erreicht. Ältere neuzeitliche Moränen sind eine Seltenheit. Der einzige große Gletscher, der Lisner Ferner, hat mit seiner kleineren rechten Zunge ebenfalls 1850 alle älteren neuzeitlichen Moränen überschüttet oder sonst zerstört. Die Hauptzunge endet an einer großen Felsstufe. Daher sind dort nur wenige Moränenwallreste übriggeblieben. Der Hochstand von 1770 konnte wenigstens auf einem zeitgenössischen Bild festgestellt werden.

Nur ein einziges Gletschervorfeld ist überaus reich an Formen und Problemen: das des Längentaler Ferners bei Lisens (Kapitel 6 g, Abb. 7, 8; Luftbild 5). Die scharfe Zerteilung in einen Blockgletscher rechts und eine viel schuttärmere linke Zunge gab es bereits im Subatlantikum; sie ist heute noch wirksam, entsprechend der Ungleichheit der Talseiten. Das neuzeitliche Gletschervorfeld konnte gegen die älteren Moränen mit Hilfe von Flechtenmessungen und Grabungen (Bodenbildung) neu abgegrenzt werden. Vor allem links ergab sich eine reiche Serie: zwei Moränen aus dem 17. Jh., eine aus dem 18. Jh., zwei aus dem 19. Jh. und die Moränen von 1920. An beiden Zungen konnte wieder gezeigt werden, daß die hohen 1850er Ufermoränen nur als Summe aller neuzeitlichen Ufermoränen zu verstehen sind und daß in ihnen auch noch viel ältere Moränen stecken können (Kinzl 1949: 64, Heuberger-Beschel 1958). Ferner konnte hier nicht nur oberflächlich, sondern auch durch die Grabungen bewiesen werden, daß die neuzeitlichen Moränen des Untersuchungsgebietes durchwegs aus viel feinerem Schutt bestehen als die subatlantischen und die der Larstigezeit. Das gilt selbst für die Moränen des 17. Jh., obwohl sie gröberes Material enthalten als die von 1850, ja selbst für die ganz wenigen Blockgletscher, für deren Entstehung kein höheres als neuzeitliches Alter nachgewiesen werden konnte (Kühthaier Finstertal: nördlich des Sulzkogels und des Pockkogels; Kraspestal: nördlich der Kraspesspitze). Die neuzeitliche Vergletscherung hat also einen viel schwächeren, höhenmäßig begrenzteren Formenschatz geschaffen als die subatlantische oder gar die Larstigschwankung.

Vor allem mit Hilfe verschwundener und verschwindender neuzeitlicher Gletscher konnte wiederholt gezeigt werden, daß die Schneegrenze zur Zeit der neuzeitlichen Hochstände um sicher mehr als 100 m tiefer lag als die heutige.

Für viele Gletscher unseres Gebietes war diese Schneegrenzsenkung entscheidend für ihren Bestand, auch für solche, die noch eine ziemlich große Fläche einnehmen, aber mangels höher gelegener Firnlager und mangels einer über 3100 m aufragenden Umrahmung bereits fast zur Gänze Zehrgebiet sind. Das Musterbeispiel ist der Zwiselbachferner. An ihm und den kleinen Nachbargletschern konnte ein Gletschertyp aufgezeigt werden, der im ganzen Gebiet vorherrscht und bisher vielleicht zu wenig beachtet worden ist. Diese dünnen Gletscher konnten sich nur zur Zeit der Hochstände aktiv entfalten, waren aber durch den starken Gletscherschwund nach 1850 schon bald so geschwächt, daß sie die Vorstöße von 1890 und 1920 nicht mehr mitmachen konnten. Die sonst zum festen Bestand so vieler alpiner Gletschervorfelder zählende 1920er Moräne fehlt hier also häufig. Geringe Unterschiede wirken sich bereits wesentlich aus: Die kleinen Gletscher der linken Flanke des Zwiselbachtals schufen keine 1920er Moräne. Ganz ähnliche Gletscher nehmen die linke Flanke des benachbarten Gleirschtals ein. Jedoch die Umrahmung ist dort um schwach 100 m höher: Beide Sonnenwandferner haben eine wohlausgebildete 1920er Moräne hinterlassen.

Manchen der kleinsten Gletscherchen (besonders Zwiselbachtal links; Gleirschtal: Griebkogelferner, rechter Lappen; Kühthaier Finstertal: Gletscher unter dem Zwölferkogel usw.) ist aber auch zur Zeit der Hochstände der Schritt vom Firnfleck zum Gletscher nicht gänzlich gelungen. Ihr Vorfeld ist unvollständig und verliert sich nach unten flach in kleinen Firnschuttwällen. Isolierte frische Firnschuttwälle weiter vorn auf älteren Moränen und Blockgletschern zeigen manchmal, daß die Firndecke mit wechselnder Mächtigkeit oft noch wesentlich weiter vorgereicht hat. Damit wird die Abgrenzung zwischen neuzeitlichem Gletschervorfeld und älteren Moränen schwierig. Die älteren Ablagerungen sind oft nur durch perennierenden Firn, nicht aber durch richtige Gletscher aufgefrischt worden, wobei die Flechten abstarben. Beschel (1958) hat besonders im Gran Paradiso auf Ähnliches hingewiesen.

Die Bewegung dieser Gletscher ist oft fast schon erloschen: Meist fehlt ein Bergschrund, die Schutthalden der Umrahmung greifen auf den Gletscher über. Auf dem Zwiselbachferner sind in den letzten Jahrzehnten wannen- und trichterartige Hohlformen entstanden, die lange Zeit ortsfest geblieben sind und mit der Formung des Felsgrundes nichts zu tun haben. Sie sind größer geworden; vereinzelt kann man — weit oberhalb des Eisrandes — durch sie bereits den Untergrund sehen. Darin konnte auch gezeigt werden, wie die in den Gletschervorfeldern unseres Gebietes sehr häufigen enggescharten mittelmoränenartigen Streifen sich als hohe Schutteiswälle unter dem Gletscher fortsetzen und wahrscheinlich an den Felsspornen zwischen den Rinnen der Umrahmung entspringen.

In den schuttreichen Vorfeldern der kleinen Gletscher versickert das Schmelzwasser häufig und tritt erst am Rand oder außerhalb des Vorfeldes aus. Daher haben kleine Seen im Vorfeld eine längere Lebensdauer. Einzelne dieser Seen sind genau an das Zungenbecken von 1920 gebunden (z. B. Südlicher Sonnenwandferner im Gleirschtal), andere, wo die 1920er Moräne fehlt, nur ungefähr (Horlacher Steinkarferner; Zwiselbachferner, linker Lappen). Der See im Vorfeld des Nördl. Sonnenwandfeners wird durch die 1920er Moräne geteilt. Die Seen im Vorfeld des Kraspesfeners sind durch Stauung von Felsrinnen und -mulden entstanden, die quer zur Fließrichtung verlaufen, ebenso die Seen unter der Finstertaler Scharte. Der höchste Vorfeldsee des Gebietes (rund 2950 m) liegt in einem Felsbecken auf der Südseite des Zwiselbacher Roßkogels über dem Wolfeskar (Gleirschtal-Kraspestal); 1850 war dieses Seebecken von einer Gletscherzunge ausgefüllt. Vielleicht am beachtlichsten ist der Nackensee am Oberrand des Zwiselbachfeners, knapp unter dem Zwiselbachjoch; er unterstreicht besonders, daß der gesamte Gletscher nur noch Zehrgebiet ist.

h) Abgrenzungsschwierigkeiten, Blockgletscher

So schön getrennt, weit auseinandergezogen und von der neuzeitlichen Verletscherung gesondert die Schuttkörper des Egesen, Larstig und Subatlantikum z. B. im Mittagskar (Kühthaier Längental) und im Lisner Schöntal liegen, so eng und kaum trennbar sind alle diese Ablagerungen im Kar südlich des Gleirschöchls zusammengepfert, da unter einem hohen Berg erst tief die Verflachungen einsetzen. Dabei wird besonders klar, in welcher dichten Nachbarschaft die oft so ähnlichen Schuttgebilde dieser drei Klimaschwankungen geraten. — Es war notwendig, die Formenreihen von den Moränen bis in den Bereich der großen Formen des Schuttfließens zu verfolgen, weil sich oft keine klaren Grenzen ziehen lassen (vgl. Richmond 1960, 1962). Aber je weniger Eis zur Bewegung dieser Schuttkörper nötig ist, desto weniger beschränkt sich ihre Bewegung auf die Zeit der Entstehung, und damit stehen wir vor einem Hauptproblem jeder Kartierung dieser Art. Vor allem in der Egesen- und Larstigezeit sind ganze Schutthänge in Bewegung geraten, wobei im tieferen Bereich oft nur ältere Schuttkörper weiterbewegt oder sogar umgeformt wurden, höher oben aber neue entstanden. Es wurde in diesem Zusammenhang bereits auf die Abgrenzungsschwierigkeiten zwischen Egesen- und Larstigebildungen hingewiesen. Vor allem die Blockgletscher wurden durch spätere Klimaschwankungen immer wieder reaktiviert. Die Egesenblockgletscher gerieten durch die Larstigschwankung an vielen Stellen erneut in Bewegung, die Larstigeblockgletscher durch die subatlantischen Klimaschwankungen und die subatlantischen Blockgletscher durch die neuzeitlichen Gletschervorstöße. Inwieweit dabei auch lange konserviertes Eis (Oestrem 1962) eine Rolle spielt, konnte hier nicht untersucht werden. Manche alten Blockgletscher bewegten sich auch bei allen nachfolgenden Klimaverschlechterungen. Dadurch wurden ältere Formen aufgefrischt, und daran scheitert manchmal die altersmäßige Unterscheidung der Formen nach ihrer Frische. Nur künstliche Aufschließung kann da in manchen Fällen eine stratigraphische Klärung bringen, aber bei Blockgletschern wird sich das jeder überlegen.

Nur in Hinblick auf diese Fragestellung will der Verfasser kurz auf die Blockgletscher eingehen, über die wir trotz einer großen Literaturfülle noch so wenig Genaues wissen. Die Formenreihe von Blockgletschern zu großen Fließschuttformen wurde bereits in den Kapiteln über Egesen und Larstig angedeutet. Die Untersuchung hat aber auch immer wieder die Übergänge zu Gletschern gezeigt, vor allem an den seitlichen Rändern der Gletscher, wo die Eisbewegung ab- und der Schuttanteil zunimmt. Die engen Beziehungen zwischen Gletschern und Blockgletschern wurden in der Literatur schon hinreichend hervorgehoben (z. B. Wahrhaftig — Cox 1959, Grötzbach 1965, Gerhold 1965 usw.).

Aber wenig ist bisher bekannt über das wirkliche Entstehungsalter der Blockgletscher. Aus einer gegenwärtigen meßbaren Bewegung wird häufig auch auf eine junge Entstehung geschlossen. Im Untersuchungsgebiet erwiesen sich neuzeitlich entstandene Blockgletscher als Seltenheit und als sehr kleine Bildungen. Fast alle offensichtlich aktiven Blockgletscher sind im Subatlantikum entstanden. Manche mögen auch älter sein, denn auch die Larstige- und Egesenschwankung waren ja Zeiten starker Blockgletscherbildung. Der Verfasser möchte dieses Ergebnis nicht ohne weiters verallgemeinern, aber nach allen Erfahrungen in den Alpen und anderen Gebirgen zweifelt er doch auch außerhalb des Untersuchungsgebietes an der Häufigkeit neuzeitlich entstandener Blockgletscher, vor allem großer Blockgletscher.

Pillewizer (1957: 49f.) maß die Bewegung des Blockgletschers im Äußeren Hochebenkar bei Obergurgl (Ötztal). Er extrapoliert die Geschwindigkeit des Zungenendes in zunehmend steilem Gelände zeitlich zurück, leitet daraus ein Vorrücken um 600 m in den letzten 300 Jahren ab und schließt daraus, daß der ganze Blockgletscher durch den Hochstand eines Gletschers im 17. Jh. entstand. Flechtenmessungen des Verfassers bis in die innersten Teile des Äußeren Hochebenkars ergaben den eindeutigen Beweis, daß es dort keinen neuzeitlichen Gletscher gegeben hat, sondern

nur kleinere Firnansammlungen. Das bestätigt die Erfahrung des Verfassers, daß kein Gletscher des 17. Jh. um 1850 vollständig verschwunden war. Der Blockgletscher ist älter.

In den südlichen Rocky Mountains, westlich von Denver haben Outcalt-Benedict (1965: 852, 855) den Blockgletscher neben dem Arapaho-Gletscher als neuzeitliche Bildung (Ganett Peak stade) gedeutet, aber nur im Verhältnis zu einem älteren Blockgletscher talabwärts, den sie ohne weitere Beweise ins Subatlantikum (Temple Lake stade) stellen. Der Verfasser hat im Rahmen einer INQUA-Exkursion im September 1965 den Arapahogletscher besucht und den Blockgletscher genauer studiert. Er möchte sich nicht anmaßen, auf Grund einer eintägigen Exkursion die viel eingehenderen Untersuchungen der genannten Autoren in ihren Ergebnissen zu widerlegen, aber die Flechtengrößen im Vergleich zu denen des Gletschervorfeldes nebenan, die Verwitterung des Blockwerks und die Bodenbildung lassen ihn an der Möglichkeit einer neuzeitlichen Entstehung dieses Blockgletschers zweifeln, trotz aller Bewegung.

Hält man sich dieses Problem der Wiederbelebung älterer Schuttkörper vor Augen und dazu die Tatsache, daß seit der Egesenschwankung die manchmal sehr breiten Höhengürtel formenbildender Wirksamkeit der verschiedenen Klimaverschlechterungen einander überlappt haben, so wird einem klar, wie sehr bei jeder morphologischen Höhenstufengliederung auf die wirkliche Entstehungszeit der Formen zu achten ist.

i) Neuvergletscherung und Karformung

Wo wir die Neuvergletscherung und ihre Vorstufen in der Egesen- und Larstigszeit studieren können, zeigt sich immer wieder, wieviel es braucht, bis sich die Schutt- und Eisgebilde vom Fuß der Umrahmung lösen und in die Mitte der Täler und Kare vordringen. Der Fuß der Umrahmung ist somit ein Bereich besonders starker Einwirkung der formbildenden Kräfte. Daraus erklärt es sich auch, daß häufig in den Karen der mittlere Teil gegenüber den Rändern erhöht ist; er ist der Abtragung seltener ausgesetzt. Das ist sogar in breiten Tälern wie im Kraspestal zu erkennen.

k) Die Schiefermulde von Praxmar

Im mittleren Lisenstal ist an das Auftreten von Glimmerschiefern eine eigene Abwandlung des Formenschatzes gebunden. In viel stärkerem Maße als sonst haben sich die Schuttkörper selbständig weiterbewegt, manchmal unter völliger Veränderung der ursprünglichen Gestalt. Vielfach ist es zu großen und kleineren Absitzungen und Gleitungen gekommen, wobei ganze Hänge in Bewegung geraten sind. Nicht überall sind sie zur Ruhe gekommen, wie man z. B. auf einer Wanderung von Praxmar nach Lisens unter dem Mahdegg sehen kann: Stellenweise ist die Vegetationsdecke stark zerrissen. Der Verfasser hat daher darauf verzichtet, diese Formen einer bestimmten Zeit zuzuordnen. Immerhin aber liegt der Verdacht nahe, daß die Egesen- und vielleicht auch die Larstigschwankung solche Bewegungen besonders begünstigt haben.

l) Bergstürze und Bergrisse

Ein wesentliches Ergebnis am Rande unserer Untersuchung ist die Klärung und Datierung verschiedener Bergstürze. Die Felsbruchstätigkeit des Tschirgant hat zu einer starken Anreicherung von Kalk- und Dolomitmaterial in den Moränen des Ötztaler Steinachgletschers geführt. Schließlich ist der kleine Tschirgantbergsturz bei Haiming auf diesen Gletscher niedergegangen. Er erwies sich zur Gänze als Bergsturzmoräne. Das Trümmerwerk des großen Tschirgantbergsturzes dagegen ist fast ausschließlich eine Bergsturzmoräne des Ötztaler Gschnitzgletschers und fiel unmittelbar vor dessen Höchststand herab. — Kurz nach dem Gschnitzhochstand ist der linke Kamm des Wörgetales auf den Talgletscher und einen kleinen Hanggletscher niedergebrochen. — Die Gschnitz-Endmoräne des Kraspegletschers ist eine Bergsturzmoräne. — Fügen wir noch hinzu, daß die beiden historischen Bergstürze von der Freihut bei Gries im Sellrain (1821, 1852) mit neuzeitlichen Gletscherhochständen zusammenfallen, so kann an einer ur-

sächlichen Beziehung zwischen Bergstürzen und Gletscherschwankungen nicht gezweifelt werden.

Kein solcher Zusammenhang ergab sich für das Ereignis von Köfels. An mehreren Stellen tauchen Ablagerungen des Ötztaler Steinachgletschers unter die Trümmermasse des Tauferer Berges. Daraus ergibt sich ein klarer Altersunterschied. Wie groß er war, erkennt man an der ungleichen Einwirkung der Solifluktion: Die Steinachmoränen des Ötztalgletschers waren sehr starker nachträglicher Solifluktion ausgesetzt, die Stausedimente hinter dem Tauferer Berg fast keiner. In der durch den Tauferer Berg verschütteten Mündungsschlucht des Horlachtales wurde bei einem Stollenbau Holz gefunden. Dessen Datierung ergab eine sichere Zeitmarke für das Ereignis von Köfels: 6753 ± 150 J. v. Chr. Es fällt also annähernd auf den Beginn der postglazialen Wärmezeit. Damit bekommen wir hier auch einen genauen Wert der postglazialen Erosion, denn der epigenetische Einschnitt des Stuibnbaches in die Augengneis-Terrasse über dem Stuibnfall (bis zu etwa 6 m) begann nach dem Ereignis von Köfels.

In den Abrißgebieten der Bergstürze vom Tschirgant (Goldberger 1950), von Köfels, im Wörgetal und von der Freihut treten Scharen von Bergrissen (z. T. Doppelgrate) auf. Senarclens-Grancy (1958) vermutet Zusammenhänge zwischen Bergrißbildung und Klimaschwankungen. Dieser Gedanke hat viel für sich; aber es ist schwer, unmittelbare Beweise dafür beizubringen. Wir wissen z. B. noch zu wenig, welche Rolle Erdbeben dabei spielen. Der Verfasser möchte dieser Frage eine eigene Untersuchung widmen. Jedenfalls erweisen sich hier die Egesenbildungen als die jüngsten Schuttformen, die durch Bergrisse verworfen wurden.

A. Penk vermutete 1925 (S. 225), daß sämtliche Bergstürze entlang der Linie Öztal—Fernpaß—Eibsee zugleich erfolgt und durch das Ereignis von Köfels ausgelöst worden sein könnten. Mit der Datierung der Bergstürze von Köfels und vom Tschirgant, ferner durch die Untersuchungsergebnisse von Abele (1964) am Fernpaßbergsturz ist diese Annahme widerlegt.

* * *

Der Verfasser konnte in diesem Rahmen nur einen Bruchteil seiner Beobachtungen diskutieren. Er hätte einen viel größeren Teil seiner Eintragungen in die Karte genauer begründen können. Andererseits ist er sich darüber im klaren, daß noch viel stratigraphische Arbeit zu leisten ist zur Untermauerung der vorgetragenen Gliederung. Der Gültigkeitsbereich dieser Arbeit beschränkt sich auf ein verhältnismäßig kleines Arbeitsgebiet. Doch bietet sein Formenreichtum und der Anschluß an große Täler so weite Vergleichsmöglichkeiten, daß vielleicht doch manches Ergebnis einen gewissen Wert über den rein lokalen Bereich hinaus haben könnte.

Anhang

Tabelle 1

Lichenometrische Ergebnisse Flechtendurchmesser in mm

Die einzelnen Zahlen sind die sicheren Höchstwerte aus einer größeren Zahl von Messungen.

- S = *Sporastatia testudinea* (Ach.) Mass.
 R = *Rhizocarpon geographicum* (L.) DC. und andere gelbe Arten der Gattung (Rhiz. oreites [Vain.] A. Zahlbr. usw.); wenn erkannt, ausgeschieden.
 A = *Aspicilia cinerea* (L.) Kbr.
 D = *Diploschistes scruposus* (L.) Norm.
 Ll = *Lecidea lapicida* Ach. } Wo Ll und Lp nicht unterschieden:
 Lp = *Lecidea promiscens* Nyl. } Zahl zwischen den beiden Kolonnen

dazu: gF = große Flechtenleichen: helle Flecken, nach abgestorbenen Flechten noch sichtbar an Stellen, die zwar lange Zeit verfirnt, aber nicht vergletschert waren. (Siehe z. B. Heuberger-Beschel 1958).

Verhältnis der linearen Wachstumsgeschwindigkeit nach Beschel (1957: 7):

R (L.) DC.	10
S	8—20
A	15—25
D	20—30
Ll	25—35
Lp	25—40

Altersbezeichnungen:

- alt : sicher älter als Neuzeit.
 alt ? : bei Flechtenwerten, für die neuzeitliches Alter noch möglich ist, auf wahrscheinlich älteren Schuttkörpern.

Zeit der Messungen:

- kursiv gedruckte Werte: 1963—1965 gemessen
 halbfette Werte: 1956—1958 gemessen
 übrige Werte: 1949—1953 gemessen

Horiachtal

	S	R	A	D	Ll	Lp	gF
Larstgferner							
1920	noch keine Flechten, Toteis						
1875 ?	li Hälfte, innerstes Wallsystem:						
	re Hauptlappen	25	23	45	60		
	Mittel-Lappen	24	30		55		
	li Lappen	15	20		50		
1850	li Hälfte, konvexer Stirnrand vorn und li Rand						
	li Hälfte, Wallsystem, das den vorderen Stirnrand i. d. Mitte erreicht:	36	30				
	äußerer Wall	43	30		60		
	innerer Wall li	39	35				
	re Hälfte; re Uferwall	55	65			105	

	S	R	A	D	Ll	Lp	gF
1820 ? li Hälfte, re vorn: innerer Wall	53	45			155		
1770 ? äußerer Wall.	60	63	125		175		
					279 ?		
1770 ? re Hälfte, re Ufermoränen, 2640 m, innerster Wall außerhalb 1850	95						
1680 ? mittl. Wall	100	80			200	170	
1600 ? äußerster Wall	100	80				240	
<i>Bemerkungen:</i> R tritt stark zurück, S ungewöhnlich häufig. Durch langes Verbleiben von Toteis weithin flechtenarm, besonders links; auch auf dem re Uferwall nur vereinzelte flechtenreiche Punkte							
Zwieselbachferner, Hauptgletscher							
1850? Stirnbiegung zu re Ufermoräne	50	25				210	
1850 Stirn li des Baches	40	25					
1850 Stirn ganz li	10	25				50	
linker Gletschertell							
1850 re Ufermoräne	20	25		25		45	
1850 li Ufermoräne.		55					
alt ? Stirn ganz vorn li	60	67	340	140		300	
alt ? Stirn Mitte	80	64	125	300		195	
Ferner unter der Südl. Larstignoten-Spitze Hauptgletscher, li							
1850 Firnschuttwall, vorn nicht geschlossen, 2580er Höhenlinie.	36	50					+!
alt ? davor, innerster schön ausgebildeter Endmoränenwall	80	165	450			260	
alt davor, zweite große Moränenstirn	66	280				520	
alt vorderste Stirn		340					
alt äußerste re Ufermoräne		320	350	220		395	
große blockige Schuttbastion, re vorn darunter- legend (2560 m) alt		390				410	
westl. anschließende, damit zusammenhängende Blockschuttanhäufung (Karmite, unter Felsporn) alt		270	280			400	
große Moränenbastion, re im Kar äußerster Stirnbereich bis zu den innersten Wällen (einschl.), alt.	118	230	360	240		420	+
Gräserkarferner							
1850 überfirnt: innerste 2 Wälle							+
1850 überfirnt: innerster geschlossener Stirn- wall (2610 m)	34	20					+
1850 überfirnt, Stirn davor (2590 m)	36	34					+
alt ? vorderste Stirn (2550 m)	102	155				430	+
alt ? Stirn knapp dahinter	85	50				390	+
<i>Bemerkungen zum Zwieselbachtal:</i> Wie Larstignotferner. Durch lange Firnbedeckung weite Flächen flechtenarm.							
Zwieselbacher Griebkogel, Nordflanke							
alt ? Stirnrand 2700 m	83	120	250			270	
alt Stirnrand 2660 m		290					
Weites Kar, Tellkar unter der Kraspesspitze							
alt Blockwälle rechts 2780 m		280					
alt Blockwall (Stirn) links 2720 m	90	290				510	

	S	R	A	D	Ll	Lp	gF
Steinkarferner							
1850 li Uferwall		55				120	
alt? Stirn li, 2660 m		200				360	
alt Blockbastion über li 1850er Uferwall, 2720 m		360					
alt? Blockbastion unter der re 1850er Stirn, 2670 m	90	200				520	
Wannenkar							
alt Langes Wannenkar, Stirn, 2660 m . . .		150				600?	+
Needertal							
Mittertal							
alt? Blockgletscher unter dem Maningkogel		200					
Längental (bei Kühthai)							
Mittagskar: jüngster Moränenkomplex und Block-							
gletscher							
alt Ufermoräne	83	210				440	
alt Endmoräne, 2590 m		380					
alt Blockgletscher re davor		300					
Stierkar: jüngster Blockgletscher							
alt Stirnwall		390					
alt Strommitte, weiter oben						610	
Finstertal (Kühthai)							
Kar unter der Finstertaler Scharte							
alt? Blockstirn 2540 m (li vor 1850er Endmoräne)		200					
alt Blockgletscher nördl. Schartenkogel 2460 m		280					
Hint. Karle							
alt großer Blockgletscher 2420 m		300					
Ob. Plenderlesseen							
1850 Blockgletscher 2620 m		30					
alt? Blockgletscher davor		200					
Lisenstal							
Lisner Ferner, re Zunge							
1890 Wall 2420 m unter re 1920er Wall verschwindend		35					
alt Wallrest 2300 m, li außerhalb des li 1850er Walles		320				400	
alt Felskopf 2400 m, über den li 1850er Wall läuft, dicht außerhalb des Walles 2350 m verschwemmte Moränenreste knapp außerhalb des re 1850er Walles, von diesem umschüttet		320					
alt 2 re Uferwallreste 2350 m re des Horn- taler Baches		310				430	
		260				460	
Lisenstal, südl. Gries							
1821, 1852 Freihut-Bergsturstrümmer	45	70	130			90	

	S	R	A	D	Ll	Lp	gF
<i>Bemerkungen:</i> dichte Besiedlung, R und A sehr häufig, L und S ziemlich selten							
Schönllisental							
alt ? Blockgletscher 2690 m (Hochgralfjoch)		200					
Großes Horntal							
alt ? Blockzunge 2720 m nördl. unter P. 2815		160					
alt ? oberer Blockgletscher 2730 m unter Schafgrübler, Rand		180					
Kleines Horntal							
17./18. Jh. ? Blockgletscher 2520 m		100					
Lisner Schöntal							
alt Blockgletscher unter der Schöntalspitze, re Seitenstirne, 2760 m		320			500		
alt Stirn 2850	120	310					
Lisner Längental							
Längentaler Ferner (Abb. 7)							
Rechte Zunge							
1770 ? re Wall 44		70					
1770 li Wall 43		100					
17. Jh. li Wall 41		145			270		
alt li Wall 19		270					
alt li Wall 17		250					
alt Blockstirn V		310					
Linke Zunge							
1770 re Wall 34	75	90			180		
1820 li Wall 35	50	70	145				
1600 re Wall 32		95					
1770 ? li Wall 33	85						
17. Jh ? li Wall 31		80			180		
alt ? li Wall 25		180			290		
alt li Wall 9		220					
alt re Wall 6		250					
alt Wall 1		400					
Große älteste Moräne I							
alt		400					
Blockgletscher II (s. Beilagekarte)							
alt ? vorderste Stirn		190					+
gF auch in den höheren Teilen							
Grüne-Tatzen-Ferner							
<i>Hauptgletscher:</i> Endmoräne ohne Flechten; Felsrücken davor aber stark verwittert							
<i>Unterer Gletscher:</i> Felskopf re vor der End- moräne stark verwittert, große, alte Flechten							
Seblaskogelferner: Obere Wallgruppe (2510--2570m)							
z. T. 1850 innerster Wall		30					
alt ? 3 große Blöcke innerhalb des Randes dieses Walles		200					
alt li vorderster Wall		300					
		bis					
		400					

	S	R	A	D	Li	Lp	gF
Ochsenkarferner							
1850 li Zunge, Stirn		40					
1850 Hauptzunge							
li Stirn, 2. Wall		50					
17. Jh. ? li Stirn, 1. Wall		150					
alt Hauptstirn li, 2490 m		300					
		bis					
		400					
alt Hauptstirn re, 2480 m		300					
		bis					
		400					
alt Wälle zwischen den 1850er Zungen li .		240					
alt Blockstirn ganz re, 2. Stirn (2500 m) .		300					
		bis					
		400					
Winnebachferner, Ostzunge							
alt innerster Wall vor der re 1850er Zunge		240					
alt vorderste Stirn, Mitte		270					
alt vorderste Stirn, li		350					
Weißkogelferner							
1850 ? re Wall		70					
alt ? Blockstirn re		140					

Gleirschtal

Nördl. Sonnenwandferner							
alt hohe Blockstirn, 2560 m vor 1850er- Endmoräne		300					
Grießkogelferner							
Hauptzunge							
1. Neuzeitl. System							
1850 innerste 2 Wälle	47	60	55				
17. Jh. mittl. Stirnwall	90	120					
17. Jh. vorderster Stirnwall		170				350	
2. Mittl. System							
alt innere Wallgruppe		220					
alt äußerste rechte Wälle		320					
Ostgerichteter Blockgletscher südl. des Kugelten Kops							
alt Blockgletscher vorn		300					
1850 innere Moräne		10					
Gamsgrübl							
1850 innerster Wall	20	25	30		40	45	
17. Jh. Wall davor (2740 m)	54	140	290		310	400	
17. Jh. ? Wall dicht davor	55	180			390	370	
alt Blockgletscher vorn		290				560	

Kraspestal

Kraspesferner							
1850 Endmoräne, Doppelwall li vor dem großen See	43	52				150	

	S	R	A	D	Li	Lp	gF
<i>Bemerkungen:</i> 1850er Moräne sonst sehr flechtenarm							
Wildes Kar							
Neuzeit Blockgletscher (2750 m)		30					
Kühthaier Berge, Inntalflanke							
Stamser Tal							
alt Blockgletscher 2380 m aus dem Schneetal, Pirchkogel; jüngster Teil		250					
Flauringer Tal: Weites Kar (Haupttal, hinten)							
alt Blockzunge li, 2460 m		290			500	540	

Literaturverzeichnis

- ABELE, G. 1964, Die Fernpaßtalung und ihre morphologischen Probleme. Tübinger Geogr. Studien, 12.
- ALBERTINI, R., R. AMEDEO, C. F. CAPELLO u. a. 1955, Studi sui fenomeni crionivali nelle Alpi Italiane. Fondazione per i problemi montani dell'Arco Alpino, Milano, Pubbl. 11.
- AMPFERER, O. 1902, Grundzüge der Geologie des Mieminger Gebirges. Verhandl. d. Geol. Reichsanstalt Wien: 170—180.
- 1904/I, Studien über die Inntalterrassen. Jahrbuch d. Geol. Reichsanstalt Wien, 54: 91—160.
- 1904/II, Die Bergstürze am Eingang des Ötztales und am Fernpaß. Verhandl. d. Geol. Reichsanstalt Wien: 73—87.
- 1916, Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntales. Jahrbuch d. Geol. Reichsanstalt Wien, 65, 1915: 289—316.
- und Th. OHNESORGE 1924, Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Zirl — Nassereith (5046). Geol. Bundesanstalt, Wien.
- 1929, Über die Ablagerungen der Schlußeiszeit in der Umgebung des Arlbergpasses. Jahrbuch d. Geol. Bundesanstalt Wien, 79: 307—332.
- 1935, Nachträge zur Glazialgeologie des Oberinntales. Jahrbuch d. Geol. Bundesanstalt Wien, 85: 343—366.
- 1939/I, Über die geologischen Deutungen und Bausondierungen des Maurach-Riegels im Ötztal. Geologie und Bauwesen: 25—43.
- 1939/II, Die geologischen Hypothesen über die Formung des Talraumes zwischen Umhausen und Längenfeld im Ötztale. Sitzungsber. d. Ak. d. Wiss. in Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 148: 123—140.
- AN DER LAN, H. 1935, Hydrographische und hydrobiologische Beobachtungen im Liesenser Gletscherbachgebiet. Veröff. d. Museum Ferdinandeum, Innsbruck, 15: 29—51.
- 1960, Das Anfangsstadium eines neuen Kargletschers im Raum Obergurgl. Wetter und Leben, 12: 211—214.
- ASCHER, H. 1952/I, Neuer Sachbestand und neue Erkenntnisse über das Bergsturzgebiet von Köfels (nach Befunden im Taststollen, welcher ins Hairlachtal vorgetrieben wurde). Geologie und Bauwesen, 19: 123—134.
- 1952/II, Baugelogeischer Schlußbericht über den Taststollen an der Mündung des Hairlachtals. Saalfelden. (Maschinenschrift, Westtiroler Kraftwerke AG).
- BESCHEL, R., 1950, Flechten als Altersmaßstab rezenter Moränen. Ztschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol., 1: 152—161.
- 1957, Lichenometrie im Gletschervorfeld. Jahrb. d. Vereins z. Schutze d. Alpenpflanzen und -Tiere, München: 164—185.
- 1958, Studi lichenometri sulle morene del Gruppo del Gran Paradiso. N. Giorn. Bot. Ital., n. s., vol. 65: 538—591.
- BLAAS, J. 1902, Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen. Innsbruck.
- BOBEK, H. 1932, Alte Gletscherstände im Gebiet der Zillertaler und Tuxer Alpen. Ztschr. f. Gletscherkunde, 20: 138—157.
- 1935, Die jüngere Geschichte der Inntalterrasse und der Rückzug der letzten Vergletscherung im Inntal. Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt, 85: 135—189.
- BOESCH, H. 1951, Beiträge zur Kenntnis der Blockströme. Die Alpen: 1—5.
- BOTE FÜR TIROL usw. 1821, Auszug meteorologischer Beobachtungen zu Gries im Sellrain-Thale. Nr. 73: 292.
- CAPELLO, C. F. 1957—1960, Prime ricerche sulle "pietraie semoventi" del settore montuoso del Gran Paradiso. Memorie e studi geogr., serie A, vol. VII: 1—17.
- , M. L. CHIONETTI, C. ORIGLIA 1958, I fenomeni crionivali nelle valli di Pré Saint Didier (Valle d'Aosta). Memorie e studi geogr., serie A, vol. IV.
- 1960, Terminologia e sistematica dei fenomeni dovuti al gelo discontinuo. Memorie e studi geogr., serie A, vol. VI.
- CAPPS, Sr. R., jr. 1910, Rock glaciers in Alaska. Journal of Geology, 18: 359—375.
- CHAIX, A. 1923, Les coulées de blocs du Parc National Suisse d'Engadine. Le Globe (Mémoires, Soc. de géogr. de Genève), 62: 1—35.
- DOMARADZKI, J. 1951, Blockströme im Kanton Graubünden. Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen des schweizerischen Nationalparks, NF III/24: 177—235.

- ESCHER VON DER LINTH, A. 1845, Beiträge zur Kenntnis der Tyroler und Bairischen Alpen. Neues Jahrb. f. Min., Geognosie, Geol. und Petrefakten-Kunde: 536—561.
- FEZER, F. 1957, Eiszeitliche Erscheinungen im nördlichen Schwarzwald. Forschungen z. deutschen Landeskunde, Bd. 87.
- FINSTERWALDER, K. 1949, Zur Namen- und Siedlungsgeschichte des inneren Ötztals. Jahrb. d. Österr. Alpenvereins, 74: 37—43.
— 1964, Horlach, Hairlach, Roßlach. Tiroler Heimatblätter, 39, H. 10/12: 10—12.
- FINSTERWALDER, R. 1932, Geodätische, topographische und glaziologische Ergebnisse. Bd. 2. In: Wissenschaftliche Ergebnisse der Alai-Pamir-Expedition 1928. Teil I. Berlin.
- FIRBAS, F., Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Jena. 1. Bd. 1949, 2. Bd. 1952.
- FLIRI, F. 1962, Wetterlagenkunde von Tirol. Tiroler Wirtschaftstudien, 13.
- FRECH, F. 1898, Über Muren. Ztschr. d. D. u. Oe. Alpenvereins, 29: 1—26.
- FUCHS, A. 1951, Vorläufiger Bericht über geologische Untersuchungen im Bergsturzgebiete von Niederthal. Kramsach. (Maschinenschrift, Westtiroler Kraftwerke AG).
- GAMS, H. 1950, Die Alleröd-Schwankung im Spätglazial. Ztschr. für Gletscherkunde und Glazialgeol., 1: 162—171.
— 1958/I, Staumändermoore. Ztschr. für Gletscherkunde und Glazialgeol., 4: 87—98.
— 1958/II, Die Alpenmoore. Jahrb. d. Vereins z. Schutze der Alpenpflanzen und -tiere, München: 15—28.
- GERHOLD, N. 1965, Die Blockgletscher — eine besondere Moränenform? 32. Jahresber. d. Bischöfl. Gymn. Paulinum in Schwaz.
- GLETSCHERMESSUNGEN 1926—1936, Stubaier Alpen, Westteil:
Ztschr. f. Gletscherkunde 15, 1926/27: 297ff. (H. KINZL)
17, 1929 : 383—389 (H. KINZL)
19, 1931 : 137—142 (H. KINZL)
21, 1933/34: 170—173 (R. LEUTELET)
23, 1935 : 119—122 (R. LEUTELET)
25, 1937 : 209—212 (R. LEUTELET)
- GOLDBERGER, J. 1950, Morphologische Beobachtungen am Tschirgant bei Imst. Alpengeogr. Studien (Festschrift H. KINZL), Schlern-Schriften 65: 9—17.
- GOLDTHWAIT, R. P. 1952, Annual Field Reunion of the Friends of Pleistocene Geology. Science, 116, No. 3010, S. 244.
- GROSS, H. 1955, Weitere Beiträge zur Kenntnis des Spätglazials. Eiszeitalter und Gegenwart, 6: 110—115.
- GRÖTZBACH, E. 1965, Beobachtungen an Blockströmen im afghanischen Hindukusch und in den Ostalpen. Mitteilungen der Geogr. Ges. in München, 50: 175—201.
- HAARDT von Hartenthurn, V. 1907, Die Tätigkeit des k. u. k. Militärgeographischen Institutes in den letzten 25 Jahren. Wien, Militärgeogr. Inst.
- HAMMER, W. 1921, Über die granitische Lagermasse des Acherkogels im vorderen Ötztal und ihre Tektonik. Verhandl. d. Geol. Bundesanstalt Wien: 62—74.
— 1921—1929, Aufnahmeberichte zu Blatt „Ötztal“. Verhandl. d. Geol. Bundesanstalt Wien, 1921: 8 (und G. GEYER), 10f.; 1927: 29f.; 1929: 28f.
— 1925, Einige Ergebnisse der geologischen Landesaufnahme in den Westtiroler Zentralalpen. Geol. Rundschau, 16: 147—160.
— 1926, Stubaier Alpen, Geologisches. Der Hochtourist in den Ostalpen. D. u. Oe. Alpenverein, 4. Bd.: 306f., 322f.
— und R. v. KLEBELSBERG 1926, Die Gesteine der zentralen Ostalpen zwischen Rhein und Brenner. Der Hochtourist in den Ostalpen. D. u. Oe. Alpenverein, 4. Bd.: 16—21.
— 1929/I, Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich. Blatt Ötztal (5146). Geol. Bundesanstalt, Wien.
— 1929/II, Der granitische Kern der Stubaier Gruppe und seine Beziehungen zum Bau der Ötztaler Alpen. Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt Wien, 79: 87—128.
— 1931, Zur Umgrenzung der Ötztaler Alpen als Schubdecke. Verhandl. d. Geol. Bundesanstalt: 175—188.
— und O. REITHOFER 1936, Vulkanismus und Glazialform im Ötztal. Führer für die Quartär-Exkursionen in Österreich, 2. Teil. 3. Internat. Quartär-Konferenz. Geol. Bundesanstalt Wien: 89—101.
- HANEFELD, H. 1960, Die glaziale Umgestaltung der Schichtstufenlandschaft am Nordrand der Alleghenies. Schriften des Geogr. Inst. d. Univ. Kiel, 19, Heft 1.
- HEISSEL, W. 1932, Quartärgeologie des Silltales. Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt Wien, 82: 429—468.
— 1954, Beiträge zur Quartärgeologie des Inntales. Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt Wien, 97: 251—322.
- HEUBERGER, H. 1952/I, Geomorphologische Untersuchungen in den nördlichen Stubaier Alpen. Geogr. Diss., Innsbruck. (Maschinenschrift.)
— 1952/II, Hochgelegene Erratika an der Südseite des Inntales westlich Innsbruck. Ztschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol., 2: 118f.

- 1954, Gletschervorstöße zwischen Daun- und Fernaustadium in den nördlichen Stubai Alpen (Tirol). *Ztschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol.*, 3: 91–98.
- 1956, Ein Gletscherstand bei Mieders im Stubai (Tirol) – älter als das Schlern-Stadium? *Ztschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol.*, 3: 365–368.
- und R. BESCHEL 1958, Beiträge zur Datierung alter Gletscherstände im Hochstubai (Tirol). *Geographische Forschungen (Festschrift H. KINZL)*, Schlern-Schriften 190: 73–100.
- 1962, Die Landschaft von Umhausen. In: V. Lienbacher, Umhausen im Ötztal mit seiner Umgebung Tumpen und Niederthai. *Kurzführer. Umhausen (Verkehrsverein) u. München (Rother)*, 2. Aufl.: 6–16.
- HÖFER, H. v. 1879, Gletscher- und Eiszeitstudien. *Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl.*, 1. Abt.: 331–367.
- HÖLLERMANN, P. 1964, Rezente Verwitterung, Abtragung und Formenschutz in den Zentralalpen am Beispiel des oberen Suldentales (Ortlergruppe). *Ztschr. f. Geomorphologie NF*, Suppl. 4.
- JÄCKLI, H. 1951, Verwerfungen jungquartären Alters im südlichen Aaremassiv bei Somvix-Rabius (Graubünden). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, vol. 44: 332–337.
- 1957, Gegenwartogeologie des bündnerischen Rheingebietes. *Beiträge zur Geol. d. Schweiz, geotechn. Serie*, Lief. 36.
- KAISER, K. 1960, Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 11: 121–141.
- KERNER von Marilaun, F. 1890, Die letzte Vergletscherung der Central-Alpen im Norden des Brenner. *Mitt. d. Geogr. Ges. Wien*, NF 23: 307–332.
- KICK, W. 1964, Der Chogo-Lungma-Gletscher im Karakorum, II. *Ztschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol.*, 5: 1–59.
- KINZL, H. 1929, Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. *Ztschr. f. Gletscherkunde*, 17: 66–121.
- 1932, Die größten nacheiszeitlichen Gletschervorstöße in den Schweizer Alpen und in der Montblancgruppe. *Ztschr. f. Gletscherkunde*, 20: 269–397.
- 1949, Formenkundliche Beobachtungen im Vorfeld der Alpengletscher. *Veröff. d. Museum Ferdinandeum Innsbruck*, 26/29 (Festschrift R. v. Klebelsberg): 61–82.
- 1953, Gletscherschwund und Gletscherform. *Carinthia II, Mitt. d. naturwiss. Vereins f. Kärnten (Festschrift V. PASCHINGER)*: 62–72.
- 1957, Die Gletscher als Klimazeugen. *Deutscher Geographentag Würzburg, Tagungsbericht und wissenschaftliche Abh.*: 222–231.
- KLAER, W. 1962, Untersuchungen zur klimagenetischen Geomorphologie in den Hochgebirgen Vorderasiens. *Heidelberger Geogr. Arbeiten*, H. 11.
- v. KLEBELSBERG, R., 1929, Alte Gletscherstände in den Tiroler Zentralalpen. *Endmoräne am Stuißenbach (Ötztal, Tirol)*. *Ztschr. f. Gletscherkunde*, 17: 210f.
- 1935, *Geologie von Tirol*. Berlin.
- 1947, Die heutige Schneegrenze in den Ostalpen. *Ber. d. Naturwiss.-Medizin. Ver. in Innsbruck*, 47, 1939/1946 (1947): 9–32.
- 1948/49, *Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie*. Wien. 2 Bde.
- 1949, *Das Ötztal*. *Jahrb. d. Österr. Alpenvereins*, 74: 5–21.
- 1950, *Das Silltal bei Matrei*. *Beiträge zur Heimatkunde von Matrei am Brenner*. *Schlern-Schriften* 84: 76–86.
- 1951, *Das Becken von Längenfeld*. *Handelskammer-Festschrift, Bd. I, Schlern-Schriften* 77: 399–422.
- 1954, *Geologie um Imst*. *Imster Buch*. *Schlern-Schriften* 110: 1–19.
- 1963, *Das Ötztal*. *Ötztaler Buch*. *Schlern-Schriften* 229: 1–21.
- KRINSLEY, D. B. 1965, Pleistocene geology of the South-West Yukon Territory, Canada. *Journal of Glaciology*, 5: 385–397.
- LADURNER, J. 1931, *Die Eiszeitablagerungen des Sellrains (Stubai Alpen)*. *Geol. Diss. Innsbruck (Manuskript)*.
- 1932, *Die Quartärablagerungen des Sellrain (Stubai Alpen)*. *Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt Wien*, 82: 397–427.
- LAGALLY, M. 1906/07, *Revision der Gletschermarken im Sellrain und nördlichen Stubai (Tirol)*. *Ztschr. f. Gletscherkunde*, 1: 226–228.
- LANG, G. 1962, Die spät- und frühpostglaziale Vegetationsentwicklung im Umkreis der Alpen. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 12: 9–17.
- LEUTELT-KIPKE, S. 1934, Ein Beitrag zur Kenntnis der hydrographischen und hydrochemischen Verhältnisse einiger Tiroler Hoch- und Mittelgebirgsseen. *Archiv für Hydrologie*, 27: 286–352.
- LICHTENECKER, N. 1929, *Bergsturz und Bimssteingang von Köfels im Ötztal (Tirol)*. *Geogr. Jahrsber. aus Österreich*, 15: 228–254.
- LOUIS, H. 1954/55, *Schneegrenze und Schneegrenzbestimmung*. *Geogr. Taschenbuch*: 414–418.
- LÖWL, F. 1888, *Der Lüner See*. *Ztschr. d. D. u. Oe. Alpenvereins*, 19: 25–34.
- MACHATSCHKE, F. 1933, *Tal- und Glazialstudien im oberen Inngebiet*. *Mitt. d. Geogr. Ges. in Wien*, 76: 5–48.

- 1936/I, Nochmals zur Glazialgeologie des Oberinntales. Verhandl. d. Geol. Bundesanstalt Wien: 125–132.
- 1936/II, Der Indurchbruch zwischen Roppen und Imst. Führer für die Quartär-Exkursionen in Österreich. II. Teil. Geol. Bundesanstalt Wien: 102–106.
- MARBERGER, H. Bl. 1932, Der Bergsturz bei Gries im Sellrain im Jahre 1852. Tiroler Heimatblätter 10: 96f.
- MAYR, F. 1964, Untersuchungen über Ausmaß und Folgen der Klima- und Gletscherschwankungen seit dem Beginn der postglazialen Wärmezeit. Ztschr. f. Geomorphologie NF 8: 257 bis 285.
- 1966, Postglacial glacier fluctuations and some correlated phenomena in the Stubai Mountains, Eastern Alps, Tyrol. VII. INQUA-Congress. In Druck.
- and H. HEUBERGER 1966, Type areas of lateglacial and postglacial deposits in Tyrol, Eastern Alps. VII. INQUA-Congress. In Druck.
- v. MOJSISOVICS, E., 1871, Die Kalkalpen des Ober-Innthales zwischen Silz und Landeck und des Loisach-Gebictes bei Lermoos. Verhandl. d. Geol. Reichsanstalt Wien: 236ff.
- MÜLLER, F. u. a. 1963, Jacobsen-McGill Arctic Research Expedition 1959–1962. Preliminary Report 1961–1962, Map Supplement: Thompson Glacier Region 1: 50000. Montreal, McGill University.
- MUNSELL soil color charts, 1954 edition. Baltimore.
- MUTSCHLECHNER, G. 1937, Das Felsgerüst der Ötztal-Stubai Alpen. Jahrb. d. D. u. Oe. Alpenvereins, 68: 113–127.
- 1950, Spuren des Inngletschers im Bereich des Karwendelgebirges. Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt Wien, 93: 155–206.
- 1957, Spuren der Eiszeit an der Saile bei Innsbruck. Veröff. d. Museum Ferdinandeum Innsbruck, 37: 83–87.
- OHNESORGE, Th. 1905, Die vorderen Kühetaier Berge (Hochedergruppe). Verhandl. d. Geol. Reichsanstalt Wien: 175–182.
- OESTREM, G. 1962, Ice-cored moraines in the Kebnekajse area. Biuletyn periglacialny (Lodz), 11: 271–278.
- OUTCALT, S. I. und J. B. BENEDICT 1965, Photo-interpretation of two types of rock glacier in the Colorado Front Range, USA. Journal of Glaciology, 5: 849–856.
- PASCHINGER, H. 1952, Die spätglazialen Gletscher des Gschnitztales. Ztschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol., 2: 35–57.
- 1957/I, Klimamorphologische Studien im Quartär des alpinen Inntales. Ztschr. f. Geomorphologie, NF 1: 237–270.
- 1957/II, Das mittlere Inntal und Silltal zur Schlernzeit. Abhandl. d. Geogr. Inst. der Freien Univ. Berlin (Festschrift O. MAULL) 5: 51–57.
- PASCHINGER, V. 1959, Die verschwundenen Gletscher der Ostalpen (seit dem letzten Hochstand um 1850). Abhandl. d. Österr. Geogr. Ges., 18, 67 S.
- PENCK, A. und E. BRÜCKNER 1909, Die Alpen im Eiszeitalter, 3 Bde. Leipzig. 1901–1908 (1909).
- PENCK, A. 1921, Die Höttinger Breccie und die Inntalerrasse nördlich Innsbruck. Abhandl. d. Preuß. Akad. d. Wiss., 1920, phys.-math. Klasse, Nr. 2 (1921).
- 1925, Der postglaziale Vulkan von Köfels im Ötztale. Sitzungsber. d. Preuß. Akad. d. Wiss., 12: 218–225.
- PICHLER, A. 1863, IX. Zur Geognosie Tirols. Jahrb. d. Geol. Reichsanstalt, 13: 589–594.
- PILLEWIZER, W. 1957, Untersuchungen an Blockströmen der Ötztaler Alpen. Geomorphologische Abhandlungen (Festschrift O. MAULL). Abhandl. d. Geogr. Inst. d. Freien Univ. Berlin, 5: 37–50.
- REITHOFER, O. 1932, Neue Untersuchungen über das Gebiet von Köfels im Ötztal. Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt Wien, 82: 275–342.
- RICHMOND, R. M. 1960, Glaciation of the east slope of Rocky Mountain National Park, Colorado. Bull. of the Geol. Soc. of America, 71: 1371–1381.
- 1962, Quaternary Stratigraphy of the La Sal Mountains, Utah. Geol. Survey Professional Paper 324, 135 S.
- RICHTER, E. 1888, Die Gletscher der Ostalpen. Stuttgart.
- di SAVOIA-AOSTA, A. ed A. DESIO 1937, La spedizione geografica Italiana al Karakoram (1929). Milano-Roma.
- SCHILL, J. 1853, Über den Ötztaler Gletscher. Neues Jahrb. f. Min., Geognosie u. Petrefaktenkunde: 786–796.
- SCHMIDEGG, O. 1964, Die Ötztaler Schubmasse und ihre Umgebung. Verhandl. d. Geol. Bundesanstalt Wien: 27–47.
- SCHÜTRUMPF, R. 1955, Das Spätglazial. Eiszeitalter u. Gegenwart, 6: 41–51.
- v. SENARCLENS-GRANCY, W., 1935, Stadiale Moränen im Hochalmspitz-Ankogel-Gebiet. Ztschr. f. Gletscherkunde, 23: 153–171.
- 1938, Die Gliederung der stadialen Moränen im Stubaital. Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt Wien, 88: 13–24.
- 1958, Zur Glazialgeologie des Ötztales und seiner Umgebung. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, 49: 257–314.

- 1962, Beiträge zur Eingliederung der Moränen der Schladminger Tauern, der Mitterrennstaler Moore und der Ramsau- oder Ennstalterrasse bei Schladming in das alpine Jungquartär. Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt Wien, 105: 65—123.
- SIEGER, R. 1895, Karstformen der Gletscher. Geogr. Ztschr., 1: 182—204.
- SÖLCH, J. 1935, Fluß- und Eiswerk in den Alpen zwischen Ötztal und St. Gotthard, I. Bd. Petermanns Mitt., Ergänzungsheft 219.
- 1948, Der Riegel von Karres bei Imst (Tirol). Ak. Anzeiger, Nr. 6: 1—10.
- STEINBÖCK, O. 1938, Arbeiten über die Limnologie der Hochgebirgsgewässer. Int. Revue d. gesamten Hydrobiologie u. Hydrographie, 37: 476—509.
- STINY, J. 1939, Gedanken über das Maurach von Umhausen — Köfels — Längenfeld. Zentralbl. f. Min. etc., Abt. B, No. 6: 209—216.
- STOLZ, O. 1939, Sellrain, Landschaft und Geschichte. Ztschr. d. Deutschen Alpenvereins, 70: 199—210.
- VISSER, Ph. C. und J. VISSER-HOOFT 1938, Wissenschaftliche Ergebnisse der niederländischen Expeditionen in den Karakorum und die angrenzenden Gebiete in den Jahren 1922, 1925, 1929/30 und 1935. Bd. II. Leiden.
- WAHNSCHAFFE, F. 1901, Die eiszeitliche Endmoräne am Eingange des Oetzthales. Naturwiss. Wochenschrift, NF 1, Nr. 12: 140f. Jena.
- WAHRHAFTIG, C. and A. COX 1959, Rock glaciers in the Alaska Range. Bull. of the Geol. Soc. of America, 70: 383—436.
- WEHRLI, H. 1928, Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereich der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach. Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt Wien, 78: 357—498.
- WIEN, K. 1933, Zur Karte des Zemugletschers. Ztschr. f. Gletscherkunde, 21: 21—29. Mit Karte 1: 33333 der Deutschen Himalaya-Expedition 1931.
- v. WISSMANN, H., 1951, Über seitliche Erosion. Colloquium Geographicum, Bonn, Bd. 1.
- 1960, Die heutige Vergletscherung und Schneegrenze in Hochasien. Abhandl. d. Akad. d. Wiss. u. d. Lit. in Mainz, math.-naturwiss. Kl., 1959 (1960), Nr. 14: 1101—1431.
- WOLDSTEDT, P., Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. Stuttgart. 2 Bde., 1954 u. 1958.

Karten und Bilder

ALPENVEREINSKARTEN:

Ötztal & Stubai 1: 50000, Bl. 2 (Sölden-Ranalt). Leipzig-Berlin, 1896.

Stubai Alpen, Nordblatt (Sellrain) 1: 25000. 1939. Aufgenommen 1933—1938.

Wetterstein- und Mieminger Gebirge, Westblatt 1: 25000. 1964.

ANICH, P. und Bl. HUEBER 1774, *Atlas Tyrolensis*, 1: 103000. Wien.

GEOLOGISCHE SPEZIALKARTEN 1: 75000, Geol. Bundesanstalt Wien:

5046, *Zirl-Nassereith* (O. AMPFERER u. Th. OHNESORGE, 1924)

5145, *Landeck* (W. HAMMER u. O. AMPFERER, 1922)

5146, *Ötztal* (W. HAMMER, 1929)

LUFTBILDER 1952—1954 der österreichischen Waldstandsaufnahme. Wien: Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen.

MESSBILDER 1933—1938 des D. u. Oe. Alpenvereins zur Alpenvereinskarte (unvollständig).

ÖSTERREICHISCHE ORIGINALAUFNAHME (= OA) 1: 25000, Blätter 5046/3, 4; 5145/2;

5146/1. Aufgenommen 1869—1871. Wien, Kartograph. Institut (Haardt 1907: 151f., 350).

PHOTOGRAMMETRISCHE SCHICHTPLÄNE der Studiengesellschaft Westtirol, ausgeführt von der Photogrammetrie GmbH, München, 1942, 1943:

Mündungsgebiet Needertal bei Ötz 1: 1000, 1: 2000, 1: 5000;

Needertal: Gebiet um Ochsengarten 1: 2000.

UMGEBUNGSKARTE *Innsbruck* 1: 25000. Wien: Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, 1964.

WASHBURN, B. (Herausg.) 1960, *Mount McKinley, Alaska* 1: 50000. Schweizer Stiftung für Alpine Forschungen, Zürich.

Wissenschaftliche Alpenvereins-Veröffentlichungen

Bereits erschienen sind:

Ergänzungshefte zur Zeitschrift des DuOeAV

1. S. Finsterwalder, Der Vernagtferner. Seine Geschichte und seine Vermessung in den Jahren 1888 und 1889. 112 S., 1 Karte 1:10.000, 2 Tafeln und zahlreiche Textfiguren. 1897.
2. A. Blümcke und H. Heß, Untersuchungen am Hintereisferner. 87 S., 1 Karte 1:1.000, 9 Tafeln und zahlreiche Textfiguren. 1899.
3. M. Eckert, Das Gottesackerplateau, ein Karrenfeld im Allgäu. 108 S., 1 Karte 1:7.500, 20 Tafeln, 64 Textfiguren. 1902.
4. F. Frech, Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen. Mit besonderer Rücksicht auf den Brenner. 98 S., 1 Karte 1:75.000, 25 Tafeln, zahlreiche Textabbildungen. 1905.

Wissenschaftliche Veröffentlichungen des DuOeAV

5. O. Stolz, Die Schwaighöfe in Tirol. Ein Beitrag zur Siedlungs- und Wirtschaftsgeschichte der Hochalpentäler. 197 S., 1 Karte 1:800.000, 12 Tafeln. 1930.
6. A. Reißinger, Untersuchungen über den Niedersonthofener See im Bayerischen Allgäu. Versuch einer exakten Zeitbestimmung im postglazialen Zeitalter. 70 S., 2 Tafeln. 1930.
7. F. Trusheim, Die Mittenwalder Karwendelmulde. Mit geologischer Karte 1:25.000 des bayerischen Karwendelgebietes. 69 S., 8 Tafeln. 1930.
8. W. Schmitt, Über Föhnerscheinungen und Föhngebiete. 64 S., 1 Karte 1:80.000.000, 29 Diagramme und Abbildungen. 1930.
9. W. Welzenbach, Untersuchungen über die Stratigraphie der Schneeeablagerungen und die Mechanik der Schneebewegungen nebst Schlußfolgerungen auf die Methode der Verbauung. 105 S., 85 Abbildungen. 1930.
10. C. W. Kockel, M. Richter und H. G. Steinmann, Geologie der bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach. Mit geologischer Karte 1:25.000 und Profiltafel, 231 S., 17 Tafeln, 57 Textfiguren. 1931.
11. W. Erhardt, Der Staufen. Geologische Aufnahme der Berge zwischen Reichenhall und Inzell. Mit geologischer Karte 1:25.000, 52 S., 2 Kartenskizzen, 2 Profiltafeln, 8 Textabbildungen, 1 Photo. 1931.

Hefte 1—11 sind vergriffen.

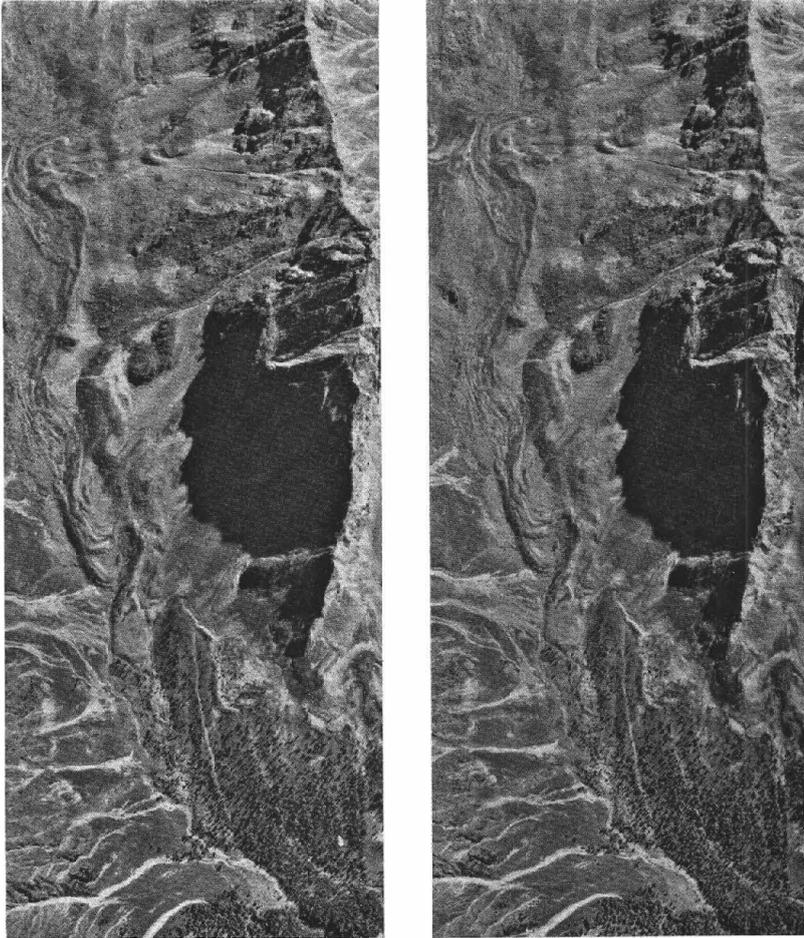
Wissenschaftliche Alpenvereinshefte

Gemeinsam herausgegeben von den Hauptausschüssen des Deutschen und des Österreichischen Alpenvereins.

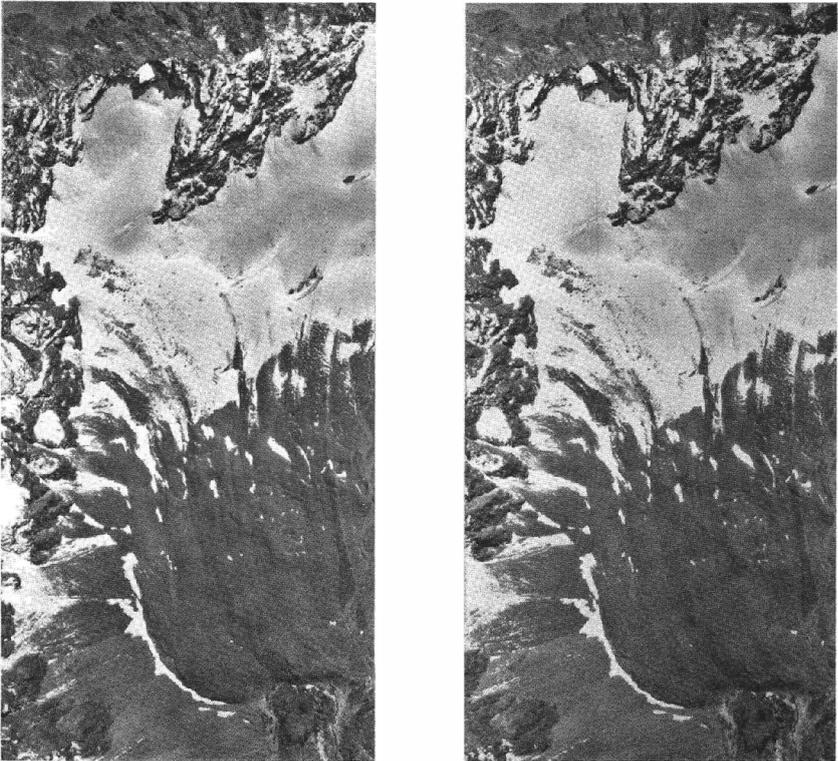
12. R. v. Klebelsberg, Die wissenschaftliche Tätigkeit des Alpenvereins in den Jahren 1935 bis 1945. 51 S., 1952. Preis für Mitglieder S 14.—.
13. F. Angel und R. Staber †, Gesteinswelt und der Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe. 112 S., 4 Abbildungen, 10 Profilblätter, 1 geologische Karte 1:50.000. 1952. Preis für Mitglieder S 55.—.
14. O. Pesta, Berggewässer. Naturkundliche Wanderungen zur Untersuchung alpiner Tümpel und Seen im Hochgebirge. 46 S., 21 Zeichnungen, 3 photographische Aufnahmen. 1953. Preis für Mitglieder S 21.—.
15. O. Ganß, F. Kümel † und E. Spengler, Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe, 82 S., 3 Profiltafeln, 3 Lichtdrucktafeln, 3 Abbildungen im Text, 1 geologische Karte 1:25.000. 1954. Preis für Mitglieder S 55.—.
16. H. Friedel, Die alpine Vegetation des obersten Mölltales (Hohe Tauern). Erläuterungen zur Vegetationskarte der Umgebung der Pasterze (Großglockner). 153 S., 18 Abbildungen im Text, 12 Bildtafeln, zahlreiche Tabellen, 1 Vegetationskarte 1:50.000. 1956. Preis für Mitglieder S 360.—.
17. H. Kinzl, Begleitworte zur Karte 1:100.000 der Cordillera Blanca (Peru) Südteil. Zusammen mit F. Ebster, E. Gotthardt, K. Heckler † und E. Schneider, mit einer Kartenanlage 1:100.000, 1 Abbildung und 2 Kärtchen im Text sowie mit 4 Abbildungen auf 2 Bildtafeln. 1964. Preis für Mitglieder S 60.—.
18. Das Hölloch bei Riezlern im Kleinen Walsertal (Allgäu-Vorarlberg). Mit neun Einzelbeiträgen. 116 S., 8 Abbildungen im Text, 8 Bildtafeln, 1 Beilage. 1961.
19. E. Kosmath, Sicherung und Sicherheit in Fels und Eis. Massimo-Verlag, Wien IV. 1966.

Die Reihe wird fortgesetzt.

LUFTBILDER

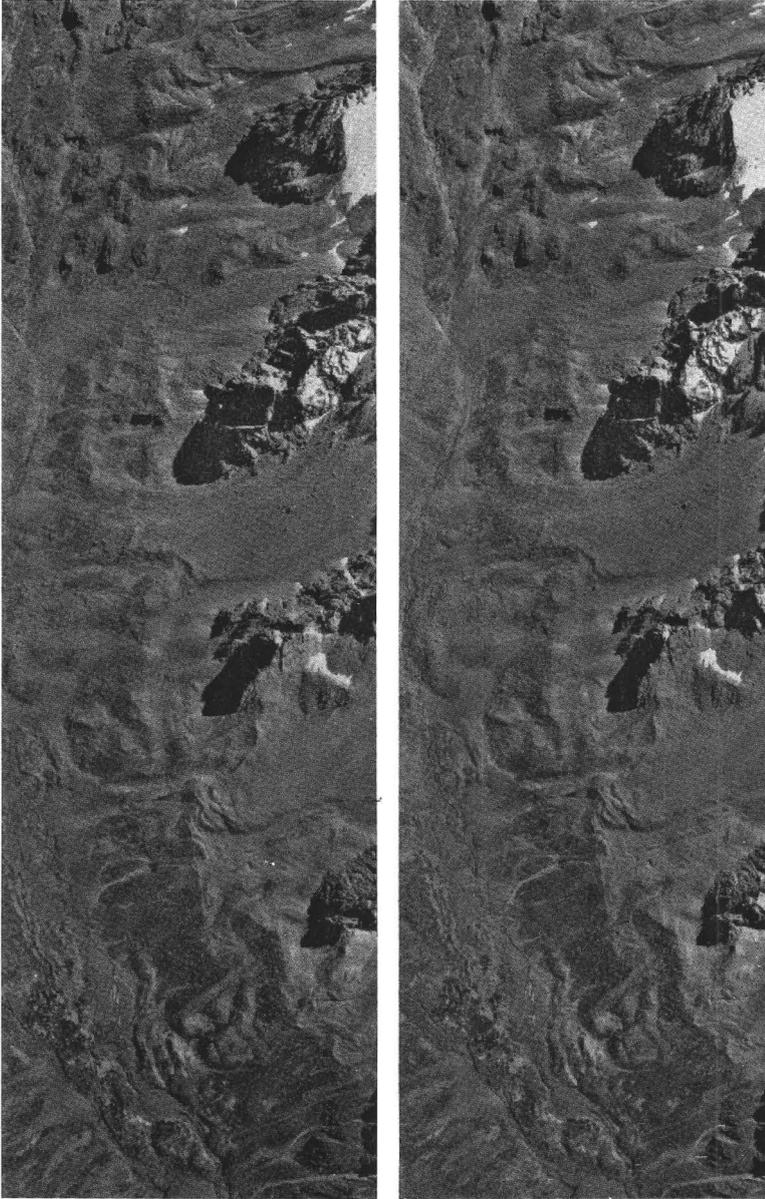


Luftbild 1: *Larstigtal* mit Neederkogel, linke Flanke mit Larstigbildungen.
Luftbilder D 9808/09 vom 31. 8. 1954, vervielfältigt mit Genehmigung des
Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen (Landesaufnahme) in Wien;
Zl. L 60.379/65.



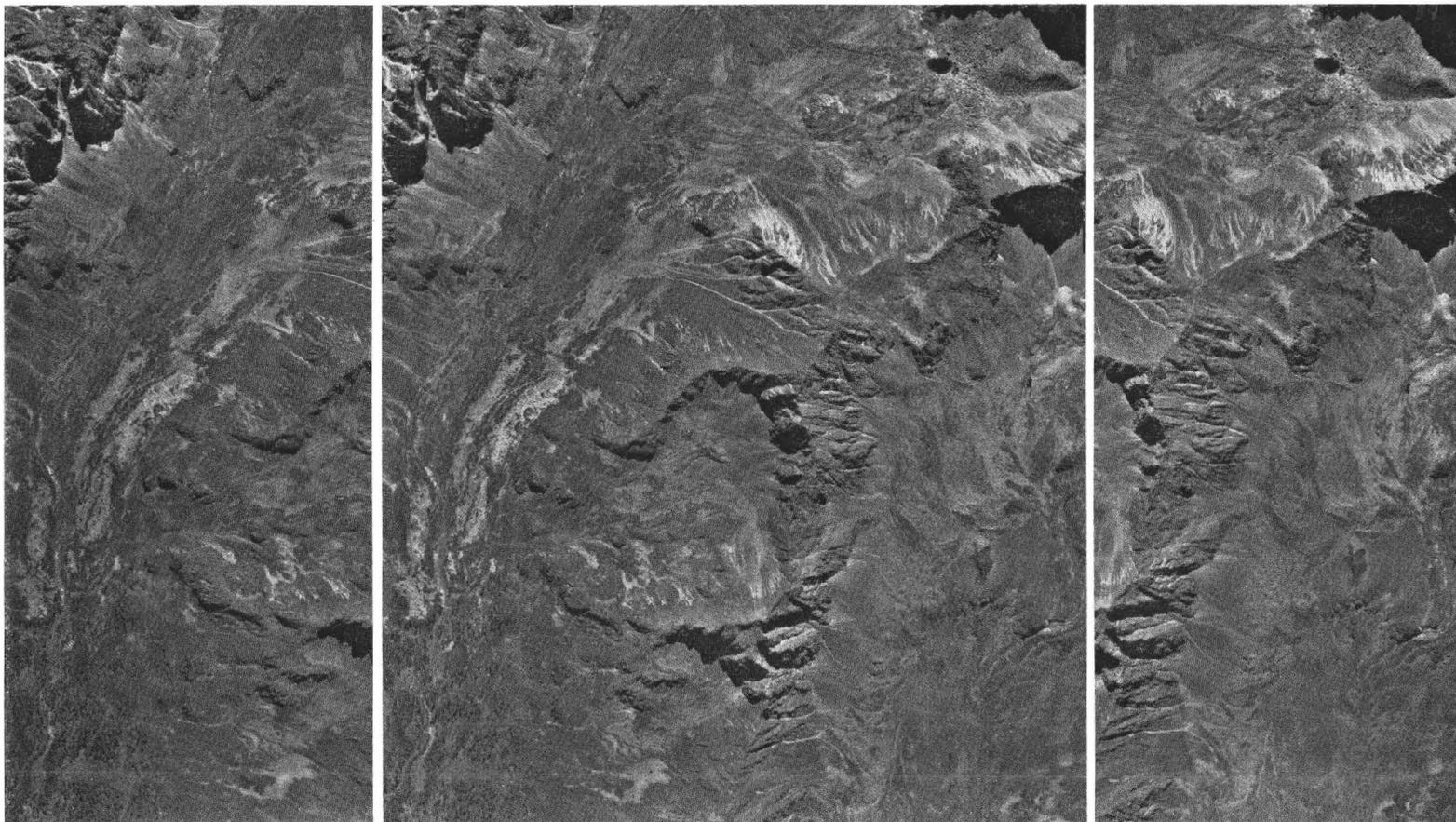
Luftbild 2: *Zwiselbachferner*, rechter Teil mit Vorfeld: Moränenbildung, Oberflächenformen stagnierenden Eises.

Luftbilder D 9710/11 vom 31. 8. 1954, vervielfältigt mit Genehmigung des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen (Landesaufnahme) in Wien; Zl. L 60.379/65.



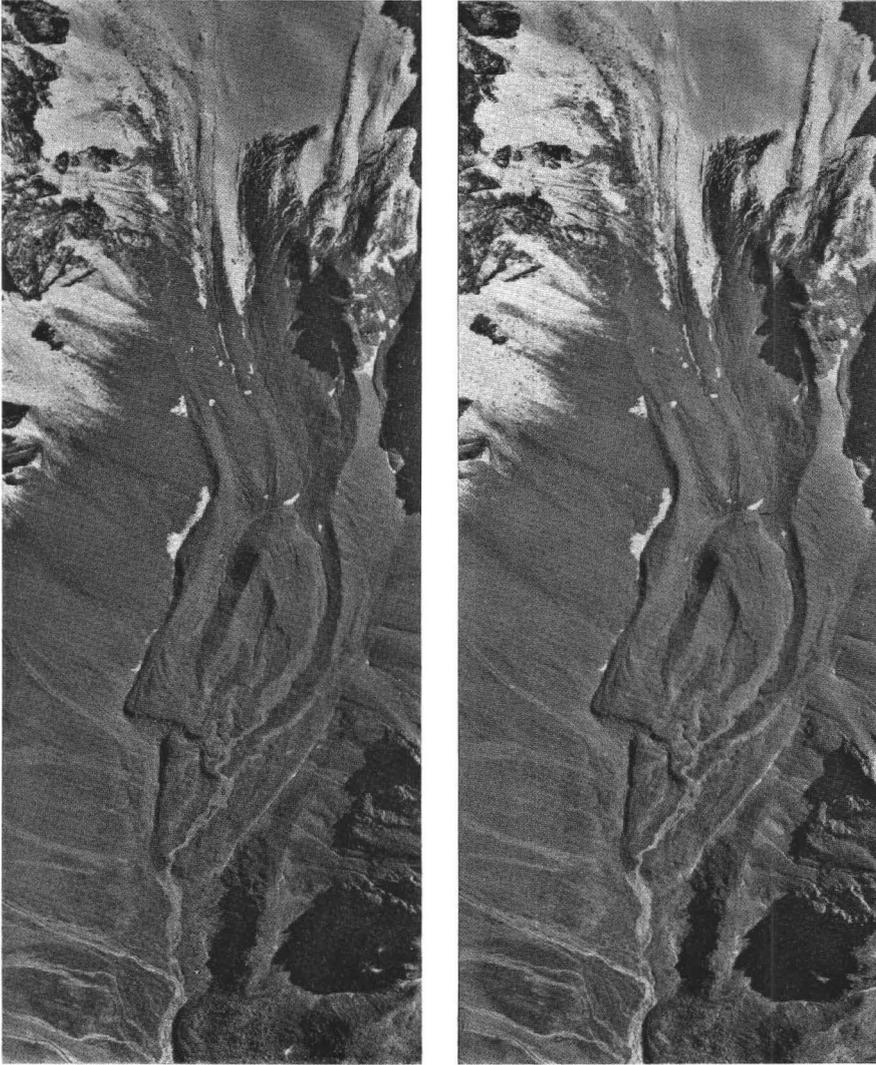
Luftbild 3: *Zwieselbachtal*, linke Flanke von Putzenbichl — 1. Kar bis zum Kar unter Zwirchwand — Larstignotenspitzen.

Luftbilder D 9806/7 vom 31. 8. 1954, vervielfältigt mit Genehmigung des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen (Landesaufnahme) in Wien; Zl. L 60.379/65.



Luftbild 4: *Wörgetal und Mittertal*. Man beachte vor allem die verschiedenen Erosenbildungen.

Luftbilder D 3804/5/6 vom 8. 9. 1953, vervielfältigt mit Genehmigung des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen (Landesaufnahme) in Wien;
Zl. L 63.908/65.



Luftbild 5: *Längentaler Ferner* bei Liscens mit Vorfeld.

Luftbilder D 9950/1 vom 31. 8. (oder 1. 9.) 1954, vervielfältigt mit Genehmigung
des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen (Landesaufnahme) in Wien;
Zl. L 63.908/65.

Tabelle 2:

ZEITSHEMA

Gliederungen der Gletscherschwankungen im näheren
Bereich des Untersuchungsgebietes seit Auflösung
des Eisstromnetzes

(Größe der Abstände ohne Beziehung zu absoluten Zeiträumen. Siehe S. 103)

HEUBERGER MAYR-HEUBERGER 1966 z. T. HEUBERGER-BESCHEL 1958	SENARCLENS-GRANCY 1958 (vereinfacht)	LADURNER 1932 REITHOFER 1932 HEISSEL 1932 (v. KLEBELS- BERG)	KINZL 1929, 1932	H. PASCHINGER 1952, 1957/II	MAYR 1964, 1966	PENCK- BRÜCKNER 1909	AMPFERER 1929
1920 1890 1875 1850 1820 1770 17. Jt. (1680, 1640, 1600)	1920 1890 1850 1820 18. u. 17. Jt.	rezent bis frührezent	rezent frührezent		1850 Fernau- schwankung 17. Jt.		
Mittelalter	1600 n. Chr. 450 n. Chr.		Mittelalter		1150–1250 n. Chr. um 300 n. Chr.		
Zeitgrenze unbestimmt	500–400 v. Chr. bzw. (400/500 bis 1000 v. Chr.)				85 ± 80 v. Chr.		
Ortstein auf Larstig- moräne	500 bzw. (1000 v. Chr.)				Subatlantikum Subboreal		
Larstig					Jüngere Wärmezeit		
Ortstein unter Larstigmoräne					Holz Larstig 4025 ± 80 v. Chr. bzw. ± 130 v. Chr.		
Holz 6753 ± 150 v. Chr.	6839 bzw. 6500 v. Chr.				Ältere Wärmezeit		
Egesen	7500 v. Chr.						
Daun							
Lößartiges Sediment von Karres							
Bodenrest von Karres							
Öztalmündung frei von Eis des Jungletschers	8850 v. Chr.						
Bodenrest von Haiming?	9000 v. Chr.						