

BEITRÄGE ZUR NATURWISSENSCHAFT-
LICHEN HEIMATKUNDE KÄRNTENS

GLAZIALGEOLOGIE
DER NORDSEITE
DES KARNISCHEN KAMMES.

VON
DR. ROBERT R. v. SRBIK.

HERAUSGEGEBEN ALS
VI. SONDERHEFT

DER „CARINTHIA II“ (MITTEILUNGEN DES VEREINES
„NATURKUNDLICHES LANDESMUSEUM FÜR KÄRNTEN“).

KLAGENFURT, IM JULI 1936.

DRUCK DER INNSBRUCKER BUCHDRUCKEREI UND VERLAGSANSTALT
JOSEF WINKLER & Co., INNSBRUCK.

Bisherige Sonderhefte der Carinthia II:

- I. Naturgeschichtliches aus dem Abstimmungsgebiet, geleitet von Dr. R. Puschnig.**
 - II. Zur Naturgeschichte des Wörther Sees von Dr. I. Findenegg.**
 - III. Richard-Canaval-Festschrift, geleitet von Dr. F. Kahler.**
 - IV. Der Weißensee in Kärnten von Dr. I. Findenegg.**
 - V. Das Mirnockgebiet in Kärnten von F. Pehr.**
-

BEITRÄGE ZUR NATURWISSENSCHAFT-
LICHEN HEIMATKUNDE KÄRNTENS.

GLAZIALGEOLOGIE
DER NORDSEITE
DES KARNISCHEN KAMMES.

VON
DR. ROBERT R. v. SRBIK.

HERAUSGEGEBEN ALS
VI. SONDERHEFT

DER „CARINTHIA II“ (MITTEILUNGEN DES VEREINES
„NATURKUNDLICHES LANDESMUSEUM FÜR KÄRNTEN“).

MIT 5 TABELLEN, 18 BEILAGEN UND 2 TAFELN.

KLAGENFURT, IM JULI 1936.

DRUCK DER INNSBRUCKER BUCHDRUCKEREI UND VERLAGSANSTALT
JOSEF WINKLER & Co., INNSBRUCK.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorwort	IX
Einleitung	X
I. Gliederung und Landschaft der Karnischen Hauptkette	1—4
II. Geländebeobachtungen und unmittelbare Folgerungen. Helm-Wurzner Paß, Gruppen 1—40. Hiezu Profiltafeln	5—117
1. Frauenbachtal	5
2. Sägebachtal	7
3. Hollbrucker Tal	10
4. Schustertal	12
5. Winkler Tal	14
6. Erschbaumer Tal	16
7. Schöntal	18
8. Leitner Tal	21
9. Obertilliacher (Dorfer-) Tal	24
10. Raller Tal	26
11. Winkler (Erler) Tal	27
12. Raabtal	29
13. Seebachgraben	31
14. Luggauer Tal	32
15. Mooser Tal	33
16. Frohtal	34
17. Obergaital	37
18. Gossenbach- (Kossen-) graben	39
19. Niedergaital	39
20. Wolayer Tal	42
21. Plenge	52
22. Sittmooser Tal	53
23. Mauthner Alm	54
24. Linksseitige Terrassen im Lessachtal von St. Lorenzen bis Wetzmann	56
25. Valentintal	60
26. Polinig—Würmlacher Alm—Griesgraben	74
27. Kronhofgraben	77
28. Rechte Gaitalterrassen beiderseits Nöbling. (Gratzhof bis Oberbuchach)	79
29. Findenigkofel	80
30. Straniger Alm— Hochwipfel	82

31. Hochwipfel—Trogkofel	85
32. Rudniksattel—Roßkofel—Madritschen	88
33. Trögelgraben—Naßfeld	91
34. Gartnerkofel—Garnitzen- und Kreuzgraben	93
35. Hochfläche von Egg bei Hermagor	97
36. Poludnig	98
37. Kesselwaldgraben	101
38. Osternig-Göriacher Alm	104
39. Der Gailitzdurchbruch	107
40. Bergsturzgebiet und Dobrava von Arnoldstein	114
III. Entwicklung des präglazialen Reliefs	118—142
Grundlagen der Untersuchung	118
Abschnitt 1. Helm—Giramondopaß	119
Abschnitt 2. Giramondopaß—Promos	127
Abschnitt 3. Promos—Gartnerkofel	131
Abschnitt 4. Gartnerkofel—Wurzner Paß	135
Zusammenfassung	138
IV. Ablauf und Wirkungen der Eiszeit	143—220
1. Schneegrenze	143
2. Eisstromnetz	147
3. Hocheiszeitliches Landschaftsbild und präglaziales Relief	162
4. Rückzug der Großvergletscherung	169
5. Zwischeneiszeitliche Vorgänge	172
6. Letzte karnische Eigenvergletscherung	184
7. Wirkungen der Vereisung	194
V. Nacheiszeitliche Vorgänge	221—224
VI. Übersicht der Ergebnisse	225—229
Schriftenverzeichnis	230—233

Verzeichnis der Tabellen.

1. Formengliederung und abschnittsweise Höhenspannung auf der Nordseite des Karnischen Kammes	142
2. Vom Eis überflossene Sattelgebiete der Ostkarnischen Alpen	159
3. Der Gailgletscher	164—165
4. Übersicht der wichtigsten Spuren der letzten karnischen Eigenvergletscherung und ihrer vermutlichen Reichweite auf der Nordseite des Karnischen Hauptkammes	195—204
5. See- und Staubecken auf der Nordseite der Karnischen Hauptkette	216—220

Verzeichnis der Beilagen.

1. Formenkundliche Skizze der Nordseite des Karnischen Kammes.	
2. Glazialgeologische Skizze der Nordseite des Karnischen Kammes.	
3. 1. Frauenbachtal. — 2. Sägebachtal. — 3. Hollbrucker Tal. — 4. Schustertal,	
4. 5. Winkler Tal. — 6. Erschbaumer Tal. — 7. Schöntal.	

5. 8. Leitner Tal. — 9. Obertilliacher Tal. — 10. Raller Tal. — 11. Winkler (Erler) Tal.
6. 12. Raabtal. — 14. Luggauer Tal. — 15. Mooser Tal.
7. 16. Frohntal. — 17. Oberegaital. — 18. Gossenbachgraben. — 19. Niedergaital.
8. 20. Wolayer Tal. — 21. Plenge.
9. 22. Sittmooser Tal. — 23. Mauthner Alm. — 26. Polinig—Griesgraben.
10. 25. Valentintal.
11. 27. Kronhofgraben. — 29. Findenigkofel.
12. 30. Straniger Alm—Hochwipfel. — 31. Hochwipfel—Trogkofel.
13. 32. u. 33. Rudniksattel—Naßfeld. — 34. Gartnerkofel—Garnitzen- und Kreuzgraben.
14. 36. u. 37. Poludnig—Kesselwaldgraben.
15. 38. Osternig—Göriacher Berg. — 39. u. 40. Gailitzdurchbruch.
16. Lessachtal. Längs- und Querschnitte.
17. Gipfflur. — Flußnetzänderungen vom Jungtertiär bis zur Gegenwart. — Hocheiszeitlicher Gletscherstand am Karnischen Kamm entlang der Grenze vom Helm bis zum Wurzner Paß. — Längsschnitt Helm—Wolayer Kopf.
18. Fortsetzung von hier bis zum Wurzner Paß.

Verzeichnis der Tafeln.

- | | |
|---------------------------|-------------------------------|
| 1. Eiskar. — Zollner See. | } Lichtbilder des Verfassers. |
| 2. Naßfeld. — Osternig. | |



Vorwort.

Meine Arbeit „Glazialgeologische Beobachtungen in den Lienzer Dolomiten“ (Z. f. Gletscherkunde, XVIII, 1930) veranlaßte mich zu weiter ausholenden Untersuchungen auf der Nordseite der Karnischen Hauptkette. Der Deutsche und Österreichische Alpenverein ermöglichte mir durch namhafte Beihilfe, sie in den Sommermonaten 1930 und 1931 planmäßig durchzuführen und nunmehr, nach Fertigstellung meiner zweibändigen „Geologischen Bibliographie der Ostalpen von Graubünden bis Kärnten“ (München, Verlag Oldenbourg, 1935), im Druck erscheinen zu lassen. Die weitere Förderung, die mir der Deutsche und Österreichische Alpenverein zuteil werden ließ, gestattete mir, in den Jahren 1932 und 1933 meine glazialgeologischen Studien in den Karawanken zu vollenden und 1934 die Gailtaler Alpen in Angriff zu nehmen.

Dem Ersten Vorsitzenden des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, Professor R. v. Klebelsberg, schulde ich hierfür meinen aufrichtigsten Dank, den ich auch für den Hauptausschuß entgegenzunehmen bitte.

Weitere Beiträge für den Druck der vorliegenden Arbeit danke ich der Alpenländischen Forschungsgemeinschaft (Prof. v. Klebelsberg), dem Bundesland Kärnten (Landesrat Ing. Ehrlich) und dem Zweig Austria des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins (Hofrat Ing. Pichl).

Das Erscheinen als Sonderheft der Carinthia II konnte dank der Förderung durch den Verein „Naturkundliches Landesmuseum für Kärnten“ (besonders Studienrat Professor Treven, Studienrat Professor Dr. Paschinger und Dr. v. Kahler), die Werksdirektion der Bleiburger Bergwerksunion (Dr. Ing. Tschernig) und die Landesdruckerei in Klagenfurt erfolgen.

Nurdurch derart zielbewußtes, selbstloses Zusammenwirken aller wurde die Ausführung und der Druck meiner Arbeit ermöglicht. Alle bitte ich, von meinem besten Dank überzeugt zu sein.

Einleitung.

Wegen des Grenzverlaufes und der damals geltenden Grenzbestimmungen mußte ich mich auf die Nordseite der Karnischen Hauptkette beschränken. Hiedurch ergab sich zwar nicht ein wünschenswerter Vergleich mit der Südseite und kein mit eigenen Augen gesehenes Gesamtbild dieser Gebirgskette. Aber meine Studien ermöglichten eine Zusammenfassung der jungen geologischen Vorgänge im Bereiche des Gailtales. Denn durch die Ausdehnung meines Arbeitsgebietes von den Lienzer Dolomiten und der Karnischen Hauptkette auch auf die Karawanken und die Gailtaler Alpen wird eine Geschlossenheit erreicht, die einer beidseitigen Untersuchung der Karnischen Hauptkette vorzuziehen ist.

Die Westgrenze war bei der jetzigen Arbeit durch den Helm eindeutig gegeben. Als Ostgrenze konnte wegen der einheitlichen Beurteilung des Gailitzdurchbruches nicht diese bloß orographische Grenze gegen die Karawanken angenommen werden, sondern erst der Wurzenepaß. Begreiflicher Weise mußte zu Vergleichen schon jetzt auch bisweilen auf die Nordseite des Gailtales hinübergegriffen werden.

An die bekannt grundlegenden Arbeiten von Frech und Geyer, Gortani und Vinassa schließen die von Heritsch und seiner Schule an. Sieht man von mehr gelegentlichen und räumlich beschränkten Beobachtungen österreichischer, reichsdeutscher und italienischer Geologen und Geographen ab, so ergibt sich, daß die Nordseite der Karnischen Hauptkette als Ganzes in glazialmorphologischer Richtung bisher nicht betrachtet wurde. Auch die „Alpen im Eiszeitalter“ enthalten nur recht spärliche Angaben. Klebelsberg ergänzte sie hinsichtlich Osttirols, Desio beschränkte sich auf das Einzugsgebiet der Fella.

Diese im Vergleich zu den Nordalpen empfindliche Lücke nach Möglichkeit zu überbrücken, ist das Ziel meiner Arbeit.

Die Grundlage hierzu bot zunächst das Studium des einschlägigen Schrifttums. Dann folgte an Hand der Karten die planmäßige Begehung des ganzen Raumes, fortschreitend von W nach O wie die nun vorliegende Darstellung.

Eine sehr willkommene Ergänzung der topographischen Spezialkarte 1 : 75.000 und der Originalaufnahmen 1 : 25.000 ergab die „Karte des Grenzverlaufes und der anschließenden Gebietszonen 1 : 25.000“, aufgenommen 1921—1923 vom Österr.-Ital. Grenzregulierungsausschuß, Wien (Kartogr. fr. Militärgeogr. Institut) 1924. Naturgemäß stellten sich zwischen diesen drei Karten sowie auch zwischen den einzelnen Ausgaben der Spezialkarte öfters Unterschiede heraus. Zeitpunkt, Zweck, Arbeitsmittel und Darstellungsart verliehen den

Karten jeweilig ihr Gepräge. Zum Vergleiche führte ich bemerkenswerte Abweichungen und erwünschte Änderungen stets an. Manche sind mittlerweile bereits berücksichtigt worden.

Im Anschluß hieran sei der „Führer durch die Karnische Hauptkette“ von E d u a r d P i c h l dankbar genannt. Der vorbildliche Vorstand der Sektion Austria des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins hat sich bleibende Verdienste um die pietätvolle Erinnerung an den Heldenkampf auf Kärntens Grenzbergen erworben und sie touristisch restlos erschlossen. Ich danke seinem Handbuche wertvolle Anhaltspunkte bei Begehung des Gebietes, ihm selbst manche persönliche Mitteilungen über örtliche Verhältnisse und freue mich über seine Zusage, bei einer Neuauflage des Führers einige meiner Wahrnehmungen berücksichtigen zu wollen.

Die g e o l o g i s c h e Grundlage meiner Arbeit bildeten die Spezialkarten 1:75.000 Bl. Sillian und St. Stefano (1897—1900), Oberdrauburg und Mauthen (1893—1896) nach den Aufnahmen von G e o r g G e y e r sowie dessen Manuskriptkarte Bl. Tarvis. Wenngleich sich mittlerweile die Schichtgliederung und -bezeichnung namentlich auf Grund paläontologischer Funde teilweise geändert haben, boten Geyers Aufnahmen den Vorteil einer einheitlichen Gliederung der Formationen im Bereiche der drei Kartenblätter, über deren ganze Breite sich mein Arbeitsgebiet erstreckte. Neuere Aufnahmen umfassen nur kleinere Räume und stimmen untereinander in der Schichtbezeichnung nicht überein. Es war daher zweckmäßig, sich bei meiner Arbeit auf die zwar ältere, aber einheitliche Gliederung nach Geyer zu berufen und nur, wo es wesentlich erschien, die Hauptunterschiede gegen neuere Karten hervorzuheben. Sie fallen übrigens bei glazialmorphologischen Untersuchungen kaum ins Gewicht. Anders verhält es sich hinsichtlich der Quartärablagerungen, die hier erhöhte Bedeutung gewinnen. Von Geyer abweichende Wahrnehmungen wurden an der betreffenden Textstelle angegeben. Es ist selbstverständlich, daß das nicht aus nörgelnder Kritik erfolgte, sondern nur in Verfolg meiner andersgerichteten Arbeitsziele bei vollster Würdigung der Aufnahmen Geyers.

Erst nach erfolgtem Abschluß der Arbeit lag mir die C a r t a g e o l o g i c a delle Tre Venezie 1:100.000 in einigen Blättern vor. Erfreulicherweise zeigte sich hiebei zumeist eine Übereinstimmung meiner Beobachtungen hinsichtlich der in diesen Karten nunmehr auch im Inneren des Gebirges erfolgten Darstellung und Unterscheidung von Moränen, von Hangschutt und von der Mischung beider, manchmal auch der Schotter. Die Angaben der italienischen Karten, die mir zugänglich waren, konnten zumeist noch im Text verwertet werden. Die stratigraphischen Unterschiede gegen Geyers Aufnahmen blieben aus dem vorgenannten Grund unberücksichtigt.

Wertvolle geologische Aufschlüsse im Grenzbereiche boten auch die zahlreichen ö s t e r r e i c h i s c h e n K r i e g s b a u e n aller Art, vergängliche Wahrzeichen unvergänglichen Heldentums.

Die B e h a n d l u n g d e s S t o f f e s bedarf noch einiger Worte.

Im Abschnitt I von einer geologischen Raumgliederung ausgehend, folgen im Abschnitt II möglichst naturgetreue Beobachtungen glazialgeologischen Inhaltes im ganzen Bereiche vom Helm bis zum Würzner Paß. Ihre erstmalige wissenschaftliche Wiedergabe erforderte mangels einer beabsichtigten Kartierung des ausgedehnten Arbeitsgebietes einen verhältnismäßig breiten Raum. Sie werden bei Neuaufnahmen verwertet werden können. Die Naturbeobachtungen sind bereits aufs engste mit Schlüssen verknüpft, die gleichfalls aus dem Anblicke gewonnen wurden und auch das Schrifttum zum Vergleiche heranziehen. So bildet dieser Abschnitt einen glazialgeologischen Führer auf der Nordseite des Karnischen Hauptkammes. Ihn zur Ersparnis von Druckkosten etwa auszuschalten und sich auf das zusammenfassende Beobachtungsergebnis zu beschränken, erwies sich als unzweckmäßig, da hiedurch den Folgerungen die unmittelbare Beweiskraft entzogen wird und dieser Vorgang wegen häufiger Bezugnahme auf die Beobachtungen nachträglich eine vollständige Umarbeitung des Stoffes erfordert hätte. Die im Schrifttum verstreuten und nicht jedem Leser zugänglichen Belegstellen wurden manchmal im Auszuge, wo es nötig schien, im Wortlaut angeführt; denn durch Umschreibung wird erfahrungsgemäß kaum viel Raum erspart, die Bestimmtheit leidet oft hiedurch, eine Nachprüfung wird zeitraubend und umständlich, ein bloßer Hinweis auf Titel und Seite eines Werkes stellt aber nur einen unzureichenden Notbehelf dar.

In den Abschnitten III—V trachtete ich, die Gesamtheit der einschlägigen vielfältigen Erscheinungen in ihrer naturgegebenen ursächlichen und zeitlichen Verbundenheit zu erfassen und in ihren mannigfachen Auswirkungen bis in unsere Tage.

Derart wurde dem geologischen Entwicklungsgange Rechnung getragen und dem tiefgreifenden Einfluß geologischer Verhältnisse auf das gesamte Kulturleben der Gegenwart.

I.

Gliederung und Landschaft der Karnischen Hauptkette.

Die Längserstreckung der Karnischen Hauptkette von Innichen bis zum Gailitzdurchbruche beträgt im Gelände etwa 130 km. Diese Ausdehnung entspricht vergleichsweise den Zentralalpen vom Brenner bis zur Pfandlscharte oder den Nördlichen Kalkalpen vom Fernpaß bis zum Inndurchbruche bei Kufstein. Namentlich die quer verlaufende orographische Gliederung der letztgenannten Kette durch den Sattel von Seefeld, die Senke des Achensees und das Brandenberger Tal zeichnete hier bereits eine zunächst allerdings nur äußerliche Einteilung in verschiedene Gebirgsgruppen vor (Mieminger, Karwendel, Sonnwendgebirge und Pendlingzug). Bei der etwa gleich langen Karnischen Hauptkette, die drei nebeneinander gelegte Spezialkartenblätter 1:75.000 der ganzen Breite nach durchzieht, fehlt jedoch eine solche allgemein gebräuchliche und naheliegende Gliederung. Der Plöckenpaß trennt zwar den höchsten und landschaftlich schönsten Mittelteil im Osten ab, aber die zweite, ebenso allgemein bekannte Einschartung des Wolayer Passes schneidet von ihm das Bieengebirge ab. Klar ist das Westende des Hauptkammes bei Innichen, während als Ostende aus orographischen Gründen zumeist der Gailitzdurchbruch angenommen wird. Es bedarf aber hier keiner besonderen Beweise, daß diese Linie nur eine rein äußerliche Abtrennung von den geologisch ähnlich gebauten Westkarawanken darstellt. Denn der Gailitzdurchbruch liegt lediglich als sinnfällige Kerbe, aber nicht als geologische Grenze, ungefähr in der Mitte der langen Gebirgskette, die sich als fast gerade Sehne über den Draubogen von Innichen bis Unterdrauburg—Windischgraz spannt. Sie erreicht eine Länge, die etwa der Entfernung Brenner—Ostende der Radstädter Tauern in den Zentralalpen oder der Entwicklung der Nordalpen vom Fernpaß bis zum Dachstein entspricht.

Die Gliederung der Karnischen Hauptkette kann selbstverständlich von verschiedenen Gesichtspunkten aus vorgenommen werden.

Für den Bergsteiger bilden vor allem landschaftliche Schönheit und Kletterziele den Einteilungsgrund, der aber in erster und in letzter Linie auf den geologischen Verhältnissen fußt. So gliedert E. Pichl, dem das hohe Verdienst der vollendeten bergsteigerischen Erschließung dieses Gebietes durch Wort und Tat gebührt (2—3)*),

*) S. Schriftenverzeichnis. Bei mehreren einschlägigen Arbeiten der Verfasser wird die betreffende Arbeit mit schräge gestellter Ziffer, die Seite stets mit aufrechter Ziffer bezeichnet.

die Karnische Hauptkette in einen Westabschnitt vom Helm bis zu den Weißen Lungern im Hintergrunde des Luggauer Tales, dann in einen nach jeder Richtung hervorragenden Mittelteil von hier bis zum Nöblingpaß und in einen Ostteil bis zum Gailitzdurchbruch. Die Hochziele des Kletterers sind in diesen drei Abschnitten die Kalkwände der Königswandgruppe, des Wolayer Gebietes und die Kalkstöcke des Trog-, Roß- und Gartnerkofels.

Die geologische Erforschung der Karnischen Hauptkette hielt seit Anbeginn Schritt mit der bergsteigerischen Erschließung. Mojsisovics, Diener, Frech und Geyer waren in beiden Richtungen tätig, die in unserem Gebiete naturgemäß aufs engste miteinander verbunden sind.

Frech (3, 6—8) gliederte den Karnischen Kamm nach Schichtvorkommen und Gebirgsbau in vier Gruppen: In den Abschnitt von Innichen bis zum Winkler (Erler) Joch (also etwas weiter westlich als später Pichl) wegen der gleichmäßigen Faltung alter Gesteine (Silur, Devon und Quarzphyllit); dann in einen bis zum Promoser Törl (wieder weiter westlich der Grenze nach Pichl) reichenden Abschnitt, in dem namentlich der devonische Riffkalk eine gewaltige Hochgebirgslandschaft aufbaut. An sie schließen weiter zwei durch den Garnitzengraben getrennte Abschnitte aus Silur, Karbon und Trias an, von denen der westliche die durch Querbrüche zerlegten Kalkmassive enthält; der östliche wird durch den in der Streichrichtung verlaufenden Hochwipfelbruch zerschnitten und weist nur mehr Mittelgebirge auf. Es geht ohne geologische Grenze jenseits des Gailitzdurchbruches in die Westkarawanken über.

Wieder eine andere Gliederung finden wir bei Geyer (4, 282). Er hebt vornehmlich den Zusammenhang zwischen Gesteinsaufbau und Landschaftsbild hervor. Der Westabschnitt reicht bis zur Steinwand im Hintergrunde des Obergailtales und besteht namentlich aus dunklen Schiefeln, Grauwacken und Quarziten. Das Gebiet zeigt ähnlichen Typus wie die Zentralalpen: steile, schmale Querkämme, hochreichende Bergmähder, dunkle Pyramiden, Hörner und Schneiden. Nur hie und da tritt als belebendes Element der düsteren Landschaft ein lichter gefärbter Kalk hinzu, hier in Form schmaler Bänder von buntem, rotem Schieferkalk, dort in weißen Klippen als Wandgürtel zwischen blauschwarzen Schiefeln oder als isolierter Stock das ganze Gebirge krönend. Die Gruppe der Pfannspitz, der Königswand und der Porze im W, Hochweißstein (Paralpa) und Steinwand (Diabas-tuffe) im O bilden die vorwiegend kalkigen Erhebungszentren dieses Abschnittes.

Im Mittelteile herrschen die hellgrauen Devonkalke unter den gipfelbildenden Gesteinen vor. Gewaltige Felsgerüste türmen sich in mehrfachen Mauerreihen hintereinander auf, ein echtes Kalkhochgebirge, das in seinem Schoße auch einen kleinen Gletscher birgt. Es sind die Gruppen des Mte Coglians und der Kellerwand, die Grate

des Mooskofels, des Polinig und des Tischlwanger Kofels, welche hier landschaftlich das Bild beherrschen. Außerdem beteiligen sich aber auch wieder die dunklen Schiefer und Grauwacken am Aufbau der Massen, teils als Fußgestelle, teils aufgefaltet mitten zwischen den bleichen Ruinen der Kalkhochwelt.

Im östlichen Teile vereinigen sich beide Typen; doch verleihen die flach gelagerten Schiefer-, Sandstein-, Kalk- und Konglomeratbänke der Kohlenformation, die hier auf den Höhen über dem älteren Paläozoikum aufruhend, der Wasserscheide einen plateauartigen Charakter, so daß die aufgesetzten Stücke von rotem und weißem Kalk sich scharf herausheben. Die zwischen Hermagor im Gailtale und Pontafel im Kanaltale aufragenden Höhen des Trog- und Roßkofels und die lichte Krone des Gartnerkofels bilden die höchsten Erhebungen im Ostteile der Karnischen Kette. Weiterhin gegen Malborghet und Tarvis aber taucht die gesamte ältere Schichtreihe unter einen lichten Triasdolomit hinab, der hier den Typus der Landschaft mit ihren weißen, von Zacken und Türmchen eingefassten Schuttgräben bedingt.

Dieser treffenden Kennzeichnung Geyers ist kaum etwas beizufügen. Die Einzeluntersuchungen von H. Schmidt über die Königswandgruppe, von H. R. v. Gaertner über das Wolayer Gebiet und von F. Heritsch über das Karbon der ostkarnischen Alpen bahnen eine neue stratigraphische und tektonische Auffassung an, die vielleicht einmal auch eine neue geologische Gliederung nach sich ziehen wird.

Einige geographische Arbeiten folgen der bisher üblichen geologischen Einteilung. Sie heben auch die Wirkungen des Aufbaues auf Formen, Bodenbedeckung, Siedlung und Verkehr hervor und enthalten ferner öfters orometrische und statistische Zahlenangaben, die sehr gut zur Kennzeichnung der einzelnen Abschnitte dienen.

So wies Penck (4, 419—420) auf die sonst so seltene Geradlinigkeit der Gebirgsmauer der Karnischen Hauptkette vom Helm bis zur Gailitz hin. Er zählte 23, nur 5 bis 6 km lange Seitentäler, die in eigenartigem Parallelismus fast senkrecht den Grenzkamm bis in die Höhe von Pontafel (Garnitzengraben) gailwärts zerschneiden, weiter östlich aber Längstälern weichen. Penck berichtet ferner von einer Ueberhöhung der Karnischen Hauptkette über das Gailtal im W um 1200 bis 1300 m, in der Mitte um 1500 bis 1800 m, im O um 1300 bis 1400 m. Der Mittelteil ist in mehrere Kalkzüge und -stücke nebeneinander gegliedert (Grenzkamm, Rauch-, Gams- und Mooskofel, Plenge, Polinig) und enthält die höchsten Erhebungen (Hohe Warte, 2780 m). An seinem Ostende liegt die tiefste Einschaltung, der Plöckenpaß (1360 m), 900 bis 1400 m unter den umgebenden Hochgipfeln. Sonst sind die zahlreichen Pässe nur 300 bis 400 m unter sie eingesenkt. Wo die Gipfel aber kaum mehr 2000 m Höhe erreichen (z. B. Osternig), sinken die Pässe auf 1200 bis 1500 m hinab. Sie verlieren aber hier wegen der Nähe des verhältnismäßig breiten Gailitztales an Bedeutung für den

Verkehr. Die Waldgrenze der Nordseite liegt im W auf 2100 m, im O auf 1700 m, daher um 100 bis 200 m höher als auf der Südseite. Es sei beigefügt, daß auf diese Unterschiede sowohl klimatische als auch kulturelle Verhältnisse Einfluß nehmen.

Krebs (12, 184) berechnete das Areal der Karnischen Hauptkette mit 1290 km². Zum Vergleich: Karawanken 1830, Wetterstein 640, Karwendel 710, Brandenberger Gruppe 430 km². Von dieser Fläche der Karnischen Hauptkette sind 82 v. H. unbesiedelt. Zum Vergleich: Adamello 87, Zillertaler A. 86, Spölalpen und Dolomiten je 85, Lechtaler A., Karwendel und Ötztaler A. je 83, Karawanken 51 v. H.

Paschinger (3, 14) gelangte zu einer mittleren Kammhöhe des Karnischen Grenzzuges von 1885 m bei einer mittleren Sattelhöhe von 1850 m, wodurch der einzige niedrige Übergang des Plöcken (1360 m) umsomehr an Bedeutung gewinnt. Paschingers Karte der relativen Höhen von Kärnten (6) bringt das anschaulich zum Ausdruck.

Solche Beispiele aufschlußreicher Untersuchungen über die Beschaffenheit und das Landschaftsbild der Karnischen Hauptkette ließen sich noch leicht vermehren.

Neue Gesichtspunkte ergeben sich aus dem Inhalt meiner Arbeit. Die Entwicklung des voreiszeitlichen Reliefs beeinflusste wesentlich den Ablauf der eiszeitlichen Vorgänge. Durch diese und die Veränderungen in der jüngsten geologischen Vergangenheit entsteht das heutige Landschaftsbild und eine entwicklungsgeschichtliche Viergliederung der Karnischen Hauptkette. Die zentrale Masse der Kellerwandgruppe samt ihren Ausstrahlungen hebt sich in jeder Hinsicht deutlich ab, sowohl von der westkarnischen Mauer als auch von den durch breite Sattelzonen getrennten Kalkmassiven im O. An diese schließt ein durchgängiges Mittelgebirge an, das sich unter Abnahme der Höhe ohne geologische Grenze erst jenseits des Gailitzdurchbruches in den Westkarawanken wieder aufschwingt.

II.

Geländebeobachtungen und unmittelbare Folgerungen.

Helm-Wurzner Paß, Gruppen 1—40. Hiezu Profiltafeln.

1. Frauenbachtal.

Das in der OA*) unbenannte Frauenbachtal ist das westlichste der zahlreichen Gräben, die sich in der Karnischen Hauptkette nach N öffnen. Es ist auch das kürzeste Tal, denn sein Ursprungsgebiet zwischen Helm (2433 m OA u. GrK, 2434 m SpK) und Füllhorn (2445 m GrK, 2442 m OA, 2448 m SpK) liegt nur etwa 3·5 km von seiner Einmündung in das Drautal zwischen Bad Weitlanbrunn und Sillian entfernt. Auf dieser Strecke wird ein Höhenunterschied von rund 1300 m (2400 m — 1089 m) überwunden. Es ist ferner die tiefste Furche in dem Abschnitte Grenze—Helm—Füllhorn—Schützenmahd—Sattelberg—linke Begleithöhen des bei Rabland mündenden Sägebachtales. Beiderseits der Haupttiefenlinie des Frauenbaches sind in den Nordhang zahlreiche kürzere Wildbachfurchen eingekerbt.

Im Helmabschnitte wurden schon wiederholt glazialgeologische Beobachtungen vorgenommen. Frech (2, 365) stellte lehmige Schotter am tieferen Teile des Nordgehänges bis fast 300 m über der Drautalsole fest und führte sie auf den Stau durch den Villgrater Gletscher zurück. Müllner (256) fand am Nordabfalle des Helms bis 1700 m, auf dessen Westseite sogar bis 1900 m zentralalpine Geschiebe und schloß daraus auf eine Mächtigkeit des den Kreuzberg (1632 m) überschreitenden Draugletscherarmes von mindestens 600 m. Geyer (3, 108 u. 7, 48) erkannte bei seinen Aufnahmen die Überlagerung der Drautal-schotter durch Moräne**) bis in die Höhe des Forcher Kasers hinauf, also bis etwa 1600—1700 m ü. d. M oder 5—600 m über der Sohle des Pustertales. Lehmann (82—99) berichtete über glazialmorphologische Erscheinungen im Gebiete des Grenzkammes selbst, die auch von Penck und Brückner in den „Alpen im Eiszeitalter“ (1118) erwähnt sind. J. Sölch (1, 200—201) erläuterte an den Karlingpässen des östlichen Helmgebietes den Wechsel glazialer und fluviatiler Entwicklungsstadien. Klebelsberg (4) unterzog die Quartärlagerungen im obersten Drautal einer eingehenden Untersuchung und gelangte u. a. zu dem Ergebnis, daß die Obergrenze des moränenbedeckten Schottergeländes im Helmgebiet etwa bei 1300 m anzusetzen sei.

Die Beobachtungen der genannten Forscher konnten durchaus bestätigt und in Einzelheiten ergänzt werden. Der Unterschied in der Zusammensetzung von Schottern und Moränen am unteren Teile des Gehänges östlich Weitlanbrunn, die Lagerungsverhältnisse und die eigenartig unruhigen Oberflächenformen sind deutlich zu sehen. Erst wo Moränenschutt allein den Hang bedeckt, werden

*) OA Originalaufnahme, SpK Spezialkarte, Geol. SpK Geologische Spezialkarte, GrK Grenzkarte, CG Mong. Carta Geologica d. Tre Venezie 1:100.000, Bl. Monguelfo (Welsberg), Amp. (Ampezzo), Pont. (Pontebba).

**) Die Geol. SpK Blatt Sillian und St. Stefano del Comelico unterscheidet q Diluvialschotter und q Moränen.

die Formen steiler und gleichmäßiger. Der Frauenbach und die ihm parallelen Gerinne der Nachbartobel haben die Oberfläche tief zerfurcht. In den Anschnitten ist erhärteter, vom Regenwasser geriefeter, nackter Moränenschutt der Fernvereisung mit gekritzten zentralalpineren Geschieben sichtbar. Abseits der Wege findet sich auch oft Blockwerk der höher oben anstehenden Gesteine, nirgends aber tritt das Anstehende selbst hervor. Auf der Waldblöße Grüne Rieß liegt in 1420 m Höhe ein mehrere Raummeter großer Zentralgneisblock, der gleichfalls auf Gletschertransport hinweist. Der ganze Hang ist, wie schon Geyer feststellte, bis etwa 1600—1700 m mit Moränenmaterial überkleidet und dicht bewaldet (Schinder Bannwald). Bisweilen nimmt der Schutt die Form von W-O gerichteten wulstartigen Rücken an, die von den Wildbächen in Teilstücke zerlegt werden.

Die Moränenbedeckung des Helmgebietes ist auch im Tale des Frauenbaches vom Mündungsgebiet an zu verfolgen. Sie gehört der Eigenverglatscherung an. Die Waldblöße des Forcher Kasers (1655 m OA, 1636 m SpK) liegt wie die des westlich benachbarten Rauter Kasers (1578 m) auf sanft ansteigendem, mit Hutweide bedecktem Moränengelände (Quellaustritt), das sich, schlauchartig verschmälert, bergwärts im Untertrog (1700—2000 m) steiler fortsetzt. Zahlreiche Blöcke des südlich anstehenden Quarzphyllites bedecken hier den Boden. Von einem gerundeten Schutthügel (2039 m GrK, 2016 m OA), in dessen Nähe sich die tiefstliegenden Schneeflecken (Juli 1930) und eine Quelle befinden, leitet eine weniger steile Rinne (Silurschiefer) zum Obertrug empor, dem zwischen die Grenzhöhen Helm-Füllhorn und ihre nördlichen Seitenrücken eingesenkten Hochkar. Stufenförmig von 2180 m ansteigend, erhebt sich erst seine Randzone zu größerer Steile. Der flach gewellte Karboden (im Mittel 2280 m) ist von gerundeten Moränenkuppen und talwärts gestreckten Hügeln eingenommen (nach der Geol. SpK und der CG Mong. nur mehr anstehendes Gestein). Schuttdurchsetzte Hutweide, in den ovalen Pingen dunkelgrün gefärbt, bildet die Bodenbedeckung. Die zahlreichen Schuttwälle sind durch flache Senken voneinander und vom Berghange getrennt. Am Westfuße der Schützenmahd (2386 m GrK, 2382 m OA) zieht ein Blockwall den Karboden entlang. Gegen den nördlichen Trogrand (2180 m) ist grobblockiger Schutt angehäuft; auch hier endet ein begrünter Blockwall.

Von Höhe 2384 GrK (nordöstlich Höhe 2391 OA) der westlichen Karumrandung senkt sich auf den Karboden ein scharffirstiger Rücken. Ueber seine kohligem Untersilurschiefer mit gelbroten Eisenkonkretionen führt der Weg in der Richtung zur Helmspitze. Kleingeriebes, gerundetes Material und eine breite Lawinengasse weisen auf Wirkungen langandauernder Schneemassen hin. Die Oberteile der Grenzhöhen sind infolge ihrer den Südwinden ausgesetzten Lage kahl geweht. Zahlreiche Rutsche haben Narben im Gehänge erzeugt. Zwischen dem Grenzkamm und dem von Höhe 2384 nach W sich fortsetzenden Rücken breitet sich eine langgestreckte Wanne aus, in der sich zwei verlandete Tümpel befinden; sie sind in der GrK noch als ein zusammenhängendes Wasserbecken gezeichnet.

Die auffallende Erscheinung wannenartiger Einsenkungen zwischen scharffirstigen Rücken in dieser Gegend erklärte Lehmann (85): „Durch ruckweises Absitzen des in das Kar so steil abfallenden Gehänges waren Randklüfte von verschiedener Größe entstanden, ganz entsprechend den langen Wannen. Durch dieses Aufbersten der obersten Gesteinspartien nahm auf ziemliche Strecken der Gebirgsrücken die Form eines Doppelkammes an, eine nicht häufige morphologische Erscheinung“. Auch Stiny (1, 2) erkannte ihren Zusammenhang mit breiten Klüften. Paschinger (1, 2) wies die postglaziale Entstehung der Doppelgrate durch das Zusammenwirken von Wächtenbildung, Windwirkung und Spaltenfrost nach. Aigner hob überdies die Abspülung des Schuttes in die Klüfte hervor. Alle diese Faktoren sind auch hier beteiligt. Die Zuschärfung der Kämme und das Herausarbeiten steiler Gipfelpyramiden ist im Helmabschnitt ferner auf die Rückwitterung der Kare in dem

leicht zerstörbaren Untersilurschiefer zurückzuführen, ein Vorgang, der sich auch an zahlreichen anderen Stellen des Grenzkammes zeigt.

Der Draugletscher reichte am Helm, wie dessen Rundungen zeigen, bis 2200—2300 m empor (Penck, 3, 854, 957). Müllner (257) fand auf der Westseite noch bis 1900 m Gneisgeschiebe.

Nordwestlich des Helm Gipfels liegt die Grenze nicht auf, sondern diesseits der Wasserscheide, was in mehrfacher Hinsicht beachtenswert ist.

2. Sägebachtal.

Das Einzugsgebiet des bei Rabland mündenden Sägebachtales begrenzen der Abschnitt des Grenzkammes Füllhorn (2445 m GrK, 2442 m OA, 2448 m SpK) — Hornischeck (2551 m GrK u. SpK, 2550 m OA) — Hollbruckspitze (2581 m GrK, 2582 m OA, 2583 m SpK) und die von den beiden Eckpunkten nach NO abzweigenden, gefiederten Seitenrücken, die bei Gschwent, bzw. zwischen Hollbruck und Rabland das Tal erreichen. Innerhalb dieses von hohen Querkämmen erfüllten Gebietes spaltet sich das Sägebachtal in drei Zweige: im W das Sägebachtal engeren Sinnes, in der Mitte das südlich vom Rieser Kaser mündende Tal des Schnittlauchbaches und im O ein etwas weniger tief zurückreichender, in den Karten unbenannter Graben mit der Talweiteung des Marer Kasers. Die drei Talursprünge liegen in den Karen zwischen den oben genannten drei Hauptpunkten des Grenzkammes und ihren Abzweigungen. Dadurch ist auch eine Dreigliederung der Beobachtungen im Sägebachtal gegeben.

Der Sägebach mündet mit flachem Schuttkegel, der zwischen die Schotterterrassen von Gschwent (1210 m) und Kollechen (1151 m) eingesenkt ist. Beide wurden bereits von Klebelsberg erwähnt (4, 97). Die stumpfen Wallformen westlich Gschwent sind durch Erosion erzeugt, ihre Stoßseite liegt im W. Südlich Gschwent aber erscheinen auf dem Nordabfalle der Höhe 1248 talaustrwärts konvex gebogene Formen. Sie bestehen aus Moränenmaterial und sind mit Wiesen und Lärchen bestanden. Die lehmige Grundmasse enthält kleinergerundete und gut abgerollte Gesteinsstücke. Moränenüberkleidet sind auch der Nordabhang der im Talwiesel gelegenen Höhe 1323 und das Gelände knapp südlich Kollechen (etwa 1160 m), was die Anrisse bestätigen. Die Schotter enden somit, wie auch Klebelsberg angibt, hier bereits wesentlich tiefer als im Raume südlich Sillian. An sie schließt bergwärts zusammenhängende Moränenbedeckung an, die nur einzelne Inseln des anstehenden Glimmerschiefers und des Phyllits freiläßt. Das Tal des vereinigten Sägebaches ist nur bis zu den verfallenen Sägen und Mühlen (daher sein Name) gangbar. Am Westhange liegen aufgelassene Stollen im erzführenden Glimmerschiefer. Weiter taleinwärts ist es tief in den Felsen eingerissen und eine Strecke weglos.

a) Sägebachtal.

Der von Gschwent über die Höhen bergauf führende Holzziehweg liegt auf moränenbedecktem Waldgelände, das wiederholt durch schwach ausgeprägte, W—O gerichtete Hügelzüge gewellt ist. Von der Brücke 1449 über den Sägebach bis südlich des Rieser Kasers (1507 m) breitet sich eine auch in der OA 1:25.000 sehr gut dargestellte Moränenlandschaft auf beiden Bachufern aus. Das Gelände ist auffallend unruhig, mit lichtem Wald und Hutweide bestanden, erst in seinem Südtile nimmt es geschlossenere Formen an. Die Almhütte selbst steht auf einem der in der Talrichtung gestreckten Hügelzüge, die durch nasse Senken getrennt sind. Zusammensetzung und Form lassen über die Beschaffenheit keinen Zweifel. Klebelsberg (3, 312; 4, 104) schloß bereits aus der vorzüglichen Kartendarstellung, daß diese Moränenlandschaft mit den auf den Drauschottern lagernden Moränen des Haupttales wegen des Höhenunterschiedes von etwa 150 m nichts mehr zu tun habe. Dieser Auffassung ist nach dem Lokalauge schein zuzustimmen, denn die Moränen beim Rieser Kaser entstammen

Wiesenflecken bedeckt. Anschnitte fördern feinerribebenes Kristallin in lehmiger Grundmasse zutage. Der **M a r e r K a s e r** (1640 m) liegt, ganz wie Rauter, Forcher und Rieser Kaser, auf einer Moränenlandschaft, die bis etwa 1700 m talwärts reicht. Wegen des steilen, durch Hochwässer öfter beschädigten Weges entlang des Baches wird die Alm von Gschwent aus über Sägebachbrücke 1449, weiter quer durch den Napflerwald befahren. Nach einer kurzen Engtalstrecke folgt ein sich trichterförmig erweiternder, von mehreren Stufen und zahlreichen glazialen Einzelformen durchzogener Kessel. Die Beobachtungen sind hier ganz ähnlich wie im benachbarten Schnittlauchtal. Zusammenfassend kann daher in Übereinstimmung mit der Geol. SpK (nach der CG Mong. hingegen nur anstehendes Gestein) über das Obere Marer Kaser Tal gesagt werden, daß sich auf 2000 m bei den Almhütten und in 2100 bis 2200 m Höhe ausgedehnte, durch Steilstufen getrennte Verebnungen mit Glazialformen und mit Hutweide bedecktem Moränenschutt befinden, Anzeichen eines ehemaligen Zenzerspitzgletschers.

3. Hollbrucker Tal.

Sein Einzugsgebiet begrenzt im W die Hollbruckspitze (2581 m GrK, 2582 m OA, 2583 m SpK) und der über die Zenzerspitz nach N ziehende Querrücken, im S der Grenzkamm, der sich im Demut (2591 m GrK, 2597 m Diemuet OA, Demuth 2590 m SpK) erhebt und beim Grenzzeichen 40—m die tiefste Einsattlung von 2429 m zeigt, im O die Schöntalhöhe (2634 m GrK, Eisenreich 2636 m OA, 2639 m SpK) und der von ihr nach N abgehende Querrücken Wiederschwing (2388 m) — Weißer Knoten (2202 m), in der SpK bezeichnenderweise Saulahnerkogel (2187 m) genannt.

Das Mündungsgebiet des Hollbrucker Tales wurde bereits durch Klebelsberg (4, 104) und Lehmann (86) kurz geschildert, von letzterem auch ein Gang durch den Talschluß. Zusammenfassend und ergänzend ist das Bild folgendermaßen:

Zwischen Rabland und Hollbruck erweisen die Anschnitte der neuen Straße in etwa 1300 m die Ueberlagerung der Schotter durch Drautalmoräne. Südöstlich Hollbruck liegen die Endmoränen des Lokalgletschers aus dem Hollbrucker Tal. Auf etwa 1450 m löst sich mit nasser Ufermulde ein linker Endmoränenwall vom Gehänge ab. Der Rücken trägt den Schneider(Leiter-)hof (1380 m). Das Moränenmaterial wird hier zu Bauzwecken verwendet. Gegen die Talteufe werden die Formen verschwommen. An die östliche Innenseite des Walles schließt eine unruhige, waldbestandene Schuttlandschaft an. Nach den Aufschlüssen eines Schützengrabens, dessen Front nach O gegen den an der Sägemühle vorbeiführenden Talweg sieht und der mit einem nach S gerichteten Haken endet, besteht dieses Gelände aus Moränenmaterial, das aus dem Talinneren stammt. Im Verhältnis zu dem früher genannten Moränenwall stellt diese Schuttlandschaft einen etwas jüngeren, kurzen Halt des einstigen Gletschers dar.

Am rechten Ufer des in tiefer Mündungsschlucht der Tiroler Gail zueilenden Baches sind gleichfalls Endmoränen sichtbar. Auf etwa 1400 m zweigt dort, wo der Karrenweg vom Lechenhöfl (zwischen Traschler und den Faschinghöfen) in der Richtung zur Sägemühle im Hollbrucker Tal den Rücken überquert, nach NO ein unruhig bewegter, oben waldbestandener Moränenwall ab, der mit zunehmender Steile knapp südlich der Faschinghöfe (1327 m) endet. Von dem erwähnten Abzweigungspunkte nach N erstreckt sich ein zunächst flacher, wiesenbestandener Schuttvorbau. Er senkt sich in Stufen zum Kreuz 1327 westlich der Faschinghöfe und teilt sich hier in mehrere parallele Wälle, von denen, wie schon Klebelsberg (4, 104) erwähnte, der westliche am besten ausgeprägt ist. Talwärts gehen dann diese Formen ohne deutliche Grenze in die Terrasse IV Klebelsberg (4, 106) über. Auch am rechten Bachufer ist somit wie am linken ein absatzweises Schmälerwerden der Gletscherzunge aus den Endmoränenbögen erkennbar.

Knapp südlich der Brücke 1420 nächst der Säge folgt abermals ein linker Uferwall. Er beginnt sich in etwa 1450 m Höhe vom Westgehänge loszulösen

und nähert sich schwach bogenförmig immer mehr dem Bach. Seine waldbestandene Oberfläche ist unruhig bewegt, sein ausgesprochener First ungegliedert. Nach S schließt er einen Stauplan ab. Seine Außenseite ist vom Berghange durch eine teilweise versumpfte, im Südtale mit Schutt überstreute Randsenke getrennt. Ihr Nordteil trägt üppige Wiesen und geht sanft ansteigend, also rückfällig, in das erwähnte Schuttgelände über, auf dem der Schützengraben ausgehoben wurde. Der oben beschriebene, auch von Geyer so aufgefaßte Uferwall stellt einen weiteren Gletscherhalt dar. Er findet auf dem rechten, bis zum Bach herantretenden Hange keine Fortsetzung. Lehmann (86) wies diese Moränen richtig dem Gschnitzstadium zu.

Der südlich anschließende, durch den Uferwall verursachte Stauplan wird durch einen jüngeren Schuttkegel vom Westgehänge bei Kreuz 1451 eingesnürt, erstreckt sich aber taleinwärts noch bis zur Brücke 1490. Er trägt auf seiner rezenten Oberschichte aus der Kriegszeit stammende Lawinenbauten und enthält in seinem Südtale einen Tümpel.

Die folgende Talstecke ist stark verwildert. Vom Ostgehänge (Weißer Knoten oder Saulahnerkogel) gehen alljährlich an der gleichen Stelle Lawinen ab, die auch Lehmann erwähnte. Breite Gassen kennzeichnen ihre Wege. Zwischen P. 1643 und der Bachüberquerung durch den Weg (1840 m) ist der schmale Talgrund von block- und holzbeladenen Lawinen erfüllt, die der Bach in Tunnels durchheilt (Juli 1930). Ihr Sammelgebiet liegt in den steilen, auch im Sommer mit Schnee erfüllten Kleinkaren des Kammes Widerschwing — Weißer Knoten. Gletschertischartige Bildungen weisen auf starke Zusammenpressung und langen Bestand der Lawinen hin. Die Blöcke stammen auch von kleineren Bergstürzen und erreichen eine Größe bis zu einem Raummeter. Im Wegschutt finden sich häufig die dunklen, weiß geäderten Kalke des in schmalen Zügen durchstreichenden Obersilurs. Sie werden in einem Kalkofen verwertet. Nahe beim Wasserfall sind die auch von Lehmann angeführten schönen, talauswärts geneigten Gletscherschliffe sichtbar. Auf etwa 1800 m tritt rechtsseitig ein begrünter Moränenwall an die Taltiefe heran.

Der nun folgende Talboden steigt im W steiler als im O zunächst bis etwa 2000 m an. Die Bachlinie hält sich wie die einstige Gletscherzunge und der Lauf der Schmelzwässer näher an den beschatteten Westrand des Talbodens. Selbst Ende Juli 1930 lagen auf geschützten Stellen noch ausgedehnte Schneeflächen, was nach Lehmann auch 1907 der Fall war. Der Wiesen- und Hutweideboden (Heuhütten) ist ohne ausgesprochene Formen. Talaufwärts erweitert sich die Hollbrucker Alm trichterförmig. Der westliche, wenig gegliederte Steilhang enthält erst nach 300 m Steigung eine breite, verflachte Rast nächst dem Seelein (etwa 2250 m) nördlich der Höhe 2324 (GrK). Er ist wiederholt von wulstartigen, langgestreckten Aufwölbungen durchzogen. Den Süd- und Ostteil des Beckens nehmen größtenteils Schrofen und schuttdurchsetzte Hutweide ein. Ein ausgesprochener Steilhang (Gesteinsgrenze Phyllit-Silur) verläuft ungefähr in der Höhe 2300 m quer durch das Tal. Er senkt sich in mehreren Absätzen nach N. Ihre Rundbuckelformen zeigen talwärts Schrofen, oberseits begrünten Schutt, so z. B. in der Umgebung des Seeleins auf der erwähnten Rast. Es ist in die Felsschwelle eingetieft, seine moränenüberkleidete Umgebung ist üppig grün. Die Speisung erfolgt durch eine Quelle, die an dem südlich gelegenen Schuttfuß zutage tritt. Der Abfluß versickert bald im Schutt und erscheint erst tiefer unten wieder.

Auf der nächsthöheren Felsterrasse südlich des Seeleins erhebt sich bei P. 2324 ein W-O gerichteter, geschlossener Moränenwall von etwa 3 m relativer Höhe und rund 30 m Länge. Er dämmt bergwärts eine Senke ab, die von einem Tümpel eingenommen wird. Neben ihm befindet sich eine aus der Kriegszeit stammende Hütte, scherzweise Dunkelkammer genannt.

Das zwischen dem Gefällsbruch auf 2300 m und dem Grenzkamme liegende langgestreckte obere Kar enthält in seinem der Hollbruckspitze nahen Westteil allenthalben regellos verteilte, meist verwaschene Moränenhügel sowie viele

Schnee- und Schutthaldden; in seinem Ostteile, Hochgränten genannt, verflacht es sich in zahlreiche Einzelformen. Die tiefsten, wannenartigen Stellen nehmen mehrere Seen ein. Jener nächst P. 2413 ist in Verlandung. Bemerkenswert ist auf Hochgränten viel kleinzerriebener, gerundeter Schutt des anstehenden Gesteins. Die zahlreichen Kriegswegen, Schützengräben und Anschnitte bei Barackenbauten zeigen reichliche Schuttauflagerung auf dem Untersilur. Der bastionsartig vorspringende Demut (Quarzphyllit) trennt einen gut beschatteten Karraum ab.

In der Geol. SpK sind die Ablagerungen am unteren Almboden als rezent ausgewiesen, im oberen Kar ist nur anstehendes Gestein gezeichnet. (Jungschutt nach der CG Mong.) Den Beobachtungen zufolge sind beide Talabschnitte zwar stellenweise von rezentem Schutt bedeckt, unter dem aber glaziale Formen und Glazialschutt liegen. Die gleichhohen Moränen im Kar südlich der Hollbruckspitze gehören nach Lehmann (86) dem Daunstadium an.

4. Schustertal.

Es nimmt seinen Ursprung zwischen dem Abschnitte des Grenzkammes Schöntalhöhe (2634 m GrK, Eisenreich 2636 m OA, 2639 m SpK) — Schuster Eisenreich (2665 m) und den nördlichen Querrücken, die einerseits über den Weißen Knoten, andererseits über die Gatterspitz (2430 m GrK u. SpK, 2432 m OA) zum Tiroler Gailtale streichen.

Seinem Mündungsgebiete hat bereits Klebelsberg (4, 104) eine Untersuchung gewidmet, deren Ergebnisse vollinhaltlich bestätigt werden können. Darnach stehen die Ufermoränen der Seitentäler im Zusammenhange mit den im Grunde des Gailtales entlangziehenden Moränenformen. Es sind das die Grenzmoränen der Teilströme, die, aus den südlichen Seitentälern kommend, sich eben noch zu einem gemeinsamen Haupttalgletscher vereinigten. Mit dessen Schwinden, fährt Klebelsberg fort, wurden die Seitengletscher selbständig; sie bauten, im eigenen Schwinden, ohne längeren frontalen Halt — daher das Fehlen schöner Stirnwälle — ihre Ufermoränen tiefer am Gehänge fort, wodurch diese zu größerer Mächtigkeit anwuchsen als die Innenmoränen des Haupttalgletschers. Die Moränen der Seitentäler drängten die Gail nach N und verschütteten deren altes Bett, so daß sie sich epigenetisch ein neues ausfurchen mußte. Die zwischen dem südlichen Bergfuß und dem epigenetischen Bett sichtbaren vier Wellenberge oder Terrassen entsprechen vier Zerfallsstadien des durch die karnischen Seitengletscher genährten Gailgletschers. Die älteste Terrasse IV verbindet die einander zugekehrten Ufermoränen aus dem Schuster- und Hollbrucker Tal. Zur Zeit ihrer Aufschüttung hingen die Gletscherenden aus den Seitentälern noch zu einem Haupttalgletscher zusammen. Bei dessen weiterer Rückbildung wurden mit dem Schmälerwerden der Gletscherzungen die nördlicher gelegenen Wälle III—1 abgesetzt, bis sich schließlich der Zusammenhang völlig löste und die Seitengletscher selbständig wurden.

Es ist hervorzuheben, daß sich diese Vorgänge beim Schwinden der Eiszeit abspielten, nachdem die Umkehr der Strömungsrichtung des Gailgletschers bereits längst eingetreten war. (Srbik, 1, 73).

Die rechte Ufermoräne an der Mündung des Schustertales beginnt bei etwa 1430 m leicht rückfällig und reicht als bewaldeter, unregelmäßig bewegter Schuttrücken bis zum Talwege (P. 1312). Zahlreiche schmale Tiefenlinien trennen die dorthin gerichteten Einzelerhebungen. Die Oberfläche ist mit großen, nur durch Gletschertransport erklärbaren Bergsturzböcken beladen. Sie bestehen fast durchwegs aus paläozoischen Schiefer, da talaufwärts nur ein schmaler Kalkzug das Nordgehänge der Gatterspitz und das Schustertal quert. Die Außenseite dieses Schuttrückens und die östlich anschließende breite Wiesenmulde sind mit Annäherung an das Nordende der Ufermoräne leicht gewellt.

Die linke Ufermoräne setzt etwa auf 1440 m vom Talgehänge ab, ist durch eine deutliche Ufermulde von ihm getrennt und zieht unter dem Birghofe

(1469 m) vorbei. Diese Siedlung liegt, wie auch die Geol. SpK angibt, gleichfalls auf Moränenschutt. Der blockbeladene Rücken wendet sich dann nach NW und schließt mit dem moränenüberkleideten Hang eine tiefeingreifende, spitze Bucht ein. Westlich von ihr breitet sich dann Klebelsbergs Terrasse IV aus, die ihrerseits ohne deutliche Abgrenzung in die rechte Ufermoräne aus dem Hollbrucker Tal übergeht. Die Stirnmoräne wird durch regellose Anhäufung großer Schuttböcke beiderseits des Baches vertreten. Die Moränen am Talausgange reihte Klebelsberg in das Gschnitzstadium ein.

Tal aufwärts folgt von etwa 1440 m bis 1600 m ein sanft geneigter Talboden, von Geyer zutreffend als rezent bezeichnet. Wald und Wiese ziehen sich neben dem mangels größeren Gefälles zur Schotterablagerung gezwungenen Bache hin. Auch in diesem Talabschnitte liegt noch Blockwerk gleich dem an der Talmündung, ferner teils rezenter Schutt, teils umgelagertes Moränenmaterial. Von 1600 m bis 1700 m ist der Talboden von einem typischen Schuttkegel des Hauptbaches erfüllt. Vom Nordhange der Gatterspitz sammeln sich die hier häufiger werdenden Kalkkrümmer. Auf der linken (westlichen) Talseite reicht moränenüberkleidetes Hutweide- und Waldgelände am Hange des Weißen Knotens bis zur Talsohle herab, ohne ausgesprochene Formen anzunehmen, in der Geol. SpK als Diluvialschotter bezeichnet.

Nun beginnt ein steileres, verwildertes Talstück. Namentlich vom Westhange der Gatterspitz senken sich südlich der Kalkzone mehrere tiefe, teilweise mit Lawinenschnee erfüllte Steilrinnen bachwärts. Sie sind im Talgrunde seitlich von mächtigen, durch die Lawinen zutal geförderten, mehrere Meter hohen Felsblöcken begleitet. Weiter südlich tritt auf etwa 1840 m ein Moränenrücken vom Südwesthange der Gatterspitz bis an den Bach heran. Hangwärts wird dieser Rücken von rezentem Gehängeschutt überkleidet, wie das auch die Geol. SpK darstellt. Der Wall ist einer Felsstufe aufgelagert, die der Bach in kleinen Wasserfällen überwindet. Auf der linken Talseite setzt sich formlose Moränenbedeckung noch weiter fort, bis auf etwa 1940 m ein flach geböschter Moränenwall einen kleinen, bis 1950 m ansteigenden Stauplan abschließt. Dieser waldfreie Rücken löst sich auf etwa 2000 m vom Westhange los und senkt sich rückfällig zum Bach. Sein Gegenstück vom Osthang erreicht diesen schon etwas höher oben, so daß zwei Bogen verschiedener Größe entstehen. Die Anschnitte des Weges zeigen zerriebenes Kleinmaterial. Auf dem Stauplane liegen die untersten Schneeflecken, die sich taleinwärts zu einer geschlossenen Schneedecke vereinigen (Juli 1930).

Eine begrünte, felsige Steilstufe mit Wasserfall trennt ein höheres Staubecken ab, dessen Nordende bei P. 2005 liegt. Die Felschwelle (pa der Geol. SpK) bedecken mehrere in der Talrichtung gestreckte Moränenhügel. Zur Zeit ihrer Ablagerung bildeten sie einen geschlossenen Wall, der erst später durch die Schmelzwässer zerschnitten wurde. Der westliche, vom Hang durch eine Senke getrennte Hügel ist der höchste. Er steht talaufwärts mit einem Moränenrücken in Verbindung, der bei den zwei Hütten westlich P. 2005 (GrK) bogenförmig vorbeistreicht. In der Senke zwischen diesem Hügel IV und dem östlich benachbarten Hügel III führt der Weg, dessen Anschnitt die Moränenbedeckung auf der Felsunterlage erweist. Zwischen Hügel III und II hat sich der Bach eine Rinne eingenaht. Der Hügel I geht am Fuße des Osthanges ohne deutliche Grenze in dessen Schutt über. Die ganze Hügelreihe senkt sich südwärts, also rückfällig, zum Stauplan. Ihre Lage ist auch in der GrK angedeutet. Der Boden des sanft bis etwa zum Wegpunkt 2068 ansteigenden Stauplanes ist mit Hutweide und Alpenrosengestrüpp, in seinem schattigen Südteile mit Schnee bedeckt, von zahlreichen trockenen Furchen und von zwei Wasseradern durchzogen. Namentlich seinen Westteil nehmen große, vom Wiederschwing herrührende Bergsturzertrümmer ein, die bei den zwei Hütten in Schutzlage besondere Mächtigkeit erreichen. Im Südwestteile senkt sich ein begrünter Moränenrücken von etwa 2120 m nach NO bis zum Bach.

Die Umrahmung des trichterartigen Kars bilden im SO Felsen, deren Fuß mit Geröllhalden ummantelt ist. Durch die nördlich des Schuster und des Holl-

brucker Eisenreichs (2665 m, bzw. 2649 m GrK) vorspringenden Felsbauten (P. 2391, bzw. 2473) werden drei Kare abgetrennt, von O nach W als I, II, III von mir bezeichnet. Die Kare I und II haben eine gemeinsame, von 2200 bis 2300 m ansteigende Stufe, die mit schuttdurchsetzter Hutweide ohne besondere Formen bedeckt ist. Unterhalb der Stufe gehen sie mit gemeinsamer, steiler Schuttrinne nächst Wegpunkt 2068 in den Stauplan über. Auf dessen Schneefläche trifft der murartige, gelbe Schutt von SO mit dem blaugrauen von S zusammen. Namentlich Kar II ist durch den westlichen Felsvorsprung auch in den Nachmittagsstunden tief beschattet. Kar III steigt von 2100 m bis zum Kamm P. 2569 m an. Seine Tiefenlinie bildet im Nordteil eine steile, schlauchartige Schuttrinne, die auf etwa 2400 m beginnt. Der Osthang ist größtenteils mit grobem Gerölle bedeckt und von Lawingassen durchfurcht. Der Westhang trägt steindurchsetzte Hutweide. Die Karsohle enthält zahlreiche Schneemulden und viel rezentes Schutt. Der gesamte Talschluß stellt ein sehr gut geschütztes Firnbehältnis dar.

5. Winklertal.

Zwischen den beiden Eckfeilern des tief nach S ausgebogenen Grenzkammes, dem Schuster Eisenreich (2665 m) und der Pfannspitz (2678 m GrK, 2696 m OA, 2675 m SpK, von den Italienern Cima Vanscuro genannt), liegt der weiträumige Ursprung des Winklertales eingebettet, das sich in schwach nordöstlicher Richtung zur Gail öffnet. Es ist länger als seine Nachbartäler, hoch geschlossen (tiefste Einsattlung 2453 m, Gipfel um 2600 m) und bot für Firnansammlung in dem Becken von Obstans (nach OA, SpK und Pichl mit s, nach GrK und Geol. SpK mit z geschrieben, nach Frech, 2, 372, Obstoans, das ist oberhalb des Steines, der Felswand) und der Hinteralm besonders gute Verhältnisse. Infolge des Durchstreichens verschiedener Gesteinszüge ist das Winklertal geradezu typisch für die häufige Stufenbildung. H. Schmidt hat in seiner Arbeit über die Königswandgruppe auch den hintersten Talkessel einbezogen.

Die Moränenlandschaft im Mündungsgebiete bei Kartitsch beschrieb im wesentlichen bereits Klebelsberg (4, 103). Die östliche Ufermoräne schmiegt sich nahe am Talausgange zunächst dem Berghang an, löst sich auf etwa 1420 m von ihm los und führt unter starker Verbreiterung in flachem Bogen gegen die Sägemühle südöstlich unter Kartitsch vor. Ihre bewaldete Oberfläche ist unruhig bewegt, oft rückfällig, durch eine seichte Senke vom Hange getrennt, steil zum Bach abfallend. Die Anschnitte zeigen unzweifelhaft Moränenmaterial; gegen die Säge zu vermehren sich die aus dem Talinnern herausbeförderten Kalkblöcke. Östlich schließen sich an den Uferwall mehrere kleine, parallele Wallstücke an, die ein allmähliches Schmälerwerden der Gletscherzunge anzeigen.

Die linke Ufermoräne ist als breite, verwaschene Hügellandschaft dem Hang angeklebt und von ihm durch eine seichte, oben nasse Ufermulde geschieden, die von Staumauern aus Findlingen durchzogen ist. Die Moränenhügel setzen sich nach O auch auf dem nicht abgeholzten Abhange bis zum Winklerbach fort.

Das Tal, dessen Trogförmigkeit auch Lehmann (86) hervorhob, steigt zunächst ganz allmählich an. Die Talsohle ist mit umgelagertem Moränenmaterial, rezentem Schutt, stellenweise auch mit Wiesenstreifen bedeckt. Kalktrümmer werden in einem Kalkofen nahe Kreuz 1455 gebrannt. Der Charakter eines schmalen, Stauplanes wird bis zur Talweitung (1560 m) beibehalten. Deren Nordende begrenzen einige kleine, rückfällige Kuppen. Die Oberfläche dieser Moränenhügel ist durch rezentes Schutt und Wirkung der Niederschläge verschwommen. Das weite Becken durchzieht in Windungen der verhältnismäßig nur schwache Bachlauf. Vom Purpurriegel (2194 m GrK, nach Pichl [227] auch Barbarriedl genannt), dessen bezeichnender Name auf die bunten, rötlichen oder bräunlichen Flaser- und Bänderkalke (Geyer, 7, 22) zurückzuführen ist, stürzt auf die Talweitung eine steile Schneerinne herab, die in einem großen Schuttkegel endet. Den Fuß

der devonischen Wasserfallstufe (nach Frech, 2, 373 Silur) ummantelt rezenter Schutt. Den Osthang der Gatterspitz bedecken nächst der Kriegskaverne und der Arbeiterbaracke Felstrümmen eines frischen Bergsturzes. Die Oberfläche der Wasserfallstufe ist stellenweise geglättet, an geschützteren Stellen liegen Nester feinerztrübener und gerundeten Devonkalkes. In der Nähe der Brücke (1800 m) trägt der weniger steile, begrünte Abhang außer Schutt und Blockwerk einzelne Bäume. Unter der dünnen Humusdecke treten Rundbuckelformen hervor. Die Felsen der von einer Treppe überwundenen höheren Stufe sind abermals weiß und glatt geschleuert. Der Oberrand der Wasserfallstufe liegt auf 1957 m; deren Höhe beträgt somit, von einer Verflachung unterbrochen, etwa 380 m. Der in der GrK nördlich der beiden Hütten 1957 gezeichnete Bildstock liegt in Wirklichkeit östlich von diesen, nördlich der Ziffer 9. Das auch von Pichl (113) erwähnte Marterl an der orographisch linken Felswand ist jedenfalls viel weniger auffallend als der aus der Kriegszeit stammende Bau des übrigens kapellenartigen Bildstockes, der in der GrK fehlt.

Südlich der schräg durchstreichenden Wasserfallstufe breitet sich bis zum Grenzkamme der Hintergrund des Winklertales aus. Er wird durch den obersilurischen (nach Frech, 2, 372 devonischen) Kalkzug nördlich des Obstanser Sees in zwei Teile geschieden; im N liegt die Obstanser Alm, im S die Hinteralm (nur in den Karten Alpen genannt).

Die Obstanser Alm wird im N um mehrere Meter von der Felschwelle überhöht, im W von dem Querrücken Gatterspitz (2430 m) — Schuster Eisenreich (2665 m) umgrenzt, im S vom Winkler Eisenreich (2630 m) und dem eben erwähnten Kalkzuge, im O von Roßkopf (2603 m), Maurerspitz (2549 m) und deren Nordausläufern (2307 m GrK u. OA, Maurerspitz 2297 m SpK). Der flache, von Wiesen bedeckte Stauplan von Obstans (1966 m) ist ein verlandetes Seebecken, das auch Frech (2, 372) erwähnte. Seinen Westrand nehmen zahlreiche Heuhütten ein. Sie liegen bei einem bebuschten Rundbuckel mit deutlich westlicher Stoßseite. Nahe von ihm endet ein aus dem Westaste des oberen Winklertales herabkommender Moränenrücken. Den Südosthang der Gatterspitz bilden steile Bergmähder, deren Oberfläche rückfällige, talwärts gerichtete Hügel, Querwülste (so z. B. bei P. 2242), teilweise schneebedeckte Mulden und wellige, zerflossene Formen zeigt; dazwischen einzelne bis zum Stauplan hinabreichende Blockströme, oben an der Felsgrenze aufgedehnte Blockhalden. Von ähnlicher Beschaffenheit ist der Nordabfall der Südumgrenzung, die im Gegensatz zur GrK laut Mitteilung Pichls Purpurriedl heißt. Bei P. 2108 kommt in der Felswand der Bach zum Vorschein. Er tritt als Wasserfall aus einer von Hernegger (1, 165; 2, 43) und Killian (123—125) erforschten Eishöhle hervor, deren Ausgang in einer Schneeanammlung liegt. Dann durchschneidet er in zahlreichen Schlingen den Stauboden.

Die dunklen, am Fuß von Blockschutt und Schneehalden ausäumten Platten an der Nordseite des Roßkopfes lassen das O-W Streichen des obersilurischen Querriegels erkennen. Sie treten in grellem Gegensatz zu den weißen Devonkalken der Wasserfallstufe. Den Hang dazwischen nehmen auch hier steile Bergmähder ein. Ein Moränenzug kommt von der Maurerspitz herab und setzt sich auf dem Stauplan bis zur Heuhütte östlich P. 1966 fort.

Die Hinteralm bildet den höheren Abschnitt des Talschlusses. Der Grenzkamm sinkt im Gartenschaufelsattel auf 2453 m herab, erreicht aber in der Pfannspitz, im O der Umrahmung, sogar 2678 m (GrK). Die im Nordostteil des Beckens gelegene tiefste Senke nimmt der Obstanser See ein (2299 m). Die Schutzhütte steht am Nordufer auf rückfälligem Moränenhügel. Die flachen Ufer umsäumt hier ein nicht geschlossener Blockwall, im O tritt rezenter Hangschutt, im S zeitweise (Juli 1930) schneebedeckte, flache Hutweide dicht an den See heran, während im W gerundete Hügel als Fußwälle der Schneehalden auslaufen. Sie setzen sich, in konzentrisch-konvexen Bögen gruppiert, bergwärts bis zum Fuße des steileren Gehänges fort. Die Senken zwischen ihnen nehmen manchmal wassergefüllte Pingen ein. Das Seebecken ist im N durch den quer durchstreichenden Obersilurzug sowie den Moränenhügel abgedämmt und

liegt in einer felsigen Senke, die mit Ablagerungen teilweise ausgefüllt ist. Die Meereshöhe des Sees wäre nach Marinelli (1) 2350 m, sein Umfang 0.52 km, seine größte Länge 0.18 km und seine Oberfläche 0.02 qkm. Der Zufluß erfolgt durch ein Rinnal aus dem Südwestwinkel der Hinteralm und aus Schmelzwässern der Schneeflecken an der gut geschützten Nordseite der Cima Frugnoni (2561 m GrK, Cima dei F., 2556 m SpK), des Gartenschaufelsattels und des langgestreckten, schmalen Kars zwischen der Pfannspitz und ihrem westlichen Felsvorbau, das einen gut geschützten Firnbehälter darstellt. (Vergl. das Bild bei Pichl, 120—121; die Bachmochscharte der GrK heißt richtig Roßkopftörl.) Eine Bachlinie aus dem Nordwestteile der Hinteralm tritt nordwestlich des Sees und mehrere Meter höher als dieser in die Eishöhle ein und erscheint, wie erwähnt, auf der Nordseite der Felsschwelle bei P. 2108 als Wasserfall wieder. Ein schwacher Abfluß des Sees verläßt das sich talwärts länglich ausbuchtende Ufer nächst dem Eingang in die Schutzhütte, versickert aber bald im Schutt. Dieses Rinnal steht wahrscheinlich mit dem erstgenannten Tunnelbach in unterirdischer Verbindung. Ein zweiter Seeabfluß befindet sich knapp östlich der Schutzhütte. Er entströmt dem flachen Nordufer ohne Durchbruch einer Schwelle und hat sich am Fuße des Roßkopfes eine tiefe Erosionsschlucht ausgehöhlt, die aber im Sommer 1930 trocken war. Der Ablauf verschwand bereits neben der Hütte im Schutt. Vielleicht besteht auch zwischen ihm und dem Tunnelbach eine unterirdische Verbindung.

Die Umrandung der Hinteralm ist reich gegliedert durch zahlreiche Mulden und kleine, gegen den kahlgewehten Grenzkamm zu mit Schnee erfüllte Kare, durch breite, begrünzte Längswälle und vorquellende Querwülste. Letztere sind bisweilen rücfällig, so z. B. im Südwestwinkel der Alm bei P. 2445. Im Gegensatz zu den Wiesen der Obstanser Alm besteht die Bodenbedeckung, wo nicht Fels und Schutt zutage tritt, aus magerer, nur in den Mulden besserer Hutweide; es fehlen daher hier auch alle Heuhütten. Die Felsen tragen häufig Rundbuckelformen, ihre bergseitige Oberfläche ist begrünt. Die Felsschwelle am Westende der Hinteralm (2420 bis 2460 m) und der vor Besonnung geschützte Steilabfall der Cima Frugnoni treten stärker hervor. Nach allen Anzeichen bildeten die Obstanser Alm (2000 m) und die Hinteralm (2300 m) besonders ergiebige Firnbehälter. Die Geol. SpK scheidet nur auf jener rezenten Schutt aus, die CG Amp. hingegen auf der Hinteralm eine Mischung von Hang- und Moränenschutt.

6. Erschbaumer Tal.

Den Talursprung schließen gewaltige Felsmauern ab: im S Pfannspitz (2678 m), Kleine (2671 m GrK, 2670 m OA u. SpK) und Große Kinigat (2689 m GrK, 2640 m OA, SpK unkotiert), Königswand (2686 m GrK, 2690 OA und SpK), im W und O die über den Roßkopf, bzw. über den Tscharknollen (2482 m) und die Liköflwand (höchster P. nach GrK 2465 m) nach N ziehenden Gebirgsrücken. Der NW—SO verlaufende Grenzkamm ist nur in der Scharte des „Sandigen Bodens“ (2515 m) zwischen Gr. und Kl. Kinigat eingekerbt, sonst aber hier zu meist eine in mächtigen Plattenschüssen abfallende Wand, deren Ausläufer sich nach N vorwölben. Hiedurch wird der Talschluß in zwei Mulden gegliedert, die Pfannleiten westlich und das schmale, langgestreckte Kar zwischen Königswand und Liköflwand östlich. (Ueber den Bau siehe H. Schmidt, 4—9.)

Das trogförmige Tal mündet südlich Garber ins Gailtal. Hier sind die Endmoränen des einstigen Erschbaumer Gletschers sichtbar. Links (westlich) ein bewaldeter Moränenrücken, der sich vom Gehänge abhebt und bis zur Mündung des Erschbaumer Baches in die Gail vorreicht (1440 m). Die Fußregion zwischen dem Erschbaumer und dem westlich benachbarten Winklertal ist mit Moränenschutt bedeckt, in der Geol. SpK auch so bezeichnet, ohne ausgesprochene Formen anzunehmen.

Rechts (östlich) baut sich südlich Garber vor die Talmündung ein breiter, oben flach gestufter Schuttrücken auf Felssockel nach W vor, der den

Erschbaumer Bach in derselben Richtung abdrängte. Der tiefe Einschnitt der Tiroler Gail trennt diesen Rücken von einer ähnlich beschaffenen, W-O langgestreckten Erhebung, die sich stellenweise rückfällig steil zur Gail senkt und nach N allmählich ansteigend in das Gehänge übergeht. Der Schuttvorbau östlich der Talvereinigung zeigt in seinen Anschnitten größtenteils schiefriges Moränenmaterial, Kalk ist nur wenig vertreten, der Phyllit ist ganz verhüllt. Berg- und taleinwärts schließt etwa bis 1600 m Höhe ein stark bewegtes Gelände gleicher Zusammensetzung an. Zahlreiche kleine Kuppen wechseln mit nassen Senken und versumpften Wiesenflächen. Nirgends ist das anstehende Gestein sichtbar, alles bedeckt hochstämmiger Wald und Gesträuch.

Ihrer Entstehung nach leitet sich diese Moränenlandschaft, abgesehen vom hocheiszeitlichen Gailgletscher, aus zweierlei Richtung her. Einmal von dem ehemaligen Gletscher, der in der kleinen, aber sehr gut geschützten Hochmulde nördlich vom Hoheck (2477 m) lag. Sie ist in der Höhe von 2200 m zwischen Spitzeck (2229 m) und Seeland (P. 2111) eingesenkt. Auf dem ebenen Muldenboden, der durch eine Schwelle abgeschlossen ist, war ein sehr guter Firnbehälter. Auch die OA deutet dort Moränenhügel an. Aus dieser Hochmulde (2200 m) reichte selbst noch zur Zeit der bloßen Lokalvereisung je eine schmale Gletscherzunge ins Erschbaumer und Gailtal hinab. Die langandauernde Firnauflagerung in den Mulden des Nordhanges verursachte dort durch Rutsche zahlreiche kleine Rasten; Lawinen und Schmelzwässer führten den Schutt bis an den Gehängefuß. Hier ist er, mit Moränenschutt vermengt, in den Postenständen und Schützengraben ersichtlich, die ostwärts bis P. 1573 reichen.

Der andere Ursprung dieser rechtsseitigen Moränenlandschaft ist der Erschbaumer Gletscher selbst, der durch eine kleine Zunge vom Spitzeck einen Zustrom erhielt. Der das Tal teilweise erfüllende Hauptgletscher erreichte beim Höchststande sein Ende anscheinend erst am jenseitigen Gegenhange nordöstlich Garber, wo ich noch in 1620 m Höhe einen mächtigen Devonkalkblock fand (Srbik, 1, 73), also etwa 120 m über dem heutigen Talboden. In die Endmoränenlandschaft schnitt sich seither die Gail tief ein und trennte hiedurch die früher einheitlichen Ablagerungen.

Eine jüngere Phase des Endstandes zeigt das Gelände innerhalb des vorbeschriebenen östlichen Endmoränenbogens. Von der rechtsseitigen Talebene führt ein schmaler Wall bis zur Brücke 1448 vor, links von einzelnen Hügeln begleitet. Er ist durch eine nasse Senke vom Hange getrennt. Zahlreiche große Schieferblöcke und, weniger häufig, kleinere Kalktrümmer sind nur durch Gletschertransport in ihrer heutigen Lage erklärbar.

Taleinwärts wird die Sohle von rezemem Schutt überkleidet, den die Geol. SpK auch noch im Talhintergrunde verzeichnet. Lawingassen von den Seitenhängen, Lawinenreste im Bachbett, von 1680 bis 1730 m sogar die ganze Sohle ausfüllend, und riesige Bergsturzböcke vom Fällkofel (2223 m), wo noch der frische, gelbe Abbruch sichtbar ist, kennzeichnen diese Talstrecke.

Den südwestlichen Hintergrund bildet die von 1800 bis über 2400 m ansteigende Pfannleiten mit steindurchsetztem, welligem Hutweideboden, Schuttrinnen und Latschengestrüpp. Die Mondeckenalm (2250 m) liegt auf einem obersilurischen Rundbuckel, dessen flache Oberseite gut begrünt ist, während auf dem talseitigen Abfall steiler Fels und schwarze, graphitische Schiefer zutage treten. In dem gut geschützten Kar umsäumen Schneehalden den Fuß der Felswände, desgleichen liegt Schnee im Kar oberhalb der Maurer Wiesen (Juli 1930).

Eine nahezu 200 m hohe, durch den Gesteinswechsel bedingte Stufe leitet in südöstlicher Richtung zur Tscharamalm (1925 m) empor. Sie liegt in der flachen Senke eines noch weiter nach NW vorführenden, schmalen Felsspornes (Devon), der moränenüberkleidet ist und mit einer rückfälligen Spitzkuppe endet. Beiderseits dieses Sporns sind tiefe Senken; die nordöstliche benützt der Kriegsweg, die südwestliche, ganz beschattete, der schluchtartige Bachlauf.

Von der Tscharamalm talaufwärts öffnet sich nach einer kurzen Einengung durch den langgestreckten Rundbuckel nächst P. 2045 ein weites Kar, zw-

schen den beiden Kinigaten und der Königswand einerseits, der Liköflwand andererseits. Nach S zu verengt es sich immer mehr durch das Herantreten des Tscharknollens und wird schließlich zu einer Steilrinne. Dieses von 2000 bis 2400 m stufenweise aufsteigende Kar bot einen ausgezeichneten Firnbehälter. Am unteren, im NW gelegenen Karausgange sind in der langgestreckten Mulde oberhalb (südöstlich) der Tscharalm einige Moränenwälle in 2000 m Höhe. Zunächst ein bogenförmiger rechter Uferwall. Er begrenzte die der Schattseite im heutigen Bachbette zustrebende Gletscherzunge und liegt quer vor einem höher talaufwärts endenden linken Uferwall, kreuzt daher dessen Richtung. Daraus ergibt sich etwa folgender Ablauf: beim Höchststande bedeckte der Gletscher den Sporn der Tscharalm und erfüllte das ganze Kar zwischen Kinigat, Königs- und Liköflwand. Mit dem Schwinden des Gletschers trat die Mittelmoräne auf dem Sporn der Tscharalm allmählich stärker hervor. Der besonnte Nordostteil der Zunge schmolz früher ab; länger erhielt sich der Gletscher in der schattigen Schlucht nahe der Felswand. Der langgestreckte, jetzt mit begrüntem Moränenschutt bedeckte Rundbuckel nächst P. 2045 wurde eisfrei und begrenzte nunmehr die Zunge im N. Mit dem Einsinken der Gletscheroberfläche wurde sodann am Südrande der Felsen zuerst die rechte bogenförmige Ufermoräne abgesetzt. Bei weiterem Rückzug, als die Zunge nicht mehr in die Tiefe hinabreichte, schließlich die linke.

Die Felswände der Kinigate werden durch den „Sandigen Rutsch“ gegliedert (Sandegerusch GrK, Sandige Runst nach Pichl, 223 und Bild; Rutsch entspricht m. E. besser der landesüblichen Aussprache), eine steile, mit Schutt und Schnee erfüllte Rinne, die zwischen den beiden Kinigaten zum Sandigen Boden emporleitet. Sie geht unten in einen Schuttkegel über, der in die Mulde mit dem Bachlauf und den beiden eben geschilderten Moränenrücken südöstlich der Tscharalm mündet. Das Rinnsal führt nur zur Zeit der Schneeschmelze Wasser. Die geglätteten Felswände westlich des Sandigen Rutsches zeigen stellenweise moränenbedeckte Rundbuckelformen in zwei Stockwerken übereinander.

Oestlich P. 2045 breitet sich zunächst fast ebene, üppig grüne Hutweide aus. Mit der Annäherung an die Liköflwand wird das Gelände bewegter, von rückfälligen Hügelzügen (Schneehalden-Fußwällen) und Blockwerk bedeckt, das durch Lawingassen herabbefördert wurde und sich stellenweise zu Blockhalden schließt. Der Bach wird erst beim Rundbuckel 2151 wieder sichtbar; sein rechter Quellast ist noch weiter nach SO zu verfolgen, als es die GrK angibt.

Die Tiefe des Kars wird bis zum Fuße der Liköflwand von Rundbuckeln, schneegefüllten Karnischen, kleinen Karen und namentlich am Ostrande von einzelnen kurzen, begrüntem Wallstücken eingenommen. Es sind Ufermoränen der sich nach W, zur Schattseite, allmählich zurückziehenden Gletscherzunge, wo sich auch heute noch der Schnee über den Hochsommer erhält. Dasselbe Bild zeigt sich oberhalb der auf etwa 2200 m quer durchziehenden, breiten Felsstufe. Der rinnenartige Talschluß endet bei der Scharte P. 2407 zwischen Königswand und Tscharknollen mit rezentem Schutt und Felstrümmern, Hinter-sattel genannt. Ueber diesen und den niedrigen Sattel 2329 zwischen Tscharknollen und Liköflwand stand das Firngebiet mit dem östlich anschließenden, weit größeren Ursprungsbecken in Verbindung, von dem das Schönthal und das Leitner Tal ihren Ausgang nehmen.

7. Schönthal.

Sein engeres Ursprungsgebiet umsäumen die Höhen Liköflwand (2465 m), Tscharknollen (2482 m), Resler Knollen (2306 m). Von den Eckpunkten gehen wieder wie sonst die wasserscheidenden Nebenrücken nach N ab. Der westliche ist höher (2400 bis 2100 m) als der östliche (2300 bis 1800 m), bot daher sehr guten Schutz gegen nachmittägige Besonnung des tief gelegenen Talgrundes.

Das Mündungsgebiet des Schönthales befindet sich etwa 1 bis 1½ km östlich des langgestreckten Kartitschsattels (1523 m OA, 1533 m ältere, 1523 neuere SpK), der jetzigen Wasserscheide zwischen dem Tiroler und Kärnt-

ner Gailtal. Er bildete die Eisscheide beim Rückzuge der Fernvereisung sowie während der letzten Eigenvergletscherung des Karnischen Hauptkammes. Die Spuren des von hier nach O gerichteten Eisabflusses sind im Lessachtale überall deutlich zu sehen.

Der Scheitel des Sattels liegt am Nordfuße der erwähnten Hochmulde Spitz-
eck—Seeland. Auf etwa 1620 m geht der höher oben von Rasten unterbrochene
Berghang in breitere, rückfällige Verebnungen über, die nasse Wiesenflecken
enthalten. Nach W steht dieses Gelände im engsten Zusammenhange mit der
Moränenlandschaft am Ausgange des Erschbaumer Tales. Nach N, zum Kar-
titschsattel, gliedert es sich in mehrere parallele, schmale Waldrücken, die steil
zur ebenen Sumpfwiese der Wasserscheide abdachen. Die Straßenanschnitte an
deren Nordseite zeigen nur rezenten Schutt und anstehenden Biotitgneis sowie
Glimmerschiefer: Moränen oder Gletscherschliffe sind nicht sichtbar. Auch
Frech (2, 358) stellte fest: „Auf der Höhe des Passes selbst und auf der Strecke
bis Obertilliach scheinen die Moränen durch jüngeren Gehängeschutt verdeckt
zu sein, der hier in großer Menge angehäuft liegt.“

Hinsichtlich seiner Entstehung ist der Kartitschsattel nach Lehmann
(87—88) „erst in jüngster Zeit durch einen Wasserriß an der Grenze zwischen
weichen Schiefen und Granatglimmerschiefen zerschnitten (worden). Dies kann
damit zusammenhängen, daß während einer Phase der Eiszeit vermutlich Wasser
aus dem Drautal in das Gailtal überfloß. Dafür spricht die große Moränen-
füllung des Kartitschtales bis gegen die Wasserscheide hin . . . Die Drau (hat)
ihren Lauf nach rückwärts verlängert, dafür spricht die Enge unterhalb Abfal-
tersbach. Sie hat . . . die Wasserscheide gegen die früher östlich Sillian
entspringende Rienz nach W gerückt und sich dessen frühere Zuflüsse, wie Vill-
gratner-, Sexten- und Kartitschbach, tributär gemacht. Dessen Richtung spricht
an sich mehr für eine nach W fließende Hauptader. Soll diese Hypothese rich-
tig sein, so müssen wir Gründe finden, welche ein altes Talsystem von Sillian
westwärts zur heutigen Wasserscheide bei Toblach wahrscheinlich machen. An
der Stufenmündung des Kartitschbaches ist nun der feste Fels in etwa 1250 m
Höhe angeschnitten, 200 m über der Talsohle der Drau; die aufgeschüttete heu-
tige Wasserscheide bei Toblach ist 1226 m hoch. Das ergibt zwanglos ein Ge-
fälle nach W. Jenseits der Wasserscheide ins Gailtal sahen wir zwischen dem
Schön- und Leitner Tal den schmalen und niedrigen Rücken ganz zugerundet“.

Auch Sölch (1, 233—236, 248, 263) erkannte den engen Zusammenhang zwi-
schen der Wasserscheide am Toblacher Feld, dem Laufe der Drau und der
Entwicklung des Kartitschsattels: Die alte Wasserscheide lag zwischen Sillian
und Lienz, der heutige Draulauf ist wahrscheinlich erst ein Erzeugnis der Ver-
gletscherung. Das Toblacher Feld ist das Muster eines Längsdurchganges,
ein Schuttkegelpaß und offenbar postglazialer Entstehung. In seiner ersten An-
lage ist es gleich alt mit den Moränen an der Einmündung des Rienztales in
das Pustertal, die einem Rückzugsstadium der Vergletscherung angehören. Die
heutige Wasserscheide aber, vom Schuttkegel des Silvesterbaches aufgeschüttet,
ist eine der Vergletscherung nachfolgende Erscheinung, eine postsequente oder
Nachfolgform, erst nach dem Schwinden der Vereisung entstanden, nur mittel-
bar durch sie bewirkt. Ihre Lage ist durch das Zusammentreffen der mächtigen
Schuttkegel von S und N gegeben. Der Kartitschsattel ist gleichfalls ein
ausgesprochener Längspaß, „allein — so fährt Sölch fort — die Verhältnisse sind
hier anderer Art: daß auch über ihn eine Eisbewegung von N (richtiger von NW)
her, vom heutigen Drautale aus stattgefunden hat und speziell der aus dem Vill-
gratner Tale kommende Gletscher in starker Mächtigkeit über ihn ins Gailtal
hinüberfloß, erweisen Findlinge kristallinischer Schiefer aus der Umgebung von
Villgraten, aber auch Tonalite von nicht bestimmter Herkunft, die man im
oberen Gailtal gefunden hat (Prohaska und Brückner). Da jedoch die Eismächti-
gkeit und -erosionskraft im Pustertal bedeutender war, erfuhr es eine stärkere
Übertiefung als die einmündenden Seitentäler. So erklären sich die Stufen-
mündungen des Sextenbaches und des Kartitscher Tales: dieses mündet mit
einer prächtigen, etwa 250 m hohen Stufe in das Drautal unterhalb Sillian

(1097 m, Hollbruck und St. Oswald, beide auf dem Stufentritt, jenes 1356 m, dieses 1358 m). Ein Teil dieser Höhe ist allerdings der Verbauung zuzuschreiben, doch trifft man in ungefähr 1220 m schon auf die feste Talsohle (die Kartitscher Gail hat übrigens die Stufenmündung ihres Tales bereits bis zur Sohle durchgeschnitten). Die Verbauung selbst fällt in die Zeit des Rückzuges der großen Vergletscherung. Damals flossen die Gewässer der Kartitscher Gegend sogar zeitweilig nach E über; die Paßhöhe von Kartitsch (1518 m) wird von einer jungen, schmalen Erosionsfurche gebildet, offenbar einem Wasserriß, welcher der Grenze zwischen weichen Schiefen und Granatglimmerschiefer folgt. Wurde der Stauüberfluß bei dem völligen Schwinden der Vergletscherung auch wieder außer Funktion gesetzt, so verleiht seine Rinne doch heute unserem Transfluenzlängspaß seine eigentümliche Erscheinung. Natürlich sind solche fluviatile Überflußformen immer an den Rand der Vereisung geknüpft . . .“. Der Kartitschsattel erweist sonach besonders gut den Wechsel glazialer und fluviatiler Entwicklungsstadien.

Krebs sagt hierüber (398): Die eisgerundete Schwelle von Kartitsch liegt in 1600—1700 m Höhe (tiefste Rinne 1533 m) und dürfte früher die Wasserscheide gegen die Rienz gebildet haben.

Nach Klebelsberg (4, 94; 5, 83) lag die Wasserscheide Rienz—Drau noch zur Eiszeit in der Gegend Vierschach. Es wäre das sonach eine spätere Phase der Talentwicklung als jene, für die Lehmann und Sölch die Wasserscheide östlich Sillian annehmen. Nach Prohaska (1, 260), Geyer (5, 108), Penck-Brückner (3, 1069) und Klebelsberg (7, 89) fand ein Überfließen des Kartitschsattels durch einen Arm des Pustertaler Gletschers statt, Lex (23) berief sich auf Penck. Durch meine Beobachtungen (Srbik, 1) wurde diese Annahme bestätigt. Schwinner (4, 37) stellte dies jedoch mangels Pustertaler Gesteinen unter den Erratica im Kärntner Gailtal in Abrede. Nach der erwiesenen Eishöhe des Gailgletschers, dem Fehlen einer hindernden Barre und der Unmöglichkeit einer petrographischen Unterscheidung benachbarter Pustertaler und Gailtaler Gesteine muß jedoch Schwinner Zweifel abgelehnt werden.

An der Ostabdachung des Kartitschsattels endete der Schöntalgletscher. Seine Zunge hinterließ am Talausgang eine ausgedehnte Moränenlandschaft, die jene der Hocheiszeit überformte. Ihr linker Abschnitt geht nach W ohne Unterbrechung in das vorhin geschilderte Hügelgelände südlich des Kartitschsattels über. Nach O setzt sie sich in dem Winkel zwischen Kärntner Gail und der Mündung des Schöntalbaches in zwei hintereinander liegenden Hügelreihen fort. Sie sind durch nasse Tiefenlinien getrennt und steigen von 1600 m auf 1450 m nach O ab; ihre Oberfläche ist grubig-höckerig, oft rückfällig und von zahlreichen Einzelformen durchzogen. Auf dem Wald- und Wiesenboden ist nirgends Anstehendes sichtbar, nur Schutt aus dem Talinnern, an geschützten Stellen zu Nestern angesammelt. In 1600 m Höhe fand ich hier einen geschliffenen Amphibolitfindling von etwa 30 cm Länge und 20 cm Querdurchmesser, auch ein Anzeichen für das einstige Überfließen eines Armes des Pustertaler Gletschers über den Kartitschsattel. Erst bei der Brücke 1445 tritt anstehender Phyllit zutage, den auch die Geol. SpK verzeichnet. Die beiden im einzelnen noch mannigfach gegliederten Hügelzüge im Westteile des Mündungsgebietes sind Endmoränen aus zwei Stillstandsphasen eines Schöntalgletschers. Sie zwangen den Bach zum Abbiegen nach O. Taleinwärts setzt sich der Moränenschutt als Hangverkleidung ohne besondere Formen fort. Die gesamten Erscheinungen sind das getreue Gegenstück zu jenen westlich vom Kartitschsattel am Osthange des Erschaumer Tales südöstlich von Garber.

Rechts (östlich) des Schöntalbaches breitet sich ein ganz ähnliches, aber etwas niedrigeres, Moränengelände aus wie westlich des Baches. Es beginnt nächst Brücke 1615 mit einer schmalen, in der Talrichtung langgsstreckten Schuttverebnung und verbreitert sich nach N und NO zu einer kuppig-höckerigen Landschaft, deren Senken nasse Wiesen einnehmen. Im tieferen Nordteile geht sie in die Verflachung 1473 über, die von Feldern bedeckt ist. Ostwärts erstrecken sich ihre blocktragenden Ausläufer bis zur Sägemühle südöstlich

Leiten. Ihr höherer Südtail verläuft mit nassen Wiesen über P. 1519 und verschmilzt dort mit den gleichartigen Formen am Ausgange des benachbarten Leitner Tales. Der Schöntalbach zerschneidet die beiderseitigen Endmoränenbögen zu den heute getrennten Bogenstücken.

Von Brücke 1615 taleinwärts folgt eine etwa 1 km lange, nur rund 60 m ansteigende, gerölldurchsetzte Hutweide (P. 1679); auf ihr tritt der Bach unter Bergsturstrümmern zutage. Sie stammen vom Osthange des Hochecks (2477 m), wo die hellen Abbruchsnischen sichtbar sind. Die Blockstreuung am Talboden reicht bis 1660 m. Talaufwärts erlangen die Blöcke sogar die Größe von Heuhütten; der Schutt bringt den Bach zum Versickern. Die tiefsten Lawinenreste liegen in 1720 m Höhe. Bei P. 1808 (SpK 1809) dämmte der Bergsturz einen kleinen See ab, eigentlich nur die Wasserfüllung einer Talverbreiterung, auch von Frech (2, 390) erwähnt.

Nach einer kurzen Steiltalstrecke mit Wasserfällen breitet sich talaufwärts eine Verebnung aus (P. 1978). Sie ist durch Bachrinnale zerfurcht und im N durch das nahe Herantreten langgestreckter, sich in drei Absätzen vom Osthange zum Bach senkender Wülste abgeschlossen. Über die rasenbekleideten Terrassen der Schöntalwiesen (Mähd) führt der Fußsteig zum Stuckensee hinüber. Sie haben die Form zerflossener Moränenwälle und kommen in der GrK gut zum Ausdruck. In ihr und der OA ist auch der im Haupttale zunächst noch aufwärts führende Weg richtig nur als Fußsteig gezeichnet, während die SpK ihn als durchlaufenden Saumweg darstellt, was er in der steilen, südlich anschließenden Talrinne nicht ist; streckenweise wird der verfallende Kriegsweg sogar für Tragtiere kaum gangbar. Nach der GrK und der OA endet der Fußsteig auch richtig schon vor Erreichung der Steilstufe.

Sie erhebt sich über der Verebnung 1978 und bildet den von Frech (2, 369, Fußnote 1) hervorgehobenen karartigen Talschluß. Am Oberrand liegen Rundbuckel (2100 m) aus obersilurischen Gesteinen. Der Bach überwindet sie mit Wasserfällen. Die Rinne ist in Bachnähe begrünt, unter der Rasendecke kommt Schutt zum Vorschein. Das Seitengehänge bilden felsdurchsetzte Hutweide und Blockhalden. Der Bach sammelt sich in einer flachen Wiesenmulde, die allseits von erhöhten Rändern, im N von den erwähnten Rundhöckern, eingeschlossen ist. Damit ist das weite Ursprungsgebiet erreicht.

Es hängt über den niedrigen Sattel (2250 m bis 2240 m) zwischen Tscharknollen und Resler Knollen, über den die österreichische Stellung verlief, mit dem ausgedehnten Ursprungsbecken des Leitner Tales zusammen. Den zum Schöntal entwässernden Teil des ehemaligen Firngbietes bedeckt zwischen Resler Knollen, Sattel und Liköflwand flachwellige, steindurchsetzte Hutweide, die sich, von einzelnen schwachen Rinnsalen durchzogen, absatzweise, manchmal auch mit rückfälligen Kuppen, zur Tiefenlinie des vereinigten Schöntalbaches senkt. Unter der dünnen Humusdecke ist Schutt sichtbar, in dem auch die Stellungen ausgehoben wurden. Nördlich des Resler Knollens erreichen die Verflachungen größere Ausdehnung, nahe der Bachlinie sind sie versumpft. Weitere Beobachtungen enthält der nächste Abschnitt. Die Geol. SpK stellt den südlich des Sees (1809 m) gelegenen Teil des Schöntales durchaus als anstehendes Gestein dar und scheidet hier keinerlei quartäre oder rezente Ablagerungen aus wie in dem Talstücke nördlich des Sees.

8. Leitner Tal.

Sein hochgeschlossener, ausgedehnter Hintergrund (Königswand 2686 m bis Wildkarleck 2532 m), dessen tiefste Schartung noch 2350 m hoch liegt, gewährleistet sehr gute Firnhaltung. Die Anzeichen des sich hieraus entwickelten Talgletschers reichen daher bis zum Talausegange.

Links (westlich) bildet die Moränenlandschaft mit der rechtsseitigen aus dem Schöntal eine untrennbare Einheit. Die allmählich gegen O sich senkenden Hügelzüge verflachen sich zu nassen Wiesen, die steil zum Leitner Bach

abdachen. Die Anschnitte zeigen keine Schichtung, stellenweise aber wieder Waschung und sind daher als umgelagerte Moräne anzusprechen. Den Raum zwischen dem südlich der Sägemühle (hier große Schieferblöcke) endenden nördlichen, über P. 1473 streichenden Hügelize und dem südlichen, höheren, auf dem die nasse Wiese bei P. 1519 liegt, nimmt eine nach O sich verbreiternde Sumpfsenke ein. Taleinwärts geht die linksseitige Wiesenverflachung in einen sanft geböschten, allmählich schmaler werdenden Schuttfuß über, der mit dem Berghang einen deutlichen Gehängeknick einschließt. Wie am Ausgange des Schöntales ist auch hier die linksseitige Moränenlandschaft wegen der Schattenseite besser entwickelt als die rechte, was auch Geyer (5, 108) auffiel.

Diese östliche (rechte) hebt sich bei der Brücke 1483 vom Gehänge ab. Ein mehrere Raummeter großer Schieferblock daselbst weist auf Gletschertransport hin. Nach N verbreitert sich die vorerst nur schmale Schuttwölbung zu nassen Wiesen mit grubig-höckeriger Oberfläche und nimmt dann die Form eines langen, schmalen Moränenwalles entlang des rechten Bachufers an, vom Hange durch eine bewaldete Senke getrennt. Der Wall endet mit der isolierten Kuppe 1438, deren Ausläufer bis nahe zur Gail reichen. Sie wird hier durch den großen Schuttkegel des Gostenwaldes und den von Obertilliach an das Südgehänge gedrängt. Diese rezenten Aufschüttungsformen erlangten für Siedlung, Kultur und Grenzverlauf große Bedeutung (Patéra, 119 ff).

In dem bergwärts folgenden Abschnitte des trogförmigen Leitner Tales sind die Bergfüße und die breite, von einem fahrbaren Kriegswege durchzogene Talsohle mit rezentem Schutt bedeckt, wie es auch die Geol. SpK darstellt. Die Steigung beträgt auf mehr als 2 km nur etwa 240 m (1500 bis 1740 m). Den schmalen, sanft ansteigenden Stauplan schließt eine 140 m hohe Talstufe ab (1740 bis 1880 m), über die der im ganzen Tale sichtbare Wasserfall herabstürzt. Im Kriege wurde sie von einer Drahtseilbahn überwunden; die Reste der Bauten sind noch erkennbar. Der hier zum Fußsteig gewordene Fahrweg umgeht die durch das Querstreichen paläozoischer Schiefer verursachte Talstufe westlich, nicht laut SpK östlich, der von SO herantretenden Felsbarre. Auch hat der Leitner Bach sich nicht, wie die Karten angeben, nur ein Rinnsal, sondern deren zwei in die Felsstufe eingangt; zwischen ihnen stürzt der Wasserfall zutal, der in sämtlichen Karten fehlt, obwohl er das Wahrzeichen des Tales ist. Die vom Osthang abzweigende Felsschwelle P. 1898 trägt oberseits Rundbuckelformen. Der in der GrK verzeichnete See südlich von ihr besteht nicht, er war nur vorübergehend durch Stauwirkung der Bergsturzböcke vorhanden. Der Abfluß erfolgt jetzt im normalen Bachbett, das in die kleine, von Rundhöckern umsäumte Talweitung eingesenkt ist. In ihr lag noch im Hochsommer 1930 eine mächtige, vom Osthange stammende Lawine, die der Bach in einem Tunnel unterfuhr.

Schlauchartig leitet das Tal weiter zum Stuckensee (1926 m). Seine Daten betragen nach Marinelli (1): Seehöhe 1912 m, Umfang 0·67 km, größte Länge 0·30 km, Oberfläche 0·03 qkm. Frech (2, 371—372) berichtet über ihn: „In ähnlicher Weise (wie der Wolayer See durch Glazialerosion und Verstopfen der unterirdischen Abflüsse durch Gletscherschlamm) ist offenbar der kleine Stuckensee gebildet worden, welcher in gleicher Höhenlage im obersten Abschnitte des Leitner Tales inmitten einer wohlausgeprägten Rundhöckerlandschaft liegt. Auch hier ist der Einfluß der Gesteinsbeschaffenheit auf die Seenbildung unverkennbar. Ein Riegel festerer quarzitischer Gesteine (d. s. die paläozoischen Schiefer der Geol. SpK) durchzieht unterhalb des Sees das Tal und die zusammenströmenden Gletscher haben oberhalb dieser Schwelle in dem weicheren Tonschiefer das flache Becken, ein weites Kar, ausgeschaufelt. Weiter aufwärts liegt inmitten der Rundhöcker noch ein zweiter, auf der Karte nicht eingezeichneter Tümpel“ (d. i. der Hintere Stuckensee, in GrK vorhanden). Das trübe Wasser des Stuckensees stimmt mit der Annahme Frechs von der tonigen Beschaffenheit des Schlammes überein. Im S besaß der See früher größere Ausdehnung; der Verlandungsvorgang ist deutlich zu verfolgen. An die offene Seefläche schließt südlich Sumpfgelände an, das weiter in bereits vollkommen verlandeten Seeboden übergeht. Die GrK bringt die ehemalige Aus-

dehnung des Sees durch entsprechende Führung der Schichtenlinien klar zum Ausdruck.

Die Haupttiefenlinie zieht sich sanft ansteigend zum Hinteren Stuckensee (2041 m) empor. Der Bach erscheint erst bei P. 2026. Von hier bis zum Hinteren Stuckensee, den Tümpel Frechs, der durch einen Querwall abgedämmt ist, versickert er im Schutt. Der See erhält seinen Zufluß zum Teil aus Schmelzwässern der Lawine, die in der vom P. 2350 des Grenzkammes nach NO eingesenkten Rinne liegt, namentlich aber aus dem im unteren Teile scharf eingerissenen Bachrinnsal der nun zu besprechenden Hochfläche Filmoor.

Die Wasserscheide zwischen dem Schöntal und dem Leitner Tal verläuft, wie gesagt, über den zwischen Tscharknollen und Resler Knollen liegenden Sattel (2240 m bis 2250 m). Der ganze von den Höhen Liköflwand, Tscharknollen, Grenzkamm, Heretkofl eingeschlossene, ausgedehnte Hohlraum bildete jedoch ein einheitliches Firngebiet, aus dem die Firnströme je nach ihrer Lage sich einem der beiden Täler zuwandten.

Vom Tscharknollen (2482 m) ostwärts dehnen sich zwischen den linksseitigen Zuflüssen des oberen Leitner Baches bis auf 2200 m herab oberseits geglättete Rundhöcker mit zahlreichen Felsschliffen aus. Sie rühren teils vom ehemaligen Gletscher, teils von Lawinen her, die auch zur Kriegszeit hier wiederholt Opfer forderten. An geschützten Stellen ist Schutt angehäuft, in den felsigen Senken der bezeichnenderweise Filmoor genannten Hochmulde lagert Rohhumus und Torf. Entlang der Bachlinie sind sumpfige Stellen häufig. Die Mulde verengt sich westwärts zur Forcella del Cavallino. Östlich dieser ausgedehnten Rundbuckellandschaft, etwa von 2200 m abwärts, breiten sich die Stuckenwiesen und die Grasflächen am Südhang des Resler Knollens aus. Es ist flachwelliges Hutweidegelände (stellenweise Mahd), regellos von talwärts gerichteten Hügelzügen und isolierten, rückfälligen Kuppen durchzogen, an geschützten Stellen mit Schnee bedeckt (Sommer 1930). Die Anschnitte der tief eingerissenen Bäche lassen die Schuttauflagerung auf dem felsigen Untergrunde erkennen. Der ganze Raum stellt die typische Moränenlandschaft eines Talschlusses dar. Entlang des linken (westlichen) Ufers des Hinteren Stuckensees (2041 m) erstreckt sich ein breitfirstiger, begrünter Moränenrücken. Der mauerartige Grenzkamm bot in der Strecke von der Filmoorhöhe zum Wildkarleck besonders guten Schutz vor Besonnung. Vom P. 2356 löste sich ein Bergsturz, dessen frische Abrißstelle sichtbar ist. Schneerinnen und Schutthalden bringen Gliederung in die Südumrahmung. Von dem 2300 m bis 2400 m hohen obersten, tiefbeschatteten Kar im NW des Wildkarlecks zieht sich eine glattgefegte, in den Winkeln mit Schnee und Schutt erfüllte Rinne in die Richtung zum Hinteren Stuckensee herab. Sie endet südlich von ihm mit Rundhöckern und Steilabsätzen, deren steinige Oberfläche begrünt ist. Über sie führt der Steig zum Grenzkamm hinauf. Den Fuß des Steilabfalles umsäumen Längswälle aus Blockwerk. Dieses versteckte, hochgelegene Stufenkar war und ist ein langwährender Sammelraum für Firn und Lawinenschnee. Etwas weiter talabwärts zieht sich auch am rechten (östlichen) Seeufer entlang ein niedriger, gefirsteter Moränenwall. Er wendet dem See die Steilböschung zu, seine Außenseite ist mit Bergsturzböcken beladen und aus der Form gebracht. Die hell gefärbte Abrißstelle liegt in den Felsen der Nordwestumrahmung des Roßkars. Die Felsblöcke brandeten über die im Sommer 1930 schneebedeckte Senke zwischen dem Moränenwall und dem Schutthang, gelangten teils auf ersterem zur Ruhe, teils erreichten sie sogar den Moränenwall jenseits des Sees am unteren Ende der Stuckenwiesen. Er ist wegen seiner schattseitigen Lage und seines größeren Nährgebietes höher als jener rechts (östlich) des Sees.

Talabwärts verliert der rechte Moränenwall bald gänzlich seine Form, wird zum unruhigen, mit Alpenrosensträuchern bestandenen Gelände und verschmilzt mit dem Fuße des östlichen Schutthanges, der in den Senken zwischen den Bergsturzböcken Schneeflecken trägt. Das Nordende des Sees ist durch einen Schuttwall abgedämmt, in dem der Bach versickert. Erst bei P. 2026 kommt er, wie erwähnt, wieder zum Vorschein. Dieser Schuttvorbau ist der Rest

eines Stirnmoränenbogens, der mit dem linken, höheren Wall einst in Verbindung stand. Der Hintere Stuckensee war somit ein letztes, kleines Zungenbecken.

Die Geol. SpK und die CG Amp. verzeichnen beide das Moränengelände in der Umgebung des Stuckensees und auf der Forc. d. Cavallino.

9. Obertilliacher (Dorfer-) Tal.

Der ausgedehnte Schuttkegel von Obertilliach endet an der Gail mit einem rückfälligen, breiten Wulst, der erosiv unterschritten ist. Er sinkt von seiner höchsten Erhebung beim Kreuz gegenüber der Mündung des Dorferbaches nach W und O ab, erhebt sich aber östlich der Brücke 1342 sogleich wieder zu einem Hügel und springt mit einer steil abbrechenden Platte weit nach S vor. Der Glimmerschiefer des Schuttkegels liegt durch Anschwemmung auch südlich der Gail und vermischt sich beiderseits der Mündung des Obertilliacher Tales mit dem dort anstehenden Phyllit sowie dem Moränenschutt aus dem Talinnern; auch die Geol. SpK verzeichnet hier Moräne. Beschaffenheit und Gliederung des Talhintergrundes machen es verständlich, daß die Spuren der einstigen Vergletscherung bis in das Haupttal hinausreichen. Einen Teil von ihnen dürfte der postglaziale Schuttkegel überdeckt haben.

Westlich der Mündung des Dorferbaches breitet sich hügeliges Hutweidegelände mit lichtigem Waldbestand auf Moränenschutt aus. Der anstehende Phyllit verschwindet unter ihm und bald auch unter dem jungen Schutt aus dem Talinnern. Östlich des Bachbettes sind die Ablagerungen, wie der Steilabbruch zeigt, deutlich ungeschichtet, erhärtet und durch Regenwasser tief gefurcht. Die angehäufte Schuttmasse ist durch eine nasse Mulde gegliedert und steigt den Berghang bis etwa 1400 m hinauf. Hier setzt sie rückfällig mit einer seichten, von nassen Wiesen und Hügeln durchzogenen Senke gegen den bewaldeten Hang ab. Taleinwärts verschmälert sich die Schuttzzone durch Herantreten des anstehenden Gesteins bei den Hütten südlich P. 1362 (SpK).

Der nun folgende Talabschnitt enthält, wie auch die Geol. SpK angibt, vornehmlich rezente Schutt aus dem Talhintergrund und von seitlichen Schuttströmen. Große Blöcke weisen auf Gletschertransport hin. Östlich des Steges (1500 m) trägt ein in der Talrichtung gestreckter, breiftirstiger, kuppiger Schuttrücken Reste von Kriegsbauten. Nach einer Talweitung mit geringem Gefälle drängt der Geröllstreifen aus dem Kar Im Kessel den Bach an die westliche Talseite. Von hier an gliedert sich der Talschluß innerhalb des umgrenzenden Bergwalles Kesselhöhe (2375 m) im O, Grenzkamm im S und Nebenrücken Wildkarleck-Heretkofl im W in einzelne gut unterscheidbare Abschnitte:

a) Das Kar Im Kessel (SpK Tilliacher Alpe), umrahmt von der Kesselhöhe, dem Stollen (Col del Rocco, 2370 m), dem Grenzkamm, und dem westlich des Bärenbadecks (2430 m) über die P. 2207—2065 nach NNW abzweigenden Seitengrat. Das geräumige Kar ist namentlich im S hoch geschlossen und in nur schmale Schlauche geöffnet. Die tiefste Einsattlung ist die Kesselscharte (2293 m) im SO. Der bergwärts sich trichterförmig verengende, flache, rezente Schuttkegel, steinige, von Gebüsch durchsetzte Hutweide, am unteren Ausgange des Kars geht nach aufwärts in gut begrüneten, welligen Silurschiefer über, in den sich der Bach nächst P. 1658 tief eingerissen hat. In etwa 1800 m Höhe endigen die Moränenformen, die den Kessel vom Fuße der Felswände an erfüllen, mit langgestreckten Rücken (\bar{q} der Geol. SpK*). Sie sind durch trockene Wasserrisse getrennt, in denen ihr Aufbau aus Kleinschutt ersichtlich ist. Weiter oben treten bald an Stelle der Rückenformen breite, rückfällige Hügel und Kuppen in mehreren, absatzweise übereinander sich aufbauenden Reihen. Zwischen den mit Hutweide bestandenen Erhebungen, einem sehr guten Weideboden, liegen teils verlandete, teils wasserführende Tümpel, Ansammlungen von Kleinschutt und breite, nur sanft ansteigende Verflachungen (2000 und 2140 m). Die Längsgliede-

*) Die Geol. SpK Blatt Sillian und St. Stefano del Comelico unterscheidet, wie erwähnt, \bar{q} Diluvialschotter und \bar{q} Moränen.

rung erfolgt durch zwei randliche Wasserläufe und zahlreiche Lawineneintrisse. Der tiefe, schluchtartige Graben am Südwestfuß der Kesselhöhe war noch im August 1930 mit Schnee angefüllt. Die Moränenformen werden mit der Annäherung an den Schuttfuß des Felsgehanges (gegen 2300 m) wieder breiter, geschlossenere und kuchenartig.

b) Im Raume Bärenbad — Tilliacher Joch (2094 m GK, 2091 m SpK) fehlen eigentliche Moränenspuren. Der Rücken westlich der ehemaligen Seilbahn (Zickzackweg) trägt nur einige begrünte Rückfallskuppen aus Schutt, das flache Kar Bärenbad mehrere unregelmäßige Längswülste, Fußwälle alter Schneehalden, die sich bis unter 1800 m hinab erstrecken. Das Tilliacher Joch verrät durch seine zahlreichen grubig-höckerigen Einzelformen langandauernde Firnauflagerung.

Südwestlich der Einmündung des Kars im Kessel folgt zunächst eine etwa 1 km lange, verwilderte Strecke des Tilliacher Tales, dann, durch einen Riegel abgetrennt, ein ehemaliger See, jetzt Stauplan (1650 bis 1660 m). Rechts tritt anstehendes Silur bis an das Bachufer heran; es setzt sich auch links des Baches fort, ist jedoch hier zur Gänze mit Quartärablagerungen überdeckt (\bar{q} der Geol. SpK). Sie bauen aus Felsblöcken und Schutt den erwähnten Riegel auf. Er überhöht den Bach um mehrere Meter und fällt nach S steil zum Stauplan ab; nach N geht er entlang des westlichen Bachufers in breite, gerundete Formen, stellenweise in Verebnungen über. Kleinschutt liegt an geschützten Stellen; wo nicht die Felsblöcke zutage treten, ist Hutweide (H der GrK). Das Blockwerk stammt aus dem Talinnern und von wiederholten Bergstürzen, die vom Hang (nächst P. 2058) des Heretkofls auch noch in der Postglazialzeit niedergingen; denn die Blöcke liegen teils unter, teils über dem Moränensand.

Der ausgedehnte, gut begrünte Stauplan (etwa 1650 m), den der Bach in zahlreichen Windungen durchzieht, ist an der Vereinigung der ehemaligen Gletscher aus dem Porze- und dem Roßkar gelegen. Die beiden Firnräume werden durch die von der Roßkarspitz (2511 m) über P. 2430 nach NO ziehende Felsrippe getrennt. Es ergibt sich daraus eine Zweigliederung des Talhintergrundes.

c) Das Porzekar schließt westlich an den Felsbau (P. 2151) an, der es vom Tilliacher Joch (2094 m) trennt. Am Nordfuß dieses Grates liegt die Porzehütte (1900 m, in der Pichl-Karte v. J. 1926 um 1 cm zu weit westlich gezeichnet und mit 1813 m angegeben, berichtigt im Führer, S. 108). Den Südabschluß des Kars bildet die nahezu 400 m hohe Felswand der Porze (2599 m GK, 2603 m SpK). Die einzige Einsenkung im W ist die Porzescharte (2363 m). Im NW trennt die erwähnte Felsrippe vom Roßkar. Diese Verhältnisse machten das Porzekar zu einem besonders gut geschützten Firnbecken.

Zu dem Stauplan (\bar{q}) ziehen von der unteren Karstufe (2000 m) tiefe Einrisse herab, von jungem Schutt und Blockwerk (Silur und Devon) beiderseits begleitet, in der Geol. SpK als rezent, in der CG Amp. als Mischung von Moränen- und Hangschutt angegeben. Der Kriegsweg umgeht sie östlich in zahlreichen Windungen. Blockwerk und Schutt läßt auch am unteren, nach O fallenden Karboden für wellige Hutweide nur wenig Raum. Er steigt von 2010 bis gegen 2300 m zu der vom Roßkar trennenden Felsrippe (P. 2430) an. Das obere Kar, auch Porzekarl genannt, wird durch eine von SO nach NW ziehende Reihe von Felsstufen (Silur) abgetrennt. Der etwa 100 m hohe Nordabfall vollzieht sich deutlich in zwei Absätzen. Die Oberseite dieser Felsbuckel (P. 2273 der GrK) ist gerundet und grasbedeckt. Zum Porzekarl sinkt diese Schwelle rückfällig ab. Das Innere des oberen Kars ist durch eine Längsrippe aus anstehendem Silur geteilt. Nördlich von ihr liegt unter den steilen, feldurchsetzten Hängen der Roßkarspitz eine üppig grüne Mulde (Mahd), die mit rückfälligem Steilbord im O endet. Den Raum südlich der Rippe nimmt eine große Anzahl sehr gut begraster Rundhügel ein, die durch manchmal nasse Senken getrennt sind; in anderen Mulden findet sich neben herabgestürzten Devon- und Silurtrümmern feinerreiner, bisweilen gerundeter Kleinschutt. Die Hügel ordnen sich stellenweise zu Reihen, die dem Nordfuß der Porzewände entlanglaufen. Sie sind vom schuttumkleideten Felsfuß durch eine Schneesenke geschieden. Es ist das die durch

ihre Lage am Fuße der 400 m hohen Nordwand am besten vor Abschmelzung geschützte Linie, in der sich die Reste des ehemaligen Porzegletschers am längsten erhalten konnten. Die enge Porzescharte (2363 m, Silur) war verfirnt.

d) Roßkar—Heretriegl. Von W gelangte in den Raum des heutigen Stauplanes eine Gletscherzunge aus dem Roßkar, deren Einzugsbereich sich über den Heretriegl bis auf den Heretkofl erstreckte. Von hier bis zu den Felsen zwischen Porze- und Roßkar breitet sich nach Form und Bestand eine bewegte Moränenlandschaft aus, die aber in der Geol. SpK nicht ausgeschieden ist: rückfällige Kuppen, quer verlaufende Wülste und kuchenartige, breite Vorwölbungen. Sie verlieren gegen die Taltiefe immer mehr an Form. Auf etwa 1940 m erfolgt der Uebergang vom flacheren zum steileren Gehänge. Bachanschnitte und Trockenrisse sowie auf der Oberfläche liegender, stark zerriebener, oft gerundeter Schutt (Silur und Devonkalk) erweisen den Aufbau. Nächst P. 1841 zieht entlang des linken Bachufers ein schmalfirstiger Ufermoränenwall nach abwärts, hinter dem sich Bergsturzmaterial vom Abhange des Heretkofls ansammelte.

Den Ostfuß des Heretriegls (2078 m) nehmen nasse Senken und über-ronnene, glatte Felsplatten ein. Hier und südwestlich davon beginnt rückfällig die bisher geschilderte Moränenlandschaft. Der Heretriegl selbst ist ein überschliffener, teilweise mit Moränenschutt bedeckter Felsbuckel, den der Bach nach O mit einem Wasserfall durchbricht. Den Raum zwischen der im W gelegenen breiten Wasserscheide (P. 2170—2187) und dem Heretriegl bedeckt wieder flachwellige Hutweide, die sich, von bebuschten Felsrippen durchsetzt, steil gegen die Tiefe der Stuckenwiesen im Leitner Tale senkt.

Das ergiebigste Firnggebiet dieses zur Zeit seines Höchststandes sehr ausgedehnten Gletschers war das Roßkar. Frech (2, 369) bemerkte hierüber als Beispiel seitlich in das Gehänge eingeschnittener Kare: „Insbesondere ist das Roßkar ein typisches, wohlerhaltenes Kar in hartem, grünem, schwer verwitterndem Quarzitgestein. Der flache Boden ist vollkommen mit einem Gewirr von Moränenblöcken bedeckt und die Wände sind in fast ursprünglicher Steilheit erhalten.“

Die Umrahmung dieses ausgedehnten und vorzüglich geschützten Kars hat die Form eines nach NNO offenen Hufeisens. Die Felsgipfel reichen über 2400 m hinauf, im S sogar über 2500 m (Roßkarspitz 2511 m, Wildkarleck 2532 m). Steile Wandabstürze schränken die Besonnung der Kartiefe ein. Die über 2200 m hoch gelegene, schwach rückfällige, block- und schuttbedeckte Karschwelle (pa der Geol. SpK) senkt sich in reicher Gliederung nach außen. Sie wird von keinem Bach durchbrochen, erst beim Uebergang in flacheres Gelände tritt der Abfluß in nassen Senken zutage. Innen ist der Karschwelle ein flachwelliger, von seichten Gruben durchsetzter Boden vorgelagert. Das Gewirr des massenhaften Block- und Plattenschuttes nimmt mit der Annäherung gegen die Karschwelle auffallend zu; der Gletscher und Lawinenschnee haben es dorthin verfrachtet. Der gegen die Südumwallung allmählich ansteigende Karboden wird weiter einwärts in seinem Westteil abermals von einer Art Quersenke durchzogen. Zahlreiche kurze Blockwälle und schwach begraste Hügelzüge umsäumen den Fuß der Felswände. In dem am besten geschützten Südwinkel sind dauernd Schneeflecken. Der von ihnen genährte schwache Bachlauf versickert inmitten des Kars. Nach der ganzen Beschaffenheit des Roßkars ist die ansehnliche Reichweite und der lange Bestand des aus diesem Firnggebiet einst genährten Roßkargletschers verständlich.

10. Raller Tal.

Das vom Rabetzlbach durchflossene Raller Tal (nach Patéra, 155, Herleitung des Namens vom Orte Ralls nördlich der Talmündung, GrK und OA Rollertal, SpK Rolle- und Rollertal) hat eine sehr gut geschützte Lage. Seine Südumrahmung übersteigt im allgemeinen 2300 m, erreicht in der Reiterkarspitz sogar 2421 m (Geol. SpK 2424 m, OA Hocheck, 2423 m).

Die am Talaustrange (1273 m) auch in der Geol. SpK angegebenen Moränenablagerungen westlich des Baches nehmen auf etwa 1420 m Höhe

deutliche Formen an. Hier erhebt sich ein gut gefirsteter Längsmoränenwall. Er senkt sich rückfällig zur Kreuzhöhe 1359 und zu der ihr westlich benachbarten Kuppe, dann verflacht er bis zur Gail immer mehr. Gegen den Rabetzlbach fällt er steil ab. Im W begleitet ihn eine nasse Senke, die im weiteren Verlaufe von einer kleinen Wasserader eingenommen wird. Westlich dieser Tiefenlinie ist der bewaldete Berghang schuttüberkleidet, ohne glaziale Formen zu zeigen. Zerriebenes, teilweise gerundetes Kleinmaterial aus dem Talinnern ist an zahlreichen Stellen zu finden; sonst bildet Hutweide die Bodenbedeckung.

Östlich des Talausganges ist an den anstehenden, steilen Fels Moränenschutt angeklebt, in den Anrissen sind eingebackene Blöcke sichtbar.

Taleinwärts begleitet den Bach am Westufer zunächst eine sich verschmälernde Terrasse mit stellenweise nassen Wiesen. Gerundeter Kleinschutt ist häufig; er erweist sich in den Bacheinschnitten als nicht geschichtet (1450 m). Verebnungen wechseln mit waldigen Steilstufen. Diese Talstrecke enthält rezenten Schutt mit umgelagertem Moränenmaterial vermischt (r der Geol. SpK). Erst in der Gegend des Flatscher Kreuzes (etwa 1550 m) ist wieder eine größere Ansammlung von Moränenmaterial, die auch die Geol. SpK ausscheidet. In der von rezentem Schutt und Hutweide erfüllten Verebnung P. 1613 und in dem südlich anschließenden flachen Schuttkegel (1620 bis 1700 m) versickert stellenweise der Bach. Dann nehmen die Anzeichen glazialer Wirkungen abermals zu. In der bis nahe an 2000 m reichenden Steilstrecke sind felsige Rundbuckel häufig. Ihre steile Nordseite ist mit Erlengebüsch bestanden, ihre flachere Südseite schuttbedeckt. Sie befinden sich fast sämtlich auf der schattigen westlichen Talflanke. Ihr folgt heute das stärkere Bachrinnsal wie einst der Gletscher. Beiderseits des Baches liegen auf der Felsunterlage stellenweise Längsmoränen. Der höchste Rundbuckel ist der allseits von Senken umgebene Felsklotz 1982 (GrK, 1986 OA). Er wird von fast lotrechten, tief einschneidenden Spalten durchzogen, begrenzt das Obernkar im N und zwang den schwindenden Gletscherstrom zur Teilung. Laut Geol. SpK steht hier Untersilur an.

Der flachsohlige Karboden (2000 m) enthält wellige, teilweise schneebedeckte Hutweide, ausgetrocknete Tümpel und große Bergsturzböcke. Die Umrahmung des Obernkars gewährt außerordentlich gute Beschattung, namentlich im Südostwinkel ist in die Steilhänge der Reiterkarspitz eine tiefe Schattenmulde eingekerbt. Die teilweise begrünten Hänge der Karumrahmung sind von Lawingassen zerfurcht. Schneeflecken nähren den westlichen Bachlauf, der schon im Obernkar beginnt, nicht erst auf 1820 m, wie die GrK angibt. Auch nördlich, nicht nur südlich, wird die Höhe 1982 von einem Fußsteig umgangen. Hier lag das Hauptfirngebiet; kleinere waren unter dem Huilahner K. (2230 m OA, Sattel südlich davon 2167 m GrK, südlich P. 2197 OA) im O und unter dem Rücken Kesselhöhe (2375 m) — Spitzköfele (2314 m) im W, wo besonders guter Schutz gegen die Nachmittagssonne herrscht.

11. Winkler (Erler) Tal.

Die Moränen aus dem Talinnern enden, wie auch die Geol. SpK angibt, am Talausgange bei Erler-Soldhäuseln (1250 m). Westlich des Baches löst sich etwa auf 1360 m ein Moränenrücken vom Hange los, auf dessen First der Weg von Erler über das Kreuz 1267 taleinwärts führt. Der Rücken ist vom Westhange durch eine nasse Senke getrennt, bricht steil zum Bach ab und endet westlich Erler. Zerriebener, gerundeter Moränenschutt findet sich reichlich auf den Wegen und auf der welligen Blöße der Äußeren Schwender (1472 m).

Östlich der mit rezentem Schutt erfüllten Talmündung erhebt sich die eiförmige Kuppe 1306. Sie ist vom Hange durch eine nasse Bucht geschieden, die nach N in einen südlich der Soldhäuseln endenden Einriß übergeht. Die Oberfläche der Kuppe besteht aus Moränenschutt und ist mit Hochwald bewachsen; anstehendes Gestein ist nicht sichtbar. An geschützten Stellen des östlich anschließenden Berghanges liegen Nester von Moränenschutt. Die Schwenderwiesen (P. 1532—1448) haben wellige, sanfte Formen (\bar{q}) nasse Senken, bisweilen tra-

gen sie Blöcke des südlich anstehenden paläozoischen Schiefers und des Untersilurs. Die Glazialablagerungen auf den Schwendern beiderseits des Tales gehören der Hocheiszeit an.

Nach einer Strecke im anstehenden Gestein folgt taleinwärts ein unruhig welliges Gelände mit Hutweide, Waldbestand und Erlengebüsch, von seitlichen, begrüntem Schuttkegel begleitet (etwa 1360 bis 1450 m). Der lange, schmale und flache Schuttkegel aus dem Weittal (Fußpunkt 1540 m) ist durch Lawinen- und Wildwasserfurchen zerschnitten. Die Ablagerungen dieses Talabschnittes sind nach der Geol. SpK rezent. Schichtung wurde nicht bemerkt; nach Lage und Beschaffenheit ist auch umgelagerter Moränenschutt mitbeteiligt.

Im Bereiche des Schuttkegels beginnt die Gliederung des Tal schlusses. Zwischen den beiden Eckpfeilern Hochspitz (2581 m GrK und SpK, 2580 m OA) im O und Reiterkarspitz (2421 m GrK, 2423 m OA, 2424 m SpK) im W schiebt sich im Zuge des Grenzkammes der Gamskofl (2420 m GrK, 2430 m OA, 2406 m Geol. SpK) ein. Er trennt dadurch das Weitkar vom oberen Winkler Tal.

Das Weitkar wird durch die Felsrippen P. 2296 — 2120 — 2040 geteilt. Im O liegt unter den Wänden der Hochspitz der geräumigere Teil. Der Kriegsweg leitet über den Schuttkegel (Lawinenreste bei 1710 m) hinan. Auf etwa 1850 m queren mehrere dem Hange parallele Felsrippen, die durch Senken von ihm getrennt sind. Ihren Hutweideboden bedecken häufig Bergsturzböcke. Auf etwa 2000 m beginnt eine breite, ebenso beschaffene Verflachung. Sie bricht mit deutlichem Steilrande, stellenweise mit einem Wulst, gegen die erlenbewachsene Tiefe ab. Zwischen Hutweide, Blockwerk, Tümpeln und Schneeflecken erhebt sich beim H (Hutweide) der GrK ein Rundhügel (2060 m) mit Hausruine, der, soweit zu sehen, nur aus Schutt besteht. Beiderseits des Hügels senken sich die in der GrK ersichtlichen steilen Verschneidungen talwärts. Auch der Hang von Höhe 2296 ist von hangparallelen Querwülsten durchzogen. Ihre bergseitigen Senken sind mit Schnee gefüllt; P. 2178 ist das Ostende eines solchen Wulstes. Auf seiner Nordseite tritt Fels zutage, seine gerundete Oberfläche ist schuttüberkleidet. Die Querwülste sind mehr oder weniger zusammenhängende Rundbuckel glazialen Ursprunges. Der in der GrK nur schematisch dargestellte Kriegsweg überquert die Verflachung nächst H (Hutweide der GrK) und ersteigt in vier Windungen den geräumigen Firnbehälter unter der Forcella Val Carnia (Hochspitzjoch, 2314 m).

Der schluchtartige Westteil des Weitkars zwischen der erwähnten Felsrippe und dem Gamskofl (Weittal der GrK) erweitert sich gegen den Kamm zu einer mit Schutt und Schneeflecken bedeckten Mulde, in der die glazialen Formen verhüllt sind.

Der Gamskofl (2420 m) entsendet ins Winkler Tal zahlreiche wilde Felschluchten, die teils durch Lawinen kahl gefegt, teils (August 1930) noch mit Winterschnee gefüllt sind. Aus dem tiefer gelegenen Anschnitte des Wildbaches im Nordwestteil der Gamskoflfelsen ist die mächtige Schuttbedeckung ersichtlich.

Im oberen Winkler Tal ist der Grenzkamm zwischen dem Gamskofl und der Reiterkarspitz (2421 m) durch die Mooserscharte (2223 m GrK, 2228 OA) und das Winkler Joch (2248 m GrK, 2245 m OA, von den Italienern Giogo d'Erler genannt) verhältnismäßig tief geschartet. Zwischen diesen breiten, zahlreiche Einzelformen durch lange Firnauflagerung aufweisenden Übergängen und den beiden Eckpfeilern liegen aber Erhebungen, die nach N mit steilen Felsen abfallen. An ihrem Fuß war Raum für geschützte und erst allmählich in Bewegung geratene Firnablagerungen. Dadurch werden auch die Formen des Talhintergrundes erklärlich. Nördlich der Mooserscharte heben sich auf dem stellenweise schuttüberstreuten Hutweideboden bogenförmige, langgestreckte Wälle ab, die eine Schneesenke umschließen. Auch entlang des tiefen Wildwassereintrisses im Nordwestteile der Gamskoflabstürze ist ein solcher Schuttbogen, der einem Moränenwalle gleicht. Von der Cima Mezzana (2351 m) westlich des Winkler Joches zweigen nach N zwei Felsrippen ab, die in Schutthügel übergehen. Sie schließen sich bei P. 2190, wo ein in der GrK nicht eingezeichneter Weg zur Reiterkarspitz abzweigt, bogenförmig um mehrere Tümpel.

Auf der westlichen Schattseite des Talhintergrundes sind, der längeren Finauflagerung entsprechend, mehr solche gegen die Muldentiefe (1840 m) hinabziehende Hügelreihen vorhanden als auf der Ostseite. Bisweilen erheben sie sich, wie im Talzwiesel P. 1904, vor ihrer Verflachung noch zu rückfälligen Staukuppen. Im Vergleiche zum Weitkar sind die glazialen Spuren in der breiten Mulde des obersten Winkler Tales schwächer ausgeprägt. Der ganze Talschluß ist in der Geol. SpK als anstehendes Silur, in der CG Amp. als Mischung von Hang- und Moränenschutt dargestellt.

12. Raabtal.

Mit den Glazialspuren an der Mündung des Raabtales stehen jene im Gailtale selbst im engsten Zusammenhange. Frech berichtet hierüber (2, 358): „Im mittleren und unteren Lessachtale sind die Grundmoränen außerordentlich mangelhaft erhalten; nur bei St. Florian (Untertilliach) finden sich drei wenig ausgedehnte Vorkommen, die offenbar früher miteinander zusammengehungen haben und zum Teil von der Straße angeschnitten werden . . .“. Diese drei, ihrer Lage nach nicht näher beschriebenen Aufschlüsse können annähernd aus Frechs Kartenskizze 1:133.333 (2, 348) entnommen werden. Dort sind mit einer Signatur zwei Moränen eingezeichnet: zunächst eine nördlich der Raabbachmündung, also nördlich der Gail (östlich des Nieschenbaches) bei St. Florian; dann eine im westlichen Mündungswinkel zwischen Gail und Raabbach.

Das Untersuchungsergebnis des erstgenannten, vom Raabtal entfernteren Moränenvorkommens, das als Erhebung auch in der OA, ersichtlich ist, kann folgend zusammengefaßt werden: Östlich vom Pfarrwidum St. Florian liegt, vom Berghange durch eine tiefe Senke getrennt, nördlich der Straße ein begraster, schmalfristiger Moränenwall (Srbik, 1, 74). Er erstreckt sich in W—O-Richtung bis nahe an die heutige Straße. Südlich von ihr tauchen aus dem sanft abfallenden Hange wieder zunächst einige unruhig gewellte Hügel auf. Dann erhebt sich unmittelbar aus der Abdachungsfläche ein in der Talrichtung langgestreckter, scharffirstiger Hügel. Er ist etwa 5 m relativ hoch, mit Bäumen bestanden und begrast. Nach einer abermaligen Unterbrechung von etwa zehn Schritten folgt in derselben Richtung ein breiter, etwas rückfälliger Längsrücken, der allmählich zur Gail, steiler zur Straße abdacht, die ihn durchschneidet. Nordöstlich von ihr erreicht er sogar 15 m relative Höhe, verbreitert sich und trägt die westlichen Höfe von Geile (auffallende Schreibweise der OA und SpK). Er endet, vom Berghange durch eine Senke getrennt, an einem der Gail von N zufließenden Bach. Die Anschnitte dieser einzelnen Erhebungen zeigen ungeschichtetes Moränenmaterial, nicht Schotter (q), wie die Geol. SpK angibt.

In näherer Beziehung zum Raabtale steht das zweitgenannte Moränenvorkommen. Hier ergab sich: Zwischen Aue und der Raabbachmündung beschreibt die Gail einen nördlich ausholenden Bogen. Sie schneidet sich dabei in den Glimmerschiefer des Nordgehänges schluchtartig ein, trennt somit einen Teil desselben ab. Er hat die Form eines nach O zugespitzten Sporns, kommt in der OA sehr gut zum Ausdruck und ist in der Geol. SpK als anstehendes Kristallin ausgeschieden. Der Sporn beginnt im W nächst Brücke 1232 an der alten Straße südlich der Gail. Auf dem anstehenden Glimmerschiefer liegt Schutt angehäuft, der in einer Sandgrube verwertet wird. Die Abbaustelle zeigt lehmig-sandiges Material mit eingelagerten Blöcken, keine Schichtung. Nördlich der Straße erhebt sich der durch die Gail abgetrennte Glimmerschiefer zur Höhe 1245. Sein Steilabfall zur Gail ist dicht bewaldet. Am westlichen Prallhang ist der Glimmerschiefer besonders gut erschlossen. Der Südabfall zur alten Straße ist sanfter, nach N eingemuldet, von Feldern und Wiesen bedeckt. Aus ihnen ragt stellenweise der anstehende Glimmerschiefer hervor. Bestoßene paläozoische Schiefertrümmer, wie sie im Raabtale vorkommen, sind auf den Feldrainen gesammelt. Die Straße nach St. Florian benützt eine Einsenkung des Sporns. Er erhebt sich östlich der Straße sogleich wieder zu einem langen, nach O sich verschmälernden, schmalfristigen Rücken, fällt nach N zur Gail steil ab und endet unvermittelt bei der Sägemühle. Die Mündung des Raabbaches wird durch das Spornende

nach O gedrängt. Das letzte Laufstück ist daher der Gail parallel. Der Ostteil des Sporns besteht, wie auch die Geol. SpK angibt, gleichfalls aus Glimmerschiefer. Sein First ist grubig-höckerig, auf ihm und dem Südhang liegen einzelne paläozoische Schieferblöcke und zerriebener Schutt aus dem Raabtales.

Das an den Sporn 1245 südlich anschließende Gelände liegt unter 1220 m; erst in einer Entfernung von etwa einem halben Kilometer erreicht es, allmählich ansteigend, wieder die Höhe des Spornes. Es ist daher eine Senke, deren nach O fallende Tiefenlinie am Südfuße des ihr quer vorgelagerten Spornes verläuft. Die breite Niederung wird größtenteils von nassen Wiesen und Sumpfwald eingenommen, sie ist durch Einzelformen, wie Hügel, W—O gerichtete Wallstücke, gleichlaufende Längssenken und Tümpel weiter gegliedert. Die Wallstücke ordnen sich in zwei bis drei Reihen hintereinander; im höher gelegenen Westteile verlaufen sie bogenförmig mit der konvexen Seite nach N gewendet. Im Ostteile zieht sich unmittelbar am Fuße des Spornes ein trockenes Rinnsal hin (alte Mühle). In der OA ist die Darstellung des bis zur Brücke 1225 südlich Aue sehr bewegten Geländes stark vereinfacht, immerhin sind aber auch hier die Grundformen durch Führung der Schichtenlinien erkennbar. Die Geol. SpK bezeichnet den ganzen Abschnitt zutreffend als Moräne.

Den östlichen Mündungswinkel zwischen Raabbach und Gail nimmt ein unruhig hügeliges Gelände ein, das sich schwach rückfällig an den steileren Berghang anlehnt. Der Zusammensetzung nach ist es Moräne aus Material des inneren Raabtales, aber teilweise umgelagert und von verwaschener Form, nach der Geol. SpK jedoch Diluvialschotter (q). Der Lage nach sind es Reste der rechten Endmoräne des einstigen Raabtalglatschers.

Zwischen den geschilderten Moränenablagerungen am rechten und am linken Ufer hat der Raabbach in der Folgezeit seine Talmündung ausgeräumt und seinen flachen, breiten Schuttkegel aufgeschüttet, in dessen Ostrand er sich jetzt wieder einschneidet.

Vor weiterer Verfolgung der Spuren des ehemaligen Raabtalglatschers talwärts ist auf die Folgen seines Vorstoßes bis ins Gailtal einzugehen. Aller Wahrscheinlichkeit nach verlief das alte Gailbett oder wenigstens ein Arm der Gail in einer früheren eisfreien Periode am Südfuße des heute sichtbaren Glimmerschiefers in gerader W—O-Richtung von Aue zur Sägemühle südöstlich St. Florian unter Benützung der jetzigen Sumpfsenke am Südfuße des Sporns. Der Raabbach mündete rechtwinkelig, der Lage des Nebentales entsprechend. Der Raabtalglatscher erreichte, wie aus seinen Ablagerungen ersichtlich, zur Zeit seines größten Standes die Höhe des heutigen Sporns. Durch seine Moränen verstellte er dem Gailarm den alten direkten Weg und zwang ihn schließlich zum Ausbiegen nach N, zum fortgesetzten Einschneiden in den Glimmerschiefer. Dessen Südende wurde daher zu einem Sporn abgeschnitten. Das jetzige Talstück Aue—Sägemühle ist mithin als epigenetische, im wesentlichen durch den Raabtalglatscher verursachte Talbildung aufzufassen. Eine ähnliche Beobachtung konnte Klebelsberg (4, 106) westlich Kartitsch feststellen. Die Talverbauung hatte als weitere Wirkung den Stau der Schmelzwässer im Gailtal oberhalb Aue (Name!) zur Folge. Die noch heute mit Sumpfwiesen und Erlengebüsch bestandene Talaue ist das Überbleibsel des Stausees. Der Steilrand am Fuße des Nordgehanges und die Beschaffenheit der Anschnitte des neuen Straßenbaues weisen gleichfalls auf einen Stausee hin. In ihn wurde dann der postglaziale Schuttkegel des jetzigen Hubenwaldes hineingeschüttet. Er spielt eine ähnliche, wenn auch kleinere Rolle wie etwas weiter talaufwärts der große Obertilliacher Schuttkegel und der Gostenwald. Sie alle haben auf Siedlung, Bodenkultur, Verkehrswesen und Grenzverlauf den größten Einfluß genommen.

Südlich der Raabtal-mündung zieht sich das bewaldete, unruhige Moränengelände am westlichen Hange unterhalb der Schwenderwiese, an Breite immer mehr abnehmend, bis etwa 1380 m talwärts. Die an den Osthang gedrängte, sanft ansteigende Talsohle ist mit rezentem Schutt bedeckt, in dem sich viel grobes, nicht durch Wasserkraft verfrachtetes Blockwerk und Kleinschutt aus dem Talinnern finden. Murkegel und Lawinen von den Hängen verwüsten den Wald. Bei P. 1632 beginnt der Talschluß mit steilem Schutthange. Seinen

Fuß umgeben wulstartige Schuttvorwölbungen. Der Bach unterfährt hier in einem Tunnel die mehrere Meter mächtigen Reste einer Lawine. Ihren Weg kennzeichnen die Narben auf der mit Erlengebüsch untermischten, steinigten Hutweide der Schutthänge.

Der rechteckige Talschluß, nach der Geol. SpK anstehendes Silur, nach der CG Amp. Mischung von Hang- und Moränenschutt, wird wieder von zwei mächtigen Eckpfeilern flankiert, Hochspitz (2581 m) im W und Steinkarspitz (2524 m) im O. Zwischen ihnen der ungeschartete, selbst an seiner tiefsten Stelle (2392 m) nahezu 2400 m hohe Grenzkamm, der gleich den Eckpfeilern durchwegs mit steilen Felswänden gegen das ausgedehnte Kar abstürzt. Auch die nach N abgehenden Seitenäste erreichen im O (Zererrhöhe, Schulterknöpfl) rund 2450 m, im W senken sie sich von 2450 bis etwa 2200 m. Durch schützende Felsrippen ist das nach N geöffnete Kar wieder in einzelne Räume gegliedert, die sämtlich sehr gute Firnbehälter waren: im O das Kar unter Steinkarspitz—Zererrhöhe, ich nenne es Steinkar, mit eigenem Karausgang; in der Mitte das Mitterkar, im W das Hochspitzkar. Beiden ist die Karschwelle (P. 1974) gemeinsam.

In das Steinkar führt vom Schuttfuß P. 1632 eine durch Lawinen ausgeräumte, in ihrem oberen Teile schluchtartige Verschneidung zu der teilweise begrüneten, schuttbedeckten Karschwelle (2000 m). Ihr nach N gerichteter Steilhang geht nach S in eine Verflachung über. Stufenförmig steigt dann der stellenweise steinige Hutweideboden in zahlreichen kleinen Hügel- und Wallformen bis zu der Schuttzone am Fuße der Felswände an. Namentlich unter der schützenden Westbegrenzung sind zahlreiche Schneeflecken. Südwestlich P. 2032 hebt sich etwa in der Karmitte zwischen 2040 und 2150 m eine Längsreihe begrünter, rückfälliger Hügel ab, die einen nach dem Karausgange gerichteten Moränenzug darstellen.

Aus der gemeinsamen Karschwelle des Mitter- und Hochspitzkars steigt der oberseits mit Moränenschutt überkleidete, langgestreckte, rückfällige Rundbuckel P. 1974 empor. Nahe südlich von ihm enden drei auf- und abschwanke Längsmoränenrücken. Sie durchziehen mit sanften Böschungen das Kar und sind durch seichte Senken, stellenweise durch Tümpel, voneinander und von der Westumgrenzung getrennt. Hier, an der Schattseite, ist der höchste Moränenrücken. Das Innere des Karbodens ist von steiniger Hutweide und sehr viel grobem Blockwerke bedeckt. Schnee- und Schutthalden umsäumen den Felsfuß. Die Südostumrahmung des steilen Mitterkars trennt durch eine Felsbastion noch ein kleines, verborgenes Stufenkar ab, durch das der Grenzkamm (P. 2400) erreicht wird. Es ist der höchstgelegene Firnraum des Raabtales.

Dank dieser Beschaffenheit des Talschlusses, des Gefälles und der geraden Talrichtung ist der mächtige Vorstoß des einstigen Gletschers bis ins Gailtal verständlich.

13. Seebachgraben.

Der kurze, steile Graben (Grenze zwischen Tirol und Kärnten) mündet gegenüber von Geile in scharfem Knick nach NW (etwa 1180 m). Vor die Fortsetzung seiner sonstigen Nordrichtung legt sich ein flacher Ausläufer (P. 1225) des Südgehänges aus Glimmerschiefer. Das Kristallin hängt jedenfalls mit dem Sporn bei Untertilliach unter den jungen Ablagerungen an der Raabbachmündung zusammen. Die abgestockte, flache Höhe 1225 trägt Schutt aus dem Innern des Seebachgrabens, den Firnschnee, Lawinen und Wildwässer herausbeförderten. Die Gail wurde durch diesen Vorsprung und den Stoß des Seebaches zum Ausbiegen nach N gezwungen und zeitweise zu einem See gestaut; daher der Name. Den Talschluß dieses Grabens bildet das nach N offene Halbrund des Schwalbenkofls (2159 m). Unter den steilen Silurhängen liegt im Grunde des Kessels die rückfällige Verebnung 1917. Hier und an ihrem Nordfuße sammelten sich Firnmassen wie heute der Lawinenschnee, fegten den steilen Graben hinab und prallten an den Vorsprung 1225 wie an einen Prellbock an, der ihre Wucht brach und sie nach NW ablenkte. Nach Lage und Höhe hat dieser Vorgang sehr lange Zeit angehalten, bis sich der Firn auf den Talschluß und die flache Höhe des Schwal-

benkofls (P. 2142) nördlich unter dem bezeichnend genannten Alterlahnereck (P. 2321) beschränkte.

14. Luggauer Tal.

Zwischen den beiden Eckpfeilern Steinkarspitz (2524 m) im W und den Weißen Lungern (2486 m GrK, 2487 m, W. Lummern OA) im O ist das geräumige Luggauer Tal eingesenkt. Beiderseits der tiefen Mündungschlucht (1100 m) bedecken den anstehenden Glimmerschiefer glaziale Ablagerungen aus dem Talinnern.

Die westlich gelegene Höhe von Rauth (1249 m) hat gerundete Formen und trägt Wiesen. Im Moränenschutt ihrer Hangbedeckung finden sich auch polierte Silurgeschiebe. Taleinwärts hält die fruchtbare Schuttüberkleidung des Westhanges an (q̄). Bei der Sägemühle (1167 m SpK) endet ferner ein bewaldeter Rücken, der sich höher oben (über 1400 m) vom linken Gehänge löst. Er fällt steil nach W zu einem nassen Tälchen ab, das ihn vom weißlich verwitterten Phyllit des Hanges trennt. Der Abfall nach O ist wellig und verbreitert sich in seinem Südtale zu einer Verflachung. Der ganze Rücken besteht aus lehm-durchsetztem, gerundetem Kleinschutt mit eingebackenen Blöcken aus dem Talinnern, ist somit ein Moränenwall (q̄).

Am rechten Ufer zieht von der Sägemühle 1167 ein stark bewegtes Hügelgelände talauswärts, stellenweise von nassen Wiesen bedeckt. Es nimmt den Raum des östlichen Mündungswinkels bis zum steileren, bewaldeten Bergang ein und hängt mit den Ablagerungen am Ausgange des Mooser Tales zusammen. Bei den Hütten nächst der Sägemühle im Luggauer Tal, wo der Fußsteig nach Moos beginnt, wird ein breiter, aus dem Talinnern kommender Moränenrücken (q̄) nach Material und Form) von der aus der OA ersichtlichen östlichen Tiefenlinie geschnitten. Nördlich von ihr geht er in das erwähnte Hügelgelände über, das mit der Annäherung an die Gail niedriger wird, verwaschene Formen annimmt und schließlich mit talauswärts gestreckten Rückfallkuppen (P. 1146) endet. In der Zusammensetzung dieser Hügel ist gegenüber dem Moränenrücken kein Unterschied festzustellen: diese Zone wäre daher gleichfalls als Moräne, nicht wie in der Geol. SpK als Diluvialschotter, zu bezeichnen.

Weiter taleinwärts, bei den Hütten 1282 am Fuße des Osthanges, etwa an der Grenze zwischen Phyllit und Silur, endet abermals ein rechter Moränenwall aus dem Talinnern mit rückfälliger Kuppe. Gerade gegenüber auf der westlichen Talseite beginnt jener Längswall sich deutlicher vom Gehänge abzulösen, der, wie erwähnt, bei der Sägemühle sein Ende erreicht. Der Wall der Ostseite läßt sich noch ein kurzes Stück nach S verfolgen, verliert bald seine geschlossene Form, geht in einzelne Hügel über und verschwindet dann unter der Schuttüberkleidung des Hanges (r).

Die rezenten, mit Lawinenresten vermischten Schuttkegel (1400 m) aus der Hochmulde (1910 m) zwischen Alterlahnereck und Schwalbenkofl sowie aus den zerschürdeten Karen der Zwölferspitz (2593 m) dämmen einen Stauplan ab, in dessen Ablagerungen der Bach stellenweise versickert (Ebner Tal der OA). Die Zahl und Größe der Blöcke auf dem steinigigen Hutweideboden nimmt taleinwärts zu. Südlich des Schuttkegels verzeichnet die Geol. SpK nur mehr anstehendes Gestein.

Die quer durchziehenden paläozoischen Schiefer verursachen den großen Gefällsbruch, der als hufeisenförmig gebogene, fast 400 m hohe Stufe (pa der Geol. SpK) das untere Tal im S abschließt. Von der Ferne lassen sich zwei durch eine sanfter geneigte Reihe von Rasen- und Erlenplätzen getrennte Stockwerke unterscheiden. In der Nähe zeigt sich über dem mit Lärchen und Erlen bestandenen unteren Steilhang eine mehrfache Reihe von Rundbuckeln. Sie beginnen dort, wo der sogenannte Schwärzersteig (Steg 1930 abgerissen) die ehemalige Seilbahnstation erreicht (etwa 1850 m). Die rückfällige Oberseite der Rundbuckel ist schuttbedeckt und bebuscht, ihre Nordseite felsig. Stellenweise sind auf ihnen talwärts gerichtete Schriffe und Schrammen sichtbar. Die sie spaltenden Vertikalklüfte durchziehen Wasserfälle. Häufig werden die Rundbuckel durch tiefe, gut begrünte, dolinenartige Senken geschieden.

Der rückfällige Höhenrand schließt im N das große obere Kar ab, die Luggauer Böden. Die Längsseite des ausgedehnten Kars ist von NW nach SO gerichtet. Der Grenzkamm fällt von den gezackten Weißen Lungern (2486 m) jäh zu einem Sattel (2404 m) ab und steigt nach NW allmählich zur Steinkarspitz (2524 m). Höhe der Umwallung und Steilhänge gewährten sehr gute Firnhaltung. Während die Westseite (2450 m) ungeschartet ist, vermittelt im O das Luggauer Törl (2226 m) den Übergang ins hinterste Frohntal. Die Weißen Lungern bestehen aus hellem Devonkalk (Name!), die sonstigen Höhen (bis auf eine Devonlinse auf der Steinkarspitz) und der Karboden aus Silur. Dementsprechend sind auch die Glazial- und Verwitterungsformen verschieden. Südlich der rückfälligen Karschwelle (P. 2076 OA) erhebt sich als bezeichnendster Punkt im ganzen Kar der mit Moränenschutt bedeckte Rundbuckel P. 2092, auf dem der Militärfriedhof angelegt wurde. Er ist im W von fast ebenen, nassen, etwas rückfälligen Senken umgeben, im S liegt ein Tümpel, im O verläuft eine seichte Tiefenlinie. Westlich des Friedhofes und südlich des Tümpels endet je ein langgestreckter, begrünter Moränenwall.

Der zuerst sanfter, dann steiler ansteigende Karboden trägt steindurchsetzte, von Blockwerk übersäte Hutweide. Im Ostteile hebt sich das massenhafte, hellgelbe Blockwerk der Weißen Lungern von dem dunklen Schieferschutt deutlich ab (Frech, 2, 390). Es stammt zum guten Teil aus einem Schneekar, dessen Schutt- und Lawinenrinne am Karboden in einer Schneesenke endet. Ihr ist im N ein breiter, oberseits flacher, begrünter, rückfälliger Hügel vorgelagert, der sich aus quartärem und rezentem Material aufbaut. Bemerkenswert ist ferner der breite Silurrücken, der sich vom Fuße der Weißen Lungern gegen das Luggauer Törl erstreckt. Er zeigt Rundbuckelformen, häufig auch saiger stehende, sägezahnartig geschartete Silurrippen. Der Reliktsee 2226 verlandet allmählich auf dem flachen Sattel des Luggauer Törls, über dem einst die Firndecke lag. Sie staute sich bei ihrer Abwärtsbewegung an dem Steilhänge der Torköpfe (2341 m) im N des Törls, beeinflusste die heutige steile Gehängeform und strömte nach beiden Seiten ab, ins Luggauer und ins Frohntal.

Im Westteile des Kars nimmt die Steilheit der Silurhänge gegen den Grenzkamm zwar auch zu, bleibt aber weit hinter dem Böschungswinkel der Weißen Lungern zurück. Felsrippen trennen etwa sechs breite, mit Schnee gefüllte Mulden. Auch hier umsäumen Fußwälle den durch zahlreiche Einzelformen bewegten Karboden. Die allseits freistehende Höhe Golpe (2314 m), im W durch den glazialen Luggauer See von der Karumrahmung getrennt, ist eine schroff abfallende Felsinsel, die vom Gletscher umflossen war. Von ihrer Südseite ging ein rezenter Bergsturz ab. Die dortige Bachlinie ist tief in den anstehenden Fels eingerissen. Ihr Weg war durch den Gletscherstrom anscheinend bereits vorgezeichnet.

Nur die CG Amp. verzeichnet auf den Luggauer Böden eine Mischung von Hang- und Moränenschutt.

15. Mooser Tal.

Es ist unter den Nordabstürzen des Felskessels Sonnstein (2289 m GrK, 2290 m OA und SpK) — Spitzkofel (2450 m) — Zwölferspitz (2593 m) eingebettet. Der Höhenunterschied zwischen dem hintersten Talboden (1700 m) und dessen Umrahmung im S beträgt 500 bis 700 m. Die Talmündung liegt unter 1100 m. Die nur etwa 3 km lange, nach N gerichtete Talsohle hat das bedeutende Gefälle von rund 600 m. Schmelzwässer, Schnee-, Block- und Schuttmassen aus dem Karhintergrunde gelangen daher mit großer Stoßkraft bis an den Talausgang. Diesen morphologischen Verhältnissen entsprechen auch die Beobachtungen.

Am rechten Ufer des Baches erstreckt sich aus dem Raume südlich der Sägemühlen bis nahe zur Mündung in die Gail ein Gewirr von Riesenablecken wie ein Irrgarten. Sie sind unmöglich durch Wassertransport dorthin gebracht worden und stammen auch nicht etwa von einem nahe gelegenen Bergsturze, sondern sind aus dem Talhintergrunde durch den Lokalgletscher hierher verfrachtet. Heute liegen sie größtenteils auf dem rechten Bachufer und sind

mit dichtem Gestrüpp, teilweise auch mit Hochwald bewachsen. Beiderseits dieses Kegels aus Riesenblöcken ist das wellige Gelände von Moos und Sterzen mit Moränenschutt bedeckt, der zu fruchtbaren Böden verwitterte. Erst nahe der Gail besteht die Terrasse aus einem schmalen Streifen deutlich geschichteter Schotter (Frech, 2, 359). Die Geol. SpK bezeichnet hingegen die Blockwerkzone zum Teil als rezent, das westliche Moränengelände als Diluvialschotter (q), das östliche gleichbeschaffene als Moräne (q̄).

Taleinwärts wechseln zunächst bis P. 1290 kurze, mit großen Felsblöcken beladene Engtalstrecken und kleine Talweiten mit nassem Weideboden. An dem mit Moränenschutt und vereinzelt Felsblöcken bestreuten, schattseitigen Westhange sind an mehreren Stellen bogenförmige, breitfirstige Wallstücke sichtbar. So auf der Waldblöße südlich Moos (1280 m), wo ein nach NO gerichteter Hutweiderücken sich zur Tiefe des Moosbaches senkt (q der Geol. SpK); dann weiter taleinwärts südöstlich P. 1374 ein ebensolcher, der mit Blockwerk beladen ist. Ferner ziehen nördlich P. 1290 mehrere rückfällige Hügelreihen vom Westhange herab und schließen sich in etwa 1280 m Höhe zu einem breiten, kuchenartigen Moränengelände mit aufgelagerten Riesenblöcken zusammen (teilweise nasse Hutweide). Weiter löst sich auf etwa 1390 m vom Westhang ein auffallender Wall mit rückfälligen Kuppen aus Moränenmaterial los, oberseits mit Hutweide, am Nordhange mit Wald bestanden; er ist vom Hange durch eine tiefe Senke getrennt und fällt nach O steil zur schwach geneigten Hutweideplatte (OA) ab, die einzelne Felstrümmer trägt (nach der Geol. SpK Diluvialschotter q). Ganz ähnliche, aber schwächer ausgeprägte Vorkommen zeigt der Osthang, öfters an korrespondierenden Stellen mit der Westseite, bis nach Sterzen hinaus. Auch hier ist der Boden mit reichlichem Moränenschutt bestreut (r und q̄).

Südlich der vorgenannten Hutweideplatte, wo der Phyllit endet, erhebt sich eine felsige Steilstufe, die der Bach in einem Einriß durchschneidet. An ihrem rückfälligen Oberrande (P. 1435) sind Blöcke angehäuft. Bei der dortigen Hütte beginnt die schwach ansteigende Verebnung, die bis 1700 m reicht (r der Geol. SpK) und wieder viel Blockwerk sowie mächtige Lawinenreste enthält. Der Bach unterfährt letztere in zwei großen Tunnels.

Der quer durchziehende Streifen von Kieselschiefer und Obersilur verursacht abermals eine etwa 200 m hohe Steilstufe. Sie vermittelt den Übergang zum Talschluß. Am Fuße der von Runsen und Lawingassen zerrissenen Steilstufe (1700 m) sind wulstartige Schuttvorwölbungen. Die zahlreichen Rinnale fließen über nasse Platten; auch kleine Wasserfälle sind häufig. Am Oberande (1900 m) fällt ein haushoher Riesenblock auf. Der mit Gesteinstrümmern überstreute Hutweideboden des Kars steigt allmählich zu dem Schuttkranz und den zahlreichen Schneeflecken am Fuße der plattigen, teilweise begrünzten Hänge an. Aus dem tiefen Kar des Sonnsteins nördlich P. 2332 schiebt sich ein Schuttstrom heraus; er enthält auch Trümmer eines sehr jungen Bergsturzes. Die schwarzen, graphitischen Kieselschiefer ziehen W—O durch das Kar. Die vermutlich vorhandenen Glazialformen sind durch den massenhaften Grob- und Kleinschutt rezenten Alters fast gänzlich verwischt (r der Geol. SpK).

16. Frohntal.

Da der Grenzkamm buchtartig nach S ausbiegt, erreicht das Frohntal größere Länge als seine Nachbarschaft. Der Hochweißstein (Monte Paralba, 2693 m GrK, 2694 m SpK) liegt bereits südlich der Hauptwasserscheide, er ist nur durch einen schmalen Rücken mit dem Grenzkamme verbunden. Torkarspitz (2573 m GrK, Hartkarspitz, Pietra bianca 2568 m OA, 2576 m SpK) und Hochalplspitz (2462 m GrK, 2482 m OA, 2469 m SpK, nach Pichl 2463 m) an der Südwestflanke, (Westliche) Raudenspitz (2507 m GrK, 2491 m OA, 2503 m SpK) am Nordostwinkel des dreieckigen Talschlusses sind dessen bedeutendste Erhebungen. Luggauer Törl (2226 m) im W, Hochalpljoch (2280 m) im S und Öfner Joch (2011 m) im O bilden die tiefsten Einschartungen des im SW zumeist über 2400 m, im SO durchschnittlich 2100 m hohen Kammes. Namentlich im SW

ist daher der Schutz gegen Besonnung sehr gut; der Nordfuß dieser Felsumwallung liegt Mitte August schon um 2 Uhr nachmittags im tiefen Schatten. Die Verhältnisse für Firnhaltung und Gletscherentwicklung waren somit sehr günstig. Die Spuren der Lokalvereisung sind daher bis zum Tal ausgenutzt zu verfolgen, während auf den Nordabhängen der benachbarten Begleithöhen der Gailgletscher wieder seine Wirkungen äußerte. Das Vorkommen von Devonkalken, paläozoischen Schiefen, Diabastuffen und Silur gestaltet die Zusammensetzung des Schuttes aus dem Talschlusse sehr mannigfaltig.

Die Verbindung mit den hocheiszeitlichen Glazialablagerungen auf der Terrasse von Sterzen wird durch jene westlich Frohn hergestellt, in der Geol. SpK als Schotter bezeichnet. Auf den flachwelligen, bisweilen nassen Wiesen (1240 m) nördlich Untergrantel (P. 1484 — 1432) findet sich viel kleineres kristallines Material; Schichtung konnte aber nicht festgestellt werden. Von Frohn (1324 m) senkt sich ein spitzzulaufender Rücken nach NO abwärts in rückfälligen Rasten zur Gail hinab (q). Sie zeigen Zusammenhang mit längsgerichteten Hügeln, die am Westhange talauswärts streichen. Auch sie bestehen aus ungeschichtetem, zumeist kristallinem, mit Diabastuffen untermischem Schutt und tragen wie die ganze Umgebung von Frohn Kulturen. In ihnen dürften die äußersten, bereits verwaschenen Endmoränenwälle des einstigen Frohntalgletschers zu sehen sein, der hier an den Ablagerungen des damals bereits längst geschwundenen Gailgletschers seine Begrenzung fand. Gegen die in das Kristallin eingeschnittene Tiefe der Frohnbachmündung zu liegt eine dreieckige, kleine Verebnung, die mit Hutweide und Wald bestanden ist; in ihrem Anschnitt erscheint lehmiges, ungeschichtetes Schuttmaterial gemischten Bestandes. Taleinwärts setzt sich die Verebnung als deutlicher werdender Rücken über das Kreuz 1147 (bis hierher Diluvialschotter q der Geol. SpK) und westlich der Kriegsstraße durch eine tiefe Senke vom Westhange getrennt, bergauf in südwestlicher Richtung zu den Gehöften von Frohn fort (erst nunmehr als q bezeichnet). Ein Unterschied in der Zusammensetzung und Lagerung des Schuttes ist jedoch nicht festzustellen. Der ganze in der OA deutlich zum Ausdruck kommende Rücken muß daher als Moränenwall angesehen werden.

Weitere, nunmehr auch in der Geol. SpK als Moränen (q) dargestellte Wallstücke am Westhange sind: beim Gehöft 1316 ein scharffirstiger, stellenweise rückfälliger, talabwärts gerichteter Moränenrücken, der sich an den Hang von Untergrantel anlehnt; Rutsche erweisen seine Zusammensetzung. Ferner liegt das Gehöft 1173 auf einer breiten Verflachung aus Moränenschutt. Die Anschnitte des Hanges fördern auch weiterhin die Schuttüberkleidung mit kleinerem Kristallin, Schiefer, auch Bruchstücke von Diabastuff und eingebackene große Blöcke aus dem Talinnern zutage. Ein anderes Wallstück quert den Westhang bei Gehöft 1309, ein weiteres endet keulenförmig bei der Sägemühle 1210 (Sagbödl SpK). Der Kriegsweg benützt eine Strecke diesen Rücken, der sich aus einzelnen, schwach rückfälligen Hügeln zusammensetzt und sich auf etwa 1300 m Höhe vom Westhange loslöst. Er besteht aus Schutt des Talinnern mit eingebackenen Blöcken. Die rezente Bezeichnung in der Geol. SpK beruht auf der jungen Überarbeitung dieses Moränenrückens.

Durch die geschilderten Ablagerungen ist der Frohnbach an den Fuß des besonnten Osthanges gedrängt. Moränenwälle der Eigenvergletscherung des Tales fehlen hier, doch nicht Moränen- und rezenter Schutt (r) sowie Spuren des Gailgletschers. Er hinterließ auf dem Nordabhange des Obergailberges (nordöstlich des Sagbödl) einen W—O gestreckten Moränenwall (P. 1397) und eine von rückfälligen Hügeln durchzogene Verflachung (P. 1374) aus Moränenschutt (q). Ein Kalkofen verwertet hier die brauchbaren Gesteine.

Nächst den Resten der Kriegsbauten am Sagbödl streichen paläozoische Grünschiefer quer über das Tal, an den Abrissen des Osthanges kennbar. Dann verschmälert sich die rezente Schuttzone immer mehr. Südlich davon folgt eine Talweitung mit Lawinenresten und Schutt von der (Westl.) Raudenspitze, in dem der Bach versickert, dann wieder eine Engtalstrecke. In ihr liegt die mächtige Blockmoräne, auf der das Jagd- und das Finanzwachhaus erbaut sind (1600 m). Der Bach versickert hier abermals (P. 1559). Die Felsblöcke erreichen

Heustadelgröße, zeigen Schrammen und Schriffe, sind oberseits gerundet und mit begrüntem Moränenschutt bedeckt, Anstehendes ist nicht sichtbar. Nach der CG Amp. aber wäre hier ein Ausläufer der Diabastuffe der Steinwand. Ein rezenter Bergsturz von der Zwölferspitze engt das ansteigende Tal wieder ein, dann erst öffnet es sich zu dem fast ebenen Hutweideboden der Frohnalm mit der Ochsners Almhütte (1651 m). Die früher benachbarte Enzianbrennhütte (Brennierhütte, 1636 m SpK) wurde durch eine Lawine von der Zwölferspitze zerstört. Das weite Kar kann durch den Zug der Tiefenlinien in zwei große Abschnitte gegliedert werden.

a) Der Südostteil reicht von den Felsabstürzen der (Westl.) Raudenspitze über das Öfner Joch (2011 m GrK, 2005 m OA, Mitterjöchl, Giogo Veranis, 2005, auch 2001 m SpK) im Bogen bis zum Hochalpljoch (2280 m GrK, Passo dell' Oregone 2277 m SpK). Das Kar ist hier durch den niedrigeren Teil des Grenzkammes abgeschlossen. Von den beiden Sätteln sammeln sich die zahlreichen, im weichen Silur nach der Tiefe immer mehr eingerissenen Wasserlinien in einem breiten, vermurten Wildbachbett am Ostrande des Beckens (1700 m) nächst der Ochsnershütte. Oberhalb des erlenbewachsenen Steilhanges liegt auf der gut besonnten Johanniseben das Hochweißsteinhaus (1900 m). Der rückfällige, konvex gestaltete Rundbuckel umgrenzt mit den beiderseits gelegenen, aber durch Lücken getrennten ähnlichen Erhebungen ein gut begrüntes, in seinem Südwestteil nasses Becken. Es wird durch eine seicht beginnende Tiefenlinie entwässert, die sich in ihrem weiteren Verlaufe stark eintieft und mit den Rinnsalen vom Schuttfuß des Hochalpls (2345 m GrK, Tunnerspitze 2380 m OA, Hochalplspitze 2395 m SpK) vereinigt. Jenseits (südwestlich) des Beckenabflusses bildet ein talwärts langgestreckter, gerundeter Schutthügel die Begrenzung des Beckens. Östlich des anstehenden Hüttenriegels, von ihm durch eine schmale Einsenkung getrennt, erhebt sich am Rande der Johanniseben wieder ein aus Schutt und Blockwerk aufgebauter Hügel, dessen Material in einem kleinen Steinbruch zu Bauzwecken verwertet wurde. Dann folgt östlich der Bacheinriß der Haupttiefenlinie und der allmählich ansteigende Hang. In dem derart nur lückenhaft abgeschlossenen Becken tritt stellenweise der anstehende Fels zutage, dann wieder zusammengeschobenes Trümmerwerk, zwischen dem Spalten klaffen. Die Oberschicht bildet stark lehmiger Moränenschutt und rezentes Verwitterungsmaterial des Anstehenden und der Blöcke. Die ursprünglichen Bodenformen sind durch Hüttenbau, Kriegswege und Viehweide an vielen Stellen verändert worden. Die Grundgestalt der Eintiefung als glaziales Zungenbecken blieb jedoch erhalten. Die östlich anschließenden Hänge sind durch quer verlaufende Felsrippen gestuft, die oberseits schuttbedeckt sind. Die Bodenkruste bildet sonst lehmiger Kleinschutt und Hutweide. Der meist flache, breite Grenzkamm ist abgeweht, trägt lockeren Schutt mit Grasnarbe und Anzeichen der Schneeauflagerung. Unter den Felsen des Hochalpls (2345 m) schließt nördlich eine rezente Schutthalde an. Am Öfner Joch (Giogo Veranis) erkannte Taramelli (2, 41) den Ursprung des Deganogletschers.

Am Hochalpljoch (2280 m) liegt breitwelliges Silur, an seinem steilgestuften Nordhange zieht der helle, stellenweise glatt gescheuerte Devonkalk durch. Der begrünzte und mit Erlen bestandene Silurhang ist von Wasserrunsen zerrissen und mündet am Karboden mit Schuttwülsten. Zwischen den glatten, überschliffenen Felsbuckeln des Hochweißsteins und dem Hochalpljoch dehnen sich weite, geröllübersäte Mulden als Schneebehälter.

b) Die Umrahmung des südwestlichen Karabschnittes reicht über Hochalplspitze (2462 m) und Torkarspitze (2573 m) bis zu den Hängen der Zwölferspitze (2593 m). Das Luggauer Törl (2226 m) ist die einzige Einschartung zwischen der Mauer des Grenzkammes und diesem Seitenaste. Die Stufung der Wände und der Gegensatz der Formen zwischen Silur und Devonkalk nimmt wegen des hier verbreiterten Kalkstreifens zu. Der tiefe Einriß des Schwalben- und Viehloches befördert Lawinenschnee und Schutt aus den knapp unter dem Grate gelegenen rasisgen Mulden zutal. Am schattigen Fuße der Wände sammelt sich die Absturzmasse in Schutthügeln, Schneehalden und Bergsturzböcken.

Die Bach- und Tiefenlinie vom Luggauer Törl wird beiderseits von rückfällig ansteigenden Schuttrücken auf Felssockel begleitet. Auf dem nördlichen führt der Weg aus dem Frohntal auf den Rundbuckel beim Seeleins (2226 m). Eine Senke trennt im N diesen Rücken vom Hang der Torköpfe (2341 m), der gleichfalls stellenweise längliche Schuttformen trägt. Südlich der genannten Bachlinie steigt der andere begrünzte, gut gefirstete Rücken an, im S durch den felsdurchsetzten Abhang Kefeles begrenzt. Nach aufwärts geht er in 2130 m Höhe in eine grasbestandene Verflachung über. Sie liegt am Fuße des Schuttfeldes aus dem Kar, durch das der Steig zur Torkarhütte (2458 m nach den Grenzvermessungen im Jahre 1930, nicht 2467 m der GrK) emporführt. Die Verflachung setzt sich wie ein Bord in einen ebenen Boden fort, den die beiden Äste des Wasserlaufes südöstlich des Seeleins einschließen. Der Boden ist nur schwach nach O geneigt, von Längshügeln und Furchen durchzogen. Von hier an lassen sich die Schuttrücken über eine Felsstufe weiter aufwärts verfolgen, einerseits in das Kar unter dem Nordostfuß der Weißen Lungern, andererseits in das düstere, tiefschattige Torkarl, das ein besonders gut geschützter Schneebehälter ist. Aus diesem Raume drängten die Firn- und Lawinmassen gegen das Luggauer Törl und teilten sich dort nach W und nach O. Die oben beschriebenen Rundbuckel und Schuttrücken kennzeichnen ihren Weg ins Frohntal. Am Südosthange der besser besonnten Zwölferspitze fallen in 2000 m Höhe wulstige, talwärts gerichtete Wallformen aus Schutt auf, von Firn und Lawinen zusammengeschoben.

Die Glazialspuren im ganzen Talschlusse sind teilweise durch rezenten Schutt verwischt (r der Geol. SpK, Mischung von Hang- und Moränenschutt, nur Hangschutt in der Umgebung des Seeleins nach der CG Amp.).

17. Obergailtal.

Westlich der Talmündung kommt von der Verflachung nördlich P. 1397 (\bar{q}) ein schuttbedeckter Rücken herab, über den der Karren- und Saumweg führt. Nach einer Rast, von der beiderseits nasse Senken abgehen, erhebt er sich wieder zu einer Rückfallskuppe (1210 m). Das Regenwasser hat stellenweise tiefe Furchen in die Oberfläche gezogen. Die Anschnitte lassen lehmige Grundmasse und Kleinmaterial mit gekritzten und polierten Geschieben aus Kristallin und Diabas erkennen. Auf einer tieferen Rückfallskuppe des schmalfirstigen Walles steht der Eckelerhof mit der Kapelle (1095 m) von Obergail. Von hier aus senkt er sich in bogenförmiger Krümmung gegen die Mündung des Obergailtales, wo wieder die Felsunterlage zum Vorschein kommt.

Auch weiter taleinwärts queren mehrere solche schwach rückfällige, aber niedrigere und breitere Hügelzüge den Westhang, so z. B. beim Gehöft Roracher. Die Bezeichnung In der Lette ist durch den lehmigen Moränenboden begründet (\bar{q}). Nasse Wiesen und Waldstücke, rezenter Schutt und überschiffene Felsschwellen begleiten den Weg. Am Osthange liegen oberhalb des rezenten Schuttes der Talteufe verwaschene Formen aus umgelagertem Moränenmaterial; sie dehnen sich talauswärts am rechten Hange bis zur Verflachung 1149 südlich der Gail und weiter nach O aus. In dem sich verengenden Obergailtal verursacht dann das quer durchziehende Silur eine Steilstufe. Auf deren Oberrand, einem mit Moränenschutt bedeckten Rundbuckel, steht das Kreuz 1372. Der Bach hat sich in die Stufe teils eingeschnitten, teils übersetzt er sie mit Wasserfällen. Südlich davon breitet sich in der Talrichtung ein flacher Boden aus (I), der bis zum Talzwiesel P. 1426 reicht. Er wird im W durch den großen, rezenten, vom Gamskofel kommenden Schuttkegel eingeengt.

Am Talzwiesel vereinigen sich Abflußrinnen aus dem Talhintergrunde: dem Knolkar (Ochsenmahd SpK) unter der Steinwand (2520 m GrK, 2519 m OA, 2521 m SpK) im S und der Obergailalm am Fuße der Raudenscharte (2298 m GrK, Schönjöchel, 2296 m OA) im SW. Auch aus dem hochgelegenen Kar (1900 bis 2000 m) zwischen Marchkofel (2300 m) und Mittagkofel (2251 m OA, 2253 m SpK) im O, das gleichfalls ein sehr guter Firnbehälter war, mündet eine Wildbachfurche mit einem rezenten Schuttkegel.

a) Knol. Bei P. 1426 endet mit rückfälligen Kuppen (Erlen und Lärchen auf Moosboden, dazwischen große Felsblöcke) der von SSW herabkommende, gegliederte Schutt- und Blockrücken, dessen Unterlage aus anstehendem Fels besteht. Über ihn führt im Zickzack der Steig zur Alm. Der Bach bildet über den Steilhang keine Wasserfälle, sondern schlängelt sich zwischen dem Blockwerk durch. Nach Form und Zusammensetzung ist es eine linke Seitenmoräne aus dem Knol (jedoch als r bezeichnet). Vom Schuttfuß der Höhe 1862 (Ausläufer der Schönleitenscheide) trennt sie eine Verflachung (1640 m).

Auf der Ostseite entspricht diesem Wall die niedrigere (Sonnseite) rechte Seitenmoräne aus dem Knol, die durch eine Senke vom Hang (1600 m) getrennt ist. Zwischen den beiden Seitenmoränen liegt der nach S ansteigende Schuttboden II (1540 m bis 1630 m). Er endet im N in rückfälligen Kuppen und Rundbuckeln, wird im S durch eine quer verlaufende, erlenbewachsene Silurschwelle (1700 m) abgegrenzt und enthält Quellen sowie den Wasserlauf. Den Boden bedecken Hutweide, Gebüsch und Bergsturzböcke (r).

Die Schwelle schließt den Boden III ab (Knol), von hier an \bar{q} der Geol. SpK. Er verschmälert sich nach SO, seine schattige Tiefenlinie verläuft über Schneeschutt- und Blockhalden am Fuße der Steinwand. Sehr viel rezenter Schutt gelangt aus der Rinne nordöstlich der Schönleitenscheide zwischen P. 1907 und 1905 (GrK) auf die blockübersäte Hutweide des Karbodens und bedeckt die anzunehmenden Glazialformen. Weit besser ist hier die rechte Seitenmoräne (Sonnseite) ausgeprägt. Sie setzt jene des Bodens II oberhalb des Steilrandes fort und zieht sich zunächst als geschlossener Schuttrücken bergaufwärts. Eine nasse Hutweidesenke (Hütte, Quelle und Wasserlauf) trennt ihn vom Hang. Im S ist dem Wall eine mit Bergsturzböcken bedeckte, niedrigere Verflachung vorgelagert. Auf sie und auch noch auf den Südhang des Moränenwalles brandeten die von der Steinwand herabgestürzten Trümmer empor. Der langgestreckte, flache Vorbau war solange vom Gletscher bedeckt, bis dieser sich in die Schattenfurche unter den Wänden zurückzog. Weiter aufwärts wird die Seitenmoräne durch einen von N niedergegangenen Bergsturz gequert und erhebt sich zu der isolierten Kuppe P. 1861. Jenseits einer begrünten Mulde (1840 m), die eine Verbindung zwischen der Hangsenke und dem Kar herstellt, folgt wieder der steile, begrünte Schuttrücken, dann ein rückfälliger Rundbuckel (etwa 2000 m). Von hier nach aufwärts wird der Schuttwall zur Blockmoräne. Sie läßt sich bis über 2100 m hinauf verfolgen. Aus dem Karwinkel zwischen Steinwand und Letterspitzl (2463 m, Lettenspitzl OA) quillt ein rezenter Blockstrom hervor, der in die massenhaften Bergsturzböcke übergeht, zwischen denen Schneehalden liegen. Den äußersten und höchsten Ostteil der Kars zwischen Letterspitzl und Obergailjoch (2198 m) begrenzt eine flache, niedrige Felsschwelle (P. 2045 OA). Zahlreiche, mit Hutweide bedeckte Wulstformen in wechselnder Höhe (2045 bis 2100 m) treten hier zwischen Schutt, Schnee und Bergsturzböcken hervor. Die OA enthält im Knol erfreulicherweise selbst Einzelheiten, die CG Amp. weist Mischung von Hang- und Moränenschutt auf.

b) Obergailalm. Nächst der Teilung des Tales bei P. 1426 erscheint westlich der linken Seitenmoräne aus dem Knol (Weg zur Almhütte), jenseits eines trockenen Einrisses (Quelle versiegt) das begrünte Silur in rückfälligen Rundbuckelformen, oberseits mit Schutt und Blockwerk überstreut. Die Talbiegung aus der N- in die NO-Richtung enthält sehr viele und große Blöcke; sie stammen teils aus dem oberen Talabschnitte, von wo sie durch den einstigen Gletscher herausbefördert und zu einem Blockfelde zusammengeschoben wurden, teils von rezenten Bergstürzen, die von der Nordseite der Östlichen Raudenspitzl niedergingen. Sie übersetzten die Schneesenke am Felsfuß und sammelten sich als ein Wall auf der Südseite einer Verflachung (1700 m) nächst der Talbiegung. Den übrigen Raum der Alm nimmt spärliche Hutweide und Schutt ein. Bis hierher ist in der Geol. SpK rezenter Schutt, in der CG Amp. die bekannte Schuttmischung, südlich davon in beiden Karten nur anstehendes Gestein verzeichnet.

In das schlauchartige, zur Raudenscharte (2298 m) emporführende Tal öffnen sich von O und W hochgelegene, kleine Kare mit großen Schneeflecken

und Blockströmen (paläozoische Schiefer und Diabase). Erst in seinem obersten Teile weitet es sich zu einem gestuften, mit Blockwerk erfüllten Schneekar, das bis zur Scharte reicht. Die Vermischung von Blockmoränen mit rezenten Bergsturzböcken ist für diesen Karraum des Obergailtales sehr bezeichnend.

18. Gossenbach- (Kossen-) graben.

Auf der Verebnung P. 1149 südlich der Gail, gegenüber von Klebas-Liesing, heben sich zwischen breiten Senken langgestreckte, W—O streichende Hügelwellen ab. Die Aufschlüsse im Hutweideboden beweisen die Zusammensetzung aus Moränenschutt. Der Einbiegung des Hanges in den Gossenbachgraben (landesübliche Bezeichnung) sind drei bogenförmige Wallstücke (1160 m) aufgesetzt, deren konvexe Seiten nach außen gerichtet sind, auch in der OA erkennbar. Die Geol. SpK scheidet beiderseits der Talmündung Schotter aus, südlich des quer durchstreichenden Grünschiefers ist nur mehr anstehendes Untersilur gezeichnet.

Weiter taleinwärts nimmt der die Hänge des Steiltales verkleidende Moränenschutt erst bei 1500 m wieder die Form eines Bogenstückes an, das von SW herabkommt. Südlich einer Steilstufe folgt die erste Terrasse mit der Bödenhütte (1707 m). Ihren Nordabschluß bilden rückfällige Hutweidekuppen, zu denen von dem sanft ansteigenden Boden mehrere Schuttwälle vorführen. Ein weiterer Steilhang trennt die zweite Terrasse ab; eine breite, schwach rückfällige Kuppe (1800 m) senkt sich hier nach S zu einem versumpften Boden.

Über einer abermaligen, von Lawinengassen zerfurchten, gestuften Steile liegt hinter einer etwas erhöhten Felsschwelle die dritte Terrasse. Ihre tiefste Stelle nimmt ein Tümpel ein (1960 m) inmitten von grobem Blockwerk, Schutt, Schneeresten, Hutweide, Gestrüpp und den letzten Bäumen. Sie war ein kleines, aber gut geschütztes, oberstes Firnbehältnis unter den Felswänden des Mittagskofels (2251 m OA, 2253 m SpK). Die Westumrahmung des Talschlusses bilden weite, von zahlreichen Einzelformen der Schuttauflagerung durchzogene Verebnungen, deren größte um P. 1988 liegt.

Nordöstlich über dem kleinen Kar der dritten Terrasse senkt sich von einer Kuppe (2030 m) in Absätzen ein mit Schutt überkleideter Felsrücken herab. Er verbreitert sich tiefer unten zu einer beiderseits von rückfälligen Hügelzügen eingefassten Platte (Wegeimündung bei H der OA). Sie senkt sich zu einem Tümpel (1920 m), steigt dann wieder etwas an (P. 1924) und fällt über zahlreiche Rasten und Rückfallkuppen zu den 1700 m bis 1500 m hoch gelegenen Wiesen am Nordhang ab. Hier sind auf den steil geneigten Bergmähdern zahlreiche, fast aneinander schließende runde und längliche Hügel bemerkenswert, deren Entstehung zum Teil auf Bodenfließen zurückzuführen ist. Den Osthang des ganzen Rückens gegen das Niedergailtal gliedern in seiner Längsrichtung Verebnungen mit mehreren Tümpeln (1880 m), durch Steilen getrennt. Auf dem Hutweide- und Waldboden des unteren Nordhanges sind wellige, undeutliche Moränenformen aus Kleinschutt vorherrschend, so auch beim Gehöft auf der Blöße 1147, die sich nach Niedergail senkt.

Die Umrahmung des Gossenbachgrabens lag im Bereiche der eigenen Verfirnung und des Gailgletschers. Beide haben daher ihre Spuren auf den Begleithöhen und im Tale selbst hinterlassen.

19. Niedergailtal.

Wie zumeist auf der Nordseite der Karnischen Hauptkette ist auch hier die Moränenlandschaft westlich der Talmündung besser entwickelt als östlich von ihr (Geyer, 5, 108). Auch jene bei Niedergail (1113 m) zeigt hochzeitliche Anlage und Überformung durch die Lokalvergletscherung. Im Zusammenhange mit den von der Westseite herabkommenden älteren Glazialfor-

men erstreckt sich im Mündungswinkel zwischen Niedergailbach und Gailfluß ein nach NO gerichteter, sich verschmälernder Felssporn mit Moränenauflagerung*), der beiderseits steil abfällt. Seine Oberfläche hat an der Wurzel im großen die Form einer flachen, muschelförmigen Mulde, ist aber im einzelnen recht wechselnd. Die Haupttiefenlinie beginnt flach in nassen Wiesen zwischen dem Hof bei der Kapelle 1113 und den östlichen Höfen von Niedergail, senkt sich dann aber nach N immer tiefer in die Moränendecke ein. Der trichterförmig erweiterte Einschnitt am Höhenrande westlich Gehöft Obernosterer erschließt beiderseits das ungeschichtete, lehmige Material mit eingebackenen Blöcken und zahlreichen gekritzten und polierten Geschieben aus Kristallin, Silurkalken, bunten paläozoischen Schiefen und Diabastuffen von der Steinwand. Durch Unterwaschung und Abbröckeln des Schuttes ist die Rasendecke überhängend, bricht stellenweise nach und erweitert den Trichter. Erst tiefer unten am Hange wird das liegende Kristallin sichtbar. Eine zweite seichte Senke, auch in der OA ersichtlich, zieht zwischen den östlichen Höfen und dem jähen Steilabbruch zur Mündungsschlucht der Niedergail nach NO. An dessen kannellierter Oberfläche ist gleichfalls die Moränenbeschaffenheit zu erkennen; erst nahe der Spornspitze wird der Abhang niedriger und trägt auf der unverletzten Decke Baumbestand.

Die welligen Erhebungen auf dem Sporn von Niedergail leiten sich vom Westgehänge her, und zwar der Moränenrücken mit dem Kapellenhof 1113 von Höhe südlich P. 1147, die anderen beginnen mit niedrigen, rückfälligen Hügeln am Waldrande westlich des Muselweges (SpK) und durchziehen in nordöstlicher Richtung die langgestreckte Muschel in wechselnden Formen. Bei den letzten Häusern von Niedergail sind den unruhigen Wellen einzelne rückfällige Kuppen aufgesetzt. Unter den hier zur Verbesserung der Felder zusammengehäuften Steinen sind zumeist sehr gut gerollte, über kopfgroße Granitgneise, Phyllite, aber auch silurische Grauwacken und Eisenkalk mit zahlreichen Fossilien (Korallen, Crinoiden, Orthoceren u. a.) bemerkenswert. Der Sporn endet im Mündungswinkel mit einer stark absinkenden Rückfallkuppe.

Der östliche Mündungswinkel ist mit Moränenschutt ohne typische Formen überkleidet und in der Geol. SpK gleichfalls mit q bezeichnet.

Wo der taleinwärts führende Weg die Moränenlandschaft verläßt, enthält der Anschnitt abermals gekritzte und polierte Geschiebe. Richtung und Zusammensetzung der Moränen erweisen ihre Herkunft aus dem Talinnern. Das nächste Moränenschuttvorkommen am Westhange konnte an einem steilen Abriß etwa 100 m über der Brücke südlich P. 1217 festgestellt werden; dann etwas weiter südlich oberhalb eines Schuttkegels, über den ein verbauter Wildbach herabkommt. Ihm gerade gegenüber ist an der rechten Talseite ein typischer, durch den Regen zerfurchter Moränenabbruch unter der zackigen Waldgrenze zu sehen (r der Geol. SpK). In dieser verwilderten, engen Talstrecke ist Blockwerk häufig.

Die Umgebung des Gehöftes Berger (1569 m) trägt wellige Moränenformen, in der CG Amp. als Stadialmoränen bezeichnet. Auch weiterhin ist der Westhang von der linksseitigen Talweitung (P. 1310) an, wo ein Schuttkegel mündet, bis südlich der Niedergailalm (1474 m) und des Jägerfriedhofes mit Moränenschutt überkleidet, der zahlreiche Kleinformen bildet (q). Der steile, stark besonnte Osthang enthält ober- und unterhalb der Simagswand (P. 1888) weite Mulden, aus denen der Schnee durch Lawingassen zwischen dem schütterten Waldbestand in die Talrinne herabstürzt (r).

Auf etwa 1500 m beginnt der Talschluß: im W die steilen, von Abätzen mit Blockwerk unterbrochenen, tief durchfurchten Hänge unter Steinwand-Letterspitzl, in der GrK Niedergailalpe genannt, nach der Geol. SpK nur anstehendes Gestein und rezenter Schutt, nach der CG Amp. auch mit Moränen-

*) In der Geol. SpK Blatt Oberdrauburg und Mauthen sind Glazialschotter und Moränen einheitlich mit q bezeichnet.

schutt gemischt. Die verschiedene Gesteinsbeschaffenheit (Diabas, paläozoische Tonschiefer und Silur) prägt sich auch morphologisch aus. Oberhalb der Stufe (2000 m) liegen mehrere Schuttwälle. Im SW unter dem Kesselkofel (2251 m GrK, 2291 m OA, 2264 m SpK) weitet sich das von der felsdurchsetzten Steilstufe (1860 m) bis 2000 m ansteigende Kar (Schutthalde und begrünte Hänge), ein gut geschützter Firnbehälter. Im S dehnt sich das geräumige Kar unter der Kreuzen (2175 m GrK) aus, das sich vom Lahnerjoch (Passo di Val Inferno, 1998 m) nach O, mehrfach gegliedert, bis zur Kreuzleithöhe (2160 m GrK, 2158 m OA) erstreckt.

Über dem rezenten Schuttkegel im Talwiesel endet im SO auf etwa 1740 m Höhe ein rückfälliger Rundbuckel mit Resten von *Kriegsbaracken*. Er ist oberseits mit Schutt bedeckt, der sich in Form eines breiten Walles vom Niedergailjoch (2003 m) vorbaut. Die Schuttauflagerung ist bei den Baracken so mächtig (20 bis 30 m), daß hier trotz der Aufschlüsse durch die Bauten kein anstehender Fels zutage tritt; er wird erst tiefer unten in den Bacheinrissen sichtbar. Nordöstlich der Hütten schwenkt von der Höhe 1803 (anstehender Devonkalk) her ein Moränenrücken ein, der die rechte Begrenzung des ehemaligen Firnfeldes darstellt. Über ihn führt ein Fußsteig talauswärts.

Oberhalb einer tief eingekerbten Felsschwelle aus Devonkalk (etwa 1900 m) öffnet sich im S das trichterförmige Kar unter dem Lahnerjoch und der Kreuzen, im W von Hutweide, im O von massenhaftem Schutt und viel Blockwerk bedeckt (Devonkalk). Das Lahnerjoch selbst ist flach (Silur), die Hiedernispfähle aus der Kriegszeit stecken im Sumpf. Im Kar nördlich des Joches wurden damals Trümmer des rostbraun bis ziegelrot anwitternden Ankerits wegen ihres Eisengehaltes zusammengetragen. Der Ankerit steht tatsächlich nesterweise unter dem schartenartigen Kreuzenjoch (2101 m) an, wo ihn auch Geyer (7, 20, „anscheinend“) vermutete. Der ganze Karraum wäre als r darzustellen, nicht als anstehendes Gestein. Wegen der starken Schuttbedeckung sind keine Glazialformen sichtbar.

Das Niedergailjoch (2003 m) ist flach, rasig (Silur), mit einem Tümpel in der Senke vor der ehemaligen Kampffront.

Die Hochfläche des Giramondo Passes (2005 m) trägt alle Anzeichen langwährender Firnauflagerung; hier fand außer in der Hauptrichtung nach SW auch ein Abströmen nach NW über das Niedergailjoch ins gleichnamige Tal und nach NO über den jetzigen Soldatenfriedhof (1935 m) ins Wolayer Tal statt. Von den umgebenden Höhen, namentlich von den hellen, kahlgelegten Schichtplatten der Biegenköpfe (Devonkalk), wurde der Firnzuwachs dieses Kessels dauernd genährt. In seiner bewegten Oberfläche wechseln auf engem Raume zahlreiche Kleinformen: felsige und begraste Kuppen, feuchte Senken, Tümpel, z. B. beim Soldatenfriedhof, hell geschliffene Platten, wie am Fuße der Biegenköpfe. Im Nordwestteile des ausgedehnten Kessels ist der langgestreckte, ovale Rücken (2020 m, höchster Punkt nach Detailaufnahme der GrK Blatt 18 2025 m) bemerkenswert, den der in einem allseits geschlossenen Becken gelegene Tümpel vom Niedergailjoch trennt. Das Sumpfbecken ist der Rest eines Reliktsees in der ehemaligen Schneewanne (1990 m, tiefste Senke 1974 m). Die besonnte Nordwestseite des niedrigen Rückens ist begrünt, die südöstliche, dem tieferen Becken zugewandte Seite schuttbedeckt. Bemerkenswert ist ferner der Felskopf P. 2055 Spina Pesce (Fischrücken, Darstellung auf Blatt 18 der GrK), den auch Schwinner (4. 36) erwähnte. Er ragt nordöstlich des Lago di Bordaglia (1781 m) als Muschelkalkhärting aus den weicheren Werfener Schichten und dem Grödner Sandstein auf und überhöhte vermutlich einst auch die Firnoberfläche. Der See ist ein Überbleibsel aus der Glazialzeit. Seine Ausmaße sind nach Marinelli (1): Seehöhe 1775 m, Umfang 0·35 km, größte Länge 0·15 km, Oberfläche 0·01 qkm. Nach der Zusammenfassung in der Riv. mens. des Club Alp. It. (Märzheft 1935, 134) beträgt die Oberfläche des Sees 1·15 qkm, die Tiefe nach Marinellis Messung v. 12. 8. 1902 (Boll. Soc. Geogr. It., 1904, 100—103) „sembra notevole“; Guida della Carnia, 1924/25, 571. verzeichnet jedoch „poca profondità“. Auf dem stark besonnten Nordwestabhänge der Kreuzleithöhe

bezeugen die zahlreichen Einzelformen oberhalb der Simagswand in 1900 bis 2000 m Höhe, wie Kuppen, Leisten, Rinnen, Pingen und Bergstürze, eine langandauernde Firnbedeckung und die bis in die Gegenwart reichenden Verwüstungen durch Lawinen.

20. Wolayer Tal.

a) Bis zum Wolayer See.

Westlich der tief eingeschnittenen Talmündung breitet sich auf dem Felssockel die mit hocheiszeitlichen und jüngeren Glazialablagerungen bedeckte Hochfläche von Nostra (1038 m OA, 1042 m SpK) aus, von 1200 m bis 927 m beim Sporn südwestlich Birnbaum absinkend, in der Geol. SpK als q (Glazialschotter und Moränen) dargestellt. Sie ist von W—O streichenden Hügelwellen und von Rundkuppen durchzogen, die durch nasse Senken und kleine, der Gail zueilende Bachläufe getrennt sind. Gegen den südlichen Waldrand steiler, finden sich hier, ähnlich wie bei Niedergail, zahlreiche kleine Hügel, deren Entstehung auf Schuttansammlungen bei Baumstrünken, großen Steinen und auf Bodenfließen zurückzuführen ist. Bachläufe und Weganschnitte erweisen die Zusammensetzung aus umgelagertem Moränenmaterial, das mit Glazialschottern vermischt ist. Die lehmige Grundmasse ist manchmal erhalten, dann wieder weggeschwemmt. Schichtung ist auf der Hochfläche keine bemerkbar. Die an den Feldrainen des sehr fruchtbaren Geländes zusammengehäuften, oft weit über Kopfgröße mächtigen Feldsteine bestehen aus abgestoßenen, manchmal auch ganz gerundeten Stücken von Granitgneis, Glimmerschiefer und Phyllit, Silurschiefern, dunklen und hellen Kalken sowie aus Diabasen.

Auf der um etwa 24 m (1038—1014) tiefer gelegenen Terrasse südöstlich von Nostra fällt ein NO streichender, schmaler Wiesenrücken auf (nördlich 4 von 1014 OA, westlich der Sägemühle), der sich gailwärts erniedrigt und durch Erosion verschmälert wurde. Er zeigt von einer jüngeren Rückzugsphase des Wolayer Gletschers, als er die Hochfläche von Birnbaum (Geyer, 3, 312; Srbik, 1, 71), die von Nostra und den Sporn nicht mehr erreichte. Am Steilhange östlich Nostra ist an einem großen, durch Flechtzäune verbauten Rutsch eine talauswärts geneigte, stellenweise lehmige Schichtung erkennbar.

Östlich der Talmündung liegt die ganz gleich gebaute Hochfläche von Wodmaier mit dem Gegenstück zu dem eben genannten Rutsch in Form ausgedehnter, verbauter Abrisse. Auch hier sind mehrere schwach talauswärts sich senkende, gelbliche Lehmstreifen von dem dazwischengelagerten, ungeschichteten Moränenschutt aus weißem Kalk mit eingebackenen Blöcken zu unterscheiden. Ganz oben im Anbruch tritt Wasser aus. Die ungemein steilen Rutschflächen sind erhärtet, durch das Wasser gerieft und zwischen den tiefen Einrissen oft scharffirstig, in den unteren, weniger steilen Partien erlenbewachsen. Der Oberland des Abrisses ist überhängend, das stete Nachbrechen zwang zur Höherlegung des Weges ins Wolayer Tal. Der gestrüppbewachsene Boden oberhalb der Anbrüche ist stellenweise lehmig, sonst mit Kleinschutt bedeckt (Kalk und Silurschiefer). Ein Gegenstück zu dem Sporn von Nostra bildet ein Rücken am Westhange der Hochfläche von Wodmaier. Er beginnt scharffirstig dort, wo der Weg Sägemühle—Wodmaier ihn kreuzt, verbreitert sich dann, in Rückfallskuppen auf- und absteigend, und biegt schließlich im Mündungswinkel hornartig nach W um. Sein erosiv versteilter, bewaldeter Westhang ist dem Bach zugewendet, wo unter der Schuttauflage stellenweise der Phyllit zum Vorschein kommt. Im O geht er allmählich in die mit Wiesen und Feldern bestandene Hochfläche von Wodmaier über.

Nach dem Geschiebebestande reichte der nicht mehr durch Rückstau am Abfließen gehinderte Wolayer Gletscher zur Zeit seines Höchststandes bis in den Raum Nostra—Birnbaum—Wodmaier. Die von Lehmschmitzen durchzogenen Abrisse beiderseits der heutigen Mündungsschlucht deuten auf einen zeitweisen Stausee in der ehemaligen Mündungsmulde hin; sie wurde dadurch zum Zungenbecken. Bei der folgenden Rückzugsphase wurden die Endmoränen an dessen

Südrand abgelagert. Die postglaziale Mündungsschlucht beließ von ihnen nur den auf der tiefer gelegenen Terrasse heute sichtbaren Rest.

Nach S verschmälert sich die Überkleidung der beiderseitigen Talhänge mit Moränenmaterial (q). Am Ostufer, entlang des Weges von Wodmaier ins Wolayer Tal, nimmt sie bei P. 1042 und 1060 die Form langgestreckter, der Talrichtung gleichlaufender Schuttrücken an (q). Die Mündungsschlucht beginnt bei P. 985. Weiterhin ist das Tal von rezenten Ablagerungen erfüllt, von Murkegeln und Lawinenresten. Das breite Schotterbett trägt Erlenbestand (r). Ein Kalkofen bei der Hubeftuskapelle verwertet die devonischen Bänderkalke. Beim Jägerhaus (die Wodnerhütte ist nicht mehr verfallen, wie die SpK angibt) mündet der große Schuttkegel aus dem Schulterbachtal (Abschnitt b).

Südwestlich der Unteren Wolayer Alm (1283 m, Hutweide, Lärchen und Ahorne, r, keine Glazialspuren) folgt die einige Gletscherschliffe aufweisende, von O bis über den Weg hinaus quer durchziehende Kalkstufe des Hildenfalles (1600 m). Ihren Oberrand (1660 m) bedeckt ein Kranz großer Blöcke aus dem Talinnern. Der Hutweideboden der Oberen Wolayer Alm (1709 m) steigt zunächst sanft an (r und ra). Die östlichen Felswände am Fuße des Maderkopfes sind in ihrem unteren Teile gerundet, geglättet und von postglazialen, meist senkrechten Karren durchzogen. Am Südostende dieses Zungenbeckens liegen die Almhütten¹ unweit der Blockmoränenlandschaft (q), die einen großen Teil des Kessels einnimmt. Verfolgt man ihren Verlauf von innen heraus, so ergeben sich folgende Beobachtungen:

Nächst P. 1800 (nordwestlich Beschreibung Akadem. Hütte der Pichl-K) beginnt ein Schutt- und Blockrücken mit schwacher Wallform entlang der Südhänge des Maderkopfes. Innerhalb dieses Walles, durch eine Senke getrennt, erhebt sich ein zweiter, gleich gebauter, ovaler Rücken; an seinem Südfuße steht eine Hütte. Der äußere Wall setzt sich entlang des Weges zu den Almhütten nach NW fort, vom Berghange durch eine Tiefenlinie abgegliedert. Wo der Weg den höchsten Punkt erreicht, hat der Wall einen schmalen First. Von hier an verliert er seine geschlossene Form und geht einerseits talauswärts in bloße Hangverkleidung mit Blockwerk über, andererseits wendet sich der Wall nach W und erreicht in einer länglichen Kuppe (1820 m GrK) seinen höchsten Punkt. Nach innen, zum „Angerle“ und in dessen Fortsetzung entlang der begrüneten Tiefenlinie, behält die sich nun verbreiternde Blocklandschaft die geschlossene Wallböschung bei; nach außen aber, gegen die Almhütten und die Tiefe unter dem Wolayerkopf, gewinnt sie das Aussehen eines regellosen Bergsturzgebietes, das mit einigen freistehenden Kuppen im W endet. Die Oberfläche des ganzen Raumes ist sehr unruhig, Kuppen und Hügelzüge wechseln mit Senken und geschlossenen Wannen, Blockwerk und Schutt mit Buschwerk und Hutweide. Dem Gestein nach besteht diese in ihrer Grundform nach außen konvexe Landschaft aus Devonkalk, der nördlich der erwähnten Tiefenlinie nicht mehr ansteht.

Ihr Bildungsvorgang während des Rückzuges war anscheinend folgendermaßen: Auf die Oberfläche der Blockmoräne des Wolayer Gletschers fielen auch die gelockerten Felstrümmer der bogenförmigen Umrahmung. Infolge der Überhöhung sausten sie mit bedeutender Schwungkraft aus verschiedener Richtung hinab. Sie sammelten sich alle in dem flachen Becken und wurden bei der Abwärtsbewegung des Gletschers als Mittel-, später als rechte Seitenmoräne, schließlich als Stirnwall abgesetzt. Mit dem allmählichen Rückzuge und nach dem Schwinden des Eises übersprangen zwar auch noch viele Blöcke als postglaziales Bergsturzmaterial die Furche. Da diese aber damals schon weit tiefer lag als die einstige Gletscheroberfläche, erreichten die Blöcke die frühere Höhe des Gegenhanges nicht mehr, sondern bildeten das wirre Bergsturzgebiet, das wir heute sehen. Blockmoräne und Bergstürze haben diese Landschaft geschaffen. Frech (I, 399—400) sagte hierüber: „Der Devonkalk steht hier nicht an und kann ebensowenig durch einen Bergsturz an seine jetzige Stelle gelangt sein; denn eine weite, flache Wiese breitet sich zwischen dem Blockhügel und den Schutthalde aus. Es bleibt also nur der Gedanke an Gletscherwirkung übrig und die Blockanhäufung würde somit als eine Art von Mittelmoräne aufzufassen sein“.

Die ehemalige Mittelmoräne wurde dann meinen Beobachtungen zufolge später zur rechten Seiten-, ja zur Stirnmoräne, auch ist eine Beteiligung von Bergsturzböcken anzunehmen: allerdings nicht nur eine „Bergsturzmasse aus jüngerer Zeit“, womit Gaertner (2. 121) vermutlich die geologische Gegenwart meinte, sondern auch bereits aus der abklingenden Eiszeit. Die Verhältnisse erinnern sehr an jene des Mordebühels in der Lienzer Klause und des Grünen Riegels im Laserkar (Srbik, 1. 83, 86). Bei seinem Schwinden zog sich der Wolayer Gletscher in die dem südlichen Felsgehänge näher gelegene Schattenfurche zurück. In dieser seither aufgefüllten Tiefenlinie schlängelt sich zwischen dem Schuttmantel am Fuße der Felswände und dem Blockgebiete das weiße Trockenbett, beiderseits von grünen Uferstreifen und Bergsturstrümmern begleitet.

Die südliche und westliche Umrahmung des Kars bilden die Felswände des Biegengebirges, die mit Schutthalden ummantelt sind. Auf ihnen treten mehrere begrünte, teilweise mit Hutweide und Gebüsch bewachsene Felslinsen hervor. Jene unter dem Seekopf nächst dem Birnbaumer Törl besteht aus rotem Netzkalk, die anderen sind aus grauem Schiefer aufgebaut. Er reicht daher bis an den Fuß der devonischen Riffkalkwände und ragt, durch den Schutt fast ganz verdeckt, nur inselartig heraus. Die Halden sind zwischen den einzelnen Schuttbahnen streifenweise schwach begrünt und tragen an geschützten Stellen, namentlich unter den Felswänden, Schneeflecken (Juli-August 1930 u. 1931). In dem tiefen Schattenwinkel zwischen Sasso Nero und Wolayerkopf sammeln sich die Schuttströme und Bergsturzböcke in einer durch begrünte Silurhügel (P. 1865) eingeengten Senke. Weiter unten wendet sich die Tiefenlinie des Angerle scharf nach N, verliert jedoch hier, am Westfuße des Blockgebietes, ihre Trogform und ist in eine Reihe tiefer, gut begrünter, teilweise nasser Rundsenken und freistehender Hügel aufgelöst, bis sie sich trichterartig zum Almboden erweitert. In diesem am besten geschützten Raume konnte sich ein Rest des Gletschers am längsten erhalten. Die an Sölle erinnernde Oberflächengestaltung ist auf das langsame Abschmelzen des Toteises und des Lawinenschnees zurückzuführen.

Die Ost- und Nordumrahmung des Kars der Oberen Wolayer Alm zieht vom breiten Birnbaumer Törl über den Frauenhügel (1990 m) nach NO zum Rauchkofel (2460 m) und von da nach W zum Maderkopf (2155 m).

Der rote Netzkalk des bastionsartigen Frauenhügels (1990 m lt. Blatt 13 GrK, jedoch 1999 m lt. Blatt 17 derselben Karte, ehemalige österreichische Stellung) zeigt zwischen dem hohen Graswuchs talauswärts überschliffene Felsflächen. Desgleichen der ebenfalls mit einer hohen Felswand zur Kartiefe abstürzende Riegel nördlich des Wolayer Sees. Am Wandfuße sammelten sich in dem schluchtartigen Karwinkel die Eistrümmer des einstigen Hängegletschers und die über ihn abstürzenden Kalkblöcke, die sich zum Teile jetzt noch dort befinden. Ein ständiger Wasserlauf besteht in der Tiefenlinie nicht, wie ihn die GrK angibt; wenigstens in den Sommern 1930 und 1931 war das Wildbachbett vollkommen trocken. Auf den gerundeten Südwesthängen des Rauchkofels und des Maderkopfes beginnen die zahlreichen Rutsche breit und muldenförmig, nach unten gehen sie in steile Rinnen über. Mehrere nahezu gleichlaufende Verebnungsstreifen, die langhin zu verfolgen sind, enthalten nahe der flach gewölbten Kammlinie talauswärts gestreckte Tümpel, zwei nächst dem Steinhüttl (2020 m) südlich des Maderkopfes, ein dritter, schon fast verlandeter, liegt auf dem Scheitel selbst. Dieser war zur Eiszeit verfirnt, wie auch die Beobachtungen auf seiner Nordseite bezeugen.

b) Schulterbach- und Judengrasgraben.

Das Einzugsgebiet dieser beiden rechten Seitenäste des Wolayer Tales wird umgrenzt durch die Grubenspitz (2305 m) am Südwestende der Plengegruppe, dann das Raimunda Törl (2070 m), die Hochkare unter dem Gamskofel (2496 m), das Wodner Törl (2063 m) und den breiten Kamm Rauchkofel (2460 m) — Maderkopf (2155 m). Ein in sich wieder sehr gegliedertes Gebiet, das nahe der Mündung beider Tiefenlinien durch den steilen Judenkopf (1833 m) in die zwei Ab-

zugsrinnen geteilt wird. Den verschiedenen Gesteinen, nach Geyer hauptsächlich nur im S silurische Schiefer und Kalke, sonst fast durchwegs devonischer Bänderkalk, entsprechen auch die Unterschiede in den eiszeitlichen Spuren.

Nach dem breiten, begrünten Schuttkegel an der Mündung des Schulterbachgrabens beim Jägerhaus folgt ein steiles Engtalstück, höher oben liegen zwei Höhlen. Eine vorspringende Felsbastion (P. 2224—2061 OA) zwingt zur Talteilung. Im NO folgt das große, jetzt ganz mit rezentem Blockwerk und Schutt (r) bedeckte Kar unter den Felsplatten des Gamskofels (Böses Gangele), dessen unteren Ausgang wellige, bewachsene Hügel (Silur) abschließen (1900 m).

Am Raimunda Törl (2070 m) zeigt der zwischen Hutweide, Schutt und Trümmerwerk anstehende Kalk nach N gerichtete Rillen als Anzeichen des überströmenden Eises.

Von der Talteilung nach SO führt eine Schlucht zum Wodner Törl (2063 m), das mit Hutweide und Blockwerk bedeckt ist. Bei den Barackenresten knapp westlich unter der Einsattlung ist eine moränenähnliche, begrünte Schuttvorwölbung.

Die Westabstürze des Gamskofels sind in ihren unteren Teilen stellenweise geglättet und heller gefärbt, wie es bei Felsen häufig ist, die erst vor verhältnismäßig kurzer Zeit vom Eis freigegeben wurden. Unterhalb von ihnen sind in die vorgenannte Felsbastion zwei, in der GrK nicht klar auseinander gehaltene, in der Natur aber scharf getrennte Kare (2000 bis 2200 m) eingesenkt: ein Schuttkar im S und ein tief beschattetes Schneekar im N, beide durch Felschwellen gegen das Schulterbachtal abgeschlossen. Infolge dieser Bodenbedeckung sind Anzeichen der einstigen Vergletscherung zwar nicht mehr sichtbar, aber doch nach allen sonstigen Anzeichen anzunehmen, in der Geol. SpK als r bezeichnet. Vom Schneekar führt dann eine rote Rinne nordwärts zum Bösen Gangele.

In den gut beschatteten Nordhang des Rauchkofels ist ein großes Schuttkar eingekerbt, das nach unten in steile Schluchten übergeht. Sie enthalten bis zu dem sie querenden Artillerieweg Lawinenreste und zerfurchen den Hutweideboden des Judengrases. Westlich der Rückenlinie Rauchkofel Westkuppe P. 2436 — P. 2037 (Schäferhütte) — Judenkopf (1833 m), dessen spitzer Gipfel anscheinend vom Eis zugeschärft wurde, erfolgte der Firneinzug in den Judengraben. Er öffnet sich über dem Mündungskegel und dem Steiltal zu der weiten Mulde zwischen Rauchkofel und Maderkopf, die gleiche Beschaffenheit aufweist wie das Judengras. Sie greift an der Ostseite des Maderkopfes tiefer in den Hang ein, wulstartige Vorwölbungen begrenzen dort das ehemalige Firnbecken nach unten. An mehreren Stellen sind auf dem anstehenden Gestein in etwa 2000 m Höhe vom breiten Kamm hangabwärts gerichtete Schlfisse zu sehen. Ob sie eiszeitlichen oder rezenten Alters (Lawinenschliffe) sind, läßt sich nicht entscheiden.

c) Wolayer See, Wolayer und Valentinfirn.

Die tektonische Entstehung des Wolayer Sees erklärte als Erster Frech (1, 401; 2, 371, 387; 3, 89) durch einen Querbruch, seine Ausgestaltung durch das Zusammenfließen der aus verschiedenen Richtungen herabkommenden Eiströme, die nach Richthofen eine wirbelnde und bohrende Bewegung verursachten und in den Gletscherschliffen nördlich des Sees ihre Spuren hinterließen. Die Abdichtung der Spalten am Seeboden (nach Frech roter Netzkalk) erfolgte durch den tonigen Gletscherschlamm des Silurs. Lindner (28) stimmte Frechs Erklärung bei und verglich diese Erscheinung mit dem gleichen Vorgange beim Funtensee im Steinernen Meer. Frech gab die Spiegelhöhe des Sees mit 1997 m, dessen Oberfläche mit $\frac{1}{4}$ qkm an. Nach Marinelli (1) sind die Ausmaße des Sees folgende: Seehöhe 1959 m, Umfang 0·97 km, größte Länge 0·36 km, Oberfläche 0·06 qkm.

Geyer (6, 76) entschied sich für glazialen Ursprung des Sees. Schon Tar-melli (2, 40) und Prohaska (1, 260) folgerten aus der Zusammensetzung der Grundmoräne bei Collina, daß der Wolayer Paß vom Gailgletscher anscheinend nicht mehr überflossen worden sei. Auf sie berief sich Brückner (1006). Spitz

(1, 188; 2, 306) stellte eine Querverschiebung fest und berührte als Erster die Frage der lokalen Eishöhe gelegentlich seiner geologischen Aufnahmen. Nach Schwinner (4, 37) war der Wolayer See mit seinem unterirdischen Abfluß ursprünglich wohl eine Doline. Gaertner (1, 111; 2, 121, 144, 173—175) streifte die glazialen Verhältnisse im Rahmen seiner stratigraphisch und tektonisch sehr bedeutenden Neuaufnahme. So weit die Angaben in der Literatur über den Wolayer See.

Ausgehend von den jetzigen Verhältnissen, ermöglichen meine Beobachtungen Rückschlüsse auf die eiszeitlichen Vorgänge.

Der Seeboden ist bisher noch nicht ausgelotet, er besteht, soviel erkennbar, fast nur aus Karbonschiefer. Die tektonische Anlage und die Abdichtung des Seebodens durch Schlamm sind anzunehmen. Ein oberirdischer Abfluß besteht nicht. Nördlich der Querschwelle, die, vom Frauenhügel sich rasch senkend, nach O streicht, tritt jedoch eine starke Quelle zutage. Sie dient mittels eines Pumpwerkes zur Wasserversorgung der nahe gelegenen Eduard-Pichl-Hütte (1970 m lt. Blatt 17 der GrK). Das Seeufer biegt in der Richtung der Quelle aus, der See besitzt hier eine größere, gangartige Tiefe. Diese Anzeichen deuten darauf hin, daß ein unterirdischer Seeabfluß den niedrigen Querriegel (Karbon, Tonschiefer und Netzkalke) auf Klüften durchsetzt und als Quelle zum Vorschein kommt (Geyer, 8, 21—22; Gaertner, 2, 183—174, Figur 9 und 10). Der Wasserlauf verschwindet aber bald wieder in Spalten des Netzkalkes, der den bereits erwähnten, überschliflenen, rückfälligen Wall bildet.

Eine andere Ausbuchtung liegt am sanften Ostabfall des Birnbaumer Törls (1963 m lt. Blatt 17 der GrK), das den See (1950 m lt. Blatt 17, jedoch 1951 m lt. Blatt 13 der GrK) nur um 13 m überhöht. Der Karbonschiefer wird hier von Moränenschutt überlagert. Er geht nach S in die rezenten Bergsturstrümmer des Seekopfes (2554 m) über. Costone Lambertenghi auf Blatt 17 der GrK genannt. Im NO legt er sich auf den Felsfuß des Frauenhügels und bildet in fester Packung den unmittelbaren Untergrund der Pichl-Hütte, wie die Aushebungsarbeiten beim Hüttenbau und die Anlage der Schützengräben zur Kriegszeit ergaben. Die mit rezentem Schutt vermischte Moränenbedeckung ist ostwärts bis auf die Rauchkofelböden hinauf zu verfolgen.

Die dritte Ufermulde am Südende des Sees liegt unter dem breiten Wolayer Paß (1977 m), der den Wasserspiegel um 27 m überhöht. Die dem See zugewendete Seite des Grenzriegels (roter Netzkalk) ist mit Moränen- und rezentem Schutt überkleidet. Die Oberfläche der Felsschwelle ist, soweit Kriegsbauten und Verwitterung noch Einblick gestatten, stellenweise gerundet und geglättet. Zwischen dem Ostende des Grenzriegels und dem Fels- und Schutthange der Seewarte ist eine Senke, die etwas tiefer einschneidet (1970 m) als jene im W, über die der Weg nach S führt (1977 m, Abbildung bei Frech, 3, Tafel XV und Geol. Rundschau, 1910, Tafel VI).

Am Ostufer des Sees mündet trompetenförmig auf dem flachen, mit Blockwerk überstreuten Strand die Abzugsrinne aus dem Karwestlich des Valentintörls (2138 m). Sie verengt sich weiter oben schluchtartig zwischen den überschliflenen Felsen. In die schwach begrünzte, in den See vorgebaute Strandebene ist die trockene Rinne vertieft, beiderseits von Schuttwällen begleitet. Eine höhere, alte Felsterrasse liegt südlich der Trompetenmündung am Fuße der Seewarte-Nordwand. Sie ist vom Eis überschliflen, geglättet und gefurcht, soweit sie nicht mit rezentem Schutt bedeckt ist. Spitz (1, 188) erwähnte sie gelegentlich einer Frage über Faziesvertretung, die auch Gaertner (2, 144) beschäftigte.

Im Nordostwinkel des Sees ist das Ufer infolge der vorherrschenden südlichen Windrichtung und des gleich gerichteten Wellenganges plattig, im N steil und felsig, sonst flach und mehr oder weniger schuttbedeckt, ohne Anzeichen rezenter Terrassenbildung.

Nach der Schneeschmelze und nach andauerndem Regen steigt der Seespiegel infolge der Kleinheit und Abdichtung des Beckens. Heute wird der See nur durch Niederschläge, Lawinenschnee und Sickerwässer gespeist. Über das

Seebrüllen berichtet die Sage (Graber, 119), über die eigenartige Flora hier und im Plöckengebiet Keller.

Das tektonisch vorgebildete Seebecken wurde zur Eiszeit durch den Wolayer Gletscher ausgestaltet. Einen ganz geringen Bruchteil seines Raumes nimmt jetzt der Wolayer Firn ein.

Bei Besprechung der eiszeitlichen Gletscherverhältnisse erscheint es zweckmäßig, auch weiterhin von den jetzt erkennbaren Spuren auszugehen, mithin zunächst die noch vorhandenen gletscherähnlichen Gebilde darzustellen und dann die im weiteren Umkreise liegenden Anzeichen der einst sehr ausgedehnten Vergletscherung zu besprechen. Die Beschaffenheit des Geländes im N des Karnischen Hauptkammes zwischen dem Wolayer See und dem oberen Valentintale läßt es jedoch vorteilhaft erscheinen, hier von dem bisherigen Grundsatz abzugehen, tälerrweise die Spuren der Vereisung zu verfolgen; denn die heutige Wasserscheide des Valentintörls verursacht nur den Unterschied der jetzigen Talrichtungen, ändert aber nichts Wesentliches an den sonst gleichen Bildungs- und Zustandsbedingungen beiderseits des Valentintörls. Es gelangt daher das firnerfüllte Schlußkar des Valentintales gemeinsam mit jenem des Wolayer Tales zur Besprechung. Dieser Vorgang ist sinngemäß, weil zur Eiszeit das Valentintörl keine Unterbrechung der Gletscheroberfläche bildete. Denn zwischen den Nordwänden des Grenzkammes und den Südhängen des Rauchkofels erfüllte beide Kare ein einheitlicher Gletscher, dessen Scheitel über dem Valentintörl lag. Hingegen steht das durch den Grat Kellerspitzen (2769 m) — Kunzköpfe (2291 m) getrennte Eiskar mit dem Valentintal im engeren Zusammenhange.

Eine chronologische Zusammenstellung über einige frühere Beobachtungen und Urteile von Alpinisten und Geologen über die beiden Firnfelder und deren topographische Darstellung in Karten gewährt lehrreiche Einblicke. Der Kürze halber sei hiebei der Wolayer Firn als WF, der Valentinfirn als VF bezeichnet.

a) Schrifttum.

Grohmann (61): WF: Schneegefurchte Halden zogen gegen das Valentinjoch (von W) hinan.

Frech (1, 401): WF: . . . ein breites, niemals abschmelzendes Schneefeld.

VF (3, Erl. z. Abb. 82): Im Vordergrunde die perennierenden Firnfelder.

Heilmann (450): WF: . . . am linken Seeufer hin, über einen mit groben Blöcken überdeckten Hang, dann links ziemlich steil hinan über steinbesäte Rasenflächen auf ein Törl (Valentintörl). VF: . . . direkt über uns ein wildes Kar, welches zum größten Teil mit Schnee bedeckt ist und welches in nicht besonders steilem Abfalle gegen O zieht . . . Die steilen Hänge, die zu demselben hinunterführen, zeigen vielfach interessante Gletscherschliffe. Besonders ein hausgroßer Felsblock zeigt sie sehr deutlich. Gleich unterhalb desselben betreten wir ein großes Schneefeld . . . Steinlawinen . . . Als wir gegen das untere Ende des Schnee- oder eigentlich Firnfeldes hinabgelangten . . .

Hecht, E. Richter (1), Diener enthalten keinerlei Angaben.

Geyer (4, 297): VF: . . . links über der winterlich öden, mit Trümmern bedeckten und von einem langen, durch Lawinenzürze stets regenerierten Firnfelde erfüllten Gasse (erheben sich) die Mauern der Kellerwand und des Coglians . . . Das große Lawinenschneefeld, über das wir nun dem Valentintörl zustreben, nimmt zuweilen ganz das Aussehen eines Gletschers an. Gletschertische ragen hie und da aus seiner Fläche auf, Gletschermühlen verschlingen das gurgelnde Wasser und das schwarze Eis seines Randes umgeben moränenartige Steinwälle . . . WF: Der Steig senkt sich über Schieferfelsen abwärts auf ein Schneefeld hinab, durch eine kahle Trümmerschucht hinunterleitend zum See. — VF (8, 15): . . . links flankiert durch ein größenteils mit Lawinenschnee bedecktes . . . Hochkar, das sich nach W allmählich gegen . . . das Wolayer Törl (Valentintörl) emporzieht . . . Bei zirka 1800 m erreicht man das untere Ende des durch abgestürzten Lawinenschnee stets regenerierten Firnfeldes, das sich in der winterlich öden Felsgasse zwischen den Coglianswänden und dem

Rauchkofel gegen das Wolayer Törl (Val.-T.) emporzieht. Teils über das Schneefeld, teils über das am Fuße des Rauchkofels aufgehäufte Schuttmaterial . . . mäßig ansteigend . . . verlassen (wir) endlich das Schneefeld . . . WF (17): . . . in das jenseitige, ebenfalls zum großen Teil mit Firnschnee bedeckte, zum Wolayer See absinkende Kar hinunter . . . Dort, wo der Weg den Karboden erreicht, liegen einige gewaltige vom Coglians herabgestürzte Devonkalkblöcke mit (Fossilien) . . . Auch die Schutthalde, über die der Steig dann durch diese Schlucht zum See hinabführt, . . . (Fossilien). VF (9, 3, 5): . . . die mit Firnschnee erfüllte oberste Valentinschlucht . . . Schutt- und Firnhalden des obersten Valentintales.

Spitz (2, Erläuterungen, Skizze S. 311): VF: Im Vordergrund Schnee.

Schwinner (4, 37): WF und VF: . . . kleinere Lokalgletscher, deren Spuren aber wenig deutlich sind, und als letzte Reste erscheinen die gletscherähnlichen Firn- und Eisansammlungen an und unter dem höchsten Bergzug, der Kellerwandgruppe. Wo solche perennierende Schneeflecke sich in eine Hohlform eingestuft hatten . . . entstanden kleine, aber deutliche Kare: Eiskar in der Kellerwand, Polinig-Nordwandkar.

Pichl (5): An Gletschern besitzt die Hauptkette das Eiskar, in der Höhe von 2300 m in den Kellerwänden eingebettet, $\frac{1}{4}$ km breit und $\frac{1}{4}$ km lang, im Spätsommer stets stark zerrissen, ferner den Valentingletscher, gegen 2000 m, östlich des Valentintörls und den Wolayer Gletscher, 2000 m, westlich des Valentintörls . . . (21). Viele sinngemäße Umtaufen und Bezeichnungen hat der Verfasser dieses Führers vorgeschlagen und eingeführt . . . Die beiden Firnfelder östlich und westlich des Valentintörls mit allen Merkmalen von Gletschern gelten nun als Valentingletscher und als Wolayer Gletscher . . . (75—76) Über Geröll erreichen wir die Zunge des kleinen Valentingletschers, auf dessen gewellter Oberfläche uns abwechselnd Eiseskälte und warme Lüfte umspielen. In niederschlagsarmen oder sehr heißen Jahren kommt das Eis des Gletschers samt seinen Merkmalen zum Vorschein. Noch 1928 hatte der Schnee ein Kriegsoffer eingehüllt gehabt, das erst infolge des heißen Sommers an die Oberfläche kam . . . Der Steig führt uns . . . auf den zum See absinkenden Wolayer Gletscher, der ohne jede Gefahr oder Beschwerde nach abwärts verfolgt wird. Der Weg geht wieder an das linke Ufer des Gletschers und schließlich dicht am Seerand . . . (164—165) . . . vom Valentingletscher (in) das große Schneekar in der Gipfelbucht (der Hohen Warte) . . . über den Wolayer Gletscher . . . in das große Schnee- oder Schuttkar . . . (168) vom oberen Ende des Valentingletschers . . . Riesenschlucht . . . über steilen Schnee empor . . . über steilen Firn . . . zum Hauptgipfel der Hohen Warte . . . mehr oder minder schwierige Eisarbeit.

b) Karten.

Marinelli (3, 45) stellte den Bereich der beiden Firnfelder als „Materiali detritici“, jedoch nicht als „Ghiacciaio“ dar.

OA 5350/3: Beiderseits des Valentintörls Firnfelder und Schutt ohne Namen.

SpK 1. Ausgabe: Schutt; 2. Ausgabe: Firnfeld ohne Namen.

Geol. SpK: r.

GrK: Firnfeld westlich des Valentintörls blau (Schichten und Formenlinien) ohne Namen; Firnfeld östlich des Valentintörls braun (Schutt) ohne Namen.

Pichlkarte (ergänzte GrK): Firnfeld westlich des Valentintörls wie GrK, überdies Beschriftung „Wolayer Gl.“, Firnfeld östlich des Valentintörls blau (Schichten- und Formenlinien, jedoch zu ausgedehnt gezeichnet), ferner Beschriftung „Valentin Gl.“.

CG Amp. (1933): keine Gletscher, sondern teilweise schuttbedeckte Firnfelder.

Diesem auffallenden Wandel in der Auffassung und Darstellung braucht nichts beigefügt zu werden.

Meine eigenen Messungen (Srbik, 2, 150; 3, 124) in den Sommern 1930 und 1931 werden durch meine folgenden Beobachtungen ergänzt:

Beide Firnfelder — und der Gletscher im benachbarten Eiskar — verdanken ihre Entstehung dem Zusammenwirken der meteorologischen Ver-

hältnisse und ihrer Lage am Nordfuß der über 2700 m aufragenden Felswände. Sie wirkten mangels höherer Gebirgsgruppen im S seit jeher als Windfang, der die Schneegrenze herabdrückt. Die vorherrschenden Südwinde bringen reichlich Niederschläge, auch der Tauernwind ist ein Regenbringer. Selbst im Hochsommer fallen die Niederschläge häufig in fester Form und schmelzen wegen der hohen und geschützten Lage nicht mehr ab. Lawinstürze aus den Nischen der Kare und von den flacheren Teilen der Felswände im S sowie von den meist nur schrofundurchsetzten Rauchkofelböden im N vermehren die zu Firn, in größerer Tiefe zu Eis gewordenen Schneemassen in den beiden langgestreckten, im Hochsommer größtenteils gut besonnten Karen. Auf der schattigen Südseite reicht der Firn bald in Streifen, bald in Flecken, dann wieder in spitzen Zungen über die unten verflachenden, oben steilen Schutthalden bis an die Felswände hinan.

Die zusammenhängende Firnmasse senkt sich derzeit (1931) beim WF von 2100 m im O und S auf 2020 m im W, beim VF von 2040 m im W auf 1850 m im O. Der tiefste, bereits abgetrennte Schneefleck liegt hier auf 1800 m.

Die im allgemeinen sanft abfallende Firnoberfläche beider Kare wird etwa in der Längsmittle von einer Verebnung gequert, ist fest, tragfähig, von Windgangeln wellenartig zerfurcht, dermalen ohne jedwede Spalten. Stellenweise zeigen sich in der hellen, nur mit Zusammenwehungen von Gesteinsstaub an der Leeseite der Gangeln bedeckten Firnoberfläche dunkle, große Flecken. Diese Ausaperungen sind teils am südlichen höheren Schuttfuß, teils auf den Verebnungen in der Firnmittle gelegen. Der Firnbelag ist an diesen Stellen verwässert, teilweise weggeapert, das dunkle Eis tritt hier zutage. Es ist von seichten Schmelzwasserläufen durchzogen, in denen Gesteinsstaub abgelagert ist. Die dünnen Wasserläufe verlaufen bisweilen quer über das Firnfeld, verschwinden stellenweise und erscheinen wieder in der allgemeinen Fallrichtung. Keines der beiden Firnfelder hat am unteren Ende einen sichtbaren Abfluß. Die Abschmelzung beginnt am Südrande des Firnfeldes, da hier die Firnlage dünner und der erwärmte Schutt näher ist. Von hier suchen sich die Schmelzwässer ihren Weg in die Firnmittle, wo auf den Verebnungen mangels größeren Gefälles seichte Gletschersümpfe entstehen. Im weiteren Verlaufe verlieren sich die Schmelzwässer zumeist unter der Oberfläche. Das an den Ausaperungsstellen sichtbare Eis ist kein festes, körniges Gletschereis, sondern stäbchenförmiges Wassereis, entstanden durch zeitweises Frieren des Schmelzwassers und des durchweichenden, zerfließenden Firns. In niederschlagsarmen Jahren apert die oberste Firnschichte im Hochsommer an vielen Stellen aus und Firneis kommt zum Vorschein. Genügt doch schon eine verhältnismäßig sehr geringe Tiefe und unbedeutende Bewegung, um den Firn durch Druck zum Firneis zu verfestigen. Der Vorgang erinnert an die Beobachtungen Klebelsbergs (I, 158) in den Gletscherstellen des Ortlers.

Gletschertische waren zur Beobachtungszeit gerade keine vorhanden, wohl aber Blockwerk und Schutt, die am WF sogar die ganze Breite des Firnfeldes durchziehen.

Ein Bergschrund in dem Sinne, daß sich hier die bewegliche Firnmasse von den an die Felsumrahmung festgefrorenen Schnee- und Firnhalden löst, besteht im ganzen Bereiche der beiden Firnfelder nicht. An einigen wenigen Stellen jedoch eine Randklüft als Trennung des Firns von dem leicht erwärmten Fels; hier sowie an den talseitigen Enden der Firnfelder läßt sich auch die randliche Mächtigkeit der Firnmasse annähernd beurteilen. Sonst legt sie sich aber überall flach an die Fels- oder Schuttumrahmung ohne klaffende Runst an.

Die Messungen am Wolayer Firn ergaben: Im SO der Ostmarke, wo ein hellgelb gefärbter Fels die junge Ausaperung anzeigt, war 1930 noch eine etwa einen Meter breite und ebenso tiefe Randklüft; 1931 war sie infolge des Zurückschmelzens des Firns auf dem block- und schuttbedeckten Karboden ganz verschwunden. Dasselbe zeigte sich bei der Südmarke: 1930 noch eine 1 bis 2 m breite und 2 m tiefe Randklüft; 1931 ein Rückzug von 58 m, ohne auch nur eine Spur von Firn oder gar Eis zu hinterlassen. Etwa in der Längsmittle des Firnfeldes quert es, wie erwähnt, ein fast zusammenhängender Schutt- und Blockwall von der Südseite her. An dem Riesenblock, der am Fuße des Rauchkofels zur Ruhe kam, hat die etwa $\frac{1}{2}$ m breite Randklüft eine Tiefe von rund 1,5 m. Das

flache Firnende bei der Westmarke ist kurz vor seinem ganz dünnen Ausspitzen 50 cm mächtig.

Beim **V a l e n t i n f i r n** setzt sich bei der Westmarke die steile, in faulem Fels liegende Schlucht, in der große Blöcke roten Flaserkalkes verklemt sind, ebenso steil unter das Firnende nach abwärts (O) fort. Die Mächtigkeit der frei in sie hineinragenden Firndecke war 1930 an ihrem Ende 3 m und nahm schlucht-abwärts zu. Ihre Unterseite war zitzenartig gestaltet, die Vorsprünge und Kanten durch kleine Gesteinspartikel schmutzig gefärbt, sonst aber weißer, fester Firn. Nach etwa 10 m kam sie der Schluchtsohle so nahe, daß ein Weiterkriechen verhindert wurde. 1931 hingegen war die überhängende Firndecke an ihrem Ende nur mehr etwa 30 cm mächtig, lichtdurchscheinend, ganz unterhöhlt, nicht mehr tragfähig und voraussichtlich nur mehr von kurzer Bestandsdauer. Am Südfuß des oben und allseits überschliffenen Felsklotzes (2017 m) aus rotem Netzkalk (Heilmann, 450) ist die Randklüft in etwa vier Meter Tiefe sichtbar. Der Weg führt, nebenbei bemerkt, nördlich des Felsklotzes, nicht, wie die Karte angibt, südlich von ihm auf das Firnfeld. Nahe der Ostmarke, 3 m vom Firnende, beträgt die Mächtigkeit 50 cm, die hohlliegende Firnzunge spitzt ganz dünn aus. Beiderseits von ihr liegen kleine, wirre Schuttwälle.

Durch **L a w i n e n** zusammengeschobene, moränenartige Wallformen aus Schutt und Blockwerk finden sich wiederholt auf den Schutthängen unter dem Grenzkamm. Sie gliedern die Schneehalden, schieben sich bis an das Firnfeld vor und reichen, wie beim Wolayer Firn, sogar tief in dasselbe hinein. Am Ostende des Valentinfirns drängten sie den Firn weiter abwärts und täuschten derart 1931 einen Vorstoß vor.

Das Ostende des Valentinfirns wird am Rauchkofelhang von einer alten Moräne überhöht, die auf etwa 1800 m endet. Der schräg talauswärts herabziehende Blockwall ist durch eine seichte, begrünte Senke vom Hange getrennt. Eine ganz junge, in zahlreiche kleine Schutthügel aufgelöste **L a w i n e n m o r ä n e** liegt nördlich der Verebnung P. 1908. Der Schutt springt hier bogenförmig in das Firnfeld vor; er hat sich noch nicht gesetzt, wird von Rissen und Wasseradern durchzogen, breiige Fließerde und Eis begrenzen den Firn.

Die beiden Firnfelder füllen die tiefsten Teile ihrer Kartröge wie eine flache Auspolsterung aus. Beide enden bei Verengungen: der Wolayer Firn bei der Felsschlucht gegen den Wolayer See, der Valentinfirn dort, wo die Felsen vom Rauchkofel und von den Kellerspitzen näher aneinander herantreten und das Steiltal beginnt. Es fehlen Gletscherzungen, bei denen unter Verringern des Querschnittes der Firn zum Gletschereis wird und unterhalb der Firnlinie die Abschmelzung den Zuwachs überwiegt. Derzeit sind nur die beiden im Schwinden begriffenen Firnbecken erhalten, die naturgemäß auch eine den geringen Höhenunterschieden entsprechende Firnbewegung und daher gletscherähnliche Begleiterscheinungen zeigen. Aber die wesentlichsten Merkmale eines Gletschers, die Gliederung in Firnbecken und Zunge, die Einengung und raschere Bewegung am Gefällsbruche, ferner der bezeichnende Unterschied zwischen Firn und körnigem Gletschereis sind nicht vorhanden. Es ist daher vom glazialgeologischen Standpunkte die durch Pichl neu eingeführte Bezeichnung „Gletscher“ abzulehnen, dagegen wäre — wenigstens wissenschaftlich — der Name „Wolayer Firn“ und „Valentinfirn“ vorzuschlagen. Auch der Bergsteiger sollte m. E. darauf Wert legen, daß durch derlei Namen, zumal bei Neubennungen, richtige Vorstellungen erweckt werden; sonst könnte ein unvorsichtiges Verhalten bei späterer Begehung wirklicher Gletscher die Folge sein.

Die zertrümmerten Schuppen des Törlkopfes, 2195 m OA (Spitz, 2, 306—309 und Karte; Heritsch u. Schwinner, 1, 249—272; Gaertner, 1, 117; 2, 172, Tafel 5; Haberfelner und Heritsch (113); Heritsch, 2, 116) trennen jetzt die beiden Firnfelder. Er ist durch das höhere südliche und das niedrigere nördliche **V a l e n t i n t ö r l** (2138 m) von den Abstürzen der Hohen Warte und des Rauchkofes abgegrenzt. Trotz der starken Verwitterung am Törlkopf sind auch hier stellenweise noch Schiffe bemerkbar. Beide Törln sind breit, flach, mit Blockwerk, Schutt und Hutweide bedeckt. Die Felsen der Hohen Warte enden am

südlichen Valentintörl mit einer etwas steileren, zurückgekehrten Wand. Die Beobachtungen ergaben, daß der Törlkopf unter Eis begraben war. Ein einheitlicher Gletscher dehnte sich zur Zeit des Höchststandes der Eigenvergletscherung von den Karen unter der Hohen Warte bis auf die Rauchkofelböden aus. Auf dem Scheitel des Törls teilte sich die Firnmasse und bildete im O den Valentin-, im W den Wolayer Gletscher. Dieser Vorstellung entsprechen auch die Wahrnehmungen am Hange des Rauchkofels.

Er senkt sich absatzweise mit den durch zahlreiche gerundete Einzelformen gegliederten Rauchkofelböden gegen den See. Auf der aus Netzkalken bestehenden letzten Platte P. 2054 sind einige gletscherüberschiffene Rundbuckel besonders gut zu sehen, die Schliffrichtung weist nach W. Auch Gaertner (1, 111; 2, 121) erwähnte sie. Spitz (2, 305—306) unterschied auf den Rauchkofelböden drei O—W durchstreichende Schuppenzüge, die alle aus unter-silurischen Tonschiefern und Grauwacke, hellen, massigen Bänken und roten Netzkalken zusammengesetzt sind. Er stellte zwischen den Schiefen der beiden nördlichen Zonen an zwei Stellen einige sehr große Blöcke von unterdevonischem hellgrauem Riffkalk mit Crinoiden und Korallen fest und fuhr fort: „Es ist mir nicht sehr wahrscheinlich, daß diese Blöcke vom Judenkopf (Seewarte) abgestürzt sind, da sie doch durch den orographisch ziemlich hervortretenden Zug II (den mittleren) und das tiefe Kar von ihm getrennt sind. (Der Zug III liegt südlicher und tiefer.) Es läßt sich der Gedanke nicht ganz abweisen, daß diese in einer Reihe, parallel zum Streichen hintereinander liegenden Blöcke in diesem kompliziert gefalteten Gebiete Einfaltungen, „Blockklippen“, bilden. — Vielleicht wäre auch an Eistransport zu denken.“ Gaertner (1, 111—112; 2, 174—175) vermochte sie petrographisch oft nicht von der hellen Bank zu unterscheiden und fügte bei: „Sie stehen aber nicht hier an, sondern sind durch das Eis hierher transportiert worden.“ Die Blöcke liegen in etwa 2060 bis 2100 m Höhe, können daher tatsächlich ohne Zwang als erratisch angesehen werden, ihre heutige Lage ist nur durch Eistransport zu erklären. Spitz hatte bei seiner Ablehnung ihrer Herkunft von der Seewarte einen Bergsturz im Auge. Ein solcher hätte zur eisfreien Zeit natürlich wegen der dazwischen liegenden Hindernisse nie jene Höhe auf den Rauchkofelböden erreichen können. Er hielt daher ihre tektonische Herkunft als Blockklippen für wahrscheinlich. Aber wegen ihres nur vereinzelter Vorkommens und zufolge ihrer Lage im Bereiche des alten Wolayer Gletschers ist dennoch der von Spitz an letzter Stelle genannte und auch von Gaertner erwähnte Eistransport anzunehmen. Der Gletscher erfüllte ja die ganze Kartiefe und stand mit den sich weniger steil senkenden Firmassen am Südabhange des Rauchkofels naturgemäß in ununterbrochener Verbindung. Die heutige tiefe Senke war daher durch eine im S steilere, im N sanfter geschwungene Firnfläche überbrückt. Riesenblöcke, die vom Grat Seewarte—Hohe Warte mit einer Überhöhung von 300 bis 400 m auf den Gletscher niedersausten, konnten gewiß auf dem jenseitigen Hange stranden. Auch bloßer Gletschertransport läßt sich übrigens denken, wenn man den Ursprung der Blöcke im Kar der Hohen Warte und einen bogenförmigen Verlauf der Strömungsrichtung annimmt, was ja in der Scheitelgegend der Fall war.

Zur Hocheiszeit stark zurückgestaut, nahm der Wolayer Gletscher selbst nach Freigabe seiner natürlichen Abflußrichtung, die ihn vorerst bis ins Gailtal führte, zunächst noch in breitem Strome seinen Weg zwischen den Rauchkofelhängen und dem Grenzkamm in das heutige Schluchttal nördlich des Frauenhügels und in die tektonische Senke des jetzigen Wolayer Sees und vertiefte sie. Er bedeckte, glättete und schrammte die Felsen des Frauenhügels und stürzte mit gewaltigen Brüchen, später als Hängegletscher in das Kar der Oberen Wolayer Alm. Als regenerierter Gletscher vereinigte er seine Eistrümmen am Fuß der Felswände mit dem durch Lawinen fest zusammengepackten Firn vom Biegebirge. Damals bildete sich dort, wie Frech (1, 400) annahm, eine Art Mittelmoräne. Ein Arm des Gletschers strömte durch die Lücke zwischen dem Seekopf und der Seewarte, deren tiefste Stelle jetzt der fast rechteckig eingeschnittene Wolayer Paß einnimmt, nach S. Hier dürfte die Eishöhe schätzungsweise bis 2100 m gereicht haben. Wie immer zerfiel der Gletscher mit seinem allmähli-

lichen Schwinden in Teilströme und beschränkte sich dann nur mehr auf das Schluchttal und die aus dem dauernd vertieften Becken nach außen führenden Senken, die Quellenschwelle im N, das Birnbaumer Törl im W, den Wolayer Paß im S. Im Kar der Oberen Wolayer Alm suchte er die Schattenfurche, die Blockmoräne wurde dadurch zur rechten Seiten- und später zur Stirnmoräne. Bei weiterem Rückzug endete er eine Zeitlang an der Umrandung des heutigen Seebeckens, das hiebei als Zungenbecken diente, in dem die Eisschollen sich noch lange erhielten, bis sie endlich abschmolzen. Schließlich war sein Firnraum kaum größer als das obere Kar und nur mehr seine Zunge reichte in den See hinein, bis auch sie sich in die Schattenschlucht zurückzog und zuletzt lediglich das heutige Firnfeld übrigblieb. Aber noch zur Daunzeit war das Valentintörl verfirnt, der Wolayer Paß vom Eis überflossen und das Zungenende stirnte auf der Wolayer Alm. Jüngere Vorstöße geringen Ausmaßes sind anzunehmen.

21. Plenge.

In dem von der Plenge und ihrer Fußregion im N, den Hochflächen von Wodmaier, Aigen und Nischwitz, gebildeten Dreieck greifen infolge seiner Lage Spuren der Lokalvereisung und des Gailgletschers eng ineinander. Die Geol. SpK zieht die Obergrenze der quartären Ablagerungen ($q =$ Glazialschotter und Moränen) zwischen 1000 und 1100 m; darüber hinauf enthält sie nur anstehendes Gestein (Untersilur und devonischer Bänderkalk) und rezenten Schutt. Doch sind auch im Kargebiete der Plenge Spuren der Eigenvergletscherung zu beobachten, allerdings durch rezenten Schutt häufig verwischt, den auch die CG Amp. scheidet.

Die Basisregion gliedert sich durch Tiefenlinien in drei gut besiedelte und bebaute Hochflächen, die durch die Wirkungen der Hocheiszeit einheitlichen Charakter tragen. Die Steilhänge an der Gail erschließen die Auflagerung des Quartärs auf dem kristallinen Felssockel.

a) Die stark bewegte Oberseite der Hochfläche von Wodmaier (1017 m ältere, 992 m jüngere SpK), deren Westrand bei Gruppe 20, a) gekennzeichnet wurde, enthält Hügel und Mulden bei vorherrschender W—O-Richtung, im Nordostteile mehrere Rundkuppen. Die baumbestandenen Tiefenlinien schneiden sich gailwärts stark ein. Der hornartig endigende Rücken am Ostufer des Wolayer Baches ist von der Hochfläche durch eine nasse Senke geschieden, die an der Gail als Stufental abbricht. Die Hochfläche selbst setzt sich jenseits der Gail bei Birnbaum fort. Der auffallende Reichtum an Wasser um Wodmaier, das viele Wiesen und Wege überrieselt, ist durch die Bodenbeschaffenheit begründet, da der Lehmgehalt der Moränen das Eindringen des Wassers verhindert. Ähnlich wie bei Nostra bestehen die Schuttgesteine auf und abseits der Kulturfläche aus Kristallin, Silurschiefer, dunklen und hellen Kalken, alle abgestoßen, manchmal gerundet, darunter oft Findlinge von bedeutender Größe. Gegen S zunächst flach ansteigend, erheben sich vor dem Waldrand (1060 m) auf dem Hutweideboden mehrere rückfällige Kuppen und nach NO verlaufende Hügelzüge. Zwei dieser Kuppen sind zwecks Schotter- und Kalkgewinnung angeschnitten. Die Aufschlüsse daselbst fördern zumeist dunkle Kalke zutage; sie sind bestoßen, manche geglättet, einzelne gekritzelt, eingebettet in lehmige Grundmasse ohne Schichtung. Der westliche Aufschluß zeigt wegen seines Lehmgehaltes mehr Moränencharakter; der östliche, wo weniger Lehm vorhanden ist, nähert sich wegen anscheinend erfolgter Waschung dem Schotter; aber auch hier sind die Gesteinspartikel eckig, keineswegs rund oder plattig. Die Oberfläche der südlich anschließenden Zone alten Waldes ist grubig-höckerig bewegt und enthält beim Übergang in den steileren Hang der Plenge zwischen 1000 und 1100 m moränenartige Einzelformen. Die Tiefenlinien, von denen der Schrottengraben am bedeutendsten ist, erschließen zumeist kalkigen, nur stellenweise geschichteten Schutt. Der bestehende Verbindungssteig zwischen Wodmaier und Aigen wäre in die Karte aufzunehmen.

b) Die Hochfläche von Aigen (928 m) liegt um 70—90 m niedriger als jene von Wodmaier, ist aber sonst wie diese beschaffen. Ihr Nordteil ist

flachwellig, im S geht sie in den mit altem, verwildertem Mischwald, stellenweise mit Kulturen bedeckten Auslauf des Plengehanges über (Fuchsfarm). Im O begrenzt sie ein tiefer, trockener Graben, an dessen beiderseitigen Hängen sich zahlreiche Abrisse befinden. Orographisch links begleitet den Graben ein schmaler, gerundeter Rücken talabwärts, steil, zumeist mit überhängenden Unterwaschungen gegen O abbrechend. Der Waldboden enthält, wo er frei liegt, Kleinschutt, zumeist Kalk, weniger Silurschiefer. Die gleiche Zusammensetzung zeigen auch die beiden genauer untersuchten Abrisse am Westhange des Grabens in etwa 1000 und 1100 m Höhe: keine oder nur auf wenige Meter sich beschränkende Schichtung; lehmige, oberflächlich durch Regen bisweilen abgewaschene Grundmasse, in ihr der fest zusammengepackte Schutt, bestoßen, manchmal geglättet und poliert, nicht deutlich gekritz; erhärtet, durch Regenwasser gerieft, bisweilen in Form von Erdpyramiden herausgewittert. Im unteren Aufschluß sind weniger, im oberen weit mehr Kalkblöcke eingebacken. Nach allen Anzeichen Plengemoräne. Gleiche Beschaffenheit haben die Abrisse in den östlich folgenden Gräben zwischen Aigen und der

c) Hochfläche von Nischwitz (962 m). Sie weist im N wieder die gewohnten Formen auf, im S verflacht allmählich in etwa 1000 m Höhe ein mit Hochwald bestandener, schmaler Rücken. Über ihn führt entlang des gebogenen Steilrandes der Weg ins Sittmooser Tal. Der Rücken löst sich auf etwa 1100 m vom Plengehang los, seine Oberfläche ist unruhig bewegt und trägt reichlich kalkigen Kleinschutt. An dem Abbruch ist wieder dessen ungeschichtete Lagerung erschlossen, anscheinend Überkleidung mit Lokalmoräne.

d) Von der einst vergletscherten Plenge (2372 m) reichen auch nach der Hocheiszeit die Zungen hauptsächlich unter Benützung der Tiefenlinien in die Basisregion hinab, der Moränenschutt vermengte sich mit den Zeugen der Fernvereisung. Der Gipfelaufbau enthält zwischen den Felsen drei große, nach N geöffnete Kare eingebettet. Die beiden östlichen laufen in die Gräben zwischen Aigen und Wodmaier aus und begrenzen die Verflachungen des Thomaswaldes (1150—1250 m); das westliche zielt ins untere Wolayer Tal und erreicht es unweit des großen Abrisses. Außerdem sind noch einige kleinere Nischen in den Kalk des Steilhanges eingekerbt; sie sind Ausgangsräume von Nebentiefenlinien und Lawingassen. Alle Hohlformen waren nach ihrer Lage und Höhe sehr gute und lang andauernde Firn- und Schneebehälter, am besten die drei Großkare. Gemeinsam sind diesen die Stufung, die versteckten Schattwinkel und der Wechsel von Schnee- und Schutthalde, Hutweide- und Krummholzplätzen. Das Kar nordöstlich unter dem Plengegipfel schließt eine rückfällige Felsschwelle (P. 1927) ab. Ähnlich sind die beiden anderen Kare beschaffen. Ihre Böden verraten trotz der starken rezenten Schuttbedeckung stellenweise kurze Wallformen eiszeitlichen Ursprungs. Der Gipfelaufbau der Plenge trägt Rundbuckel und Verkarstung.

22. Sittmooser Tal.

Südwestlich von Sittmoos endet auf der östlichen Talseite, allmählich auslaufend, in etwa 840 m Höhe ein breiter, über P. 1001—1085 absatzweise sich erhöhender Rücken mit Hochwaldbestand (q). Er löst sich knapp südlich letzteren Punktes vom Gehänge der Mauthner Alm (Alpe ungebräuchlich, GrK Alm) los. In seinem niedrigeren Nordteil ist er nach auswärts gebogen, die Hohlseite gegen das tief eingesenkte Sittmooser Tal gerichtet. Vom Hang ist er durch eine Trockensenke getrennt, die der Artillerieweg benützt. Erst von 1000 m an führt die Tiefenlinie einen kleinen Bachlauf, der bald versickert. Der blockbestreute Oberteil des Rückens ist unruhig, grubig-höckerig, mit Rückfallskuppen auf- und absteigend. Der Hang zum Sittmooser Bach ist der steilere. Große Rutsche und die sonstigen zahlreichen Aufschlüsse daselbst zeigen durchwegs Schutt und Kalkblöcke, nichts Anstehendes, keine Schichtung, stellenweise Lehmschmitzen.

Das Gegenstück dieses Rückens auf der linken Talseite wurde bei Gruppe 21, c) bereits erwähnt. Weiter taleinwärts ist unterhalb des nach Nisch-

witz führenden Weges nächst P. 1022 ein großer, etwa 50 m hoher, durch Steinrinnen verbauter Abriß (r) sichtbar. Der ungeschichtete Schutt ist stellenweise von helleren, schwach talauswärts geneigten Lehmändern durchzogen. Die Größe der Bestandteile schwankt zwischen den namentlich im oberen Teile des Abrisses eingebackenen großen Blöcken, Geröllen bis unter Faustgröße und ungewaschenem Kleinschutt. Dunkler Kalk ist vorherrschend; die meisten Stücke sind bestoßen, manche poliert, einige gekritzelt. Die erhärtete Oberfläche ist gerieft. Einzelne eckige Blöcke stammen von den jüngeren Abbrüchen, die höher oben am Westhang liegen. Nach der Zusammensetzung sind die beiderseitigen Abrisse südlich des Talausganges als teilweise umgelagerte, mit Schotter untermischte Lokalmoränen anzusehen. Ähnlich verbaute Aufschlüsse liegen auch am rechten Talhange nächst dem Zusammentreffen der Wege von Sittmoos und Nischlwitz (r) in 1100 m Höhe.

Weiter aufwärts fallen am Osthange des verwilderten Steiltales Riesenblöcke aus Breccien auf, zumeist aus Kalkschutt bestehend. Sie sind oft überhängend, manchmal zu Pyramidenformen zerschnitten und enthalten Höhlungen. Stellenweise sind sie zu Blockwerk zerfallen und von erlenbewachsenen, rezenten Schutthalden umgeben, die durch Lawingassen und Wasserrisse gegliedert sind. Häufig aber liegen die Gehängebreccien ganz in der Talsohle, orographisch tiefer als der bisweilen geschichtete Schutt.

Die Nordwände des Mooskofels umschließen eine Reihe von Karen, die Schneereste und Lawinenwälle in den sehr gut beschatteten Winkeln enthalten. Desgleichen der Wandfuß, von dem die teilweise begrüneten Schutzzungen bis zum Talgrund hinabreichen (r). Der Bach tritt erst auf 1230 m unter ihnen dauernd zutage; auf der begrüneten, mit Felsblöcken bestreuten Verebnung (etwa 1450 m) ist er zeitweise versiegt (manchmal hier Trinkwasser), weiter talaufwärts nur ein ganz kurzes Stück sichtbar.

In der Tiefe westlich des Kasecks (P. 1816) beginnt der Karraum. Im W stürzt die weite Mulde der Raimunda Alm (1799 m) mit hohen Felswänden und einer Schlucht zum Talboden ab. Am Schluchtausgange breitet sich ein großes Schneefeld aus (1700 m). Die gewellte Oberfläche der Alm steigt nach O gegen die talwärtigen, schroffen Felswände etwas an, sie bilden daher eine Karschwelle. Der Hutweideboden enthält Schutt von silurischem Kalk und Schiefer aus dem gestuften, von Querwülsten und Radialfurchen durchzogenen höheren Kar, das in den Hang Plenge (2372 m) — Rathauskogel (2356 m) — Grubenspitz (2305 m) eingesenkt und nach O geöffnet ist. Es war ein sehr guter Firnbehälter.

Südlich davon liegt unter dem Raimunda Törl (2070 m) das ausgedehnte, junge Bergsturzgebiet der Riesenblöcke, die aus einer Nische am Westhange des Mooskofels herabgestürzt sind. Sie haben den Almboden des Talschlusses gänzlich vernichtet und den Bach verschüttet. Nach aufwärts bilden gestrüppbedeckte, steile Felshänge die Begrenzung. Sie sind von tiefen Schluchten durchzogen, an deren Mündung sich Schneefelder befinden. Die darüber liegende Nordseite des Raimunda Törls ist weniger steil, aber stark verkarstet. Kleine, manchmal begrünte Felswannen wechseln mit bebuschten Rundbuckeln. Die ganze Oberfläche ist höchst unruhig, grubig-höckerig, im Zusammenhange mit den nordwärts gerichteten Rillen in den Felsen auf der Törlhöhe lauter Anzeichen eiszeitlicher Überformung, in der CG Amp. als Gehängeschutt dargestellt.

23. Mauthner Alm.

Die Fußregion dieses Abschnittes bildet im NW die Hochfläche von Sittmoos (891 m). Sie ist die Fortsetzung jener von Nischlwitz (962 m). Frech (I, 387) bemerkt hierzu: „Die Oberfläche der Terrassen bei Sittmoos, Nostra und St. Jakob selbst ist so uneben, daß jeder Gedanke an Flußschotter ausgeschlossen erscheint. Die unregelmäßigen Hügel der Terrassenoberfläche, in denen Aufschlüsse nicht beobachtet wurden, sind möglicherweise Moränenbildungen; die tieferen, häufig in Bacheinschnitten aufgeschlossenen Lagen erscheinen deutlich geschichtet.“ Die Beobachtungen ergaben auf der Hochfläche von Sittmoos einige durch breite, nasse Senken getrennte, flachgewellte Hügelzüge, die nach NO

radial auseinandertreten. Ihr Wiesengelände dacht von etwa 940 m allmählich auf 900 m ab. Östlich Sittmoos erhebt sich ein alleinstehender Rundhügel. Die spärlichen Aufschlüsse im Kulturboden gestatten keine eindeutigen Schlüsse. Beim Hof 941 südlich Sittmoos hingegen zeigt ein zu Bauzwecken verwerteter Anbruch unzweifelhafte Moräne: in der lehmigen, ungeschichteten Grundmasse sind polierte Geschiebe aus Kalk und Schiefer.

In dem Anschnitte am alten Fahrwege Sittmoos—Wetzmann (an der nach NO gerichteten Ausbiegung 1 cm südöstlich der Beschreibung Gail OA) ist in 760 bis 780 m Höhe auf dem Kristallinsockel unten deutlich geschichteter Schotter, oben Moräne unterscheidbar. Die Schotter sind im Südteile des Anschnittes horizontal, im Nordteile werden sie von flach nach N einfallenden geschichteten Schotterlagen abgeschnitten. Im Hangenden der Schotter liegt typische Moräne mit zahlreichen eingebackenen, gerundeten Blöcken. Viele von ihnen sind Breccientrümmern (Kalk und Schiefer mit kalkigem Bindemittel), wie sie in den Gräben am Nordabhange der Mauthner Alm wiederholt vorkommen. Die Kreuzschichtung des Schotters weist darauf hin, daß Schmelzwässer vom Berghange Schotter von dort mit sich gebracht und über jene in der Talsohle aufgeschüttet haben. Solche Wasserwirkung zeigt auch das zerfurchte Moränengelände auf dem südöstlich benachbarten Sattel P. 834 beim Wegkreuz (in SpK gezeichnet, in OA nicht). Die Bodenbedeckung besteht hier und am Abhange der Steilstufe gegen Wetzmann aus Wiesen und Feldern, während der nach N vorspringende Kristallinsockel, den die Gail epigenetisch in enger Schlucht durchsäht hat, dichten Wald trägt. Seine Oberfläche steigt in mehreren Rundkuppen unruhig auf und ab.

In den Einrissen des Wildbaches bei den südwestlichen Höfen von Wetzmann (scharfer Wegknick nächst P. 809) sind einige weitere Aufschlüsse: ein 20 bis 40 m hoher, steiler Abbruch, der sich auf etwa 150 Schritte entlang des linken Bachufers talaufwärts erstreckt. Seine Zusammensetzung ist ungleichartig; denn stellenweise sind schwach talauswärts geneigte Schotterstreifen sichtbar, dann wieder nur lehmige, mit Geröll durchsetzte Massen und große Breccientrümmern. Eine einwandfreie Überlagerung des Schotters durch Moräne ist hier nirgends festzustellen. Die Lagen wechseln, sind verrutscht, oberflächlich erhärtet und durch Regenwasser zerfurcht. Den Hauptbestandteil bilden eckige, bestoßene, manchmal polierte, seltener gekritzte Kalkgeschiebe, dann auch grüne und graue Silurschiefer, weniger Glimmerschiefer und Quarzphyllit. Das Bindemittel der Breccien ist lehmig und von gelblicher Farbe. Man verwendet das Material dieses Aufschlusses zu Bauzwecken.

Ein zweiter steiler Abriß liegt etwas höher (850 m) auf der linken Talseite des stark verwilderten Bachbettes, etwa 20 m über diesem. Hier ist nur mehr lehmige Grundmasse mit eingebackenen Kleinschutt von Kalk und Silurschiefer sichtbar. Höher oben sind Aufschlüsse in dem mit dichtem Erlengebüsch bestandenen Hange selten. Er geht nach W in welliges, oft rückfälliges Kulturland über, das von breiten Mulden durchzogen ist (Phyllitlinse der Geol. SpK).

Von dem oben beschriebenen Aufschluß beim Wegknick in 800 m Höhe senkt sich entlang des linken Bachufers ein schmalfirstiger Rücken mit beiderseitigem Steilabfall, aber ohne Aufschlüsse, nach NO; er ist in der OA sehr gut dargestellt. An seinem bachseitigen Abhange verläuft die Wasserleitungsanlage. Er endet beim Gehöft Stremitzer. Jenseits des Baches schließt ein breiter, flacher, mit Wald und Buschwerk bestandener junger Schuttkegel an. Der Hang zwischen Wetzmann und Kreuzberg (900 m, westl. der Straße ins Valentintal) ist von zahlreichen Wildbachfurchen durchzogen, deren Einrisse Moränenschutt zutage fördern.

Die breite Verflachung der Mauthner Alm (1782 m OA, 1785 m SpK) enthält in ihrem Nordteile mehrere nach NO gerichtete, sanft gewellte Hügelzüge, zwischen ihnen seichte Mulden und Becken. Namentlich auf dem gegen Lamprecht sanft hinabziehenden Almerboden (1400 bis 1500 m OA) sind zahlreiche Einzelformen des Karbons (nach Gaertner) durch Glazialwirkung hervorgerufen. Diese Verflachung ist taleinwärts bis unter das Hinterjoch zu verfolgen. Auf dem guten Hutweideboden der Mauthner Alm lassen Weganschnitte, Geschützstände und

Bauplätze der Kriegsbaracken einen verhältnismäßig nur dünnen Humusbelag auf dem anstehenden Schiefer und Kalk (Silur — Devon) erkennen. Gegen S wird die Durchweichung des Bodens stärker, in den geschlossenen Becken sammeln sich Tümpel. Der Lehmgehalt des mit Kleinschutt überstreuten Bodens nimmt zu, die Verteilung der kleinen Rundhügel wird engmaschiger, alles Anzeichen der hocheiszeitlichen Gletscherüberformung und langer Firnauflagerung. Der Oberteil der Verflachung verschmälert sich zusehends zum Hinterjoch (1879 m). Zwischen diesem flachen Rücken und den Felsabstürzen des Mooskofels ins Sittmooser Tal liegt eine sehr gut geschützte Mulde (P. 1725), deren Nordabschluß bogenförmig angeordnete, gerundete Schutthügel bilden. (Stadialmoränen nach der CG Amp.) Südlich der Postenstände am Hinterjoch senken sich von 1750 m an begrünte und mit Erlengebüsch bestandene Hügelzüge zum Valentintal, nach ihrem Schuttaufbau Lokalmoränen. Zwischen ihnen entwässern seicht beginnende, tiefer unten zu Einrissen werdende Tiefenlinien. Die Hügelzüge sind auf der schattigen Westseite deutlicher als auf der besonnten Ostseite.

24. Linksseitige Terrassen im Lessachtal von St. Lorenzen bis Wetzmann.

Meine Beobachtungen bilden eine Ergänzung jener, die ich beim Studium der Lienzer Dolomiten am linken Gailufer vornahm (Srbik, 1), und meiner jetzigen am Nordfuß der Karnischen Alpen südlich der Gail. Beide Talstreifen stehen ja im engsten, einheitlichen Zusammenhange. Im Folgenden werden nur einige Terrassen als Beispiele herausgegriffen, um das Verhältnis von Schottern und Moränen im Lessachtale weiter zu klären, das schon Frech und Geyer in den Grundzügen feststellten.

Es handelte sich mir zunächst vor allem darum, im Sinne Pencks (3, 1071, 1110—1111) Anhaltspunkte dafür zu gewinnen, ob Hangendmoränen über dem Schotter aufzufinden seien, dann um Einzelheiten ihrer Lagerung und um besondere Wahrnehmungen.

1. Die kulturell und landschaftlich hervorragende Hochfläche von St. Lorenzen breitet sich als eine für das Lessachtal sehr bezeichnende Terrasse zwischen den Mündungsschluchten des Radigunder und des Roßbaches aus und setzt sich in schmäleren Simsen talauf- und talabwärts fort. Frech (2, 359—360) erinnerte die ebene Oberfläche der Felsterrasse zum Teil an Moränenlandschaften, „doch erweisen sich in zahlreichen Aufschlüssen die Schotter als wohl geschichtet . . . Gekritzte Geschiebe (wurden) nur ein einzigesmal (bei Niedergail) in dem fraglichen Gebiete gefunden. Außerdem deutet hier und da die unregelmäßige Form der Oberfläche darauf hin, daß die Terrassen nachträglich vielleicht von wenig mächtigen, aus einer kurzen Vorstoßperiode stammenden Moränen bedeckt worden sind.“ Die bis Sterzen westlich St. Lorenzen reichende Schotteransammlung führte Frech, wie erwähnt, auf Seerückstau durch das Überfließen des Draugletschers über den Gailbergsattel zurück. Geyer bezeichnete die Ablagerungen auf der Hochfläche in seiner Karte als Schotter, stellte ihr ausnahmsweises Eindringen in den Radigunder Graben bei St. Lorenzen fest (5, 108), aber auch ihre Überlagerung durch Grundmoräne, die jedoch „fast ausschließlich auf die toten Winkel am Ausgange der Quergräben in das Haupttal beschränkt bleibt“.

Die Beobachtungen beider Forscher konnten von mir bestätigt werden. An Hand der sehr guten OA gliedert sich die typische Hochfläche von St. Lorenzen in mehrere Abschnitte:

a) Vom steileren Berghange des Maurachwaldes (1200 m) durch eine ehemalige Schmelzwasserfurche getrennt, zieht eine Hügelreihe (P. 1189—1160 m) vom Radigunder Graben bis zum Roßbach. Sie beginnt im W mit einigen rückfälligen, begrasteten Hügeln, die sich aus dem erstgenannten Graben herleiten (Srbik, 1, 99) und am Talausgange beim Evahof nach SO umbiegen. Dann erhebt sie sich zu der allseits freistehenden Spitzkuppe P. 1189. Im NNW der Kirche erreicht sie beim Jagglerhof in einer ähnlichen Kuppe mit ausgespro-

chenem, schmalem First 1180 m. Jenseite einer Senke setzt sie sich oberhalb der Kirche in mehreren langgestreckten Hügeln nach SO fort (1160 m), die in der OA zu einer geschlossenen Form zusammengezogen sind. Der Abfall dieser obersten Terrasse zur tiefer liegenden Verflachung (1120 m), auf der der Ort liegt, ist steil. Das Material der Aufschlüsse besteht vorwiegend aus Kristallin, weniger aus Kalk. Nach der Lage sind es teils geschichtete Schotter, teils erdig-lehmiger Moränenschutt, ohne daß sich durchgehend eine Auflagerung der letzteren auf Schottern feststellen ließe. Es hat eben eine Vermischung umgelagerter Moräne mit Schottern stellenweise stattgefunden und nur an einzelnen gut geschützten, lokal sehr begrenzten Punkten ist die Ursprungslagerung erhalten geblieben.

b) Die den Ort tragende Verflachung (1120—1100 m) biegt nach SW weit um einen Hügel aus (Kreuz 1113 und Kriegerfriedhof), der den Aufschüttungen aus dem Tale des Radigunder Baches sein Entstehen verdankt. An dessen Mündung greift eine Bucht tief nach N ein. Der Bach ist in den Felsen eingeschnitten. Die westlich benachbarte Terrasse von Wiesen am anderen Ufer liegt etwa 50 m tiefer (1080 m), ihre Schuttbedeckung gleicht der bei St. Lorenzen. Der Kulturboden der Terrassen gewährt zwar wenig Aufschlüsse, zeigt aber doch auf dem Felssockel die Schuttauflagerung in der vorgenannten Zusammensetzung.

c) Den ganzen Mittelteil der Terrasse nimmt eine sanft eingesenkte, breite Mulde ein (1090 bis 1080 m); sie buchtet spitz gegen den Ostteil des Ortes aus und ist hier stellenweise naß, im SW sind ihr einzelne isolierte Kuppen aufgesetzt.

d) In der Umgebung der breit gerundeten Höhe 1107 sehen einige Glimmerschieferblöcke aus dem Kulturboden hervor. In einem Aufschluß nächst dem Südrande der Hochfläche (1080 m) tritt auf dem anstehenden Fels Schotter zutage. Er ist aus Kristallinschutt, Quarzbrocken, Silurschiefer und Diabasen gemischt, enthält fast nur feingeriebene mineralische, keine erdigen Bestandteile, ist also gut gewaschen. Ihn bedeckt eine verhältnismäßig nur sehr geringmächtige Humusschichte.

Diese Formen sind zunächst auf das allmähliche Schmälerwerden des absterbenden Gailgletschers zurückzuführen. Wie Geyer (5, 108 und 7, 46) für höher gelegene Schotterstufen bemerkte, stellen ferner die genannten Abschnitte der Hochfläche auch verschiedene Phasen der Talbildung dar. Der Fluß verlegte sein Bett immer mehr nach S, bis er schließlich in der Randzone verblieb und sich hier epigenetisch rund 100 m eintiefte.

2. Über die Ablagerungen bei Liesing sagt Frech (2, 360): „Die Mannigfaltigkeit der teils aus feineren Sedimenten der Schmelzwässer, teils aus umgelagerten oder wenig veränderten Moränen, teils aus Schuttkegeln der Nebenbäche bestehenden Ablagerungen erinnert an die Terrasse des Inntales. So findet sich im Bett des Liesinger Baches an der Straße ein schöner Aufschluß, in dem ein etwa 20 m mächtiger Glaziallehm diskordant von geneigten Flußschottern überlagert wird. Der geschützten Lage im Bachtal verdankt wohl die Grundmoräne ihre durch Umlagerung nicht gestörte Erhaltung.“ Dieser Aufschluß (1020 m) liegt knapp oberhalb des von Klebas über den Liesinger Graben (Pallaser Bach) führenden Straßenstückes. Wegen Steinschlaggefahr und Rutschung ist der Abriß durch eine Schutzwehr verbaut. Die deutlich geschichteten Schotter fallen nach N ein in der Richtung des Liesinger Grabens. Östlich der Brücke reicht ähnlich wie beim Radigunder Graben auch hier ein spitzer, freistehender Hügel auf die Terrasse von Liesing talauswärts, von einer Senke gegen den Berghang begleitet. Sein Aufbau aus typischem Moränenschutt förderte die Bedeckung mit Kulturen. Südlich Liesing springt ein schmaler Sporn (950 bis 1000 m) zwischen der Mündung des Pallaser Baches und der Gail vor. Seine Westböschung erschließt die auf dem anstehenden Fels lagernde Moräne. In der lehmigen Grundmasse sind ohne jede Schichtung Blockwerk und Schutt eingeschlossen, bestehend namentlich aus Kristallin, aber auch aus Kalken, Werfener Schichten und Grödner Sandstein. Diese Gesteine stehen im Hintergrunde des Liesinger Grabens am Millnitzensattel (Srbik, 1, 74) an.

3. Auf der Hochfläche von Mattling — Egg (1000—1040 m) kommt in den Anschnitten der alten Straße auf dem Felssockel die Auflagerung von

Moränen zum Vorschein. Sie sind deutlich ungeschichtet, lehmig, stellenweise verhärtet und durch Regenwasser gefurcht. Ihre Mächtigkeit wechselt von einem bis mehrere Meter. Der Schutt besteht aus gerundeten Kristallineschieben, die häufig kaum die Größe eines Fingernagels erreichen; dann aus dunklen Kalken, manche gekritz und poliert, aus Quarzknollen, Diabasen und aus Brocken von Grödner Sandstein, der im Hintergrunde des Mattlinggrabens unter dem Lumkofel ansteht. Sehr gute Aufschlüsse bot der Bau des neuen Straßenstückes vom Ostausgange Mattling am Hange südlich Egg nach Birnbaum. Er wurde 1927 bis 1930 zur Vermeidung der Gegensteigungen durchgeführt. Die während des Baues noch sichtbaren Anschnitte verkleidete man später teilweise mit Stütz- und Futtermauern. Hiefür dienten zahlreiche, oft sehr bedeutende Größe erreichende Findlingsblöcke aus dunklem und hellem, häufig marmorartigem Kalk. Sie lagen im Hangschutt nächst der neuen Trasse vergraben, wurden durch den Neubau freigelegt und teils zur Mauerung verwendet, teils zur Schotterung vorbereitet. Ihre Größe und Beschaffenheit weist auf Verfrachtung durch einen Gletscher aus dem Wolayer Tal hin. Die zur Zeit der Besichtigung noch sämtlich unverbauten Anschnitte zeigten auf der genannten Strecke einen wiederholten Wechsel der Schichtfolge. Die Moräne von Mattling—Egg war zunächst noch zu verfolgen, dann kam unter ihr deutlich geschichteter Schotter zum Vorschein. An einzelnen Stellen war auch Moräne unter dem Schotter sichtbar, dann waren wieder Streifen von Bändertonen zwischengeschaltet oder der Felssockel sichtbar, kurz kein einheitliches Profil, das aber immerhin einen, wenn auch nur streckenweise kennbaren, Einschuß von Schotter zwischen Moränen sowie die regellose Umlagerung und Mischung der einzelnen Glazialsedimente zeigte. Gaertner (2, 119) brachte von diesen Aufschlüssen ein schematisches Profil und vermutete hier den Anschnitt eines Deltakegels. Die starke Auslaugung der unteren Schotter (Gaertner) allein ist jedoch kein Beweis für ihr „frühinterglaziales bis präglaziales“ Alter. Es handelt sich hier vielmehr um Schmelzwasserwirkungen und Umlagerungen am nördlichen Außenrande der Endmoräne des Wolayer Gletschers aus einer Zeit, da er bis in den Raum Nostra—Birnbaum—Wodmaier reichte.

4. Hinsichtlich der Terrasse Birnbaum—Kornat kann auf meine früheren Beobachtungen (Srbik, 1, 70—71) hingewiesen werden. Die dortige talparallele Felsschenke geht in ihren Anfängen auf eine seitliche Schmelzwasserrinne zurück gleich der bei St. Jakob, was auch Malaschofsky (33—36) erwähnte.

Westlich des Ortes Podlanig treten im Abriß südlich des Straßenkreuzes 959 besser als sonst zumeist deutlich geschichtete Schotter zutage. Die ihnen stellenweise auf der Terrasse auflagernde Moräne bedeckt in nur dünner Lage auf dem Kirchenhügel (973 m) den Felssockel. Das Vorkommen der interglazialen Kohle bei Podlanig haben Schwinner und Kubart (1, 305—321) beschrieben. Von der auf einem Rundhöcker gelegenen Kirche führt ein Steig zu einer unteren Felsleiste (Bauernhof auf Blöße in etwa 850 m Höhe) hinab; die von Moräne überkleidet ist. Zwischen Fels und Moräne liegen fetter Ton mit Glimmerschüppchen und Sand, zwei schwarze, kohlige Streifen von je 20 bis 30 cm Mächtigkeit und schwarzer Mulm. Die Anschwemmung wurde in einem ruhig verlandenden Becken abgesetzt, als das Tal eisfrei und die Gail erst in dieser Tiefe eingeschnitten war. Heute liegt ihr dortiger Spiegel etwa auf 785 m. Sie nahm daher schon während einer Zwischeneiszeit bei Podlanig ungefähr ihren heutigen Raum ein und befand sich schon damals im Stadium der Eintiefung. Mangels näherer Anhaltspunkte mußte die zeitliche Einordnung der interglazialen Kohlen bisher offen bleiben. Schwinner (2, 269) nahm hiefür die „große Interglazialzeit“ an (M - R).

5. Auf der Terrasse von St. Jakob ist morphologisch der Kalvarienberg im W des Ortes bemerkenswert. Er ist vom steilen Berghange durch eine etwa 20 bis 30 Schritte breite, fast ebene, begrünte Senke getrennt, eine ehemalige Schmelzwasserrinne, in der die Straße führt. Von der höchsten bewaldeten Felskuppe fällt der Kapellenhügel steil nach N ab, jedoch ganz allmählich längs der Kreuzwegstationen nach O, wo er mit der stark rückfälligen Kuppe P. 962 endet. Der ihn aufbauende Granatglimmerschiefer tritt nur auf der Waldkuppe und am steilen Westabfalle zutage, sonst ist der Kalvarienberg mit Hutweide bedeckt. Deren Unterlage bildet Schutt in der bekannt wechselnden Beschaffenheit.

Penck (3, 1109) nahm hier auf Grund der vorhandenen Karten und der Literatur die Oberfläche der Schotter mit 950 m an. Eine breite Wiesenmulde greift von W stark in die Terrasse ein. Sie findet ihr Gegenstück im Südteile der Hochfläche von Podlanig. In die höher gelegene Terrasse (960—900 m) ist gleichlaufend, aber um mehr als 100 m tiefer, die heutige Gailschlinge (790—776 m) eingesenkt; auch hier daher ein Beispiel verschiedener Phasen der Talbildung. Östlich St. Jakob (948 m) sind in den terrassierten, nur wenig Aufschlüsse gewährenden Kulturboden (960—940 m) einige geschlossene Becken eingesenkt, mehrere Hügeltzüge sind ihm aufgesetzt. Das Gelände erhält hiedurch eine größere Bewegtheit als sonst. Die Terrassensedimente ziehen sich über Strajach westlich des unteren Röthengrabens weit taleinwärts, bis 1000 m hinauf in den sich verengenden Wildgraben. Er führt seinen Namen wie sein Talhintergrund „Auf den Röthen“ nach dem dort anstehenden Grödner Sandstein, dessen Abschwemmungen bis zur Tal-mündung reichen.

6. Nordöstlich der mit Glazialschutt bedeckten Terrasse von Passau bietet sich in einem Straßenanschnitte wieder ein bezeichnender Aufschluß (840 m): ein von W nach O ansteigender, geradliniger Schotterstreifen von etwa 2 cm Mächtigkeit wird von Moränen im Hangenden und im Liegenden eingeschlossen, die beide polierte und gekritzte Geschiebe enthalten. Schotter und Moränenschutt werden hier zur Straßenausbesserung verwendet.

Von Gentschach (834 m) erstreckt sich beiderseits der Straße ein schmaler Streifen Glazialschutt auf der bis P. 810 reichenden Talleiste. Hier hat sich die Gail in tiefer, geknickter Schlucht in die Felsstufe (Gneis und Glimmerschiefer) von Wetzmann (714 m) eingeschnitten. Nördlich der Sägen breitet sich noch ein Terrassenrest aus; er geht beim Kapellengehöft westlich P. 847 (OA) in die kristalline Rundbuckellandschaft am Südhang des Vorhegg über.

Eine Zusammenfassung der Beobachtungen ergibt: mit Sicherheit kann nur die Überlagerung der Schotter durch Moränen beobachtet werden, nicht aber der ursprüngliche Einschluß der Schotter zwischen zwei Moränen; denn die ursprüngliche Lagerung ist zumeist so stark gestört, daß bestenfalls nur stellenweise Reste der Liegendmoräne erhalten sein dürften. Durch spätere Mischung von Schottern und Moränen sind deren bezeichnende Unterschiede, wie auch Geyer feststellte, so verwischt, daß eine kartographische Abgrenzung unterbleiben mußte. Die Höfe des Lessachtales liegen nicht auf einer Schotterterrasse, sondern auf der von Schottern und Moränen bedeckten Felsterrasse, deren Sockel am Erosionseinschnitte der Gail allenthalben sichtbar wird.

7. In der Verfolgung der Terrassen des Lessachtales nunmehr bei der umstrittenen Talstufe von Wetzmann angelangt, ist bereits in diesem Zusammenhange ein geschichtlicher Rückblick über deren verschiedene Erklärung sehr lehrreich.

Frech (1, 395—397; 2, 356—360; 3, 474—477) führte diese Talstufe oder die Übertiefung des Gailtales auf die Erosionswirkung der alten Drau zurück, die im mittleren Tertiär den Weg über den Gailbergsattel genommen habe. Darnach hat die Stufe präglaziales Alter. Ihr Oberrand setzt sich in einer seither durch Erosion zerstückelten Längsterasse am Nord- und Südgehänge des Gailtales fort. Der den Gailbergsattel gleichfalls überströmende Arm des Draugletschers staute — immer nach Frech — die Glazialsedimente des Gailgletschers, der sich schon ins Lessachtal zurückgezogen hatte, zu einem bis in die Gegend von Maria Luggau reichenden See. Die Schmelzwässer setzten in diesem Stau-becken Schotter ab, lagerten Moränen einer kurzen späteren Vorstoßperiode um und vermengten sie mit den Schottern zu Absätzen wechselnder Beschaffenheit; die geschichteten Schotter blieben aber dabei doch vorherrschend.

Auch nach Geyer (3, 312—313; 4, 301; 6, 73—76; 7, 46—49) entsprechen die Terrassen des Lessachtales einem alten, an der Stufe anscheinend abbrechenden Talboden. Zur Erklärung der Talstufe von Wetzmann wies Geyer auf den verschiedenen Widerstand der Kristallingesteine gegen die Erosion hin: „Im Lessachtale ist die Depression in den festeren Gneisen und Glimmerschiefern eingeschnitten, welche gegen O hin tiefer und tiefer sinken, so daß hier nur mehr die sie bedeckenden viel weicheren Quarzphyllite anstehen. Es liegt nun

die Annahme nahe, daß die Erosion innerhalb der Quarzphyllite unverhältnismäßig rascher und energischer, nunmehr aber — vor dem festen Gneisriegel von Wetzmann angelangt — in einem weit langsameren Tempo vor sich ging und geht“. Die Übertiefung des Gailtales bei Mauthen „muß später erfolgt sein“ als die Ausbildung der Terrassen, da man die Fortsetzung des alten Lessachtals in einzelnen erhalten gebliebenen Gehängeterassen gailabwärts entlang beider Talhänge verfolgen kann, und zwar in angeblich gleichmäßig abnehmender Höhenlage. Während Geyer ferner im Helmgebiete die Überlagerung der Schotter durch Moränen unterscheiden und in der Karte getrennt darstellen konnte, vermochte er dies im unteren Lessachtale nicht mehr; denn es „treten neben fluviatilen Schottermassen vielfach auch Grundmoränen auf; zumeist sind jedoch die Grenzen zwischen jenen beiden Ablagerungen derart verwischt, daß von einer besonderen Ausscheidung derselben abgesehen wurde“.

Sölch (1, 258) vermutete eine tektonische Anlage des stufenförmigen Gailbergpasses, über den in präglazialer Zeit die Isel oder — wenn sie schon bestand — die Drau nach S floß. Die Höhe des Gailberges (970 m) bleibt etwas unter der des Iselsberges, entspricht aber der Stufe von Wetzmann. In ihr erblickte Sölch wegen der ungestörten, allmählichen Absenkung der Terrassen unterhalb Mauthen nicht wie Frech und Geyer eine Riegel, sondern eine Konfluenzstufe. Sie entstand oberhalb der Vereinigung beider Eisströme, die in dem Konfluenzbecken von Kötschach—Mauthen erfolgte.

Penck (3, 1071, 1110—1111) kannte das Lessachtal nicht persönlich. Er wandte sich gegen die Ansicht Frechs von der erosiven Übertiefung des Gailtales durch die alte Drau und nahm dagegen Glazialerosion durch den Draugletscher an. Dessen Stauwirkung hielt er für immerhin möglich und vermutete eine Überlagerung der Schotter durch Moränen im Gail- und auch im Lessachtale.

Schwinner (1, 309; 2, 269—270) brachte als Erster die übereinstimmende Höhenlage der Terrassen ober- und unterhalb von Mauthen mit jungdiluvialen Dislokationen in Zusammenhang und warnte vor weiteren Schlüssen, bevor diese Frage gelöst sei.

H. Heritsch untersuchte petrographisch das Kristallin dieses Gebietes. Es ergab sich, daß (wie schon Geyer, 3, 312; 4, 301, vermutete) die quer durchstreichende härtere Gesteinsschwelle die Erosion sehr stark verzögerte, daß demnach die Beschaffenheit des Untergrundes auf den Höhenunterschied der beiden Talabschnitte, mithin auf die Talstufe, durch lithologische Selektion von großem Einfluß war.

Im weiteren Verlaufe der Untersuchung (IV, 5) wird eine Lösung dieser Frage versucht werden. Einige Beobachtungen enthält bereits Gruppe 23, Mauthner Alm.

25. Valentintal.

a) Bis zum Valentinfirn.

Vor die Talmündung in die Gailebene legt sich als orographischer Ausläufer der Mauthner Alm der spitz endigende Rücken von Maria Schnee (779 m). Geyer (8, 5; 9, 2) erwähnte hier glaziale Schottermassen, die das Grundgerüst von Phyllit und Grünschiefer bedecken.

Der tiefste Aufschluß am Ostende des beiderseits steil abfallenden Rückens zeigt bei den letzten Häusern von Mauthen durchwegs Mangel an Schichtung. In den zwei unteren Dritteln des Anbruches liegt in der lehmigen Grundmasse Kleinschutt aus dunklen und rötlichen Kalken, manche poliert und gekritzelt, ferner Grünschiefer; im oberen Drittel sind auch über kopfgroße, gerundete Kalkgerölle eingebacken. Ein ähnlicher Aufschluß befindet sich auf der Nordseite des Rückens: oberhalb der ersten, nach W ausholenden Straßenschleife, in der Biegung beim Kreuz, sind die beiden unteren Drittel (760 m) jedoch eher schotterig, das obere Drittel ist mehr moränenartig, die Grenze ist verschwommen; der Kleinschutt (meist gekritzelter Kalk, auch Silur- und Grünschiefer) ist stark bestoßen, bis kopfgroße Gerölle liegen in der lehmigen Grundmasse. Nahe der am weitesten nach W gerichteten Straßenschleife (850 m) ist abermals ein An-

schnitt lehmiger Moräne zu sehen. Auch Schwinner (1, 309) fand beim Gehöft Kreuzberg (932 m) gekritzte Kalkgeschiebe. Der Südhang des Riegels von Maria Schnee ist mit ungeschichtetem Schutt überkleidet und in einem Anbruche nordwestlich der Sägemühle gut erschlossen. Weiter westlich kommt der Kristallinsockel zum Vorschein, der sich gegen Mauthen zu rasch senkt. Es handelt sich daher auch hier nicht um eine Schotterterrasse, sondern um eine mit Schottern und Moränen bedeckte Felsterrasse. Von der Kirche Maria Schnee an dacht die mit Wiesen bestandene Schuttoberfläche wiederholt rückfällig zu den letzten Häusern von Mauthen ab. Die Form des Rückens gleicht hier einem Moränenwall; denn er endet schmalfirstig mit beiderseitigem Steilabfall. Bei der Wallfahrtskirche verbreitert sich der Rücken nach W, seine waldige Oberfläche wird grubig-höckerig, unruhig auf- und absteigend. Die beiderseitigen Hänge sind von Kleinschutt bedeckt. Nächst „berg“ von Kreuzberg (OA) geht er in eine Platte über (900 m), die Wiesen und Jungwald trägt.

Die Valentinklamme ist quer zum Streichen in die jähren Plattenschüsse der saiger stehenden Bänderkalke eingeschnitten. Auch ihre trichterförmig sich erweiternde Fortsetzung nach NO folgt nicht der Gesteinsgrenze, sondern quer auch das Untersilur und den Phyllit. Am rechten Bachufer ist gleichfalls Moränen- und rezenter Schutt vermischt. Ein Kalkofen verwertet die dunklen und rötlichen Kalkblöcke aus dem Talinnern. Bei der Abzweigung des Weges auf die Misoria Alm liegt im Bänderkalk ein hoher, rezenter Schuttabriß, der von tiefen Wasserfurchen zerschnitten ist. Die östliche Begrenzung des unteren Valentintales bilden NO streichende, rückfällige, ovale Waldkuppen (P. 929—920 m, P. 1055 — 971 — 890), die vom Berghang und voneinander durch flache Senken getrennt sind. Sie tragen auf dem Felssockel, soweit ersichtlich, eine Moränenschuttdecke aus dem Talinnern. Diese Ablagerungen setzen sich taleinwärts in schmalem Streifen auf dem flacheren Gelände entlang des alten Weges fort und steigen bis zum Unterlaufe des Angerbaches allmählich auf 1200 m an.

Auf dem Westgehänge des Valentintales ergab sich: In den Anschnitten der Plöckenstraße östlich Kreuzberg—Lamprecht sind wieder gekritzte und polierte Kalkgeschiebe in lehmiger Grundmasse eingebettet. Zwischen beiden Orten streicht der silurische Bänderkalk der Geol. SpK (nach Gaertner Devon-Silur) quer durch, er ist im Steinbruch am Nordende von Lamprecht (1000 m) sichtbar. Sonst ist die sanftwellige Oberfläche hier mit Wiesen und Wald bedeckt, nach Form und Zusammensetzung Moränengelände (q der Geol. SpK). In der Straßenstrecke östlich Lamprecht bis Ederwirthshaus (900 bis 950 m) zeigen die Anschnitte durchwegs ungeschichteten Schutt. In der lehmigen Grundmasse, die sich bei nassem Wetter auch auf der Straße selbst nachteilig bemerkbar macht, sind Blöcke und Kleinschutt, mehr dunkler als rötlicher Kalk. Stellenweise, so z. B. bei der Einbiegung in den Graben nordöstlich Eder, ist der Lehm der Moräne stark angereichert. Die Geol. SpK und die CG Pontebba (Pont.) verzeichnen auf dieser Strecke jedoch nur das anstehende Silur; es besteht aber eine schmale Verbindung der Moränenauflagerung zwischen Lamprecht und Eder. Die beiden Wildbachgräben, zwischen denen das Ederwirthshaus liegt, sind, wie die Anbrüche zeigen, hoch hinauf mit Moränenlehm angestopft. Die in ihm enthaltenen Geschiebe bestehen vorwiegend aus dunklen Kalkbrocken und halbrunden Blöcken, alle stark bestoßen, häufig gekritz (q), stellenweise zu Breccien verfestigt.

Vom Hof Tillacher (1065 m) senkt sich, auf der Hochfläche schwach rückfällig ansetzend, ein schmalfirstiger Rücken nach O gegen die Straße herab. Die Aufschlüsse der Postenstände (1020 m, sehr gute Beobachtung der Straße) auf seinem Abfall erweisen unzweifelhaften Moränenschutt. Mehrere große Kalkblöcke können nur durch Gletschertransport hierher gebracht worden sein. Die sanft geneigte, gut kultivierte Hochfläche beim Tillacher ist wegen der Moränenüberkleidung sehr wasserreich. Der lehmige Moränenschutt reicht, wie auch die Geol. SpK angibt (q), bis zur Straße hinab. Er ist etwas weiter südlich auch auf der rechten Talseite in Form einer Terrasse erhalten, hier jedoch von Bergsturzböcken überlagert. Deren langgestreckte Abrißnische sieht man zwischen P. 1141 und 1147. Die dichte Bewachsung mit Erlengebüsch deutet auf das ent-

sprechende Alter dieser Felsbewegung hin (q). Der Wildbach vom Westhange des Polinig (Gruppe 26) hat die Felsunterlage der Platte in tiefer Mündungsschlucht zersägt (P. 928). Südlich davon weist der Straßenanschnitt auf der westlichen Talseite eine etwa 5 m hohe gelbe Kalkwand mit schönen Harnischen auf (1000 m), die auch Lindner (29) auffielen. Sämtliche Glazialsuren tragen ausschließlich lokalen Charakter.

Im Mündungswinkel von Angerbach und Valentinbach (etwa 1020 m) schneidet die Straße lehmige Grundmoräne an. Über ihr liegt ein Blockgebiet (q), das sich nach S bis an den Fuß (Heldenfriedhof, 1048 m) der Theresienhöhe, nach W talaufwärts bis in den Bereich des Schuttkegels (1200 m) der Unteren Valentinalm (r) erstreckt (Geyer, 8, 12—13). Dunkelgraue Kalkblöcke überwiegen vor den gelben Bänderkalken. Die Mächtigkeit der teils eckigen, teils gerundeten Blöcke schwankt von Heustadelgröße bis zum Geröll herab. Karrenbildung an der geschützteren Südseite ist sehr häufig (Lindner, 29). Hutweide und Gestrüpp füllen den sonst meist ebenen Talboden beim „Mageseng“ (einst französisches magasin) westlich des Friedhofes aus. Lage und Zusammensetzung des Trümmergebietes lassen es als ein Blockfeld erscheinen, das der Valentingletscher dort abgelagerte. Auch Bergsturzmaterial von den umliegenden Höhen trug dazu bei, das Felsgewirr zu vergrößern, das den mehrmals verschwindenden Valentinbach zu gewundenem Laufe zwang. Der Hang südlich des Baches ist stellenweise mit rezentem und formlosem Moränenschutt bedeckt, in den Karten von Spitz und Gaertner auch so dargestellt.

Vorerst die Längstalfurche weiter verfolgend, leitet uns der Steig über einen schmalen Rücken nördlich (nicht südlich, wie die GrK angibt) des in den dunklen Tonschiefer tief eingerissenen Valentinbaches empor. Es ist eine auf dem Felssockel lagernde linke Seitenmoräne, die auf etwa 1400 m endet. Auf dem begrünten, baumbestandenen, in seinem unteren Teile scharffirstigen Moränenrücken treten stellenweise überschiffene Rundbuckel hervor. Weiter oben löst er sich, von Wildbachfurchen zerschnitten, allmählich aus dem Schutt unter den geglätteten, gerundeten Felsen am Fuße des Gamskofels los. Nach aufwärts geht er in den Schutthang unter der hell geschliffenen Felsstufe des Kars südlich des Wodner Törls über (Spitz, 2, Karte). Dieses Kar quert in etwa 1920 m Höhe ein Blockwall, den gegen das Törl zu beiderseits Schuttwälle begleiten. Die Einschaltung zwischen Gamskofel und Rauchkofel ist breit, von Hutweide und Blockwerk bedeckt, sie war einst verfirnt.

Zwischen der erwähnten Furche des Valentinbaches und der blockbestreuten Senke südlich davon am Ausgange des Eiskars erhebt sich der Moränenrücken der im Kriege zerstörten, aber seither neu aufgebauten Oberen Valentinalm (Geyer, 8, 13 und 33; 9, 5, in der 2. Ausgabe der SpK noch als verfallen angegeben). Auf dem rückfälligen, sich absatzweise von etwa 1600 bis 1400 m senkenden Felssockel liegt Moräne, gut begrünte Hutweide, von Kalkblöcken durchsetzt. Diese langgestreckte Felschwelle beginnt schmal und verbreitert sich talabwärts. Dementsprechend ist auch die aufgesetzte Moräne oben scharffirstig, weiter unten verliert sie die geschlossene Wallform. Der Felssockel ist eine etwas tiefere Stufe des bebuschten Rundbuckels P. 1616, in dessen Nordabfall die Kavernen angelegt wurden. Das Abraummateriale ist sehr gut von dem sonstigen Schutt unterscheidbar. Der Valentinbach tritt ständig weiter westlich aus dem Schutt hervor, als es die GrK anzeigt, bereits nördlich der Kavernen, wo er unvermittelt stark erscheint. Das Kar der Oberen Valentinalm wird durch einen von trockenen Wildbachfurchen durchbrochenen, kurzen Blockquerwall (nächst P. 1624 OA) im O begrenzt. Den sanft ansteigenden, wasserlosen Karboden (r) bildet blockbedeckte Hutweide. Auch die Blöcke sind bereits teilweise begrünt. Am beschatteten Fuße der Rauchkofelwände liegen Schutthügel und Schneeflecken.

Dann verengt und versteilt sich der Karhintergrund zu einem Blockfelde, das zum jetzigen Ostende des Valentinfirns hinaufführt (1850 m). Neben Riesentrümmern erstrecken sich talwärts gerichtete, wallartige Blockreihen, manche bereits mit Pflanzenwuchs bedeckt, ferner unruhige Schutthaufen und vereinzelte Schneefelder, ähnlich wie im Vorfelde rezenter Gletscher. Den Süd-

fuß der Rauchkofelwände begleitet die bei Besprechung des Valentinfirns bereits erwähnte Blockmoräne bis etwa 1800 m herab.

b) Eiskar.

Einen bedeutenden und jedenfalls den am längsten währenden Zustrom erhielt der Valentingletscher aus dem Eiskar, das, wie schon Frech bemerkte (1, 400), den einzigen echten Gletscher der Karnischen Alpen in sich birgt.

Eine Zusammenstellung der wichtigsten glazialgeologischen Bemerkungen aus dem Schrifttum wird am raschesten das Bild dieses Gletschers in den letzten Jahrzehnten vergegenwärtigen:

Mojsisovics (324): . . . Der kleine, zum Valentintal abfließende Kollingletscher . . . liegt in einer von hohen, steilen Wänden eingeschlossenen, nur nach N geöffneten Mulde. Seine südliche Begrenzung bildet der Hauptkamm des Kollin, die westliche ein nach N in das Valentintal auslaufender Kamm. Die Höhe des Gletscherrandes mag 5 bis 6000 Fuß = 1600 bis 1900 m betragen. Große und breite Querspalten durchziehen den stark geneigten Gletscher . . .

Grohmann (54 u. 65): Gletscher, (69) Kees genannt. (71) Das Kollinkees . . . liegt fast eben vor uns, da die tieferen Partien, die stärker geneigt sind und auch von Spalten durchzogen sind, uns hier (am Gabelekkopf) verborgen bleiben . . . Bergkluft (je nach Verhältnissen). (72) Im Schnackl (Schulter der Kellerwand) eisharter Schnee.

Hecht (491): Kollinkees genannt.

E. Richter (1, 274): Der . . . kleine Gletscher . . . liegt im Schatten der Wände, seine Wiedergabe in der Spezialkarte gestattet keine Messung.

Frech (1, 400; 2, 370): Eine in jeder Hinsicht typische Gestalt besitzt das Eiskar, welches ungefähr auf halber Höhe zwischen dem Valentintal und der Spitze des Kollinkofels nischenartig in die Wand des devonischen Riffkalks, also in ein gleichförmiges Gestein, eingeschnitten ist. Dasselbe enthält noch jetzt den einzigen echten Gletscher der Karnischen Alpen, ein winziges Gebilde von $\frac{1}{4}$ (nach Frech, 1, 400, aber $\frac{3}{4}$) km Breite und kaum $\frac{1}{2}$ km Länge, das seine Entstehung den von der Kellerwand und dem Absturz des Kollinkofels hinabgleitenden Schneemassen verdankt. Ein eigentliches Firnfeld fehlt daher vollkommen. In manchen Jahren, so in dem schneereichen Sommer 1888, apert kaum der unterste Teil des Gletschers aus, in anderen Jahren, so 1889, war derselbe trotz seiner gegen Sonnenbestrahlung geschützten Lage fast gänzlich schneefrei. In dem klaren bläulichen Eise sind überaus zahlreiche, wenn auch feine Radialspalten sichtbar. Querrisse fehlen dagegen fast vollkommen; der Neigungswinkel der Oberfläche ist unbedeutend. An dem allgemeinen Rückzug der ostalpinen Eisströme ist auch unser Gletscherchen beteiligt; in geringer Entfernung von dem Rande des Eises erhob sich im Herbst 1889 ein typisch ausgeprägter, ungefähr 8 m hoher Endmoränenwall. Das Eiskar besitzt große Ähnlichkeit mit dem nördlichsten Gletschergebilde der deutschen Alpen, dem Blau eis am Watzmann. Die Entstehung aus herabgefallenen Schneemassen — das Fehlen einer eigentlichen Firnmulde ist beiden gemeinsam; nur ist, entsprechend der verschiedenen geographischen Lage, die Schneegrenze verschieden. Das Eiskar liegt in etwa 2300 m Höhe und der im S aufragende, $1\frac{1}{2}$ km lange Grat besitzt durchschnittlich 2800 m Höhe; oberhalb des Blau eis mißt die höchste Spitze nur 2600 m.

Geyer (1): Gletscher genannt. (6, 76) . . . kleiner Gletscher im Eiskar.

Diener (541): Das in seinem unteren Teile stark zerklüftete Kollinkees . . . Von der Randkluft . . . eine steile Schneerinne zum Gipfel, vom Gletscher zwei Stunden . . . (542) am Kollingletscher . . . ein weit klaffender Bergschrund am Fuße der Wand . . . der kleine Kollingletscher . . . (543) Das Eiskar, dessen Hintergrund das zerklüftete Kollinkees einnimmt . . .

Krafft (277): . . . in den Nordabfall des Berges (der Kellerwand) eingebetteter kleiner Gletscher . . . Eiskarl genannt. Vom Gletscher führt — wenigstens im Früh- und Hochsommer — ein Schneestreifen (zum) . . . Schnackl, eine Schulter unterhalb der Kellerwandspitzen . . . auf ebenem Firn . . . der zur Platte führt. Schneestreifen . . . am unteren Ende abgebrochen und zwischen ihm und dem Gletscher gähnte eine unüberschreitbare Randkluft . . .

Marinelli (3. 44—52. auszugsweise, freie Übersetzung von mir aus dem Italienischen ins Deutsche. Nach Aufzählung der einschlägigen Literatur fährt Marinelli fort): Alle Angaben der erwähnten Autoren sind sehr unvollständig und häufig ungenau. Die einzige genaue Höhenmessung stammt von den Gebrüdern Mantica (1878). Auch die topographischen Karten bringen keine besseren Angaben, da die alte Karte 1:86.400 überhaupt den Gletscher nicht enthält und die österreichische Karte 1:75.000, Bl. Oberdrauburg—Mauthen, die für die Gruppe des Coglians nur ungenau ist, recht unvollkommen die das kleine Eiskar umgebenden Höhen enthält, die Karte unseres Militärgeographischen Institutes hingegen genau an der italienischen Grenze abschneidet und das österreichische Gebiet weiß läßt. Der Gletscher der Kellerwand verdient daher, besser studiert zu werden wegen seines vereinzelt Vorkommens und des Fehlens sonstiger Aufzeichnungen über ihn. Ich besuchte den Gletscher am 5. 8 1897 (wegen des leichteren Zuganges von S her [2]). Der Gletscher befindet sich zwischen zwei Spornen, von denen der eine sich nicht weit von der höchsten Erhebung der Kellerwand (Kellerspitz) löst, der andere weiter östlich vom Pizzo Collina. Beide sind fast genau nach N gerichtet; aber der zweite, den man überschreiten muß, um zum Gletscher zu gelangen, ist gegabelt. Im Schatten der Felsabstürze Kellerwand—Pizzo Collina und zwischen den beiden genannten Spornen breitet sich im N von Moränen und auf kurze Strecke von einem unbenannten Felsbuckel (Eiskarkopf GrK) begrenzt. eine wenig geneigte Fläche aus, die von Schnee und dem jenseits der Grenze Eiskar genannten kleinen Gletscher eingenommen wird. Ich hielt mich dort mehrere Stunden auf, um Höhenmessungen vorzunehmen. Marken anzulegen zur Feststellung der Gletscherbewegung und zu anderen Beobachtungen, ferner zur Aufnahme einer Skizze der interessanten Gegend mit Hilfe einer einfachen Bussole samt Diopter und Meßband (folgt Skizze 1:10.000). Die das ganze Innere des Eiskars umgebenden Felswände sind schraffiert, die Moränen durch Ringeln bezeichnet, die dazwischen liegenden Schuttpartien punktiert, Schneehalden sind weiß gelassen, der Gletscher ist mit einer dickeren Linie umgrenzt. Nur die größeren Spalten habe ich bezeichnet, ferner die Punkte Is, IIs und IIIs, an denen ich Marken zur Feststellung der Gletscherbewegung anlegte. Zur Zeit meines Besuches war der Gletscher nur in einzelnen Strichen ganz schneefrei, gegen die Ränder hingegen zeigten sich allenthalben Schneezungen, die eine genaue Abgrenzung des eigentlichen Gletschers erschwerten. Daher ist dessen Südgrenze nur beiläufig. (Folgen die Angaben von Frech.) Ich kann auch nicht ausschließen, ob die Schneefläche im O nicht einen kleinen Eiskern als Mittelpunkt gehabt habe. Diese östliche Schneelandschaft ist ganz schwach geneigt und erstreckt sich zwischen 2200—2300 m Höhe. Von der westlichen Schneefläche, die den Gletscher umsäumt, ist sie durch eine Moränenzone getrennt. Gegen N erstrecken sich einige Schneezungen zwischen mehrere kleine Moränenhügel. Sie zeigen an, daß der Gletscher sich früher bis in diesen Bereich ausdehnte. Diese Stirn- und Seitenmoränen setzen sich ganz deutlich nach W bis zu einem felsigen Buckel fort. Der jetzige Gletscher liegt ganz im W der niedrigen Moränenzone, die im W das erwähnte Schneefeld begrenzt. Er besteht aus zwei Teilen: a) dem oberen, ganz schwach (i. a. nicht mehr als 10 Grad) geneigten, der sich spaltenlos in einer Länge von etwa 450 m und von O gegen W in einer Breite von wenig mehr als 150 m erstreckt. Dieser Teil des Gletschers liegt im allgemeinen in 2250—2300 m, sein höchster Teil etwa in 2325 m Höhe (Aneroid). Wie gesagt, ist das nur beiläufig wegen der reichlichen Schneebedeckung. Die Mantica fanden 1878 die Obergrenze in 2348 m. Den Unterschied von 23 m könnte man auf eine Oberflächensenkung des Gletschers während der 19 Jahre zurückführen, wenn man nicht vielleicht klüger einer einzelnen Aneroidmessung weniger Wert beimißt. Auch weiß ich nicht sicher, auf welchen Punkt sich die Messung der Mantica bezieht. Nach aller Wahrscheinlichkeit ergibt sich der Unterschied aus der durch die Mantica angenommenen Seehöhe von Collinetta di Sopra mit 1651 m (statt 1632 m). Der tatsächliche Unterschied in der Höhenbestimmung des obersten Kellerwandgletschers wäre dann nur 4 m. b) Ungefähr unter 2250 m Höhe teilt sich der Gletscher in zwei Zungen, eine sehr kurze im O und eine im W, die den interessantesten Teil des Gletschers bildet. Die Ost-

zunge verliert sich in 2210 m Höhe unter einem vorspringenden Schneefeld. Die Westzunge setzt sich etwa 300 m fort und ist dann in eine sehr steile Schlucht eingesenkt. In dieser Strecke ist der Gletscher nicht breiter als 250 m und verhältnismäßig steil (20 bis 30 Grad). Gegen den Oberteil zu sah ich eine bemerkenswerte Zone von Querspalten, die aber nirgends 1 m Breite überschritten. In einer maß ich eine Tiefe von 10 m. Andere, tiefer gelegene Spalten waren weniger bemerkenswert. Nicht weit vom Ostrande sah ich eine Oberflächenmoräne von einzigartiger Form, die ich in dem beigefügten Plan darzustellen versucht habe (zwei gegen einen ovalen Zwischenraum gewendete Sicheln). Ich erkläre sie als Spur einer Lawine, die von einem den Gletscher überragenden Gipfel abgegangen ist. Die Flanke des Gletschers war an ihrer Ostseite von einer sehr regelmäßigen Seitenmoräne begleitet, etwa 200 m lang und 10 bis 20 m hoch. Auf dem höchsten Punkt dieser Moräne setzte ich auf einem großen Kalkblock die Marke I in roter Farbe und maß die Horizontalabstand zum Gletscher mit etwa 15 m. (3, 51; 4, 386.) Die Marke I liegt 2251 m ü. d. M. (An.) Sie wird ermöglichen, sehr gut die Oberflächenschwankungen festzustellen, die der Gletscher möglicherweise mitmachen wird. Solche müssen, wie ich an anderer Stelle ausführte, bei kleinen Gletschern mit größerer Aufmerksamkeit beobachtet werden als die Horizontalverschiebungen. Gleich unterhalb der Marke II löst sich der Gletscher etwas von der Felswand los, so daß man an einigen Stellen mehrere Meter unter den Gletscher gelangen kann. Es ist interessant festzustellen, daß er gegen seinen Untergrund zu aus einem förmlichen Gemenge von eckigen Kalkblöcken besteht, aus mehr oder weniger gerundeten Steinen und wässrigem Schlamm, während er gegen die Oberfläche zu allmählich immer reiner wird; er zeigt daher wie alle Gletscher eine Art Zonengliederung. Die Marke III setzte ich auf einen großen Block aus Korallenkalk, der sich östlich seitwärts des Gletschers befindet, gegen die Stirn zu in 2121 m Höhe (An.) und 20 m Entfernung vom Gletscher. Er endet sehr verschmälert und steil (etwa 30 Grad) in 2104 m Höhe (An.). Eine wenig ausgedehnte Schneezunge bedeckte noch den äußersten Endpunkt des Gletschers, die Höhenangabe ist daher nur annähernd. Die untersten Schneelagen sind von einer wenig deutlichen Stirnmoräne begrenzt. — Im allgemeinen ist daher der Kellerwandgletscher besonders bemerkenswert wegen seiner niedrigen Lage, die im Mittel mit nicht mehr als 2250 m anzunehmen ist, während seine Zunge wenig über 2100 m erreicht, ferner wegen seiner geringen Neigung, im Mittel 15 bis 20 Grad. Im Vergleich dazu sind die Gletscher des Monte Canin etwas höher gelegen, aber ihre Neigung ist etwas größer (im Mittel 20 bis 30 Grad). Der Kellerwandgletscher ist ferner einer der kleinsten in den Ostalpen, da er nur eine Ausdehnung von 0·12 qkm aufweist. Unter Hinzurechnung der angrenzenden Schneefelder ergibt sich eine Ausdehnung von etwa 0·26 qkm. Was nun den derzeitigen Zustand des Kellerwandgletschers anbelangt, konnte ich bei dem einmaligen Besuche nur wenig sichere Anzeichen sammeln, da die früheren Phasen nur unvollständige und zweifelhafte Spuren dort zurückerließen. Jedoch die Schrammen auf den Felsen, die ganz frischen Moränen und die Angaben meines Führers, eines beharrten und durch lange Praxis mit den örtlichen Verhältnissen vertrauten Mannes, könnten mich dazu führen, für wahrscheinlich zu halten, daß der Gletscher sich in einer Rückzugsphase befindet. Übrigens sind die angeführten Daten noch ergänzungsbedürftig.

Desio (1, 10, freie Übersetzung von mir): Der Kellerwandgletscher zeigte sich am 10. Oktober 1920 gelegentlich meiner Besichtigung größtenteils aper und in einer etwa gleichgroßen Ausdehnung, wie sie Marinelli am 5. August 1897 antraf. Bemerkenswert war die Entwicklung der Spalten, deren eine die Westzunge durch eine hohe Stufe teilte. Andere, tiefer gelegene, hinderten mich, die tieferen Marken aufzusuchen. Marinellis Marke I war wie zur Zeit ihrer Anlegung 8 m vom Gletscher entfernt. Der Vergleich mit Marinellis Aufnahme zeigte keine bemerkenswerten Änderungen in den letzten Jahren. — Hierbei ist gleich an dieser Stelle der Irrtum Desios zu berichten, daß die Distanz der Marke I i. J. 1897 (15 m) die gleiche gewesen sei wie im J. 1920 (8 m). Sie hatte sich vielmehr in Übereinstimmung mit dem allgemeinen Verhalten der meisten Ostalpengletscher während des Weltkrieges durch einen Vorstoß von 7 m, dessen Folgen Desio

noch 1920 beobachten konnte, auf mehr als die Hälfte (8 m) vermindert. 1931 war Marke I nach meiner Messung (Srbik, 3, 124) 19·4 m entfernt; das ergibt von 1920—1931 einen Rückzug von 11·4 m. 1931 lag das Gletscherende um 4·4 m weiter bergein als 1897.

Spitz (2, 304): Das Eiskar ist der einen Gletscher tragende nördliche Vorbau der Kellerwand.

Pichl: siehe Wolayer und Valentinfirn, ferner Führer, 5, 154—157, 159, 160 und Karte.

Srbik: siehe 2, 150—152 und 3, 124—126.

Ich vergleiche meine Beobachtungen in den Sommern 1930 und 1931 mit der ausführlichen Beschreibung Marinellis und hebe hiebei nur die Unterschiede im Zustande und ergänzende Wahrnehmungen hervor.

Was zunächst die Darstellung in der GrK anbelangt, muß dazu bemerkt werden, daß die tief herabreichende Westzunge zwischen Eiskarkopf (laut Pichl-Karte, in der GrK unbenannt) und den Kunzköpfen (in der GK fälschlich Gabele genannt) gar nicht gezeichnet ist, die Marinelli in seiner Skizze sehr richtig zum Ausdruck brachte. Der Gletscher hat nicht die den Karhintergrund ausfüllende U-Form, sondern entsendet von seinem Westteile die nicht zu übersehende lange Zunge nach N; auch die Ein- und Ausbiegungen am Nordrande des Gletschers wären bei diesem Maßstabe etwas genauer darzustellen gewesen.

Die erkennbare Grenze zwischen dem Firn- und dem Abschmelzgebiet schwankt, wie das auch Frech und Marinelli hervorhoben, je nach der Firn- und Schneebedeckung. Im Mittelteile lag die sichtbare Obergrenze des Eises 1878 (Mantica) auf 2348 m Höhe, 1897 (Marinelli) auf 2325 m, 1930 (Srbik) auf 2340 m; 1931 (Srbik) reichte eine dünne Firn- und Neuschneelage sogar bis 2250 m herab, jedoch war darunter das Eis leicht erkennbar. Im Ostteile begann das schwach geneigte, spaltenlose Firnfeld 1897 und 1930 am Wandfuße (2300 m), 1931 war es bis auf einige Schneeflecken gänzlich ausgeapert, darunter kam eisdurchsetztes Gerölle zum Vorschein. Tiefer unten fanden sich vor dem Ostteile nur einzelne Schneezungen zwischen den schon von Frech und Marinelli erwähnten Moränenhügeln sowie in der schattigen Schlucht westlich des Gabelekopfes (laut Pichl-Karte, in der GrK unbenannt). Hier endete der zusammenhängende Firn 1930 auf 2170 m, 1931 reichten einzelne isolierte Schneeflecken bis 2100 m herab.

Die Moränenhügel (2200 m) vor dem 1930 als Firnfeld, 1931 als Schutthalde erscheinenden Ostteile des Eiskars sind schachbrettförmig in zwei Reihen angeordnet, groß, gerundet, das Vorfeld um 6—10 m überhöhend. Sie senken sich zum Eiskar steiler als zum Valentintal, gegen das eine 1000 m hohe Felswand unvermittelt abstürzt (Geyer, 1). Zwischen dem stellenweise zu einem Doppelwall zusammengeschobenen Blockwerk der Moränen liegt Kleinschutt in der Mächtigkeit von nur etwa 10 cm, darunter schwarzes, glasiges Eis. Gegen W gehen die Hügel, wie auch Marinelli angibt, in anstehende Rundbuckel über.

Die 1897 verzeichnete niedrige Moränenzone als Westbegrenzung des Firnfeldes gegen den Mittelteil war 1930 wegen Schneeelag nicht zu sehen, 1931 infolge der allgemeinen Ausaperung gegenüber der sonstigen Schuttbedeckung des Ostteiles nur in der flachen Aufwölbung des Geröllfeldes zu vermuten. Ein kleiner Eiskern als Mittelpunkt des Ostteiles, wie ihn Marinelli für möglich hielt, besteht nicht, wohl aber unter dem Schutt eine ausgedehnte Eisfläche.

Der Mittelteil reicht am höchsten an den Fuß der Felswände hinauf (P. 2359 OA). Sein Scheitel erhält am meisten Firnzuwachs durch den Lawinenschnee aus den tiefen Schluchten zwischen Kollinkofel und Kellerspitzen. Von den vereisten und verfirnten Felswänden trennt ihn ein Bergschrund (im Sinne L. Distels), der je nach Verhältnissen ein größeres oder geringeres Hindernis für die Überschreitung darstellt. In der Regel ist er nur im Frühsommer durch eine Schneedecke geschlossen (Pichl, 159). Im August 1930 war er 1 bis 2 m breit und etwa ebenso tief, stellenweise aber mit Neuschnee ausgefüllt. 1931 zeigte der 4 m breite und bis 10 m tiefe Bergschrund eine Mächtigkeit des Firns von etwa 1 m über dem festen Eis. Die anfänglich ganz flach sich senkende Firnauflagerung geht, wie erwähnt, an schwankender Grenze zwischen 2350 und 2250 m in bläuliches Blankeis über. Damit beginnen auch die Spalten; zunächst zahlreiche

schmale und seichte Radialspalten, dann, etwa von 2260 m an, vergrößern sich ihre Ausmaße. Zu ihnen treten im Westteile infolge eines Gefällsbruches im Untergrunde ganz ansehnliche Querspalten. Der flache Scheitel hält von seinem höchsten Punkte an die Richtung auf den Eiskarkopf P. 2269, teilt sich aber in 2250 m Höhe in die beiden auch von Marinelli erwähnten Zungen an einer mächtigen, der Strömungsrichtung quer vorgelagerten Blockmoräne. An ihrem Südfuße erweitern sich die Radialspalten trichterförmig. Der Blockwall erstreckt sich als randliche Begrenzung des Gletschers einerseits nach O, wo er die Ostzunge abschnitt und beiseite drängte, andererseits nach NW als rechte Seitenmoräne der Westzunge.

Die Ostzunge nahm einst ihren Weg in der jetzt (1931) nur mehr mit massenhaftem Blockwerk und mit Schneefeldern erfüllten Tiefenlinie zwischen dem Osthange des Eiskarkopfes und den Rundbuckeln, die westlich in die Moränenhügel des Ostteiles übergehen (Pichl, Abbildung 152/153). Jetzt wird die Ostzunge durch den Blockwall gegen diese Tiefe abgeschlossen, zu der sich ein steiler Schutthang senkt. Nach Marinellis Beschreibung verliert sie sich erst in 2210 m Höhe unter einem vorspringenden Schneefelde. Möglicherweise reichte sie daher 1897 über den jetzigen Schutthang noch hinunter, nach Marinellis Skizze endete sie allerdings schon damals an dem Blockwall. Das Trümmerwerk in der Tiefe ist teils vom Wall, teils von dem stark verwitternden Eiskarkopf abgekollet. Die Tiefenlinie bricht an der jähen Wand unvermittelt zum Valentintal ab. Die nordwestliche Begrenzung dieses Troges bildet ein schwach begrünter, gerundeter Ausläufer des Eiskarkopfes.

Der breite Westlappen hat westlich der Knickung des Blockwalles eine Steilzone mit Querspalten. Sie überschritten 1897 nirgends die Breite von 1 m. 1930 waren sie breiter und wie 1897 stellenweise etwa 10 m tief; 1930 manchmal, 1931 größtenteils durch Neuschnee und Firn überdeckt und von nicht tragfähigen Brücken überspannt. Kleinere Spalten finden sich auch tiefer auf der sich zuspitzenden, zuletzt spaltenlosen, wieder flacheren Zunge. Sie endete 1897 steil in annähernd 2104 m Höhe am Beginne der schlauchartigen Schlucht. 1930 verschwand das Eis auf 2160 m unter einem vorgelagerten Schneefelde. 1931 war dieses weggeapert und die firnfreie Eiszunge endete flach auf 2120 m, gerade im O der Kavernen in den Kunzköpfen. 2 m vom Zungenende betrug die Breite 14,5 m. Knapp vor dem Eis lag ein gut geschlossener, bogenförmiger Blockwall, in dem sich nur eine Abflußlücke für die Schmelzwässer befand. Von hier an senkt sich die immer enger und steiler werdende Schlucht, die südlich der Oberen Valentinalm zutal stürzt (Militärweg).

Am Knickungspunkte des Blockwalles, wo die Teilung in Ost- und Westlappen erfolgt, liegt Marinellis Marke I und meine Marke B (Srbik, 2, 152; 3, 124). Auf Desios Angaben (I, 10) und die sich daraus ergebenden Folgerungen wurde bereits hingewiesen. Seit 1897 änderte sich auch die Form des Blockwalles; denn Marinellis Marke liegt jetzt nicht mehr wie ursprünglich auf dem höchsten Punkte, sondern auf dem Nordabfalle des Walles. Er ist doppelfirstig, enthält stellenweise Riesenblöcke und überhöht die Gletscheroberfläche um etwa 2 m. An seinem Südfuße ist ihm ein breiter, niedriger Wall vorgelagert. Zwischen diesem und dem Eisrande fließen die 1931 recht ansehnlichen Schmelzwässer nach O und NW, die aber bald versickern. Vom Trümmerhange des Eiskarkopfes im N trennt den Blockwall eine Senke (Telephonstation im Kriege). Der Wall bildet, wie erwähnt, dann die rechte Seitenmoräne des Westlappens. Sie hat anfangs eine ausgesprochene Firstlinie, die den Gletscher um 15 bis 20 m überhöht und ist vom blockübersäten Westhange des Eiskarkopfes durch eine Senke getrennt. Infolge der guten Besonnung ist die Oberfläche durch Moose schwach begrünt. Im weiteren Verlaufe niedriger, wird der Wall durch eine anstehende, stellenweise geschrammte und abgeschliffene Feiswand unterbrochen. Stoß- und Leeseite sind gut erkennbar. Die hier angebrachte Marke II Marinellis (2161 m) ist verschüttet. Seine 1897 erwähnte Oberflächenmoräne hat ihre frühere doppelte Sichelform verloren; ganz regellos lagern Trümmer und Schutt vom Eiskarkopf auf dem den Hang begleitenden Gletscherteile. Er ist hier infolge Wärmerückstrahlung der Felsen zurückgeschmolzen, daher wird wie

1897 die vertikale Zonengliederung des Gletschers sichtbar. Auch Marinellis Marke III (2121 m) ist nicht mehr vorhanden. Der Block ist abgestürzt oder verschüttet, wie denn überhaupt die Schuttführung vom besonnten Westhange des Eiskarkopfes sehr bedeutend ist.

Die linke Seitenmoräne zieht als scharffirstiger Wall von den das Kar im SW umrahmenden Felswänden nach NNO. Eine Schneesenke trennt sie vom Fuße der Kunzkarköpfe. Der Wall hat gelbliche Färbung, besteht weniger aus Blockwerk als aus kleinerem Schutt und ist wegen der Beschattung ohne Vegetationsspuren. Am Zungenende geht er in den Stirnwall über. Innerhalb dieser langgestreckten Moräne liegen jüngere, kürzere und niedrigere Wallstücke auf dem schuttbedeckten Felsboden.

Bezeichnend für den heutigen Eiskargletscher sind somit die niedrige Höhenlage (im Mittel 2250 m), die geringe Neigung (i. M. 15—20 Grad) und seine bescheidene Ausdehnung, die Ernährung durch Niederschläge und Lawinen sowie die gute Beschattung im wandartig gegen S geschlossenen Eiskar. Morphologische und meteorologische Verhältnisse wirken zusammen, so daß sich hier dank der lokal tiefen Schneegrenze trotz der derzeitigen Rückzugerscheinungen der einzige Gletscher in den Karnischen Alpen erhalten konnte.

Zur Eiszeit reichten allen Anzeichen zufolge drei mächtige Lappen aus dem Kar nach abwärts, deren Wege durch die Tiefenlinien westlich des Gabelekopfes und beiderseits des Eiskarkopfes vorgezeichnet waren. In gewaltigen Spaltenzonen endeten die Zungen als Hängegletscher an den bis 1000 m hohen Felswänden. An deren Fuße sammelten sich die Blöcke und Eistrümmer als regenerierter Gletscher noch zur Daunzeit im Valentintal. Der Zustrom aus dem Eiskar brachte vor allem die Felsklötze auf das Blockfeld, das sich von der Unteren Valentinalm bis zur Talenge erstreckt. Das Schwinden des Eiskargletschers erfolgte von O nach W fortschreitend. Zuerst verkümmerte der Ostteil, das heutige Firnfeld, dann wurde der Mittellappen durch den quer sich vorlagernden Blockwall abgeschnitten. Der Westlappen allein endigt noch jetzt in einer Zunge und schmiegt sich der Schattenfurche unter den Kunzkarköpfen an.

Einen weiteren Zustrom erhielt der Valentingletscher aus dem sehr gut geschützten, hoch gelegenen Grünen (Hohen) Tal, das zwischen dem Frischenkofel (Cellon, 2238 m), der Grünen Schneid (2086 m) und dem vom Gabelekopf (2289 m) nach O ziehenden Felsgrat P. 2021 eingeschlossen ist. Über dem stellenweise plattigen, von einer tiefen Schlucht zerrissenen Steilhange streicht das Kar in die Luft aus. Den Nordabschluß bilden einige rückfällige Rundbuckel, begrast und bebuscht (etwa 1800 m). Hier endet überraschend der zunächst sanfter, gegen die Felsumrahmung steiler ansteigende Karboden. Hutweide, Bergsturzböcke, rezenter und moränenartiger Schutt bedecken die Oberfläche. Die felsdurchsetzten, namentlich im S (Grüne Schneid) berasteten Steilhänge zeigen Lawinenspuren, in geschützten Karwinkeln halten sich Schneeflecken. Wildwasserfurchen sind tief in den Schutt eingerissen. In dem am besten geschützten westlichen Kartelle zwischen Gabelekopf und den Wänden des Kollinkofels liegen überschiffene Felsbuckel. Die Geol. SpK bezeichnet den Raum als anstehendes Silur und Devon, Spitz und Gaertner scheiden im Kar das Quartär aus. Nach der geschützten, hohen Lage des Grünen Tales und den vorhandenen Spuren befand sich in ihm zur Eiszeit ein ausgedehntes Firnfeld. Es nährte einen Hängegletscher, der über die Steilstufe ins Valentintal hinabstürzte und sich erst zur Daunzeit in das Hochtal zurückzog.

c) Plöcken — Angertal.

Südlich der 200 bis 250 m hohen Talstufe (Spitz, 2, 328), die der Angerbach in tiefer Schlucht durchschneidet, breitet sich eine Glaziallandschaft aus. Sie ist bei Frech (1, 393; 2, 366) und Geyer (8, 9) kurz erwähnt. Penck und Brückner (3, 1006, 1068) beriefen sich hinsichtlich des Plöckenpasses auf Taramelli (2, 41).

Nach wiederholter Begehung des Plöckengebietes erfolgt die zunächst nur beschreibende Zusammenfassung meiner Beobachtungen zu einheitlichem Bilde am besten von einem zentral gelegenen Übersichtspunkt aus, das

ist die Höhe 1294 der Hausalm südöstlich des Plöckenhauses.

Wir stehen auf dem breiten, unruhig bewegten Oberteil einer aus dem Angertale vorgebauten Schuttmasse, von Frech als Querwall, von Geyer als eine mit Glazialschutt bedeckte Terrasse bezeichnet. Seichte, manchmal moorige Senken und Pingens wechseln mit flachen Bodenwellen und Kuppen. Gegen das Talinnere steigt der Vorbau allmählich an und verschmälert sich zu einem breiten Rücken, der sich fast unmerklich vom Nordhange des Kl. Pal löst. Hutweide und einzelne Nadelbäume bilden die Bodenbedeckung. Der Schützengraben auf dem Scheitel der Vorwölbung, zahlreiche Geschoßtrichter und Weganschnitte beweisen den Aufbau aus Moränenmaterial. Es stammt, wie durchwegs im ganzen Plöckengebiet, nur von den umliegenden Höhen, nirgends finden sich etwa kristalline Geschiebe. Der anstehende Felssockel kommt erst in Rundbuckeln und Abbrüchen entlang des Angertales zum Vorschein, das sich von der Sägemühle an immer tiefer einschneidet. Der mäßige Abfall des Rückens zur schmalen, künstlich verbreiterten Verebnung der Hausalm wird von dieser an gegen das Innere des Beckens in der Richtung auf das Plöckenhaus steiler und glaciaartig. Der Schuttvorbau entsendet in den Mündungswinkel zwischen Anger- und Plöckenbach einen sich verschmälernden, wiederholt rückfälligen Hügelzug gleicher Zusammensetzung. Er dacht sanft gegen den letztgenannten Bach, steil gegen die Schlucht des Angertales ab und endet erst an der Brücke, bei der die Straße nach Überwindung der Steilstufe (nach Gaertner Graptolithenschiefer) das Becken erreicht (1200 m). Das Plöckenhaus liegt am Rande einer Stufe, die gegen die breite Beckensohle steiler als der Schuttvorbau abfällt.

Im S ist die Vorwölbung der Hausalm vom Hange des Kl. Pal durch eine nasse Senke getrennt, die einen unbedeutenden Zulauf zum Plöckenbach enthält. Dieser ist westlich (unterhalb) der Straße seicht in Fels eingetieft und in der Beckensohle zumeist von nassen Wiesen begleitet. Die Senke wird südlich durch eine allmählich ansteigende Wiesenschwelle begrenzt. Sie legt sich quer über das Plöckental, ist durch einige Senken und Mulden gegliedert, schmiegt sich dann in welligem Bogen an den unteren Hang der Cellonalm an und ist bis zur Theresienhöhe zu verfolgen. Dieser aus Moränenschutt aufgebaute Querriegel dämmte den jetzt nur schwachen Abfluß des Plöckentales ab und verursachte an seiner Südseite nasse Wiesen nächst Straßenbrücke 1233. Der Hang der Theresienhöhe P. 1316 ist gegen das Becken sanft eingemuldet, nach N steil abfallend. Schützengräben auf dem Scheitel förderten Moränenschutt zutage. Die dortigen Blöcke aus Devonkalk können von der Cellonalm stammen, aber auch weiterher durch Glazialtransport vom Grenzkamme hingebacht worden sein. Den Nordabschluß des Beckens bilden flache, nach innen sich senkende, breite Wellen, die sich an den Hang der Theresienhöhe anlegen. Ihren stellenweise mit Wald bestandenen Hutweideboden (Schutt auf Felssockel) quert an der tiefsten Stelle (1200 m) die über die Steilstufe heraufkommende Straße.

Östlich der Schlucht des Angerbaches liegt am unteren Hange des Polinig die Alm bei der Rückfallskuppe P. 1286 zum Teil auf Moränenschutt (q der Geol. SpK), der, steiler werdend, auch noch bis zum Waldrande hinauf zu verfolgen ist. Moränenschutt tragen ferner stellenweise der Almboden auf der talauswärtigen Rast P. 1340, die nach abwärts in Wald auf anstehendem Gestein übergeht, und die sich talein erstreckenden Verebnungen (etwa 1400 m) unterhalb der Angerhütten (1460 m).

Vor der Erklärung der bisher beschriebenen Glaziallandschaft in der Talweite von Plöcken werden zweckmäßig zuerst die Glazialspuren im Angertal aufwärts und gegen den Plöckenpaß hin verfolgt.

Die Sohle des weit geöffneten, alpenhaften und nach der Geol. SpK fast durchwegs in steil stehenden untersilurischen Tonschiefern eingeschnittenen Angertales (Geyer, 8, 9; 10, 31—33) enthält nur rezenten Schutt, der in der Geol. SpK nicht ausgeschieden ist. Die CG Pont. weist beim Plöckenwirthshaus und südlich der Tschintemuntalm (nach der Sage richtige Schreibweise Schintemuntalm, s. Graber, 328) eine Mischung von Hang- und Moränenschutt aus. Der Talschluß hingegen, die Hänge des Polinig im N und das Palgebiet im S ergeben Anzeichen für die Ausdehnung der ehemaligen Vergletscherung.

Der Talschluß (P. 1455) breitet sich kesselförmig zwischen Tischlwanger oder Timauer Törl (1750 m, zwischen dem Gr. Pal im W und dem Hocheck oder Tischlwanger Kofel, 2218 m) — Hocheck — Promos (Blaustein, 2194 m) und Köderhöhe (2228 m) aus. Die schluchtartige Talrinne steigt noch bis zur kleinen Verebnung P. 1797 an und verzweigt sich hier in Einrisse, die mit Lawinenschnee gefüllt sind (Juli 1931). An die steilen, erlenbewachsenen Hänge der Tschintemuntalm schließt südlich unter dem Grat Promos—Hocheck ein großes, tief eingesenktes Kar an. Der sich verflachende Karboden trägt sehr viel Schutt und große Schneefelder. Die rückfällige Karschwelle (P. 1848 OA) wird durch einen begrünten Schuttwall gebildet, in dem sich einzelne Lücken für die Entwässerung befinden. Die Einzelformen der Karschwelle kommen in der GrK (P. 1823—1874) sehr gut zum Ausdruck. Obwohl die Entwässerung des Karbodens gänzlich ins Angertal erfolgt, die Wasserscheide somit unzweifelhaft erst auf dem Grat selbst liegt, ist die neue wie die alte Grenze merkwürdigerweise doch mitten durch das Kar gezogen. Im SW wird es durch einen scharffirstigen, begrünten Rücken begrenzt, der von den Nordwänden des Hochecks zum Tischlwanger Törl zieht, einem flachen, teilweise nassen Hutweidesattel, der die Wasserscheide bildet. Die Alm 1684 (OA) nordöstlich von ihm ist seit der Kriegszeit gänzlich verfallen und verwachsen, in der GrK auch nicht mehr gezeichnet. Erst südlich des genannten Rückens erfolgt die Entwässerung nach S. Unter den Felsabstürzen des Hochecks liegen steile Schutt- und Schneehalden. Ihr Abfluß vereinigt sich mit den beiden vom Timauer Törl nach SW abgehenden Wasserlinien. Sie schließen den oberseits flachen, teils begrünten, teils mit Schutt bedeckten Längswulst P. 1731 OA, 1716 GrK ein, an dessen Südwestfuß sich Block- und Lawinewälle ansammeln; unter ihnen dürften Moränen verschüttet sein.

Die Nordumrahmung des Angertales hat, soweit sie laut Geol. SpK von silurischem Tonschiefer gebildet wird, einheitliche Beschaffenheit. Die von Elferspitz (2251 m) und Polinig (2331 m) herabreichenden Schuttfelder aus devonischem Riffkalk sind in ihren Ausläufern bereits durch den Farbenunterschied sehr gut zu verfolgen. An der Obergrenze des Silurs (nach Gaertner Karbon) sind quer zum Hauptkamm abgehende, kurze, beiderseits steil abfallende Rücken bezeichnend. Sie beginnen meist rückfällig nahe vom Felsfuß des Grades in etwa 2000 m Höhe und enthalten in den Senken häufig Seelein; manche von diesen sind bereits zu Tümpeln verlandet. Streckenweise zieht sich entlang des Grades Polinig—Laueck eine breite Verebnung hin, die nach Lage und Beschaffenheit Firnansammlungen begünstigte. Auch sie ist bisweilen von Seelein durchsetzt. Frech (1, 402—403) sagte von ihnen: „Bei einigen weiteren kleinen Seegebilden wird man ebenfalls ohne weiteres an glaziale Ausräumung zu denken haben, die an den leichter verwitternden Schiefergesteinen keinen bedeutenden Widerstand fand. Fünf derartige kleine, durch Gletscher ausgeschliffene Tümpel liegen auf der Terrasse der Spielböden unter der Elferspitz und dem Laueck... Die kleinen Tümpel an der Elferspitz dürften dagegen mehr (als auf wirbelnde und bohrende Bewegung) auf unmittelbare Ausschleifung (glaziale Korrasion) zurückzuführen sein“. So sprach sich Frech auch späterhin aus (2, 373); ich werde noch darauf zurückkommen. Die kurzen, durch tiefe Mulden getrennten Querrücken und der hoch gelegene Längsbord gehen talwärts in Steilhänge über. Sie verflachen sich jedoch stellenweise wieder zu breiten Wülsten, wie z. B. bei der Spielbodenalm (1831 m) und bei den Angerhütten. Zahlreiche Rutschflächen, Lawingassen und tief eingerissene Wildbachfurchen durchziehen die ganzen Hänge und gefährden das Almgebiet. Die Anrisse lassen verwitterten Tonschiefer und devonischen Kalkschutt erkennen. Eiszeitliche Gletscherwirkung im Kammgebiet und seither stets erneute Lawinenstürze haben in diesen wenig widerstandsfähigen Hang von oben bis zur Talsohle ihre Spuren eingekerbt.

Die Südumrahmung des Angertales bildet westlich des bereits geschilderten Talschlusses die Palkette. Die Eiszeit Spuren sind je nach dem Gestein verschieden. Der Große Pal (1808 m OA, 1809 m GrK), laut Geol. SpK aus silurischem Tonschiefer bestehend, weist eine ausgesprochene Kammschneide auf. Sein mit Erlen durchsetzter Hutweideboden fällt, ähnlich wie auf der gegenüberliegenden Talseite, zunächst in breiten Wellen und Mulden, dann steiler

zum Angerbach ab. Auf seiner Südseite, dort, wo vom Sattel (Roßbodentörl lt. GrK, 1581 m, 1590 m OA) zwischen ihm und dem Freikofel der graue, devonische Clymenienkalk W—O durchstreicht, liegen nahe den Kriegsbauten dunkle Schutthalden, in denen ich anthrazitische Brocken fand. Schon Spitz (2, 318) vermutete hier Kulm, Gaertner wies ihn mittlerweile nach.

Westlich des Roßbodentörls beginnt in der Talumrahmung der verkarstete Devonkalk. Er baut zur Gänze den Zug Freikofel (1757 m) — Kl. Pal (1866 m) auf. Penck und Brückner (3, 1006, 1068) nahmen hier die Eishöhe mit 1800 bis 1900 m an. Darnach wäre der ganze Kamm verfirnt gewesen. Auch Schwinner (4, 37) begründete die hier auftretende Verkarstung mit der lösenden Wirkung des Wassers auf den vom Eis freigewordenen Verebnungen. Solche beiderseits der Rückenlinie nur schwach geneigte Flächen bilden tatsächlich, wenn man von allen durch die Verkarstung hervorgerufenen zahlreichen Einzelheiten abieht, die Grundform der sanft gerundeten Oberteile dieser in heißem Kampfe zerrissenen Felsberge. In kleinen Karen, Einsattlungen und Mulden liegen, namentlich auf der flacheren Südseite jenseits der Grenze, sehr häufig begrünte, moränenartige Schuttwälle. Auf der Nordwestseite des Kl. Pal sind an einer etwa 50 m hohen Felswand, an deren Fuß Barackenreste stehen (1570 m), Schcliffe und Runsen zu sehen, die sich gegen das Innere des Plöckentales, mithin gegen die Paßfurche, schwach senken.

Damit wären im Anschluß an die Eiszeitspuren im Angertal nunmehr jene im engeren Plöckengebiet zu verfolgen. Südlich der nassen Senke, die den Schuttvorbau der Hausalm vom Kl. Pal trennt, ist dessen Hang — wie die Hausalm — mit Moränenschutt verkleidet, ohne aber besondere Formen anzunehmen. Gegen den Paß zu ist er immer mehr mit Schrofen und Bergsturzböcken durchsetzt. Südlich des Querriegels, der sich dem oberen Tale vorlegt, befinden sich infolge der Abstauung zunächst die vorhin erwähnten nassen Wiesen, dann weiter südlich am Westufer des meist versiegten Baches welliges Hügelgelände mit Waldparzellen. Der Moränenschutt reicht, mit rezentem vermisch, lappenartig taleinwärts, so auch in der Geol. SpK, bei Spitz und Gaertner dargestellt. Dann treten die Felswände nahe zusammen (nach Gaertner unterdevonischer Plattenkalk), das Bachbett wird zur Schlucht (P. 1319 OA, 1321 GrK), in der wilde Fältelungen zu sehen sind, die auch Schwinner (4, 36) erwähnte.

Die auffallend tief und scharf eingeschnittene Scharte des Plöckentpasses (1360 m) hoben Frech (2, 395), Geyer (8, 9) und Sölch (1, 259) hervor. „Möglich — fährt Sölch fort — daß hier die Entstehung des tiefen, schmalen Durchganges Wasserwerk ist und daß hier ein zeitweiliges Überfließen der Schmelzwasser nach S zu stattfand, ähnlich wie wir es beim Kartitschsattel kennengelernt haben; nur daß der Unterschied im Gestein verschiedene Formen zur Folge hatte. Das Bild dieser beiden Pässe ist durchaus verschieden. Ausgeschlossen ist es aber auch hier nicht, daß transfluierendes Eis eine alte Paßscheidung niedergeschliffen hat.“ Nach Brückner (1006) trägt der Plöcken Formen der Übertiefung bei einem Querschnitt von 0·3 qkm. Wie Taramelli als Erster erkannte (2, 41), wurde er durch karnisches Eis (jedoch „Gailtaler Eis“ nach Penck, 3, 1068) überflossen. Zu demselben Ergebnis gelangte auch Marinelli (3, 64) aus Felsrundungen, Moränen und gekritzten Geschieben im oberen Buttal. Jedenfalls fand eine Eisbewegung von N nach S über den Paß statt. Penck (3, 1006, 1068) nahm die Eishöhe, wie erwähnt, zwischen 1800 und 1900 m an.

Angesichts der Veränderungen in der Zwischenzeit, durch den Straßenbau, die Kriegsereignisse und die ständige Vermehrung des rezenten Schuttes, gewinnen unter den lokalen Beobachtungen in der Paßegend Eiszeitspuren im anstehenden Fels besondere Bedeutung. Bei der Hausruine knapp diesseits der Grenze fand ich 1930 und 1931 etwa $\frac{3}{4}$ m über der jetzigen Straße auf dem westlich anstehenden Gestein mehrere gleichgerichtete, etwa 1 cm seitlich eingetiefte Rillen, die sich aus der ungefähr waagrechten Richtung nach N etwas senken. Der jetzige Neubau der Straße (1935) vernichtete diese Spuren. Gegenüber der nunmehr beseitigten Hausruine sind am Osthang unter den Felswänden des Kl. Pal, etwa 15 m über dem Straßenkörper, wieder solche Rillen im Fels zu sehen, auch hier nahezu horizontal. Sie können keinesfalls mit den von Hauser

(63) erwähnten künstlichen Radfurchen aus der Römerzeit verwechselt werden. Die jetzt durch Schutt bedeckte Paßfurchen war zur Eiszeit nach allen Anzeichen viel tiefer. Auch die nur $\frac{1}{4}$ m über der Straße noch 1931 sichtbaren Rillen können demnach als Eiszeit Spuren angesehen werden.

Ferner liegen nahe der Grenze knapp nördlich der italienischen Fahne, am Fuße des Kl. Pal, einige etwa 30 m hohe Rundbuckel. Ihre Oberfläche ist durch tiefe, senkrechte Klüfte in der Längsrichtung des Passes und durch große Karren in der Fallrichtung zerfurcht. Die Riesenhöcker sind durch eine mit Bergsturzböcken teilweise gefüllte Senke vom Palhange getrennt. Nach S, zum ebenen Übungsplatze der Grenzwahe, stürzen sie steil ab, nach N senken sie sich allmählich. Dies und die Oberflächenformen der Rundbuckel lassen Stoß- und Leeseite erkennen: die Eisbewegung erfolgte von N nach S. Jenseits der Vererbung erhebt sich ein letzter Rundbuckel (P. 1362) mit der Kaserne, dann senkt sich die Paßhöhe endgültig nach S.

An den Felswänden beiderseits des Passes sind trotz aller Falten, Verknetungen und Verwitterungserscheinungen stellenweise Glättung und gleichgerichtete Runsen zu unterscheiden. Auch die im großen gerundeten Felsformen sprechen für eiszeitliches Abschleifen. Die V-förmige Paßsenke geht nach aufwärts in Rundungen über. Jener am Kl. Pal liegt die etwas höhere Schulter P. 1617 am Frischenkofel (Cellon) gegenüber. Der Höhenunterschied wäre durch die Richtung des Eisstromes nach SO ins Collinatal erklärlich. Die Cellonshulter geht nach N in die mit Moränenschutt bedeckte Verflachung der Cellonalm (1586 m) über. Die Tektonik der Schulter, des nördlich anschließenden terrassenartigen Vorbaues der Cellonalm und der Einschaltung des Plöckenpasses selbst erklärten Frech (3, 84), Geyer (8, 11, s. a. 1894, 108), Spitz (2, 318) und Gaertner (2, 165).

Nach dieser Wiedergabe meiner Beobachtungen im Plöckengebiet können nun bereits einige Schlüsse aus den Erscheinungen über die Eiszeitvorgänge gezogen werden. Jetzt nicht mehr zu beobachtende Einzelheiten beruhen hierbei naturgemäß auf Erfahrungen in anderen Gebieten.

Das Eis des Gailgletschers reichte in der Gegend von Mauthen zur Zeit des Höchststandes bis über 1900 m hinauf, was auch Klebelsberg (6, 24) annahm. Der Mangel zentralalpiner Geschiebe und überhaupt ortsfremder Gesteine im Plöckengebiet ist auffallend; schon Taramelli (2, 40—42) wies darauf hin. Ohne vorerst auf die Frage einzugehen, ob Gaileis oder Eis der Lokalverglatterung, also karnisches Eis, die Plöckengegend überschritten habe, ist als feststehend anzunehmen, daß dieser Raum vereist war. Die Firn- und Eismassen des Angertales reichten zur Hocheiszeit von den Felsmauern des Polinig, der Elferspitz und des Hochecks, um nur die höchsten Zinnen anzuführen, bis auf die Gletscheroberfläche hinab, die im S den Palkamm überdeckte und auf der Felsbastion des Cellon mindestens 1800 m hoch lag. Die durch Eindringen des Valentingletschers vermehrte und rückgestaute Eismasse füllte den ganzen Hohlraum aus. Ein Arm überschritt den Plöckenpaß nach S, er wurde durch herabstürzende Firnmassen von den Hängen des Kl. Pal und des Cellon noch verstärkt. Auch nach dem Sinken der Gletscheroberfläche füllte ein Gletscherstrom zunächst noch geraume Zeit kuchenartig das ganze Becken von Plöcken aus und vereinigte sich über die unter Eis begrabene Steilstufe sowie deren Begleithänge mit dem schwindenden Valentingletscher. Später traten hier große Spaltenbildungen ein. Anscheinend befand sich in dem schmalen Streifen, der heute vom Moränengelände Hausalm—Mündungswinkel zwischen Anger- und Plöckenbach eingenommen wird, damals eine Mittelmoräne. Die meisten Schmelzwässer flossen an der stärker besonnten Nordostseite des Eiskörpers ab, daher über der erst postglazial eingetieften Angerbachschlucht. Mit dem Steigen der Schneegrenze sank die Gletscheroberfläche immer mehr und es kam ein Zeitraum, in dem der Gletscher den Plöckenpaß nicht mehr zu überschreiten vermochte. Sein Seitenarm verkümmerte, wurde zu einer bloßen Einstülpung ins Plöckental und schließlich selbständig, als der Angertalgletscher die Schwelle der Hausalm nicht mehr übersteigen konnte und sich auf die jetzige Bachfurchen beschränken mußte. Die

frühere Mittelmoräne wurde dadurch zur linken Seitenmoräne. Infolge des Sinkens der Gletscheroberfläche nach N trat am Plöckenpaß eine Umkehr der Strömungsrichtung ein. Die Schmelzwässer des kleinen Plöckengletschers flossen nunmehr von der schmalen Firnbrücke im Paßgebiete nur noch nach N ab, nachdem die besonnte Südseite ausgeapert war. Auf diesen Zeitraum paßt Frechs Bemerkung über einen kleinen, vom Plöckenpasse herabkommenden Eisstrom (1, 393).

Die Haltepunkte während des wohl durch einzelne Vorstöße unterbrochenen Rückzuges waren in erster Linie von den klimatischen Verhältnissen, aber auch von der Höhenlage und den sonstigen Geländebeziehungen abhängig. Nach diesen zu urteilen, war die Steilstufe (1200 m), dann die Hausalm (1300 m) für einen kurzen Gletscherhalt günstig. In der dazwischen liegenden Zeit bildete der langgestreckte, ebene Westteil des Plöckenbodens anscheinend ein von einem seichten See erfülltes Zungenbecken. Es erhielt sich wahrscheinlich auch noch, als die Gletscherzunge auf der Hausalm lag, und verlandete dann erst allmählich. Der selbständig gewordene kleine, nur mehr durch Lawinen genährte Plöckengletscher schob bei seinem Rückzuge am Südende des Zungenbeckens seine Endmoräne zu jenem Querwalle zusammen, der die nassen Wiesen nächst Brücke 1233 als Rest eines kleinen Zungenbeckens verursachte (Ruine der OA). Die tiefschattige Talenge (P. 1319 OA, 1321 GrK) dürfte einen weiteren kurzen Halt verursacht haben, bis das schmale Firnfeld sich auf den Paß beschränkte und endlich ganz abschmolz. Die breite, unregelmäßig gestaltete Endmoränenlandschaft der Hausalm ist das Werk des Angertalgletschers. Mit dessen Rückzug in diesen Raum war das Vorfeld der Erosion freigegeben. Die Schmelzwässer benutzten die alte Abflußfurche am Nordostrande, räumten sie aus und tieften sich ihr Bett immer tiefer in die weichen Tonschiefer und die nördlich anschließenden Kalke ein, bis die frühere Mündungsstufe durch Einkerbung der Schlucht beiseitigt war.

Weiteren Halt beim Rückzug des zerfallenden Angertalgletschers ermöglichten auf der nördlichen, stark besonnten Talumrahmung die langgestreckten Verebnungen in etwa 1500 bis 1800 m Höhe. Auf ihnen liegen die Unter- und die Oberleger der Almen (Angerhütten, Spielboden- und Tschintemuntalm). Die höheren Verebnungen unter dem Grate Polinig—Elferspitz—Laueck (etwa 2000 m) bargen am längsten einen Firnstreifen mit kleinen Gletscherzungen. Die Entstehung der dortigen Seen dürfte aber weit weniger auf Ausschleifung durch den Gletscher (Korrasion nach Frech) als vielmehr auf langsames Abschmelzen von Firn und Toteis ähnlich wie in den norddeutschen Söllen zurückzuführen sein; denn auf den kammnah gelegenen, flachen, verfirnten Verebnungen war ungleich weniger das Ausschleifen durch den Gletscher als vor allem langwährende Firn- und Eisbedeckung auf wenig widerstandsfähigem Gestein wirksam. Anders verhält es sich etwa beim Wolayer See, in dessen Becken ein mit größerem Gefälle ausgestatteteter Gletscher herabkam.

Die Sohle des langsam ansteigenden Angertales weist, wie erwähnt, keine Moränen auf. Erst am Talschluß dürfte an der verebneten Gabelung P. 1455 OA (westlich P. 1525 GrK) eine bescheidene Gletscherzunge längere Zeit gelegen haben, ehe sie sich an den Karrand (etwa 1800 m) zurückzog, wo jetzt die großen Schneehalden enden. Infolge der starken rezenten Schuttmassen sind in dem Kar keine deutlichen Moränenspuren mehr sichtbar.

Die größtenteils breit gerundete Südwandlung des Angertales war an ihrem gut beschatteten Nordhange vermutlich lange firnbedeckt. Auch hier liegen — wie auf der Nordseite des Tales — in 1500 bis 1600 m Höhe wiederholt langgestreckte, wulstartige Verebnungen, wo die Firngrenze anscheinend längere Zeit zum Stillstande kam. Am Roßbodentörl (1581 m GrK) zwischen Freikofel und Gr. Pal sowie an anderen Punkten ähnlicher Lage fand zur Zeit des Höchststandes ein Überfließen nach S statt. Die breite Rückenlinie war bis gegen Ende der Eiszeit mit Firn bedeckt. Nach seinem Schwinden setzte auf dem für die Zersetzung derart schon vorbereiteten Kalkboden die Verkarstung ein, die sich bis zur Gegenwart immer mehr verstärkte.

26. Polinig — Würmlacher Alm — Griesgraben.

a) Terrasse Misoria—Kronhof.

Die Untere Misoria Alm (950—870 m, q, Schreibweise nach SpK, 2. Ausgabe) wölbt sich in ihrem Südtelle schuttkegelartig am Hangfuß des Würmlacher Polinig vor. Ihr unübersichtlicher Nordteil ist durch W—O gerichtete Hügelzüge, Waldkuppen und breite, oft nasse Wiesenmulden und Wasserrisse reich gegliedert. Letztere zeigen lehmige Grundmasse mit viel Kleinschutt aus Silur und Kalk sowie ferner namentlich im Ostteile große, dunkle Kalkblöcke. Auch Frech (2, 359) sah diese Formen als Moränen an. Die Gliederung des sonst sehr guten Alm- und lichten Waldbodens nimmt gegen O zu. Der in den Karten unbenannte Bach, der von S bei Würmlach die Alluviaebene der Gail betritt, hat die schuttbedeckte Silurschwelle in kleinen Wasserfällen durchragt (Mühlen, Wasserleitung). Die Felsrippe ist bis zum Weiler Mahlbach zu verfolgen, wo ein großer Steinbruch gute Aufschlüsse bietet.

Östlich der Mündungschlucht des Griesgrabens setzt sich die Terrasse in gleicher Art über Dolling (862 m) — Kriehof (823 m) — Kronhof (882 m), alles „Ortschaften“ der Gemeinde Würmlach, keine Einzelhöfe, fort. Die guten Kulturböden sind durch anhaltend W—O streichende Hügelzüge gegliedert. Auf dem Felssockel sind durchwegs Glazialablagerungen sichtbar, die aber nie eindeutigen Charakter von Terrassenschottern annehmen, sondern aus teilweise umgelagertem, aber unzweifelhaftem Moränenschutt bestehen (q). So erschließt z. B. bei der Abzweigung von Kriehof nach Dolling ein zur Wegverbesserung verwendeter Aufschluß erdig-lehmige Grundmasse, ungeschichtetes, ungewaschenes Material mit eingebackenen Silurschiefer- und Kalkblöcken von Faust- bis weit über Kopfgröße, alle stark bestoßen. Ein großer, dunkelgrauer Kalkblock ist glatt poliert und hat prächtige Schriffe.

Zwischen Kriehof und Kronhof liegen die schon Frech (2, 359) bekannten Gletscherschriffe auf dem anstehenden Silur (dunkler, kalkiger Schiefer), das hier stellenweise zutage tritt. Alle Schriffe sind in der Längsrichtung des Tales gestreckt. Ein solcher Aufschluß befindet sich östlich P. 882, einer weiter östlich am Waldrande (südwestlich P. 876) entlang des Weges nach Kronhof, wo das steilere Silurgehänge ansetzt. Die ausgedehntesten sind jene auf Höhe 876. Sie erhebt sich sanft aus der westlich gelegenen Mulde, ihr breiter Scheitel liegt nordwestlich des Wegkreuzes (General Henneberg-Denkmal, Wegbiegung), nach O senkt sie sich ganz allmählich. Westseite und Scheitel werden von flach gelagerten, oberflächlich gerundeten und abgeschliffenen Felsplatten gebildet, die nach N einfallen. Auf ihnen ist die i. a. N—S verlaufende Struktur von den W—Q gerichteten Rillen deutlich unterscheidbar. Wo es das leicht verwitterbare Gestein noch zuläßt, ist Stoß- und Leeseite zu erkennen. Die flachen Felsplatten wurden in Kriegszeiten als Platz für Barackenbauten verwendet. Die etwa 10—20 cm mächtige Humusbedeckung ermöglicht nur dürrtigen Hutweideboden; erst in den Wiesen senken ist der Humus zwar mächtiger, aber der nahe darunter liegende Felsboden verursacht nasse Stellen. Gegen das Gailtal fällt Höhe 876 steil und felsig ab, im S trennt sie eine flache Wiesenmulde von einem Längsrücken, an dessen Ostende das Denkmal steht. Die Terrasse von Kronhof senkt sich in drei schmalen, durch Querwellen stellenweise verbundenen Längsstufen bis zum Steilhange südlich Weidenburg. Der Oberteil der Hochfläche ist lehmig (q), die Beschaffenheit des Abhanges entlang des Arnsnitzbaches (Kronhofgraben) wird durch Schutt unendlich, die Geol. SpK verzeichnet anstehendes Silur. Nach aufwärts reicht der feinerriehene Moränenschutt etwas höher als der Waldrand (900 m); weiter oben herrscht grobklastisches Trümmerwerk vor. Die auf- und absteigende Moränenlandschaft bei Kronhof hebt sich durch eine W—O verlaufende Senke, eine ehemalige Schmelzwasserrinne, von dem steileren Berghange des anstehenden Silurs ab. Wie bisher erweisen sich die Leisten als Fels-, nicht als Schotterterrassen.

b) Polinig.

Der Vereisungsbereich des Polinig (2331 m) erstreckte sich, wie bereits besprochen, nach S ins Angertal, vornehmlich jedoch nach NW ins Valentintal. Die

beiden hochgeschlossenen Kare im W und O des Gipfels waren vorzügliche, geräumige und 1900 bis über 2000 m hochgelegene Firnbehälter. Der nordöstlich Eder mündende steile und tief eingerissene Schrockebiergraben (nach SpK, unbenannt in der OA, wahrscheinlich verstümmelt aus Schröckgebirgsgraben, Name wegen der wilden Tobel, ahd Skreg = Spalt) samt seinen Verzweigungen war die natürliche Abzugsrinne der Eis- und Firnmassen nach NW; weniger glitten nach W ab in das Talstück zwischen Eder und Angerbachmündung wegen der geschlossenen Karumwallung. Schuttvorwölbungen auf der Ob. u. Unt. Himmelberger Alm (1600—1800 m) und die beim Valentintal bereits erwähnte Terrasse (1000 m) stellen die wesentlichsten Eiszeitspuren am Westhange des Polinig oder auf der Ostseite des Valentintales dar. Im Schröckgebirgsgraben und in der ihm südlich benachbarten Furche, die beide schlauchartig glazialen und rezenten Schutt ins Valentintal beförderten, sind begrifflicherweise keine Glazialspuren vorhanden.

Anders in dem westlich des Gipfels gelegenen Nordkar. Eine zu Rundbuckeln geschliffene Felschwelle (etwa 1950 m) schließt es im N ab gegen die Felsabstürze und Schluchten (Böses Gangel). Südlich davon liegt eine runde, trichterartige, mit Schnee gefüllte Senke (etwas unter 1900 m). Der Karboden steigt bis etwa 2050 m an, mit rezentem Schutt und Blockwerk ohne deutliche Wallspuren bedeckt. Die wulstige Felsumwallung (P. 2012—2191—2331) ist im O am höchsten, umgibt das Kar wie einen Krater und gewährt nach Höhe, Form und Auslage einen bemerkenswerten Firnschutz, den auch Schwinner (4, 37) hervorhob.

In der Längsrichtung des zwischen Polinig und Elferspitz gelegenen ovalen Ostkar befinden sich die Mittlere (1341 m, in der SpK Polinigalm genannt) und Obere (1482 m) Misoria Alm. Jene liegt auf einer Verflachung des anstehenden Gesteins. Dem Waldboden wurde steinige Hutweide abgewonnen. Nördlich der Almhütte (starke Quelle) begrenzt ein W—O streichender, kurzer Schuttquerwall die Verflachung. Besserer, sehr gut begrünter Weideboden beginnt erst auf dem Moränenschutte des flacheren und breiteren Südteiles der Oberen Misoria Alm (1482 m), den auch Gaertner (2, 161) erwähnte.

Auf einer westlichen Hangstufe des Würmlacher Polinig (1893 m) liegt die Schröckgebirgsalm (1570—1600 m). Sie wird durch einen gerundeten Felsriegel im W abgeschlossen; zwischen Blockwerk, Schutt und Hutweide steht dort die Almhütte. Der Riegel senkt sich gegen den beckenartig vertieften, sehr gut begrünten Almboden, der durch wellige Hügel in zwei kleine Wannen geteilt wird. In der südlichen tritt eine sehr starke Quelle zutage. Die Schuttzufuhr erfolgt teils durch die Lawingassen vom Würmlacher Polinig, teils aus dem Ostkar und einer westlichen Ausbuchtung (Bockleiten) der anschließenden Schutthalde. Namentlich der orographisch linke Teil der rezenten Schutthalde ist mit Blockwerk und Schnee bedeckt (gut beschattet), von Wildbachfurchen tief zerrissen. Die Steilschlucht Troß entsteht nach der Geol. SpK durch die Gesteinsgrenze zwischen Untersilur und Devonkalk; sie leitet zum Talschluß, dem Ostkar, empor. Dessen Nordbegrenzung bildet ein vom Bach durchsägter, gerundeter Riegel aus anstehendem, mit Schutt bedecktem Silur (P. 1953). Südlich einer Hutweidemulde erhebt sich ein großer Schuttwall, der von W nach O ansteigt und das Innere des Kars im N abschließt. Die Schmelzwässer suchen sich wegen der Verbauung des Karausganges unter dem Schutt ihren Weg in den Troß. Der Karboden wird von einem Schneefeld, von Bergsturzhalden und Gesteinstrümmern eingenommen. Er verschmälert sich, allmählich ansteigend, zum Spielbodentörl (2050 m), das steinige Hutweide bedeckt. Junge Verwitterung vernichtete im Kar alle Glazialspuren. Die Hänge der Gipfelpyramide des Polinig sind im S (Sonnseite) größtenteils mit Trümmerwerk bedeckt, sonst durch schroffe, von Schluchten zerrissene Kalkwände gebildet.

Die Einsattelung des von der Elferspitz nach N abgehenden Rückens (etwa 1970 m) wurde vom Poliniggletscher aus dem Ostkar selbstverständlich mit Leichtigkeit überflossen, schon weil er sich selbst bereits bei geringer Mächtigkeit am Schluchteingange des Trosses (1953 m) stauen mußte. Er gelangte hiedurch auf den Nordhang des Würmlacher Polinig (1893 m), zum Teil in das Gebiet der

Würlacher Alm und des Griesgrabens, der jetzt durch den Kreßbach (SpK) oder Valentbach (OA) entwässert wird.

c) Griesgraben und Westliche Würlacher Alm.

Der aus dem Griesgraben kommende Kreßbach (Name aus Gries, d. i. feiner Schutt, verstümmelt) verläßt seine tiefe Mündungsschlucht, die er sich bei Mahlbach (südöstlich Würlach) in den Silursockel eingegraben hat, und durchschneidet nur die Flanke seines flachen, älteren Schuttkegels.

Die Aufschlüsse nächst dem Wegkreuz (etwa 820 m) taleinwärts am linken Gehänge und weiter aufwärts in etwa 1200 m Höhe (westlich des Bachpunktes 1125 OA) zeigen Moräne (so auch in der CG Pont. bezeichnet): Silurkleinschutt und Kalkblöcke in lehmiger, ungeschichteter Grundmasse. Hingegen ist der südlich benachbarte große, 300 m hohe Schuttkegel (Fußpunkt 1200 m) rezent. Ihm verdanken der Griesgraben und der Griesbach ihren Namen. Der Wasserlauf versickert bald im Schutt. Auf etwa 1440 m, nahe unterhalb der alten Almhütte, quert das Tal eine durch den Gesteinswechsel bedingte, oberseits gerundete Steilstufe, die durch trockene Wildbacheinrisse gegliedert ist. Dann beginnt der vorerst allmählich ansteigende Boden der Westlichen Würlacher Alm. Frech (2, 369 Fußnote) nannte sie „Würlacher Alpl“ zum Unterschiede von der östlich davon gelegenen „Würlacher Alp“. In Wirklichkeit heißt der ganze Raum nördlich des Laucheckkammes lt. SpK Würlacher Alm. Zum Unterschiede nenne ich jene im Griesgraben die Westliche, die andere, soweit sie nördlich der Wasserscheide liegt, die Östliche Würlacher Alm. Die neue, große Almhütte der ersteren wurde nordwestlich der alten, nördlich der Bachlinie in 1460 m Höhe erbaut. Eine scharf ausgeprägte, auch von Frech (2, 369) hervorgehobene Karstufe trennt den unteren vom oberen Almboden ab. Sie ist durch den Gesteinswechsel von Silur und Devon verursacht und, wie Frech bemerkte, durch Eis und Verwitterung noch mehr herausgearbeitet worden. Der untere Almboden trägt steinige Hutweide. Bei P. 1475 endete im Juli 1931 ein großes Schneefeld, das nach W bis zum Fuße der Karstufe reichte. Die steilen, erlenbewachsenen Silurhänge im S sind von trockenen Wildbachfurchen und Lawingassen zerschnitten. Die devonischen Kalke im N, am Hange des Würlacher Polinig, treten unter der Vegetationsdecke als Rippen hervor.

Der das obere Kar abschließende Querwall (P. 1664) geht im S in den Schutthang der Elferspitz über und steigt von hier nach N in vier großen, gerundeten, schuttbedeckten Aufwölbungen auf und ab. Zwischen der dritten und vierten von S tritt der Felssockel in der tiefen Bachschlucht zutage. Der jetzige Weg benützt die Senke zwischen der Großform vier und dem Hange des Würlacher Polinig. Der obere Karboden beginnt am Querwall flach und steigt dann steil zu dem kuppigen Rücken an, der von der Elferspitz nach N streicht. Er trennt das Polinigostkar von unserem Kar. An dessen Westrand liegt unten Schutt und Blockwerk, bis 1800 m reicht das gut beschattete Schneefeld empor, darüber folgt grober Silurschutt. (Mischung von Hang- und Moränenschutt nach der CG Pont.) Weitere glaziale Formen sind im Gebiete der Westlichen Würlacher Alm nicht hervorzuheben, sie sind wohl unter dem reichlichen rezenten Schutt verborgen. Dennoch ist die etwa bis zum Ende der Gschnitzzeit reichende Eigenvergletscherung nach allen sonstigen Anzeichen anzunehmen.

d) Östliche Würlacher und Kronhof-Alm.

Die Östliche Würlacher Alm liegt um etwa 100 m höher als die Westliche, von ihr durch den fast 250 m tieferen Griesgraben getrennt. Das örtliche Firneinzugsgebiet der Alm war zwar klein, aber sehr gut geschützt unter dem bis 1960 m aufsteigenden, reich gegliederten Kamme nordöstlich des Lauchecks. Der Abstrom ging in dem kurzen, steilen Wildgraben vor sich, der westlich Dolling in den Griesgraben abstürzt.

Am Nordrande der im Silur gelegenen Alm (1560 m) verursachte der Gesteinswechsel eine Steilstufe. Die Verzweigungen der Abflußrinne sind bereits in den Devonkalk eingegraben. Die Schwelle bildet einen rückfälligen Schutt-

wall, der im W (nördlich der Almhütte) höher und scharffirstiger ist als im O und dessen Mittelteil durch drei Rinnsale in zwei breite Kuppen gegliedert ist. Der mulden- oder schüsselförmige Hutweideboden steigt gegen die Schwelle und bergwärts an (1560—1580 m). Er ist im Hintergrunde mit Bergsturzböcken übersät, die von einer höheren Obersilurschwelle (P. 1685) stammen. Diese schließt mit dem darüber liegenden Kamm (P. 1960—1924) eine ovale Wanne ein. Sie enthält eine Quelle, einen kurzen, versumpften Wasserlauf und einen Tümpel. Er ist durch einen begrünten, moränenartigen Schutthügel abgedämmt. 1 m mächtiger Lawinenschnee, Bergsturzböcke, Erlengebüsch und zerzauste Lärchen vervollständigen das Bild dieses kleinen Beckens. Auf der Obersilurschwelle liegt ein begrünter Blockwall. (Moräne nach der CG Pont.) Die glaziale Überformung ist im ganzen Bereiche der Östlichen Würmlacher Alm erkennbar.

Die Hütten der Kronhofalm (1481 m) liegen bereits auf zerklüftetem Devonkalk. In unmittelbarer Umgebung der durch einen Neubau vergrößerten Almgebäude ist daher nur spärlicher Hutweideboden; eine starke Quelle tritt hier zutage. Abholzung, Windbrüche und Blockwerk enden erst dort, wo etwas höher auf dem flach gewellten Silurboden die eigentliche Alm beginnt. Unruhige kleine Hügel, Rücken und Mulden weisen auf langwährende Schnee- und Lawinenwirkung hin.

Beide Almen sind wie zumeist an die Silurgrenze hinaufgerückt; denn unterhalb von ihnen breiten sich steinige Devonkalkstreifen und steile Waldhänge im Silur bis zur Terrasse Dolling—Kronhof aus. Hier, am Ausgange der Steiltäler, werden die restlichen Spuren der Fernvereisung wieder deutlicher sichtbar.

27. Kronhofgraben.

Frech (2, 379) betonte das Fehlen mächtigeren Gehängeschuttes in den südlichen Nebentälern der Gail vom Kronhofgraben an nach O; denn durch die Eintiefung des Haupttales und, wie jetzt erkannt, auch durch dessen Schiefstellung wurde die Erosionskraft der mit bedeutendem Gefälle ausgestatteten Nebenflüsse vermehrt, sie räumen daher ihre Täler aus und bauen ihre Schuttkegel weit ins Haupttal vor. Das ist tatsächlich bezeichnend für den Kronhofbach (SpK) oder Arsnitzbach (OA), Abnitzbach in der GrK genannt, der sich in seinen Schuttkegel ohne Laufknick eingegraben hat. Die herausbeförderten Kalktrümmer werden hier in einem Ofen gebrannt. Die südlich anschließende Engtalstrecke (130 m Gefälle auf 700 m Entfernung) schneidet sich zwischen die Terrassen von Kronhof (882 m) und von Gratzhof (770—820 m) ein, ohne daß in dieser Talstrecke Glazialablagerungen erhalten geblieben wären.

Erst auf etwa 950 m Höhe wird im Kronhofgraben Moränenmaterial, darunter auch gekritzte Kalkgeschiebe, in Anrissen sichtbar (einzige q-Ausscheidung der Geol. SpK im ganzen Bereiche des Kronhofgrabens, jedoch Alluvium der CG Pont.). Es reicht bis zu den Rundhöckern am Talzwiesel P. 1045, an denen Stoß- und Leeseite gut zu unterscheiden sind. Hier mündet von W ein grabenartiges Tal, in den Karten unbenannt, das sich zwischen Köderkopf (2176 m), Köderhöhe (2228 m) und Lauchek (2153 m) verzweigt. Ich nenne es nach dem Namen der dortigen Almen Frondelltal. Der wellige Silurboden der Almen hebt sich deutlich von dem steinigen Devonkalk ab. Die durch ihre Nordauslage und die hohen Begleitkämme sehr gut geschützten, steilen Talchlüsse waren zur Haltung verhältnismäßig großer Firnmassen besonders geeignet. Langwährende Firnaufzucht, alljährliche Lawinen, zahlreiche Rutsche und reißende Wildwässer haben überall ihre bekannten Spuren hinterlassen (Mischung von Hang- und Moränenschutt nach der CG Pont.).

Die Untere Bischofsalm (1181 m, Untere Kurnikalm SpK, Unter-Deutsch-Skarnitz OA) liegt auf einem welligen Schuttvorbau des Hanges, der sich stellenweise zu rückfälligen Hügeln erhebt. Alles ist von Hutweide bedeckt. Der kleingeriebene Silurschutt reicht talabwärts bis zur Brücke. Oberhalb der Alm geht der Vorbau in eine breite Verflachung über, an die sich der steilere Berghang anschließt. Die ehemalige Moräne wurde durch Lawinen, Rutsche und rezenten Schutt in ihrer Form und Zusammensetzung verändert. Aus Jungschutt

(Alluvium der CG Pont.) besteht auch der große Abriß südwestlich der Alm am linken Gehänge.

Südlich der Unteren Brugger Alm (1194 m) beginnt der Talschluß. Dessen bedeutendste Punkte sind: Köderkopf (2176 m) — Promos (2195 m OA, 2194 m GrK) — Promoser Törl (1788 m) — Hoher Trieb (2197 m OA, 2199 m GrK). Den Vordergrund nimmt im Bereiche der Unteren Italienischen Skarnitzalm (1328 m GrK, Name vom italienischen Weiderecht aus der Vorkriegszeit, Hütte seit dem Kriege zerstört) am rechten Hangfuß rezenten Schutt ein (r der Geol. SpK, Mischung von Hang- und Moränenschutt der CG Pont.).

Der westliche Talschluß in der Umgebung der Köderalm (1836 m GrK, 1835 m OA, hier und in SpK Köderhütte genannt) ist von muldenförmig beginnenden Tiefenlinien zerfurcht, die talwärts in Felsschluchten übergehen. In ihnen liegt noch im Sommer Lawinenschnee. Die durch Wülste und Absätze gegliederten Silurhänge sind begrünt und enden in felsigen Steilabstürzen. Die gut bewässerte Muldensohle (1600 m) enthält Schutt, Blockwerk und Schneefelder neben sehr gutem Weideboden. Der Bach unterfährt den zusammengepreßten Lawinenschnee (Juli 1931).

Das breite Promoser Törl (1788 m, nach Pichl Kronhoftörl) trägt schutt-durchsetzte Hutweide, die durch Schützengraben zerfurcht ist. Der Sattel wurde, wie auch Gortani (2, 33) feststellte, zur Zeit des Höchststandes vom Eis in südlicher Richtung überschritten. Bereits jenseits der Grenze ist in der von kurzen Moränenwällen umsäumten Mulde zwischen Hocheck und Promos ein kleiner See bemerkenswert (etwa 1930 m). Seine Entstehung führte Frech (1, 402; 2, 373) auf die Erosionskraft des Gletschers in dem weichen Schiefer zurück, seine Abdichtung wie beim Wolayer See auf Verschlammung der Klüfte. Nach den Gelände-verhältnissen scheint hier Frechs Korrasion (Ausschleifung) mehr Berechtigung zu haben als bei den Seelein auf dem Spielboden. Auch Marinelli (3, 66—70) entschied sich für die glaziale Erosion des Promoser Sees.

Im Osteile des Talschlusses liegt nördlich unter dem steil abfallenden Mt. Skarnitz (2118 m GrK, nach SpK Nebename für den östlich von ihm gelegenen Hohen Trieb) die Obere Italienische Skarnitzalm (1968 m) als gut geschützter Firnbehälter. Die Verflachung endet talwärts mit einem Felsabsturze. Gegen ihn führen einige kurze Schuttrücken und ein Rundhügel (P. 1979 GrK) vor. Im Osteile der Alm heben sich zwei bogenförmige, kleine Schuttwälle ab, die ein tief eingesenktes Becken umgrenzen. Der steinige Hutweideboden der Alm enthält drei kleine, einen größeren Tümpel und Schneeflecken in Wann. Die Almhütte (1968 m) ist seit dem Kriege Ruine.

Unter den nördlichen Felswänden des Hohen Triebes (2199 m GrK u. SpK, 2197 m OA) sammeln tiefschattige Rinnen und Halden den Schnee in einer ausgedehnten, fast ebenen Mulde (P. 1771 GrK). Ihr steiniger Hutweideboden ist mit Blockwerk übersät, das oft sogar die Größe von Heuhütten erreicht. Talwärts geht die Mulde mit rückfälligen, begrüntem Schutthügeln, die einer Felsstufe auflagern (Fußpunkt 1700 m), in den Almboden der Mittleren Italienischen Skarnitzalm über. Auch sie enthält noch viel Blockwerk; die Hütte wurde im Kriege zerstört.

Der ganze Talschluß vom Promos bis zum Hohen Trieb war, soweit die Anzeichen trotz rezenter Veränderungen einen Schluß zulassen, ein gut geschütztes Firngebiet, aus dem sich bei entsprechender Schneegrenze ein Gletscher talauswärts erstrecken konnte.

Einen kleineren Zustrom erhielt er aus der Mulde der Oberen Bischofsalm (Ober-Deutsch-Skarnitzalm, 1575 m OA; Gurnikalm, 1573 m GrK, Oberkurnikalm ältere SpK) und von der über ihr sich erhebenden Hochfläche zwischen Collen dial Törl und der einst verfirnten Zollner Höhe (1930 m). Die breite, größtenteils im Oberkarbon (Tonschiefer, Grauwacke und Sandstein) gelegene Platte entwässert sowohl zum Kronhof- als auch zum Nöblinggraben, kann daher bereits im Zusammenhange mit den Verhältnissen bei der Oberen Bischofsalm besprochen werden. Diese ist zwischen Steilhängen in einen durchschnittlich 150 m tiefen Trog eingesenkt, der sich nur nach NW öffnet. Lawinengassen, Wildbachfurchen und kleine Felswände zwischen Erlengebüsch im W

und S, durch Abholzung im O gewonnene Hutweide begrenzen den nur sanft geneigten Talboden, in dessen sehr gut begrünter Schuttfläche (Alluvium der CG Pont.) der nur kleine Bach mäandert. Uferterrassen zeigen seine frühere Lage und Größe an. Nordwestlich der Almhütten (Schrift Ober OA, nächst dem Soldatenfriedhof) steigt der Boden zu einem unruhig bewegten, schmalen Rücken an. Auf dem anstehenden Silur lagern begrünter Schutt und Blockwerk. Östlich der Seilbahnstation (Beförderung der Molkereiprodukte zur Unteren Bischofsalm) ist er zugespitzt und mit dünner Schuttdecke versehen. Die Bacheinschnitte zwischen der oberen und unteren Alm erschließen den Silurfels.

Östlich dieses Troges liegt die erwähnte Karbonplatte. Ihr höchster Punkt erreicht etwa in ihrer Längsmitte 1754 m, sonst bleibt die 1700er Schichtenlinie durchwegs unter dem Höhenrande. Die Oberfläche ist unregelmäßig gewellt. Flache Hügel und Kuppen schließen große, nasse, oft sumpfige Mulden ein, wie z. B. nordöstlich der Kasernruine (P. 1745), namentlich aber im Südostteile, wo ein großer, blaugrauer Sumpf (P. 1725 OA, 1726 GrK) zum Nöblinggraben entwässert. Tümpel und Torfstiche vollenden den eigenartigen Eindruck. Das anstehende, meist mürbe Karbon tritt bisweilen zutage, zumeist aber erscheint auf dem Hutweideboden klein, bis zu Erbsengröße zerriebener Karbonschutt. Gletscherschliffe fehlen in dem leicht verwitterbaren Gestein, doch sind die Formen der Erhebungen alle gut gerundet, manche durch Rutsche ausgemuldet.

Nach S verschmälert sich die Hochfläche zum Collen diaul Törl (1797 m GrK, 1801 m OA), einer breiten Senke zwischen den begrünten, stellenweise mit Schutt und Blöcken bedeckten Hängen im W und im O. Knapp nördlich des Sattels erstreckt sich eine Sumpfwiese. Die Aufschlüsse der österreichischen Kriegsbauten ergeben hier die Grenze von Silur und Karbon. Die Südhänge des Sattels sind durch die vorherrschenden Südwinde meist kahlgeweht. Eine vom Törl nach SO verlaufende Mulde zeigt die Richtung des Eisstromes an. Hochfläche und Törl tragen allenthalben Spuren langer Auflagerung des Firns und seines Abfließens.

28. Rechte Gailtalterrassen beiderseits Nöbling. (Gratzhof bis Oberbuchach.)

Am Nordabhange der Terrasse von Gratzhof (770—820 m, „Ortschaft“ der Gemeinde Würmlach, nicht Einzelhof) liegen undeutlich geschichtete, nur wenig mächtige Schotter auf dem Felssockel (Untersilur). Sie kommen auch auf der welligen Hochfläche stellenweise zum Vorschein, so z. B. in dem Steinbruche südlich des Ortes bei der Abzweigung des Weges auf die Zollner Höhe. Die Glazialablagerungen (q) sind in der Umgebung so gering, daß Sand und Schotter als Baustoffe auf der Gailtalsole gesammelt und mit Seilbahn nach Gratzhof hinaufbefördert werden müssen. Die vom höheren Gehänge stammenden Devonkalkblöcke werden zu Bauzwecken in einem Kalkofen östlich des Ortes gebrannt. Die Terrasse verschmälert sich nach O zu einem Wiesenstreifen (P. 810), wird dann durch waldige Wildbachrunsen unterbrochen und beginnt erst wieder am Westgehänge des Nöblingbaches als breite, wellige Wiesenfläche (P. 886—858), von steileren Waldhängen begleitet. Die Geol. SpK scheidet hier nicht wie die CG Pont. Moräne aus, sondern verzeichnet nur anstehendes Devon; die Bodenbeschaffenheit gleicht aber, soweit sie erschlossen ist, den im W und O angrenzenden, als q bezeichneten Terrassenstücken.

Zwischen Nöbling und Rauth (OA) hebt sich ein stark bewegtes Gelände (q, bzw. Moräne) von dem steiler aufstrebenden, nur durch Wildbäche zerfurchten, sonst aber geschlossenen Berghang ab. Der Unterschied kommt auch in der Bodenbedeckung zum Ausdruck: die Waldhänge gehen mit Rückfallskuppen nach N in Wiesengelände über. Kleine Hügel und Rücken wechseln hier mit seichten, nassen Mulden und von zahlreichen Rinnsalen durchflossenen Senken auf engem Raume. Am bemerkenswertesten ist die W—O verlaufende, im Längsprofil trapezförmige Höhe Trig. 721 östlich Nöbling. Eine tiefe, durch mehrere Wasserläufe gegliederte Wiesenmulde trennt sie im SO vom Berghang,

ein Sattel (700 m) mit einer Häusergruppe und eine seichtere Tiefenlinie, die zum Nöblingbach entwässert, scheiden sie von der steilen, waldigen Rückfallskuppe im S. Die Höhe 721 senkt sich zu diesem Sattel steiler als nach den übrigen Seiten. Der ganze Hügel ist durchwegs mit Feldern und Wiesen bedeckt. Auf dem breiten First sind die verhältnismäßig wenigen Klaubsteine zusammengetragen: Silurschiefer, rötliche Obersilur- und Devonkalke, alle kantenbestoßen. Aufschlüsse sind spärlich; sie zeigen hier sowie etwas weiter östlich keine Schichtung, sondern unsortiertes Kleingerölle von Silur und Devon, wie es höher oben ansteht. Der verbaute Nöblingbach drängte sich ganz an den Westfuß der Höhe heran, wo er viel Blockwerk ablagerte. Sein älterer Schuttkegel konnte sich westlich davon ungehindert ausbreiten; er trägt die ausgedehnte Ortschaft Nöbling.

Die nach N buhlenartig ins Tal vorspringende Felsschwelle 721 östlich des Ortes bedeckten wiederholt Grundmoränen und Schotter des Gailgletschers. Der Schutt wurde dann umgelagert und durch den von der Nöbling Höhe noch vermehrt. Deren breiter und flacher Oberteil (1750—1800 m) begünstigte Firnansammlungen, der steile Nordhang und die leicht verwitterbaren Gesteine förderten die Schuttführung. Nacheiszeitliche Erosion zerschnitt dann den Vorbau zu seiner jetzigen auffallenden Gestalt. Tiefliegende Terrassensedimente treten an seinem Nordfuß in den Tonen des Ziegelschlages nächst P. 639 zwischen Nöbling und Rauth zutage. Der Betrieb wurde unlöhnig, jetzt benützt man das Gebäude nur mehr als Heustadel. Bei Rauth erscheint am Steilabfalle gegen die Wildbachfurche des Rastengrabens wieder die Felsschwelle.

Am flachen Wiesenhang südlich Grimninitzen (in älterer SpK nach Sprachgebrauch unrichtig Grimnitzen genannt), in den auch der Kriegerfriedhof eingebettet ist, erscheint bald lehmige Grundmoräne, bald ungeschichteter Schutt (Silur und Devon), ohne daß sich eine Schichtfolge feststellen ließe; sie ist durch spätere Umlagerung gestört, wodurch der örtlich rasche Wechsel erklärlich ist (q der Geol. SpK, Moräne der CG Pont.).

Der Wegeinschnitt nördlich Oberbuchach (Gemeinde Reis[s]ach jenseits der Gail!) führt im anstehenden Silur, wie auch die Karte angibt. Auf dieser schmalen Hochfläche (880—900 m) ist die Felsschwelle mit nur dünner Kulturschicht bedeckt (q, bzw. Moräne). Die Bäche von dem steilen Waldhang im S sind auffallend stark und führen viel Schutt, jener bei der Sägemühle hat erst in jüngster Zeit sein Anland mit großen Blöcken vermurt; ein anderer hat einen langgestreckten, begrünten Schutthügel erosiv herausgeschnitten, der nach Form und Zusammensetzung einem Moränenwalle gleicht. Auf ihm liegt der östliche Hof der Ortschaft. Gefährdende größere Bodenbewegungen bei Oberbuchach stehen in dauernder Beobachtung. Nach O setzt sich der flache Kulturstreifen bis in das Mündungsgebiet des Fuchsgrabens fort. (Moräne nach der CG Pont.)

29. Findenigkofel.

a) Nöblinggraben.

Die Geol. SpK scheidet im ganzen Bereiche des Findenigkofels von quartären Ablagerungen nur die Gailterrassen aus; dennoch finden sich auch im Inneren des Gebirges Spuren der Vereisung. Die südlich des großen Schuttkegels im Devonkalk (Wasserfall) gelegene Schlucht des Nöblinggrabens enthält Lawinreste (Juli 1931) und Bergsturzböcke. Gleich beschaffen ist das talwärts gerichtete Grabenstück im Silur. Die bewaldeten Hänge sind durchwegs von steilen Wildbachfurchen und Lawingassen zerrissen (Denktafel) und zumeist schuttfrei (Frech, 2, 379—380). Unter dem kleinzerriebenen Material fand ich in 1150 m Höhe nächst dem am Westhang führenden Wege ein eigrößes, auffallend rund geschliffenes Silurgerölle, was auf weiten Eistransport schließen läßt. Die Talteilung P. 1208 nehmen gut begrünte, junge Ablagerungen ein. Der breit gerundete Seebüchel (P. 1813 GrK, 1812 OA) und die ausgedehnte Verflachung der östlichen Zollner (Ochsen-) Alm (P. 1652—1719 GrK; Zollner Höhe, 1713 m ältere SpK; unbenannt, 1718 m OA) trennen das Tal in zwei Teile.

Der Westabschnitt empfängt seine Zuflüsse aus dem 1700—1800 m hohen Kessel Karbonplatte—Collen diaul Törl—Zollner See. Zwei tiefe, von Wasserfällen überwundene Furchen zerschneiden den Talhintergrund. Die westliche ist die Abflußrinne aus dem blaugrauen Sumpfe P. 1726 der Karbonplatte, die östliche aus dem Zollner See. Die Hänge sind stark zerrissen, die zahlreichen Wasserfurchen haben scharfe Schuttrücken herausgearbeitet. Sie kommen nächst der kleinen Talweitung P. 1427 (Barackenreste) zusammen. Der kleinzerriebene Silur- und Karbonschutt ist ungeschichtet, ohne Schiffe und Kritzer.

Der Zollner See (1766 m OA und SpK, fast 1770 m GrK) liegt in der flachen Senke zwischen dem Grenzkamm (P. 1835) und dem Seebübel (P. 1812 OA, 1813 GrK). Die Verlandung seiner Sumpfufer schreitet namentlich im W, wo sein träger Abfluß die Felsschwelle in einer Scharte durchbricht, und im O vor. Die vom See sanft, nur im S absatzweise aufsteigenden Höhen sind alle gerundet. Heidekraut und stellenweise Gebüsch bedecken die bereits verlandete Beckensohle, teilweise auch die Hänge. Seine Zuflüsse erhält der See aus breiten Sumpfmulden des Grenzkammes, die durch Rundkuppen und Hügel getrennt sind. Der weiße oberkarbone Fusulinenkalk endet erst südlich des östlichen Seeufers, nicht laut Geol. SpK bereits weiter westlich. Frech (1, 402; 2, 372—373) gab die Höhe des Sees mit nur 1700 m an. Er führte dessen Entstehung auf glaziale Ausräumung durch Rotation, wirbelnde und bohrende Bewegung der von verschiedenen Seiten herabkommenden Eismassen in dem leicht zerstörbaren Silur zurück. Verwitterung und Vegetation hätten die glazialen Oberflächenformen jedoch etwas verwischt. Nach Geyer liegt der See im Karbon. Tiefenmessungen des Sees sind nicht bekannt, nach der Uferbeschaffenheit ist er seicht. Der heutige Höhenunterschied zwischen dem Seespiegel und den ihn unmittelbar umgebenden Erhebungen beträgt im N (1813—1766) 47 m, im O (1780—1766) 14 m, im SO (1861—1766) 95 m, im S (1835—1766) 69 m. Ein gewisses Maß der „Rotation“ war daher namentlich von S und SO her vorhanden. Wenngleich hier durch die wahrscheinlich auch zur Eiszeit vorherrschenden Südwinde eine Firnhäufung im Windschatten eintrat, wäre aber m. E. die Schurfwirkung so nahe unter dem verhältnismäßig doch nur wenig überhöhenden, sanft abdachenden Grenzkamme nicht sehr hoch einzuschätzen. Auch hier scheint mir das in dem tektonischen Becken auf leicht zerstörbarem Gestein zurückbleibende Toteis eine größere Wirkung ausgeübt zu haben.

Die flache Höhe 1861 (GrK) trennt jetzt die beiden Sumpfsenken (P. 1509 und 1817 GrK) des Passo Lodinut (GrK, Nölblingpaß nach Pichl, Detailaufnahme Blatt 13 bis GrK). Über ihn erstreckte sich eine einheitliche Firndecke nach beiden Seiten. Die gut geschlossene Sumpfsenke westlich des Grenzpunktes 193-n (1835 m, südlich des Zollner Sees) war anscheinend ehemals auch ein Seebecken, wie solche überhaupt in diesem Abschnitte bei abklingender Eiszeit an mehreren Stellen zu denken sind. Die meisten der jetzigen Sümpfe auf der Hochfläche, z. B. der (P. 1726) nordwestlich des Collen diaul Törls, waren seinerzeit Seen und verlandeten erst mit dem Ausbleiben größerer fester Niederschläge und mit der erosiven Durchnagung der Abflußschwellen. Über die niedrige Einsattlung im O des Zollner Sees hing die Firnmasse mit der auf der Nordseite des Findenigkofels zusammen.

Damit ist auch die Verbindung hergestellt mit dem Ostabschnitte des Nölblinggrabens. Von der Talteilung P. 1208 führt — zum Unterschiede von dem engen Westteil — ein breites, gut begrüntes (Silur) Tal in die ausgedehnte Mulde (zumeist Karbon), die durch den Ochsenbach (GrK) entwässert wird. Die Ahornacher (nicht Oharnacher Alm, wie alle Karten fälschlich angeben, Pichl allein richtig) und Weidegger Alm haben die durch die Gesteinsart und die glazialen Verhältnisse bedingte Beschaffenheit: den welligen Hutweideboden (Moränen der CG Pont.) zerschneiden tiefe Rinnsale; sie sind am tiefsten in der Schuttansammlung (Silur) unter den Nordhängen des Findenigkofels (2015 m GrK u. SpK 2. Ausg.; 2016 m OA, 2021 m ältere SpK). Der hohe und steile Grenzkamm bot sehr guten Firnschutz, verursachte aber auch Lawinen, deren junge Spuren in zahlreichen Rutschen, Rinnen und wulstartigen Vorwölbungen

zu verfolgen sind. Verebnungen wechseln rasch mit kurzen Steilen. Auf dem flacheren Ostteile der Umrahmung ist die Rasendecke zumeist abgeweht, der leicht verwitternde Kleinschutt daher sichtbar. Knapp westlich unter Höhe 1833, schon am Südostrande des Talschlusses, befindet sich in der Tiefe (1760—1780 m) eine grüne, nasse Mulde, von gerundeten Fels- und Schutthügeln umgeben. Der Abfluß des Sumpfbeckens erfolgt in einer kurzen Felsschlucht. Es ist der vertorfte See, den Frech (1, 402; 2, 373) erwähnte. Er nahm hier mit Recht die glaziale Ausweitung und Füllung eines älteren Beckens zu einem See an und dessen Abdichtung durch Verschlämzung der Spalten im Kalk, wenn auch Geyers Karte nicht Silur (Frech), sondern Karbon anzeigt.

Die Wasserscheide gegen die Straninger Alm im O und den Fuchsgraben im N bildet der flache Querriegel P. 1904 — 1865 — 1810 — 1833 — 1815 (GrK). Er trennte nicht, sondern verband die Firnmassen dieser Talgebiete. Die breiten Oberteile der Weidegger (1961 m) und Nöblinger Höhe (1760 m) waren zur Hocheiszeit, erstere auch noch länger, ausgedehnte Firngebiete. Auf den zahlreichen Almen der Nordhänge sind die typischen Spuren langer Schneeauflagerung, Wulstbildungen und Gehängerrutsche allenthalben sichtbar; die flache Nöblinger Höhe trägt ein Seelein (1760 m).

b) Fuchsgraben.

So nennt die OA und die neuere SpK die Furche zwischen Weidegger Höhe im W und Leitenkogel (-kofel nach der Geol. SpK) im O, während sie in der älteren SpK im Anklang an die Kersnitzel Alm (OA, Sternitzel Alm der neueren SpK) angeblich Kerndzelgraben heißt.

Der Wildbach hat einen besonders ausgedehnten Schuttkegel vorgebaut. An ihn schließt südlich eine steile Mündungsschlucht an. In dem bis zum Hintergrunde rinnenförmigen Tale erhielten sich natürlich keine Glazialspuren. Lawinengassen zerfurchen die erlenbewachsenen Talhänge, im Hochsommer 1931 lag Schnee von der Alm (1350 m) bis 1450 m aufwärts. Vom Turmgrate des devonischen Feldkogels (1867 m Geol. SpK, 1864 m, unbenannt OA) gelangt viel Schutt (Mischung von Hang- und Moränenschutt der CG Pont.) ins Tal und verursacht das streckenweise Versickern des Baches. Die Gesteinsgrenze hat auch hier eine Talstufe zur Folge; an der Untergrenze des Silurs ist die Alm gelegen. Nahe dem Sattel (1815 m GrK, 1809 m OA), der ins Gebiet der Weidegger Höhe führt, sind Karbonbreccien bemerkenswert.

Der Fuchsgraben ist eine jener typischen steilen Abzugsrinnen, in denen der kleine Gletscher beim Vorstoß alles bis an die Talmündung hinausdrückte, während die Spuren seines schrittweisen Rückzuges später durch Lawinen- und Wasserwirkung vollkommen vernichtet wurden.

30. Straniger Alm — Hochwipfel.

a) Straniger Tal — Straniger Alm.

Der besonders große Schuttkegel des Baches baut sich weit nach N vor und veranlaßt das Ausweichen der Gail. An seinen Flanken liegen wie gewöhnlich die Ortschaften (Straning ältere SpK, Stranig OA, neuere SpK und GrK, 626 m). Die Mündungsschlucht schneidet sich zwischen die Terrassen von Unterbuchach und Raun ein.

Auf der Kulturfäche von Unterbuchach (900 m) sind im Westteile zwei durch eine breite Mulde getrennte Schuttwälle hervorzuheben. Sie haben dreieckigen Querschnitt, weisen keine Schichtung auf und sind gut begrünt (q, bzw. Moräne der beiden geol. Karten). Bei den von Stranig heraufführenden Straßenserpentinern erschließen die Anschnitte gleichfalls ungeschichteten Schutt, Kalk, Silurschiefer, selten Diabas in lehmiger Grundmasse; einzelne Geschiebe sind poliert (800 m, q, bzw. Moräne). Über die östlichen Terrassen siehe c).

Die Steilhänge des Tales sind zumeist bewaldet. Auf der Westseite findet sich von etwa 1200 m an entlang der Kriegsstraße viel klein und rund geriebener Silurschutt, in Anschnitten und Rutschen ist das lehmige Material

(Moräne der CG Pont.) sichtbar. Es stammt von der Unterbuchacher Alm (1465 m) und dem südlich von ihr in breiten Stufen aufsteigenden Rücken des Leiten- und des Feldkogels. Die Schuttverkleidung seines Osthanges reicht bis zum Querriegel, der die Wasserscheide gegen die große Findenig-Weidegger Mulde bildet. Im Gegensatz zu seinem dem Fuchsgraben zugewendeten Westhange ist die Ostseite dieses Rückens von breiten, gewellten Verflachungen durchzogen. Die abgleitende Firndecke, Lawinen und Schmelzwässer führten den Schutt (Moränen- und Hangschutt der CG Pont.) in den zahlreichen Rinnen zutal.

Die flache, etwa 6 km breite Einsattlung der Straniger Alm weiteren Sinnes im Talschluß erstreckt sich in auf- und absteigender Kammlinie zwischen dem Findenigkofel (2015 m GrK) im W und dem N—S verlaufenden Grate Ringmauer (2017 m GrK) — Schulter (2091 m) — Hochwipfel (2185 m) — Kirchbacher Wipfel (1877 m) im O. Ihren tiefsten Punkt 1554 erreicht sie südlich der Straniger Almhütten. Der Querriegel Straniger (Sp. nach GK, 1840 m) — Gugel (1686 m OA, in GrK unbenannt) trennt dieses Almgebiet von jenem der Kordinalm. Die Grenzlinie folgt der vielfach gebrochenen Wasserscheide. Sie führt in ihrem tief eingesenkten Westteil über ganz flache Aufwölbungen und nasse Senken, von denen aus die Entwässerung nach beiden Seiten erfolgt. Der Abfall nach S ins Flußgebiet der Torrente Chiarso (Nebenfluß der T. But, Canal d' Incarojo) ist steiler als nach N. Die durchwegs gerundeten Kuppen und Hügel der Sattelgegend wechseln regellos mit nassen Senken und versumpften Rinnsalen ähnlich wie auf der Hochfläche des Collen dialu Törls. Die Beschaffenheit des tiefsten Teiles der Einsattlung gibt hiefür an Hand der GK das beste Beispiel. Zwischen der Wasserscheide (P. 1577) und der Höhe 1573, auf der nur noch die Fundamente der alten Straniger Almhütten (OA) sichtbar sind, liegt eine breite Sumpfsenke (1560 m). Ihr Abfluß zerschnitt die Felschwelle ihres Ostrand, wendet sich bei P. 1536 einerseits nach N und durchbricht hier abermals die Verbindung der Almhöhe 1573 nach O; andererseits biegt ein Arm nach S in das Einzugsgebiet der Torrente Chiarso und Pontebbana. Siehe hierüber Desio (2, 342—343, 447). Der Nordabfall der Almhöhe erfolgt absatzweise zum Soldatenfriedhof, zu den Kavernen, dem Finanzwachhaus und zu der Verflachung, auf der die Baracken stehen (1480—1500 m). Sie dienen jetzt als Almhütten, sind daher in der Grenzkarte auch als Straniger Alm beschriftet.

In dem bisher beschriebenen Abschnitte des Sattels tritt das anstehende Karbon stellenweise, namentlich in den Rutschen und eingerissenen Wasserlinien der Nordseite zutage. Das Gestein ist an den trockenen Stellen stark verwittert und blättrig, manchmal in Breccienblöcke zerfallen, von Hutweide und Heidekraut bedeckt. Von den Baracken senkt sich der gut begrünte Almboden unruhig wellig nach N bis zur Villa Glückauf und der Brücke, durch isolierte Rundhügel (z. B. P. 1484) und nasse Senken gegliedert. (Moränen- und Hangschutt der CG Pont.) Das produktive Karbon (Graphitisches Obersilur der CG Pont.) springt westlich der Brücke nach N vor (Anbrüche und Halden), endet hier also weiter nördlich, als es die Geol. SpK angibt. Über den Bergbau siehe Canaval (2, 250).

Penck (3, 1068) bemerkte über die Stromrichtung des Eises: „Die zahlreichen Pässe, welche vom Gailtale ins Tagliamentogebiet hinüberführen, sind nicht von zentralalpinem Eise passiert worden; wohl aber dürfte auf ihnen ein namhaftes Überströmen Gailtaler Eises nach S erfolgt sein. Dies dürfte (vergl. S 1006) auf dem Plöckenpasse (1363 m) und den benachbarten niedrigen Einsattlungen gewesen sein, ebenso auf dem Sattel der Straniger Alm (1550 m), welcher gleichfalls einen Übergang in das Gebiet der Torrente But bildet.“ Brückner (1006) ergänzte: „Der zweite Quellarm (des Butgletschers) empfing Gailtaler Eis über die Straniger Alm (1550 m), die gleichfalls unter den von Penck für das Gailtal angegebenen Eishöhen liegt. Beide Überflüsse besaßen nur geringe Breite und geringen Querschnitt, der westliche (Plöckenpaß) einen Querschnitt von 0·3 qkm, der östliche gar nur einen solchen von noch nicht 0·2 qkm.“

Damit dürfte Brückner die etwa 200 m breite Lücke bei P. 1554 GK gemeint haben, den erwähnten tiefsten Punkt der Wasserscheide beim Grenzzeichen

265 - n. Denn die nach der GK westlich und östlich unmittelbar benachbarten Punkte 1577, bezw. 1578 sind 360 m Luftlinie voneinander entfernt. Zwischen den bereits um mehr als 100 m höheren Punkten 1671 im W und 1685 im O (Distanz 1240 m) liegt die Einsenkung 1554 schon in einem Abstände von 680 m, bezw. 560 m. Es ist mehr als zweifelhaft, ob die hochezeitliche Breite des Eisstromes nur auf jene tiefste Lücke von angeblich kaum 200 m im Geviert beschränkt werden kann, ob er nicht vielmehr einen weit größeren Raum ausgefüllt hat. Deutliche Anhaltspunkte im Gelände fehlen allerdings. Nach der Lage des Sattels nahm Desio (2, 342) die dortige Eishöhe des Gailgletschers bei der letzten Großvergletscherung mit 1750 m an. Der Transfluenzstrom hätte darnach schon ohne Berücksichtigung der Eigenvergletscherung eine Breite von etwa 2 km erreicht.

Aus meinen Beobachtungen im Gebiete der Straniger Alm folgt vorläufig: die Vereisungsspuren deuten jedenfalls auf ausgedehnte Vergletscherung hin. Nach Lage und Höhe des Sattels erfolgte zuletzt zur Würmezeit ein namhafter Eisübertritt von N nach S. Einwandfreie Spuren einer Fernvereisung (Oberflächenformen und Geschiebe) durch Gaileis, genauer durch Eis des Hauptalpgletschers selbst, mit dieser Bewegungsrichtung sind, wenigstens im ganzen Bereiche diesseits der Grenze, nicht sichtbar. Kristallin-, Silurschiefer- oder Kalkgeschiebe des Gaileises finden sich in der Sattelgegend nicht, nur Karbonschutt des engeren Bereiches. Es ist daher hier die gleiche allgemeine Erscheinung wie in den benachbarten Transfluenzräumen zu beobachten, die erst im Zusammenhange besprochen werden wird (IV, 2).

b) Marchgraben — Kordinalm.

Der Querriegel Straniger (Sp.) — Gugel liegt nach der Geol. SpK mit seinem Südteil im Grödner Sandstein, mit seinem Nordteil im Silur. Die oben abgeflachte Kegelform dieser Erhebungen (Rundlinge), zwei Seelein in dem breiten Sattel zwischen ihnen und ausgedehnte, durch Steilen unterbrochene Verflachungen an den Hängen sind für diese Gesteine bezeichnend. Ihr Hutweideboden trägt die Kleine und Große Kordinalm. Letztere befindet sich bereits jenseits der Grenze. Die Klenkerer Alm (1556 m) am Westhange besteht nicht mehr (in älterer SpK und OA noch gezeichnet, nur in ersterer benannt). Von der Kleinen Kordinalm (1623 m) gehen nach N entlang der Westabdachung zu dem tief eingerissenen Marchgraben rückfällige Hügelzüge ab. Die Alm ruht auf anstehendem, mit begrünem Schutt bedecktem Grödner Sandstein.

Der östliche Talkessel ist eng, von schrofigen, bebuschten Steilhängen umgeben. Der Hochwipfelbruch Frechs (Grenze von Karbon und Silur) durchzieht die Ostumrahmung. Die tiefe Erosionsrinne des derzeit schwachen Bachlaufes weitet sich oben zu einer breiten Mulde, die vom Sattel P. 2014 zwischen der Schulter (2091 m) und dem Hochwipfel (2185 m) ausgeht. Unter den Felswänden der Schulter sind außer dem Blockwerk aus Schwagerinenkalk die Trümmer des oberkarbonischen Quarzkonglomerates bemerkenswert. Es zerbröckelt leicht, die losen Quarzkörner sind meist kleiner als Erbsen, sehr gut gerundet und geglättet. Den Westhang des Hochwipfels durchziehen tiefe Runsen und Abrisse. In ihnen ist ungeschichteter Silurschutt mit eingebackenen großen Blöcken sichtbar.

c) Döbernitzengraben und beiderseitige Terrassen.

Östlich des unteren Straniger Tales setzt sich die Terrasse in der von Oberraun (800—820 m, q) am Nordfuße des Kirchbacher Wipfels fort. Auch hier liegt ungeschichteter, typischer Moränenschutt mit stellenweise bis kopfgroßen eingebackenen Blöcken (Kalk und Silurschiefer) auf dem Felssockel. (Moräne der CG Pont.) Erst bei dem aufgelassenen Ziegelschlag (660 m) südlich Oberdöbernitzengraben kommt Lehm zum Vorschein. Die übrigen kleinen Glazialterrassen (q, bezw. Moräne) von Unterraun (760—780 m SpK), Fietschbauer (657 m) und jene knapp westlich von diesem (673 m) weisen Schuttablagerungen wechselnder Art auf, ohne daß man sie eindeutig in Schotter und Moränen gliedern könnte. Die Sandgrube östlich Fietschbauer (OA) ist in einem kleinen rezen-

ten Schuttkegel gelegen, wie solche die zahlreichen Wildbäche entlang des ganzen niedrigen, bewaldeten Vorbaues in das Gailtal hinausbefördern.

Südlich des verhältnismäßig großen Schuttkegels von Unterdöbernitz und des engen Steiltales folgt der gegliederte, trichterförmige Talschluß des Döbernitzengrabens. Über einer Steilstufe mit Wasserfall liegt die Verebnung der Alm (1820 m). Ein felsdurchsetzter, steiler Hutweidehang trennt sie im SW von einer im anstehenden Gestein (Karbon) liegenden Schneemuße (P. 1904), deren talseitiger Rand von kleinen Schuttwällen gebildet wird. Nach einer Felsstufe folgt wieder eine begrünte Muße (1980 m), über der im grasigen Schuttsattel östlich des Hochwipfels (2185 m) ein Seelein liegt (2120 m); ein anderes befindet sich auf der breiten Platte des Kirchbacher Wipfels (1877 m). Tiefe Wasserrisse, Blockwerk, Erlengebüsch und stellenweise Bodenfließen sind für die steilen Hänge kennzeichnend. Ein östlicher Seitenast des Grabens birgt ein noch ausgedehnteres, sehr gut geschütztes Becken mit ebener Sohle (1740 m, Moräne der CG Pont.).

Nach allen Anzeichen war dieser gestufte, außerordentlich gut geschützte Talschluß ein lang anhaltender Firnbehälter. Lawinen und Schmelzwässer räumten ihn durch das gestreckte Steiltal aus und legten alles lose Material auf dem Mündungskegel ab.

31. Hochwipfel — Trogkofel.

a) Mündung des Doberbaches und beiderseitige Terrassen.

Im großen Rattendorfer Schuttkegel und in der Mündungsschlucht des Doberbaches sind auffallend viele, bis einen Raummeter große, gut abgerollte Blöcke des roten Fusulinenkalkes vom Trogkofel bemerkenswert. Auch Geyer (2, 233) führte sie auf glazialen Transport zurück, die Sage (Graber, 213) auf die Tätigkeit des Doberbaches. Das breite Schotterbett ist durch Uferschutzbauten eingesäumt, aber zeitweise wegen der Ableitung des Wassers zu den Sägemühlen (Holzindustrie) vollkommen trocken. Im Bachbette häufen sich stellenweise die grauen und roten Kalkblöcke.

Am Fuße der 750—780 m hohen Terrasse südwestlich Rattendorf verzeichnet die OA unterhalb der ersten Straßenschleife eine Sandgrube. Tatsächlich liegt dort aber ein aufgelassener Steinbruch im anstehenden silurischen Bänderkalk (650 m). Am Oberrande des Abbruches erscheint undeutlich geschichteter, blaugrauer Silurschutt. Höher oben (720 m) zeigt ein und derselbe Straßenanschnitt geschichteten, gerieften Schotter und unmittelbar daneben unzweifelhafte Moräne mit gekritzten Geschieben. Der ganze Sporn des Rattendorfer Riegels ist mit Moräne überkleidet (q, bezw. Moräne). Sie besteht bis gegen 900 m aus gelblichem Lehm als Grundmasse mit bestoßenen, kleinen, grauen und roten Kalk-, Silur- und Karbongeschieben, enthält auch viele Kalkblöcke. Westlich der ersten Straßenschleife breitet sich eine sanft gewellte, in den Mulden nasse Wiese ohne Aufschlüsse aus.

Östlich der Mündungsschlucht des Doberbaches senkt sich die größtenteils kulturbedeckte (q, bezw. Moräne) Terrasse der Ortschaft Schmid (Gemeinde Tröppolach) von 900 auf 800 m. In schmalem Streifen setzen sich die Glazialablagerungen in das Dobertal hinein fort. Die Klaubsteine (Silurkalk und -schiefer) auf der Hochfläche entlang des Gailtales sind zumeist gut gerollt und gerundet, bei P. 872 findet sich auch Geschiebe aus rotem Trogkofelkalk. Die Anschnitte und der Boden sind meist lehmig, daher die Wiesen bisweilen naß. Dem Gehöft Schmidbauer (810 m) ist nördlich ein W—O gerichteter, scharffistiger Hügelzug vorgelagert (P. 768), durch eine Längsmuße vom Hange getrennt. Das anstehende Silur kommt unter dem Schutt zum Vorschein. Er enthält westlich dieses Hügels außer gerundeten, meist aus Silur bestehenden Geschieben auch schwarzgraue Bändertone in einem Weganschnitte (760 m), W—O streichend, 4 m lang und 0,5 m mächtig. Nahe hievon fand sich in gleicher Höhe ein ganz glatt poliertes Geschiebe aus Granatglimmerschiefer, das einzige in dem ganzen Bereiche.

b) Dobertal.

Taleinwärts hält die Moränenbedeckung auf der Terrasse des auslaufenden Rattendorfer Riegels an (q. bzw. Moräne). Bei der Straßenbiegung P. 902 ist ein stirnbogenartiger, von Hutweide bedeckter Schuttwall sichtbar, der eine Mulde umschließt. Eine deutliche Silurbrücke (Geol. SpK) zwischen dem Hange des Rattendorfer Riegels und der Mündungsschlucht besteht nicht; die Moränenbedeckung zieht vielmehr, wie die CG Pont. angibt, wenn auch verschmälert, ohne Unterbruch taleinwärts durch. Auf der kleinen Verebnung P. 969 liegt ein überschliffener Riesenkalkblock aus dem Talinnern etwa 150 m über der heutigen Bachtiefe. Die Moränenverkleidung am Osthange des Rattendorfer Riegels und die Vermurungen der Wildbäche zwingen zu ausgedehnten Verbauungen entlang der Straße. Sonst sind die Hänge dicht mit Erlengebüsch bewachsen und gewähren wenig Aufschlüsse. Solche sind nächst Brücke 1105 am West- und am Osthange wieder deutlich (Schutt und Blockwerk, Mischung von Moräne und rezentem Hangschutt). Letztere Ablagerungen stehen, wie erwähnt, talauswärts entlang des rechten Berghanges in ununterbrochener Verbindung mit der glazialen Hülle auf der Terrasse westlich der Ortschaft Schmid.

Die Straße im Dobertale umgeht die jetzt verfallene Brücke nordöstlich jener bei P. 1277. Zwischen diesem und P. 1400 der Kriegsstraße breitet sich in der orographischen Fortsetzung des großen Trogkofelkars ein sehr bewegtes Gelände aus. Bewaldete kleine Kuppen wechseln unmittelbar mit Wiesen senken. Das Blockwerk häuft sich insbesondere beim „Bösen Tritt“ und erreicht stellenweise die Größe von mehreren Raummetern. Über die Sage von Riesen s. Graber (213). Der Felssockel des ganzen Raumes ist von einer Moränenlandschaft überdeckt, die auch in der CG Pont. ausgeschieden ist. Sie spitzt nach oben in ihre drei Bezugsräume aus, den Schwandgraben, der vom Törl zwischen Hochwipfel und Schulter herabkommt (Frechs Hochwipfelbruch), gegen die Rattendorfer Alm und das Trogkofelkar.

Die steilen Silurhänge des Hochwipfels zum Schwandgraben sind von zahlreichen nackten Rutschen durchzogen. Ihr Schutt sammelt sich namentlich an der Talmündung. Die Kuppe des Hochwipfels ist, wie bereits gesagt, von kleinzerberiebenem Schutt bedeckt. Das und der östlich davon im Sattel gelegene kleine See deutet auf lang währende Firnbedeckung des leicht verwitterbaren Gesteins hin.

c) Gebiet der Rattendorfer Alm.

In dem größtenteils von oberkarbonem Schwagerinenkalk eingenommenen Kar zwischen Schulter und Ringmauer ist das Gelände sehr wechsellvoll. Die Kalkrippen und -wände treten immer wieder hervor, brechen ab und werden durch andere fortgesetzt (Schutzlage der Kriegsbaracken). Sie laufen im O in oberseits begrünte und mit Schutt bedeckte Rundbuckel aus (z. B. Hüttenkofel, 1808 m GrK), die wandartig talwärts abstürzen. Auch die meist verfallene Barackengruppe, Kapelle und Soldatenfriedhof (1628 m GK, 1622 m OA) liegen auf einer solchen nahezu ebenen, breiten Felsbastion, die eine nur dünne Verwitterungs- und Schuttdecke trägt. Sonst ist die Kalkoberfläche des Talchlusses stark verkarstet, mit Blockwerk und Schutt überstreut; nur in den oft dolinenartig geschlossenen Wannen und Becken ist guter Weideboden. Den tiefsten Raum nimmt ein verlandeter See ein, dessen einstiger Abfluß in einem Felsloch verschwand. Es ist der „Kessel“ (P. 1828) der GrK westlich Sattel P. 1833. Begründete Schuttwälle schließen unter der Schulter noch einen höheren kleinen Karraum ab (P. 1872).

Die Rattendorfer Alm im engeren Sinn erstreckt sich östlich und südlich der tiefen Schlucht des hintersten Doberbaches nach W bis zum Fuße (P. 1885 OA) der Ringmauer, nach O bis zu dem des Zottachkopfes (P. 1871 GrK). Die Einsenkung zwischen diesen beiden Grenzpunkten ist etwa 2½ km breit. Die Wasserscheide (Grenze) verläuft ziemlich gerade von NW nach SO. Sie ist flach, fällt nach N zur Rattendorfer Alm steiler ab als nach S zum Lanzboden. Der Wechsel zwischen Sumpfsenken und flach ansteigenden Kuppen und Hügelzügen ist den Verhältnissen auf der Straniger Alm sehr ähnlich. Den tiefsten Punkt

der Senke nimmt der Rattendorfer Sattel ein (1777 m OA, 1783 m GrK, Grenzstein 336 - n). Unmittelbar südwestlich von ihm liegt, bereits südlich der Wasserscheide, in einer allseits geschlossenen Wanne eine Sumpfwiese (P. 1770 GrK), deren Abfluß in einem Felsloch der benachbarten Kalkrippe versickert und dem *Lanzenboden* zufließt. Über diesen siehe Desio (2, 265, 304, 342—343, 447). Aus den Abtragsformen des Karbons der Sattelgegend ragt nur im Westen der nach S felsig abfallende *Lanzenkopf* auf (1898 m GrK, 1897 m OA). Zwischen ihm und der Ringmauer finden sich zwar W—O gerichtete Rillen im anstehenden Fels, die aber wegen ihres stark verwischten Aussehens nicht einwandfrei als Gletscherschrammen mit klarer Stoßrichtung bezeichnet werden können. Auch der verwitterte Karbonschiefer erscheint übrigens oft gelbtonig, erinnert daher an Moränenschlamm. Brocken von karbonischem Glimmersandstein, Quarzkonglomerate und lose Quarzkörner auf der meist kahl gewesenen Wasserscheide lassen den Schluß zu, daß Eis, Firn und Verwitterung auf das Gestein nachhaltig einwirkten.

Östlich des Rattendorfer Sattels versteilt sich der Abfall der Einsenkung nach N. Die breiten, unten durch begrünzte Rückfallskuppen gegliederten Abhangsrücken sind durch kleine Bachläufe und trockene Einrisse getrennt. In allen Tiefenlinien kommt unter dem Schutt das anstehende Karbon zum Vorschein. Im näheren Bereiche der Alm (1535 m) verflacht sich der erlen-durchsetzte Hutweideboden; erst gegen die Bachtiefe zu (P. 1400) werden die Wellen steiler und gehen in das Blockwerkgebiet über.

Im gut geschützten Kar Schulter—Ringmauer konnte sich auch nach der Hocheiszeit noch ein Gletscher erhalten, auf der Einsattlung des Grenzkammes nur ein Firnfeld, das vom Eis anscheinend nicht überschritten wurde.

d) Trogkofel — Tröppolacher Alm.

Im hufeisenförmigen Nordkar des Trogkofels (2279 m GrK u. neuere SpK, 2282 m OA, 2271 m ältere SpK) waren sehr gute Bedingungen für die Entstehung eines Lokalgletschers gegeben. Die gletscherartig zerklüftete, nach SW und S geneigte Kalkplatte des Gipfelaufbaues begünstigte große Firnansammlungen ähnlich wie der Mte Kanin und entsandte auch in beiden Richtungen Gletscher; sie verschleppten die Trogkofelbreccien z. B. bis zum Fort Hensel bei Malborghet (Geyer, 4, 287—288; Desio, 2, 215, 295, 313, 342—344).

Über dem erwähnten Blockfelde des Bösen Tritts durchfurchen drei Wildbäche die bergwärts allmählich steiler werdenden Hutweide- und Waldhänge. Sie sind beiderseits durch höhere Rippen im Gelände trogartig begrenzt (P. 1451—1400 im W, P. 1512—1309 im O). Auf etwa 1600 m quert den engen Karausgang nächst den Ruinen einer Latschenbrennerei (rechts vom Wege zur Tröppolacher Alm) eine mit Blockwerk besäte, nur sanft ansteigende Verebnung. Sie ist in ihrem Südtile dolinenartig vertieft (1640 m). Ein höherer Blockquerwall mit Baumbestand liegt auf etwa 1750 m; er schließt das innere Kar nahezu ab. Drei Tiefenlinien, von denen die mittlere jedoch weniger ausgeprägt ist, stellen die Verbindung nach abwärts her. Das innere Kar ist am stärksten westlich unter dem Großen Sattel (nach Patëra, 1947 m OA, 1948 m GrK) zwischen Trogkofel und Sattelkopf (Pichl, 139, die neuere SpK schreibt stets -kofel) eingesenkt (1800 m), wo der Winterschnee erhärtet. Die tiefste Schneelage reichte im August 1931 bis 1680 m herab; höhere Schneefelder liegen unter den fast 400 m aufstrebenden Felswänden des Trogkofels an der Obergrenze der beschatteten Schutthalden und schließlich ein großes, fast den ganzen Sommer anhaltendes (1931 aber ausgepartes) Schneefeld auf einer muldenförmigen Stufe im Nordabsturze des Gipfelbaues. Rötliche Bergsturzböcke, manche mehrere Raummeter umfassend, vom Zottachkopf und Trogkofel bilden breite, schon teilweise mit Baumwuchs bedeckte Zonen, die eine Längsgliederung des Kars bewirken, oder sie sind einzeln am Fuße der Schutthalden zerstreut. Sehr starke Blockwerk- und Schutzzufuhr erfolgt auch von dem Zackengrat der Ostumrahmung des Kars. An seinem Westfuße sammelt sich das Blockwerk (Hangschutt der CG Pont.) zu einem förmlichen Irrgarten.

Nach Auslage, Höhe und sonstigen Anzeichen war der Gletscher aus dem Nordkar des Trogkofels geeignet, durch sein Gefälle solche Stoßkraft zu entwickeln, daß er seine Blockfracht auf schmaler Zunge bis an den Beginn des schluchtartigen Tales beim Bösen Tritt befördern konnte, wo wir sie heute finden.

Das wellige Karbongebiet der Tröppolacher Alm (1665 m OA, 1662 m SpK) am Nordfuß der Felswände des Zweikofels (2059 m, Alpenkofel SpK) trägt stellenweise Kalkblöcke, die erst nördlich des Sattels beim Kreuz allmählich in Kleinschutt ausstrahlen. In dem Hutweideboden der glazial überformten Hochfläche finden sich Quarzkonglomerate. Weiter im N reichert sich auf der Höhe Tomritsch das produktive Karbon an. Hierüber sowie über jenes auf der Rattendorfer Alm und auf dem Lanzenboden siehe Canaval (2, 250—256). An der Nordwestseite hat sich der Schutt verschiedenen Alters vom Zweikofel auf Felsköpfen zu begrünten Hügeln angesammelt. Die Silurhänge der Schwarzen Wand (Geol. SpK) sind von jungen Rutschen zernarbt; ihr Material vermischt sich tiefer unten mit dem des ehemaligen Haupttalgletschers (q, bezw. Moräne) im Dobertale.

32. Rudniksattel — Roßkofel — Madritschen.

a) Terrassenzone südlich des Gailtales.

Östlich der von der Höhe Tomritsch beim Schmiedbauer herabkommenden Wildbachfurche (Silur) erstreckt sich bis zur Mündungsschlucht des Rudnikbaches die Hochfläche von Schlanitzen (800—900 m). Sie senkt sich in drei bis vier großen und mehreren kleineren Stufen nach N. In den Anschnitten erscheint auf dem Felssockel der silurische Kalk- und Schieferschutt. Er ist manchmal gerundet und schotterähnlich, aber nicht geschichtet; auch Sand ist stellenweise beigemischt. Am unteren Nordhange zieht östlich des vorgenannten Wildbaches ein schmalfristiger, begrünter Schutthügel (P. 744) von W nach O, vom Hange durch eine Wiesensenke geschieden. Die nordöstlich von ihm gelegene Sandgrube (P. 625 OA) ist in Wirklichkeit ein aufgelassener Steinbruch im silurischen Bänderkalk, der den langgestreckten Steilhang des Bergfußes bildet. Westlich der Bergmannskapelle St. Leonhard (717 m) stürzt der Wasserfall eines Wildbaches über ihn herab. Östlich der Kapelle wird ein anderer wegen Vermurungen der Felder von Tröppolach derzeit (1931) verbaut. Nur ein schmaler Streifen der glazialen Schuttbedeckung erreicht nächst Oselitzen den Bergfuß. Der jetzige Verkehrsweg zur Rudniker Alm macht nicht die große Schleife der Kriegsstraße (OA), sondern kürzt sie über P. 886 ab und erreicht sie bei der Biegung nördlich P. 954. Die Schleife hingegen enthält jetzt nur mehr schlechte, steinige Wege. Eine klare Grenze zwischen Schottern und Moränen ist auch in diesem Abschnitte nicht festzustellen.

Der kleine Ort Oselitzen liegt wegen Ausnützung der Wasserkräfte (mehrere Sägen) am Scheitel des großen Schuttkegels, an dessen gesicherten Flanken sich die großen Siedlungen Tröppolach und Watschig befinden. Der Oselitzenbach durchbricht die silurischen Bänderkalke in tiefer Felsschlucht. E. Suess (255 ff) hat diese Gesteine beschrieben. Auch hier fallen die zahlreichen, stark bestoßenen Riesenblöcke des rötlichen Trogkofelkalkes im Wildbachbett auf, die auch Geyer erwähnte (2, 233). Sie sind bis in den Talhintergrund im Bachbette zu verfolgen. Südlich des Durchbruchstores weitet sich das Tal beckenartig im Silurschiefer, zum Teil das Werk einer Zeit, da der Abfluß aus den beiden großen Quellbecken, der Rudnikalm und dem Naßfeld, sich noch nicht einen genügend breiten Ausweg durch die harte Gesteinsschwelle geschaffen hatte. Große Verbauungen regeln die Wasser- und Schuttführung im unteren Tale.

Östlich des Oselitzengrabens liegt die Terrasse von Burgstall. Sie bildet den Westteil der sich nach O verschmälernden Verflachung, in die der Nordabhang des Schwarzwipfels (1497 m OA, 1509 m SpK) in seiner unteren Zone übergeht. Die Terrasse ist von der mit Moränenschutt bedeckten Verebnung P. 821 nächst der Straße ins Oselitzental durch eine tiefe Wildbachschlucht

zwar getrennt, die Moränenbedeckung setzt sich aber östlich des jungen Eirisses fort. Die von Längswällen durchzogene Hochfläche senkt sich von 800 m im S auf 780—740 m im N. Stellenweise ist jedoch die eingemuldete Längsmitte tiefer als der steil abfallende Nordrand. Die Aufschlüsse in dem von dichtem Wald umgebenen Kulturboden enthalten meist eckigen Schutt von Silurkalk und -schiefer, Karbon, auch Grödner Sandstein, sehr viel klein zerriebenes Material, auffallend wenig faustgroße, gerollte Stücke; Schichtung ist nicht festzustellen. Auch in den Anschnitten des Nordwesthanges der Hochfläche (780—680 m) ist der meist aus Silurschiefer bestehende Schutt ungeschichtet und ungeschlämmt. Den mit Mischwald bedeckten Nordhang zerfurchen bis gegen Möderndorf zahlreiche Wildbäche. An den Wänden ihrer oft muldenförmigen Abrisse ist nur ganz selten und nur stellenweise Schichtung des Silurschuttcs zu bemerken, durch gleichförmige Größe und Farbe kennbar. Zumeist aber ist er ungeschichtet und unsortiert; zahlreiche, mehr als kopfgroße Steine sind in ihn eingebacken. In der gegen die nassen Wiesen des Gailtales sanft absetzenden Fußregion des Hanges (600—580 m) sind schotterähnliche Ablagerungen mit rezentem Wildbachschutte gemischt. Diese Zone (q, bzw. Moräne der CG Pont.) springt gegen Watschig als welliges Wiesengelände vor und verschmälert sich als dürrtiger Saum gegen Möderndorf. Nach Pencks Zusammenstellung (3, 1109) liegt die Schottergrenze bei Burgstall 800 m hoch. Meine Befunde drücken sie etwas tiefer herab: es zeigt sich keine Grenze, sondern eine vermittelnde **Mischzone** von Schottern und Moränen, unterhalb von der erst schotterähnliches Material von rezentem Schutt überlagert wird.

b) Rudnikgraben — Rudniksattel — Roßkofel — Madritschen.

Die Fortsetzung der Kriegsstraße in das Gebiet der Rudnikalm quert nach der Hochfläche von Schlanitzen die Hutweidehügel *Ederwiesele* (SpK. 950—1000 m) und gelangt dann in das Karbongebiet der Höhe *Tomritsch*, in der sich die dunklen Halden eines alten Graphitstollens (1160 m) und eine neue Schurfanlage (1400 m) befinden. Die welligen Oberflächenformen, isolierte und rückfällige Kuppen, talauswärts gestreckte Hügelzüge, verleihen dem Gelände ein unruhiges Aussehen, das nicht nur auf die leicht zerwitterbaren Karbongesteine zurückzuführen ist, sondern wie auf der benachbarten *Tröppolacher Alm* auch auf glaziale Überformung und Auflagerung einer Firndecke. Auch die Blöcke von rötlichem Trogkofelkalk und Geschiebe von Grödner Sandstein, der nördlich der Troghöhe (SpK östlich des Trogkofels) ansteht, auf der Karbonhöhe *Tomritsch* können nur durch glazialen Transport dorthin gekommen sein. Mit der Annäherung an die Einmündung in der Ostflanke des *Zackengrates Sattelkopf—Zweikofel* (bezüglich der Namen siehe Pichl, 139) nehmen die Kalkblöcke auf dem Hutweideboden zu. Die steileren Talhänge unterhalb der Straße und am Gegenhange der *Treßdorfer Höhe* enthalten große Abrisse im ungeschichteten Kalk- und Karbonschutt mit eingebackenen Blöcken (q, bzw. Moräne). Die Glazialschuttbedeckung verbreitet sich über einen etwas größeren Raum, als ihn die Geol. SpK darstellt: die CG Pont. trägt den tatsächlichen Verhältnissen Rechnung.

Das *Ostkar des Trogkofels* ist zwischen dessen Felswänden und dem kurzen, von der Troghöhe (2000 m OA, 2004 m GrK) nach N vorspringenden Kamm in Nordauslage eingebettet. Es geht über die teilweise begrünnten Schutthänge unterhalb des Großen Sattels in die Felsmulde unter dem *Zackengrat* über. Das Trogkofelkar steigt von einer Steilstufe (P. 1622) bis 2000 m an und enthält ein gestuftes Gewirr riesiger Bergsturzböcke vom Trogkofel, dazwischen spärliche Latscheninseln. Die rezente Schuttfuhr (r, bzw. Hangschutt) hat die zweifellosen Glazialspuren gänzlich bedeckt.

Der *Rudniksattel* (1945 m GrK) liegt an der tiefsten Stelle der über 1 km breiten Karbonsenke zwischen den Kalkklötzen des Trogkofels und des Roßkofels. Die wellig auf- und absteigende Wasserscheide erreicht ihren höchsten Punkt (2016 m GrK) im W, südlich des Trogkofelkars; am Westfuß des Roßkofels ist sie am tiefsten (1945 m) eingesenkt. Der meist kahlgewehte Hutweideboden ist mit Trümmern von karbonem Tonschiefer bedeckt. Der Abfall

erfolgt nach beiden Seiten ohne besondere Steilen. Im S erstreckt sich das grabenartige Trogtal im weichen Karbon, dessen weitere Vertiefung durch Glazialerosion Frech (2, 387) für „nicht unwahrscheinlich“ hielt. Nach seiner Lage zwischen den seinerzeit vergletscherten Kalkstöcken des Trog- und Roßkofels ist diese Vermutung entschieden zu bejahen. Desio (2, 343) konnte hierfür Beobachtungen beibringen. Am Nordabhange der Einsattlung kommen unter den oberseits flachen Hutweideformen die Felsrippen der Karbonkalke zum Vorschein. Die schon in der Sattelgegend eingerissenen, nach unten sich rasch eintiefenden Wildbachbetten sind vollkommen trocken. Nahe der breiten Kammlinie befindet sich ein winziges Seelein, daneben ein bereits verlandetes. Erst in der Umgebung der Alm (1621 m) nimmt der Wasserreichtum zu (nasse Wiesen auf den Verbnungen, Quellen und Brunnen). Die Größe der Talrinnen übersteigt schätzungsweise den Bedarf für die Schneeschmelze der Gegenwart und deutet auf die große Wirkung von Schmelzwässern der Eiszeit hin.

Die meist kahlen, geglätteten und gerundeten Oberflächenformen des Roßkofels (2239 m) stürzen nach N in steilen Felswänden (Devonkalk) ab. In sie sind gut beschattete Kare eingemuldet. Die tiefe Senke am Wandfuß enthält sehr viele Bergsturzböcke, Schutt und Schnee. Der verzweigte Hintergrund des Talastes war nach allen Anzeichen ein ausgiebiges Firnbehältnis. Es sei bemerkt, daß auch hier die Grenze sich nicht durchaus an die Wasserscheide hält, denn sie läuft über den nördlichen Vorgipfel des Roßkofels, läßt aber den höheren Hauptgipfel auf italienischem Gebiete. Die Wirkung der von der Hochfläche des Roßkofels nach S und O abgehenden Lokalgletscher erörterte Desio (2, 215, 296, 311, 318, 343, 347).

Die Ostumrahmung des Rudniker Einzugsgebietes bilden die Madritschen (1914 m OA, 1919 m GrK, Madritschen Schober, wie im Volksmund, 1921 m ältere SpK) und die breite, sich allmählich nach N senkende Treßdorfer Höhe (Schreibweise nach GrK), die den Rudnik- vom Trögelbach trennt. Das Roßkofelkar setzt sich gegen die Madritschen fort; seine Formen werden hiebei, dem Karbon entsprechend, weicher. Der breite, mit Blockwerk bedeckte Verbindungssattel (1833 m GrK) war jedenfalls noch in der Postglazialzeit vereist. In der tief eingreifenden Mulde an seinem Nordwestabhange sind zwei durch rückfällige Hügel unvollkommen abgeschlossene Stufen (in etwa 1700 und 1780 m Höhe) zu unterscheiden, die durch Einzelformen weiter gegliedert sind.

Im SO des Sattels liegt der Talhintergrund des Winkeltales, das in den Bombaschgraben mündet. Auf der Winkelalm (1500 m) sind beraste Moränenwälle und höher oben (1680 m) Blockmoränen sichtbar, die einen grünen Plan und Schneeflecken bogenförmig umschließen (q, bezw. Mischung von Hang- und Moränenschutt). Er geht nach aufwärts in ein sehr gut geschütztes, kleines Kar unter den Ostwänden des Roßkofels über (r, bezw. Hangschutt). Tiefer gelegene Moränen im Winkelal und im Bombaschgraben erwähnten bereits Taramelli (1, 43—68), Frech (2, 373), Geyer (2, 233) und Desio (2, 311, 318, 344, 346, 347).

Die Almböden der Madritschen senken sich absatzweise nach S zur Winkelalm. Nahe dem Gipfel der Madritschen liegt auf dem Nordhange ein Seelein (1890 m). Im Sattel (1848 m OA, 1849 m GrK) nördlich davon führt der Weg zum Naßfeld über eine anstehende, glänzend polierte Harnisfläche des Karbonschiefers. Sie ist nach N geneigt, in dieser Richtung 2:50 m lang und senkrecht darauf 2 m breit. Da der Alm-, Touristen- und Kriegsweg über sie führt, zeigt sie zahlreiche Absplitterungen. Dennoch sind seichte Rillensysteme in ihr festzustellen, die NW—SO und N—S verlaufen. Mit voller Sicherheit kann jedoch wegen der Lage des Harnisches an viel begangener Wegstelle auf den glazialen Ursprung der Rillen nicht geschlossen werden, wenngleich es wahrscheinlich ist. Die Bezeichnung Madritscheng (ohne Abkürzungspunkt) der OA und älteren SpK wurde in der GrK und der neueren SpK endlich in Madritschengupf (1842 m) richtiggestellt, im Volksmunde Köpfl genannt.

Aus der an den Sattel nördlich anschließenden Treßdorfer Höhe ist ein schmaler Rücken (1875 m GrK) herausgearbeitet, der sich beiderseits mit Steilen zu Verbnungen senkt. Wo die Karbonkalke auftreten (P. 1799 OA), herrscht starke Verkarstung, Wandbildung und namentlich an der Westflanke

Anhäufung riesiger Bergsturzböcke (P. 1723). Sie reichen auch bis zur Unteren Treßdorfer Alm (P. 1585 OA, 1591 SpK), die auf einer breit gerundeten Vorwölbung aus Karbonschutt liegt; desgleichen bis zur Oberen Treßdorfer Alm (1699 m OA, 1691 m GrK), auf deren flachem Boden sich ein Tümpel befindet (Moräne der CG Pont.). Von besserer Beschaffenheit sind die Hutweiden auf der Verebnung der Schlanitzen Alm (1395 m) oberhalb des Talwiesels, auf dem Weiten Boden (P. 1229 — P. 1220) und seinen östlichen Fortsetzungen bis zum Trögelbach. Sie unterbrechen die waldigen Steilhänge durch ihre ebenen, auf Glazialschutt (q, bezw. Moräne) entstandenen Rasenflächen.

33. Trögelgraben — Naßfeld.

Am östlichen Talhänge des Oselitzengrabens und des Trögelbaches führt die Straße zum Naßfeld. Die Moränenbedeckung des Silurs wird bereits in den Anschnitten der Straßenschleife bald nach Passierung der Talweitung sichtbar. In etwa 780 m Höhe erscheint ungeschichteter Schutt mit eingebackenen Blöcken (q). Das Material besteht aus Trogkofelkalk, Karbonsandstein, Quarzkonglomeraten, etwas Grödner Sandstein und Silurschiefer. Auch Schwinner (1, 308—309) stellte hier (790 m) Moräne mit großen, runden Blöcken fest. Auf der Rückfallskuppe P. 821 ist der Felssockel sichtbar. Südlich von ihm breitet sich ohne Unterbruch die Moränenbedeckung auf der unruhig-hügeligen Wiesenfläche östlich der Straße aus, gegen die sich einige rückfällige Kuppen von S senken (q). Bei der großen Straßenschleife nach W, oberhalb des Zusammenflusses vom Trögel- und Rudnikbach, wird das nun waldige Gelände höckerig, Rundkuppen und -senken wechseln, schließen einen Tümpel ein und sind mit grobem Kalkblockwerk bestreut, das sich auch westlich der Straße bis zum Schluchtrand erstreckt (q). Es stammt anscheinend teils aus dem Talinnern, teils von Bergstürzen, die von der felsigen Reppwand niedergingen. Weiter südlich scheidet die Geol. SpK keine Glazialablagerungen mehr aus; die bisher erwähnten enthält auch die CG Pont.

Die Bodenseen (1107 m) liegen bereits im Karbon. Sie verdanken ihr Entstehen der Abdämmung des Wasserabflusses durch einen Blockwall. Die Verebnung (Boden genannt, daher der Name) wird durch ihn in der Richtung SW—NO abgeschlossen. Die bewaldeten Hügel zeigen nirgends das Anstehende, nur Kalkblöcke, Quarzkonglomerat, das häufig zerfallen ist, und dunkelgrauen Lehm. Sie bilden zwei hintereinander liegende, lose verbundene Wälle. In der Senke dazwischen führt der Weg nach Watschig. Der größte der tiefdunklen, von Hochwald umgebenen Seen liegt im W. Er wird durch eine Quelle gespeist, geht aber der Verlandung durch sehr viele hineingestürzte Baumstämme entgegen. Eine Sumpffzone trennt ihn von dem östlich benachbarten See, mit dem er früher zusammenhing. Mehrere Quellen und Sumpfwiesen reihen sich weiter nach O an. Es ist höchstwahrscheinlich, daß wir es hier mit einer Abdämmung durch eine Blockmoräne zu tun haben, die nach der Hocheiszeit vom Felsgrat Reppwand—Troger Höhe (P. 1904—1831) zuerst durch einen Lokalgletscher vorgeschoben, dann durch Bergstürze und Lawinen in ihre heutige Lage befördert wurde. (Hangschutt der CG Pont.)

Ungeschichteter Schutt mit eingebackenen Blöcken in ungewaschener, lehmiger Grundmasse, bestehend aus Kalk, Karbonschiefer und Grödner Sandstein, tritt ferner in einem Verbau oberhalb der Straße (1330 m) zwischen den zwei Brücken (östlich des Bachpunktes 1295) zutage. Dieses Vorkommen ist eine Moräne vom Gartnerkofel, nicht nur Hangschutt der ital. Karte. Weiter taleinwärts herrscht von der Ostseite stammendes Blockwerk vor.

Der Sattel des Naßfeldes (1530 m GrK) liegt in einer verhältnismäßig schmalen Lücke zwischen den im allgemeinen steileren Hängen des Auer- (1827 m OA, 1839 m GrK, 1845 m ältere SpK) im O und den flacheren Ausläufern des Madritschengupfes (1842 m, Madritscheng OA) im W. Die Wasserscheide verläuft über den Kapellenhügel P. 1552 zwischen der Straßengabel, erreicht bei der Brücke des zur Naßfeldhütte führenden Straßenstückes ihren tiefsten Punkt (1530 m) und bildet hier eine versumpfte Niederung am Nordende

des Naßfeldes. Ein schwacher Ablauf fließt unter der Brücke in nasser Senke nach N, einer durchzieht als Sumpfadler die tiefste Linie des sich nur wenig nach SO senkenden flachen, vertorfenden Beckens, das in der Mitte saftig grün ist (r der Geol. SpK, jedoch Moräne der CG Pont.). Der den Nordabschluß bildende Kapellenhügel streicht W—O, fällt nach N steiler, sonst sanft ab und ist im Verhältnis zu dem hügeligen Schuttfuß des Auernig eine Rückfallskuppe. Auch der Kapellenhügel besteht aus Schutt und Blockwerk, durchaus karbonischem Kalk, Schiefer, Sandstein und Quarzkonglomerat. Den Südabschluß des Beckens bildet eine auf- und absteigende Hügelreihe (P. 1539), die niedriger ist als der Kapellenhügel. Ihre beiderseitigen äußersten Flachkuppen gehen etwas rückfällig in die Hänge über. In den Senken zwischen den mittleren Kuppen zieht ein Weg und der sogleich eingetiefte Abfluß in den Bombaschgraben hinab. Soweit von der Grenze aus zu sehen, sind die begrüneten und bebuchten Hügel mit Schutt bedeckt, stellenweise treten niedrige Felsrippen hervor. Frech (2, 373 u. Tafel XV) bezeichnete sie als Rundhöcker des Naßfeldgletschers. Alle Formen sind wie auf den benachbarten Karbonsätteln sanft gerundet. Bei der Ausgestaltung des Beckens hat sicherlich auch zurückgebliebenes Toteis mitgewirkt.

Diesseits der Grenze führt die Straße an einem alten Stollen auf Kohle vorbei zur natürlichen Plattform der neuen Naßfeldhütte (1528 m GrK, nicht 1513 m nach Pichl, 9). Der Westhang ist durch tief eingerissene Tiefenlinien und nasse, manchmal vertorfte Mulden reich gegliedert, sehr unruhig gewellt, mit Hutweide und lichtigem Wald bestanden. Zerfallene Quarzkonglomerate, lehmige Stellen, Blockwerk des höher oben anstehenden graublauen Schwagerienkalkes und kleingeriebener Karbonschutt wechseln in dem ganzen Raume zwischen den beiden Treßdorfer Almen, der Bachtiefe und der Grenze.

Im O wird der Talschluß durch die Watschiger Alm (1614 m OA, 1612 m GrK) und die Felsen des Gartnerkofels (2195 m) gebildet. Die Alm erstreckt sich von den Lawinhängen des Grenzkammes (am Nordfuß stand neben der Schwefelquelle die durch Lawinen zerstörte alte Hütte) und des Verbindungsrückens zum Gartnerkofel in einer weiten, durch Verebnungen gestuften Mulde bis nahe zu den durch Rutsche zernarbten Südhängen der Reppwand. Die karbonen Kalkrippen und die Wildbachfurchen besorgen die weitere Gliederung. Am bemerkenswertesten ist die tiefe Mulde (1800 m) unter dem Törl (1914 m) westlich des Gartnerkofels. In ihr ist Kleinschutt ganz in der Art eines Sanders zusammengeschwemmt. Er stammt teils vom Törl, teils aus der breiten Schuttrinne, in der ein Steig von S in die begrünte Gipfelmulde des Gartnerkofels hinaufführt. Den talwärtigen Abschluß der Mulde unter dem Törl bilden breite, rückfällige Schutthügel (Hangschutt der CG Pont.), zwischen denen die Wildwässer sich einen Ausweg gebahnt haben. Sie erreichen die Straße bei dem bereits erwähnten Verbau des moränenartigen Schuttes.

Lehrreich sind die Angaben und Schlüsse in früheren Arbeiten hinsichtlich des Naßfeldes während der Eiszeit. Frech (1, 402; 2, 372) nahm bei Bildung des Naßfeldes Glazialerosion und -rotation an. Prohaska (1, 260) verfolgte die Gletscherspuren talaufwärts bis hierher und hob die Marmor- und Konglomeratblöcke hervor. Brückner (1007) berichtete, daß das Naßfeld unter Eis begraben war. Auf ihm fand nach Brückners eigenen Beobachtungen Eisbewegung nach S statt. Es „zeigt alle Spuren einer intensiven Gletscherwirkung, wie sie nur rasch strömendes Eis hervorbringen kann: die Wasserscheide ist niedergeschliffen; auf der flachen Höhe liegt ein versumpftes Becken, das allseitig von Rundbuckeln umgeben ist. In 1500 m Höhe fand ich südlich der Wasserscheide einen ausgedehnten Gletscherschliff, der eine Eisbewegung quer über den Paß hinweg aus N 20° W anzeigt. Auf eine Eisbewegung von N nach S, ein Überfließen des Gailgletschers, weist auch die Verschleppung von Blöcken nach S, die Geyer feststellte (2, 232), und das völlige Fehlen von erraticem Gesteinsmaterial der Julischen Alpen, das ich konstatieren konnte. Die Eisoberfläche lag am Naßfeld in etwa 1640 m; in dieser Höhe beobachtete ich am Nordostabhang des Madritscheng verschleppte schwarze Kalksteinblöcke auf Kohlen-sandstein.“ Desio (2, 305, 311, 317—318, 344—347, 383) schloß aus der Fishöhe des Gail- und Fellagletschers, daß der Transfluenzstrom am Naßfeld sogar eine

Höhe von 1750 m, eine Breite von 1 km und eine Mächtigkeit von mehr als 200 m erreicht habe.

Nach allen bisherigen Beobachtungen fand tatsächlich ein Überströmen des Eises nach S statt. Es erhebt sich aber auch hier wieder die Frage, in welchem Ausmaße hieran Eis des Gailgletschers und Eis des Lokalgletschers beteiligt war, eine Frage, die erst im Zusammenhange beantwortet werden kann. Die Geschiebe zeigen lediglich örtliche Herkunft. Der von Brückner am Madritschengupf gefundene schwarze Kalkstein ist karboner Schwagerinenkalk, wie er höher oben ansteht. Der Fund beweist daher nichts über die Eishöhe und nichts für ein Überströmen ortsfremden Eises. Ortsfremde erratische Geschiebe finden sich in der Umgebung des Naßfeldes nicht. Sie bestehen nur aus karbonen, nicht einmal aus den benachbarten silurischen Gesteinen. Lediglich Karbon- und Devongesteine finden sich ferner auf dem weiteren Wege des Bombaschgletschers im S der Hauptkette. Die von Desio angegebene Breite des Transfluenzstromes von 1 km müßte bei einer Eishöhe von etwa 1750 m sogar mit $1\frac{1}{2}$ km angenommen werden; sonst wäre ihm nach der allgemeinen Lage zuzustimmen.

34. Gartnerkofel, Garnitzen- und Kreuzgraben.

a) Westliches Mündungsgebiet und Schlucht.

Die Verebnung der Hochfläche von Burgstall läßt sich nach O zwischen 700 und 800 m bis zu dem Abhangsrücken (P. 741—698) verfolgen, der unterhalb der Felskanzel mit der Kapelle St. Urban (875 m) den unteren Garnitzengraben zum Ausbiegen nach O zwingt. Der Rücken ist schwach bachwärts gekrümmt, unruhig hügelig, stellenweise schmalfirstig und senkt sich sachte nach N. Auf dem Felssockel (Silur) lagert ungeschichteter, größtenteils aus Silurkalk und -schiefer bestehender Schutt. (Moräne der CG Pont.)

Das von rezentem Schutt erfüllte Bachbett ist in den mächtigen Mündungskegel eingeschnitten, an dessen Nordwestfuß der Ort Möderndorf liegt. Ähnlich wie im Oselitzengraben befindet sich am Scheitel des Kegels P. 598 beim Austritt aus dem Gebirge nur die kleine Siedlung Luschau zur direkten Ausnützung der Wasserkräfte. In dem ungeschichteten Schutte des teilweise mit Hochwald bestandenen Kegels fallen mächtige, mehrere Raummeter große, gut gerollte Blöcke aus bald dunklen, bald hellen und rötlichen Kalken auf. Sie stammen aus dem Talinnern, wo Wettersteinkalk, Schlerndolomit und Trogkofelkalk ansteht. Wasserwirkung allein hat sie nicht hierher getragen; im Zusammenhange mit ihren Begleitgesteinen und den Verhältnissen im Talhintergrunde ist ihre glaziale Verfrachtung sicher. Das kommt auch in der Geol. SpK (Blatt Tarvis, Manuskriptkarte im Archiv der Geol. Bundesanstalt, aufgenommen von G. Geyer) durch die Ausscheidung von „Glazialschottern und Moränen“, weiterhin als q angeführt, zum Ausdrucke. Ein Kalkofen verwertet die herausbeförderten Blöcke.

Die jetzt zugänglich gemachte Klamm erschließt eine großartige Erosionsschlucht im silurischen Bänderkalk. Zahlreiche tiefe Auskolkungen in den Felswänden, haushoch über dem jetzigen Bachbett, beweisen das allmähliche Tieferlegen des Wasserlaufes (Stache, 193). Südlich der Schlucht weitet sich das Tal zwischen dem Kamme des Schwarzwipfels (1497 m) und einem südlich parallel laufenden Querrücken (P. 1483—1432) zu einer fast viereckigen Mulde. Sie steigt bis 500 m über dem Tal an und öffnet sich breit nach O. Nördlich ihrer Haupttieflinie zieht unter den Wänden und Abrissen des Schwarzwipfels eine Schuttzone (q der Geol. SpK Blatt Oberdrauburg—Mauthen, Moräne der CG Pont.) quer von W nach O. Sie findet ihre Fortsetzung östlich der Bachtiefe, wo sie südlich P. 1111 in einem gewaltigen Abrisse sichtbar wird. Er enthält ungeschichteten Moränenschutt, meist Kalk mit eingebackenen Blöcken; die Oberfläche ist erhärtet und durch Regenwasser tief zerfurcht (1140 m). Beim Eintritt in das Engtal, die heutige Schlucht, stauten sich die Eismassen und legten quer über das Tal einen Teil ihrer Schuttlast ab, deren Reste noch sichtbar sind.

Auf dem Schwarzwipfel wurde die Beobachtung Prohaskas (1, 260) bestätigt: es finden sich dort Geschiebe verschiedenartiger Karbongesteine und silurischer Tonglimmerschiefer, ortsfremde Geschiebe sind nicht vorhanden. Die Almhütte beim Kreuz (1484 m, Weichselben) liegt südlich des Sattels im Karbon auf einem breit gerundeten Hutweiderücken. Die Einzelformen zeigen Glazialwirkung. Als Kartenberichtigung kann hier eingeschaltet werden, daß der meistbegangene und auch bezeichnete Saumweg zur Kühweger Alm heute von der Urbanskapelle über den Schwarzwipfel führt (OA und SpK nur Fußsteig), während der angebliche Saumweg nach Watschig (OA) entlang der westlich des Schwarzwipfels gelegenen Schlucht ein ganz verwachsener Fußsteig ist und nur seltsame, alte Farbzeichen aufweist; erst von P. 935 an wird er zum Holzziehweg.

b) Kühweger Alm.

Das Kalkmassiv des Gartnerkofels (2195 m) schiebt sich zwischen das Garnitzental und die Tiefenlinie ein, die über die Kühweger Alm (1482 m) zum Törl (1914 m) emporleitet. Der Almboden überhöht das Garnitzental (P. 1107) um rund 380 m. Die Stufenmündung wird von einer Klamm durchschnitten. Den Boden der dortigen Weitung des Garnitzengrabens bedeckt geschichteter, feiner Bachschutt, der mit einem 2 m hohen Absatze zum jetzigen Bachbett abfällt. Die höher gelegenen Abrisse an den Hängen zeigen jedoch Moränenschutt, namentlich aus Kalk und Karbon bestehend. Die Felsrippen P. 1432 im W und P. 1285 im O treten im N der Talweitung dicht an den Bach heran. Sie bewirkten auch hier einen Gletscherstau und daher die Schuttablagerung.

Die Kühweger Alm (1482 m) liegt auf einem welligen Hutweiderücken, der nach NO in einen breiten Vorbau übergeht (etwa 1450 m); er fällt steil gegen den Waldhang ab. Westlich der Alm löst sich ein gerundeter Schuttrücken vom Südgehänge der Reppwand los, führt schwach bogenförmig, die Alm südlich umfassend, gegen die Tiefenlinie vor und geht dann gleichfalls in die breite Vorwölbung über. Südlich des tief eingesenkten Baches erstreckt sich ein schmaler, begrünter, etwas niedrigerer Schuttrücken bis etwa 1440 m talabwärts, dann beginnt die Schlucht mit einem Steilrand. Ein Stirnwall fehlt wegen des Bachdurchbruches, doch nähern sich die beiden Seitenwälle. Ihr Schuttmaterial und das des Vorbaues besteht aus Karbon, Grödner Sandstein, Kalk und Dolomit. Die Alm liegt daher zweifellos auf einer Moränenlandschaft, wie sie auch die beiden geologischen Karten angeben.

Ein Gletscherarm gelangte hierher aus dem gut beschatteten Nordkar des Gartnerkofels, das von 1700 m bis P. 1969 unter den Hauptgipfel hinaufreicht; ein anderer kam aus dem Nordostkar, das durch die Felsrippe P. 1958—1798 geteilt wird. Das Kar entsandte daher einen Arm in die Richtung östlich der Kühweger Alm, einen direkt ins Garnitzental. Eine weitere Gletscherzunge gelangte zur Kühweger Alm aus dem Talhintergrunde. Dieser wird durch den Vorsprung der Kamleiten (P. 1998) in die vertiefte Hutweidemulde unter der Reppwand, der Garten genannt, geteilt und in die Mulde unter dem Törl (P. 1914). Beide waren sehr gute Firnbehälter. In der Törlmulde sind die Glazialspuren durch rezenten Schutt und Bergsturzböcke verwischt, im Garten (1750—1800 m) aber wellige Formen erhalten. Prohaska (2—4) beschrieb dessen reiche Flora, die auch *Wulfenia car.* aufweist.

c) Gartnerkofel — Garnitzenalm.

In das Garnitzental mündet südlich der Talweitung (P. 1107) eine Schuttrinne als unterste Ableitung aus dem oben bereits erwähnten Nordostkar des Gartnerkofels. Nach aufwärts verzweigt sich die Schuttrinne in mehrere Äste, von denen die randlichen die größten sind. Zwischen ihnen wölbt sich der steile, mit Latschen bewachsene Schrofenhang vor. Die Hauptabfuhr von Schutt, Schnee und Wasser erfolgt schattseitig unter der das Kar im S umfassenden Felswand. Zwischen 1750 und 1900 m ziehen etwa drei bis vier übereinander liegende, begrünte Schuttwälle quer über das Kar bis zur Felsrippe P. 1958—1798, durch Senken unregelmäßig unterbrochen. Der Karhintergrund liegt vertieft hinter dem obersten Wallstücke. Lage und Höhe des Kars, seine Oberflächen-

formen und der in den Anrissen am tieferen Hange sichtbare Moränenschutt erweisen ausreichend, daß aus ihm sich einst ein ansehnlicher Gletscherstrom in das Garnitzental hinab erstreckte. Nach den Böschungsverhältnissen dürfte er große Spaltenzonen aufgewiesen haben. Sein Rückzug vollzog sich vermutlich bis zum Oberrande der Steile rascher, dann allmählich bis in den Karhintergrund.

Die Talsohle des Garnitzenbaches ist weiterhin verwildert. Kleine Klammen mit Wasserfällen wechseln mit versumpften Talweiten. Die Seitenbäche bringen massenhaft Schutt herab. Kleinmaterial aus Karbon und Triaskalk bedeckt die ebenen Stellen. Die großen Anrisse an den beiden höheren Talflanken fördern durchwegs Moränenschutt zutage. Beim Schulterköfeler, dem weißen, isolierten Kalkklotz P. 1534, öffnete sich über einen breiten, von welliger Hutweide und schütterem Baumwuchs bedeckten Sattel (P. 1432 GrK) ein Übergang des hocheiszeitlichen Gletschers in den Weißenbachgraben und damit in das Fellatal. Nasse Stellen auf der Verflachung P. 1512 südlich der Sattelgegend, nach SO gestreckte Hügel (P. 1497) und die Platte der Almhütte (1416 m OA) kennzeichnen den Weg des Eisstromes. Die Felsrippen am Nord- und am Südhange bilden die Steilränder dieses U-förmigen Eistroges. Quarzkonglomerat, teils in kantenbestoßenen Blöcken, teils in Partikel zerfallen, und Triaskalkschutt bedecken den Hutweideboden. (Moräne der CG Pont.) Nach Desio (2, 305, 309, 316) betrug hier die Breite des Würmgletschers etwa 1200 m, seine Mächtigkeit wenigstens 200 m. Auch zu Beginn der bloßen Eigenvergletscherung dürfte das Lokale den Sattel gerade noch erreicht haben.

Die Garnitzenalm (nach Pichl, 249, Siebendorfschaftsalm genannt) bildet den Talschluß. Ihre sämtlich im Karbon gelegenen Formen sind stark verwittert und gerundet, wo nicht Kalkrippen zutage treten. Alle Tiefenlinien beginnen in versumpften Mulden und sind zumeist stark eingerissen. Die Kriegstraße ist stellenweise ganz abgerutscht, mehrere Brücken sind eingebrochen. Auch die zahlreichen Verebnungen enthalten häufig nasse Stellen. Nördlich der Almhütte (1640 m GrK) erstreckt sich ein begrünter Moränenrücken von P. 1633 bis P. 1524 am rechten Bachufer hinab (q, bezw. Mischung von Hang- und Moränenschutt). Er ist eine junge Seitenmoräne jener Gletscherzunge, deren höchstes Firnbecken (über 2000 m) südlich unter dem Gipfel des Gartnerkofels (2195 m) lag. Es bildet heute den grasgepolsterten Kessel (Hangschutt der CG Pont.), durch den von S der Anstieg auf die Spitze des Gartnerkofels erfolgt. Desio (2, 215) wies auf die gemeinsame Gipfelflur dieses Kalkklotzes mit Trog- und Roßkofel hin. Von dem Verbindungsrücken zum Garnitzenberg (1950 m) aus strömte der Firn einerseits in das Gebiet der Watschiger, andererseits der Garnitzenalm. Die Seitenmoräne stammt aus einer Rückzugsphase, als der Gletscher sich nur mehr auf die beschattete Tiefenlinie des heutigen Garnitzenbaches beschränkte.

Gegen den schmalen, nassen Garnitzensattel (P. 1674) fällt von O eine Kalkrippe der Krone (P. 1832) steil ab, im W steigt der Karbonrücken (Schurf mit Förderanlage südwestlich des Sattels) wellig zu breit gerundeten Kuppen an. Hier fand Prohaska (1, 260) in 1700 m Höhe einen großen „Konglomeratblock“. Anscheinend war es einer der dort zahlreich herumliegenden Blöcke aus Quarzkonglomerat, das ich weiter oben anstehend fand. Er vermutete richtig, der Block sei weder durch Wasser noch durch einen Bergsturz, auch nicht durch den Gailgletscher, sondern durch die Eigenvergletscherung des Gartnerkofels dorthin gebracht worden. Brückner (1007) hielt zwar eine „allgemeine Eisbewegung über den Sattel (wie über das Naßfeld) für unwahrscheinlich“, stimmte aber Prohaska zu. Auch Desio (2, 305, 317, 318) kam zu dem gleichen Ergebnis. Nach allen Anzeichen konnte ja nur ein Lokalgletscher zur Hocheiszeit den Weg über den Sattel, weiterhin über die Kronalm in den Bombasch- und Vogelbachgraben und damit ins Fellatal nehmen.

d) Zielkofel — Kreuzgraben.

Den in seinem unteren Teile schluchtartig eingerissenen Kreuzgraben trennt der Rücken Möderndorfer Alm (1507 m) — Zielkofel (1824 m) ab. Seinen

breiten, von zahlreichen Wildbächen durchfurchten Nordteil überquert der „Mehlsteig“. Er ist so genannt, weil auf ihm die Lebensmittelversorgung der Holzknechte auf der „Fratten“ erfolgte. Der Steig führt über St. Urban am Westhange des Garnitzengrabens unter Vermeidung der damals noch ungangbaren Klamm auf den großen Holzschlag im Nordwesteile (P. 1268) der Höhe und im weiteren Verlaufe zur Möderndorfer Alm. Der Hang in der Umgebung der Fratten ist mit Moränenschutt (q) bedeckt, der zu keinen besonderen Formen zusammengehäuft ist, sondern nur das Anstehende größtenteils verhüllt. Er hat mit jener Schutzzone engsten Zusammenhang, die auf der Westseite des Tales unter den Steilwänden des Schwarzwipfels liegt. Seine Ablagerung wurde, wie erwähnt, durch die felsige Talenge veranlaßt, an der ein Gletscherstau eintrat. Dem Material nach besteht der Schutt in den tieferen Hangteilen meist aus gut gerundeten, hellen und dunklen Kalkgeschieben, manche sind eiförmig abgeschliffen; auch Karbon und Grödner Sandstein findet sich darunter, dagegen tritt Silur zurück. Oberhalb des Holzschlages der Fratten (1200—1400 m) bleibt die Zusammensetzung die gleiche, nur werden die eiförmig gerundeten Geschiebe durch feinerriebenen Kleinschutt ersetzt. Erst mit Annäherung an die Möderndorfer Alm nimmt der sehr stark verwitterte, schiefrig brechende Silurschutt unter dem Moränenmaterial zu, das auch die CG Pont. ausscheidet. Die wellige Hutweidefläche des Sattels trägt einzelne freistehende Rundhügel (Hausruine).

Der aus Triaskalk bestehende Rücken des Zielkofels ist beiderseits zugeshärft, der Grat wird stellenweise sehr schmal und verkarstet. Die Form der Hänge ist konkav, das Absetzen gegen die Tiefe des Garnitzen- und Kreuzgrabens wieder sehr steil. Zahlreiche Abrisse und Wildbachfurchen zernarben die Böschungen. Der Abfall zum Sattel beim Schulterköfele ist besonders steil, teilweise wandartig, vom Eisströme deutlich unterschritten.

In dem durch einzelne Äste gegliederten Talschlusse des Kreuzgrabens und auf dessen Westhängen bis zur Möderndorfer Alm sind keine Moränenformen sichtbar. Der feinerriebene, mylonitartige Kalkschutt tritt in allen Anschnitten hervor. Die Talweitung P. 1379 südöstlich der Möderndorfer Alm bildet einen fast ebenen Stauplan, von dem an der Bach sich immer mehr zur Schlucht entzieht. Am Südwesthange der Planja sind in den Straßenanschnitten des Fürstenweges Felstaschen sichtbar, die mit Moränenmaterial gefüllt sind. Desio (2, 309—310) erklärte sie richtig als Senken zwischen Rundbuckelformen des anstehenden Gesteins und erläuterte sie durch eine Skizze. Moränenschutt der Umgebung findet sich auch auf der Planja bis etwa 1600 m, wahrscheinlich trug auch der Gipfel zur Hocheiszeit selbst eine dünne Gletscherschicht (Desio, 2, 305).

Der Kernsitzensattel (1541 m OA, 1542 m GrK und SpK) im O liegt auf breiter, welliger Hutweide im Silur. Er ist tief eingemuldet und mit Moränenschutt aus der Umgebung bedeckt, was auch Desio (2, 305, 309, 315—316) bestätigte. Der unbekannte Sattel im S, über den der Fürstenweg weiter zum Schulterköfele führt (ich nenne ihn daher Fürstenwegsattel), liegt im Triaskalk und -dolomit. Er ist schmal in das hügelige, stark bewegte Waldgelände eingeschnitten, das beiderseits sogleich aufsteigt, im W steiler als im O. Auch auf diesem Sattel liegt eine typische Moräne. Der Schutt setzt sich namentlich auf den Verflachungen nördlich des Mitterwipfels bis auf die gleiche Höhe wie auf der Planja fort. Damit stimmen auch die Feststellungen Desios überein (2, 304—305, 309—310), der die Mächtigkeit des Transfluenzstromes mit etwa 200 m annahm. Auch die CG Pont. verzeichnet an den genannten Übergängen Moränen.

Beide Sättel setzten einem hocheiszeitlichen Eisstrom in den Malborghetter und in den Weißenbachgraben (Vallone di Rio Bianco GrK) und damit ins Fellatal durch ihre geringe Höhe kein Hindernis entgegen. Das Eis erfüllte zur Zeit seines Höchststandes als einheitliche Masse den ganzen Raum Garnitzengraben—Kreuzgraben—Eggeralm und senkte sich über das Schulterköfele (1432 m) und den Fürstenwegsattel (1496 m) nach S ins Weißenbachtal, über den Kernsitzensattel (1542 m) nach SO in den Malborghetter Graben. Der Zielkofel wurde von dem Eiskörper umflossen, sein Kamm erhielt hiedurch die eigenartig zugeshärft Form.

35. Hochfläche von Egg bei Hermagor.

Wenngleich dieser Abschnitt in nur losem Zusammenhange mit meinen Untersuchungen in den Karnischen Alpen steht, ergänzt er sie doch in mancher Hinsicht infolge seiner Nachbarlage. In diesem Gebiete, wo verschiedene Gletscherströme zusammentrafen, wird zunächst nur die Art und Herkunft der eiszeitlichen Ablagerungen untersucht. Die Konfluenzvorgänge, dann die durch die Eiszeit und ihre Folgeerscheinungen bedingten Änderungen der Abflußverhältnisse, der Bodenbedeckung und des Landschaftsbildes zeigen sich im Raume von Egg—Hermagor besonders deutlich. Sie gelangen aber erst in meiner Arbeit über die Gailtaler Alpen zur Erörterung.

Die Moränenüberkleidung der Hochfläche ist auf Ablagerungen des Gailgletschers, dann des den Kreuzbergsattel (1096 m) nach S überfließenden Draugletscherarmes und auch der Lokalvereisung der Spitzegelgruppe (2118 m) zurückzuführen. Die Angaben hierüber von Frech (2, 360—361, 376—377), Prohaska (1, 273) und Penck (3, 1117—1118) können durch eigene Beobachtungen ergänzt werden.

Der Sockel dieser durch Senken allseits begrenzten Insel aus Quarzphyllit bildet die Fortsetzung des kristallinen Gesteinszuges, der das Gailtal im N begleitet. Seine Oberfläche ist von umgelagerten Schottern und von Moränenschutt bedeckt. Den Unterbau gliedern im Nordwesteile der Hochfläche mehrere zungenförmige Längsrücken, die, dem Streichen entsprechend, W—O bis NO in der Richtung Braunitzen—Vellach verlaufen. Sie sind durch schmale, tief eingerissene Tälerchen voneinander getrennt und quer zerschnitten, wie solche Furchen den ganzen Höhenrand zerfasern. Sonst herrschen breitgerundete Obertheile und Längsmulden vor. Der Abfall der Hochfläche nach S ist terrassiert, nach O steiler als nach W. Über die tonalitischen Malchite des Gebietes siehe F. u. H. Heritsch (4).

Die Untersuchung einiger Aufschlüsse bestätigte im allgemeinen die von Frech und Prohaska angegebene Zusammensetzung des Schuttes. In der Schottergrube an der Straße etwa 500 Schritte westlich von Egg (639 m) erscheint lehmige, meist aus dunklen Kalkgeschieben, weniger aus Silurschiefern bestehende Moräne; stellenweise sind in sie Kalkblöcke eingebacken und ohne regelmäßige Schichtfolge gestauchte Bändertone sowie Breccien zwischengeschaltet. Ein Aufschluß am Ostausgange von Egg enthält außer schön gekritzten Kalken, die schon Frech erwähnte (2, 360), auch kristalline Schiefer. Bei Fritzensdorf (636 m) werden zu Bauzwecken Feldsteine der Umgebung gesammelt und auch aus dem Schuttkegel des Garnitzengrabens bei Möderndorf zugeführt. Helle Kalke sind selten, meistens finden sich dunkle, weißgeäderte und gut gerollte, rötliche Kalke. Letztere stehen ja nächst der Möderndorfer Alm an. Als Kartenberichtigung sei hier eingefügt, daß die Straße Hermagor—Fritzensdorf der OA nicht über Kreuz 645 und das Jägerhaus führt, sondern die Höhe 636 (OA) südlich umgeht. Die eingezeichnete Straße ist nur mehr ein schlechter Fahrweg, die neue Schleife hingegen sehr gut gebaut. Das Jägerhaus ist zur Ruine geworden, der Wald größtenteils abgestockt.

Auf der stark gegliederten Hochfläche des Eggforstes (650—700 m) wird der stellenweise sichtbare Quarzphyllit von großen, oft kantigen Blöcken und Schutt aus dunklem Kalk überlagert. Häufig sind dort auch eigroße Buntsandsteingerölle zu finden; ferner, aber seltener, ebenso große, gut gerundete Gneise, dann Silurschiefer, karbonenes Quarzkonglomerat und einzelne diabasartige Gesteine. In tieferen Hanglagen nimmt die Abrollung des Schuttes zu. Bei Untervellach (584 m) sind dunkle Kalkgeschiebe künstlich aufgestapelt; sie stammen, wie durch Umfrage und Vergleich nachgewiesen, aus dem Schuttkegel des Vellatales. In der Mulde von Braunitzen (565 m), am Nordhange der Hochfläche (600 m) und bei Passriach (616 m) tritt stellenweise immer wieder Moränenschutt mit gekritzten Geschieben in lehmiger Grundmasse (Ziegelschlag bei Braunitzen) zutage. Ähnlich ist es in den übrigen Teilen der gut kultivierten Hochfläche. Hingegen herrschen am Südrande des ehemaligen Pressegger Seebeckens flache Flußgeschiebe vor. Im O des Abschnittes nehmen die Moränenformen und Geschiebe zusehends ab.

Es ergibt sich somit eine Mischung des Moränenmaterials vorwiegend aus triadischen Kalkgeschieben des Gailzuges, während kristalline und paläozoische Gesteine stark zurücktreten. Frech (2, 360) führte das auf die Gletscherkomponenten und deren Strömungslinien zurück. Prohaska (1, 373) nahm für die Herkunft der Kalktrümmer im Eggforst irgendeinen Bergsturz an der Südseite der Lienzer Dolomiten und nachfolgenden Gletschertransport an, lehnte aber im Gegensatz zu Frech deren Verfrachtung von der Spitzegelgruppe her ab. Die Verhältnisse in den Lienzer Dolomiten (Srbik, 1) und im Lessach-, bzw. Gailtal sprechen aber eher für Frech, somit für den Antransport durch einen Arm des Draugletschers; auch stimmen die bei Untervellach aufgestapelten Trümmer aus dem Vellatale mit jenen im Eggforst wenigstens makroskopisch überein. Der Gitschgletscher brachte sie wahrscheinlich heran und schob sie zu einer Blockmoräne an seiner Stirn zusammen. Dazu kamen überdies noch Wirkungen der Lokalvereisung und nacheiszeitliche Bergstürze vom Spitzegel. Der gewaltige Abriß unter dem Gipfel (2118 m) sowie die Rinnen unter den Felsen der Hohen Wand (1002 m) nehmen ihre Richtung über Vellach auf den Nordostvorsprung des Eggforstes. Die von Prohaska (1, 260) in der rechten (Irrtum, statt linken) Gailmoräne bei Hermagor erwähnten roten Porphyrgeschiebe könnten ja allenfalls aus den Lienzer Dolomiten (Eggenkofel—Tuffbad, dann eine Linse östlich Laas) stammen, obwohl diese Vorkommen recht geringfügig sind.

Die gleichfalls erst im weiteren Umkreise der Karnischen Alpen gelegene Hochfläche von St. Stefan (725 m) wurde von mir vorerst nur kursorisch begangen, um die Wahrnehmungen zum Vergleiche heranzuziehen, die Frech (2, 363), Penck (3, 1109—1110, 1118) und Kahler (1, 1—3) dort gemacht hatten. Nach Penck gehören die dortigen, anscheinend stellenweise zwischen Moränen eingeschlossenen Schotter (bis 720 m) zu jenen von Förderlach (im Drautale östlich Villach) und wären gleich den Schieferkohlen von Nieselach in das Riß-Würm-Interglazial einzureihen, die Hangendmoränen in das Bühlstadium. Hinsichtlich der Einheitlichkeit der Schotterflur sind die Zweifel Schwinnners (1, 309) hervorzuheben und die Angaben von F. Heritsch (5) über die junge Schiefstellung des Gailtalbodens.

Eine Überprüfung all dieser Schlüsse fällt z. T. bereits außerhalb des Rahmens meiner jetzigen Arbeit, sie ist meinen Untersuchungen in den Gailtaler Alpen vorbehalten.

36. Poludnig.

a) Ober-, Unterdorfer und Görschacher Berg.

Der langgestreckte Rücken erhebt sich schmal zwischen den Mündungsschluchten des Garnitzen- und des Kesselwaldgrabens (Wildbach). Nach S dacht er zu dem Längstale Kreuzgraben, Egger-Dellacher Alm, Kesselwaldgraben ab. Seine kurzen Schmalseiten tragen Spuren der eiszeitlichen Lokalvergletscherung des Karnischen Kammes, auf seiner Nordseite sind solche des Gailgletschers sichtbar. Dieser drang auch an der Südseite des Rückens in das Längstal ein und über die Wasserscheiden in das Einzugsgebiet der Fella. Die ausgedehnten Quartärablagerungen des Bereiches sind in beiden geologischen Karten ausgeschieden, bei Geyer genauer als in der CG Pont.

Östlich der Mündungsschlucht des Garnitzengrabens erscheinen oberhalb der ersten Straßenserpentine in etwa 900 m Höhe hellgelbe Moränenschuttabrässe. Der Enziansteig führt nahe an sie heran. Sie heben sich deutlich, wie angeklebt, von dem liegenden dunkelgrauen Silur des Hanges ab, dessen Schutt in jähnen Halden nach Luschau abfällt, und bilden das Gegenstück zu den ähnlichen Ablagerungen auf dem Abhangsrücken von St. Urban. In den Anschnitten der Straße ist neben dem anstehenden Silur viel Kleinschutt in lehmiger Grundmasse sichtbar (q). Zahlreiche kantengerundete und abgeschliffene Blöcke des roten Fusulinenkalkes am Westabfalle des Oberdorfer Berges stammen vom Hange südlich der Schlucht des Kreuzgrabens, wo er ansteht. Sie finden sich, wie schon Prohaska (1, 260) feststellte, in Gemeinschaft mit karbonen Quarzkonglomeraten auch auf dem Oberdorfer Berg, z. B. auf den breit

gerundeten Kuppen nordöstlich der Egger Alm „nur“ bis etwa 1480 m, woraus Prohaska auf eine zu geringe Eishöhe des Gailgletschers schloß. Die Moränenüberkleidung setzt sich aus dem Gebiete der Möderndorfer Alm nach N bis an den Talausgang fort und ist nur oberflächlich durch die Schlucht des Kreuzgrabens unterbrochen.

Am Nordhange des Oberdorfer Berges treten an der Straßenschleife bei P. 865 aus dem anstehenden Silur mehrere W—O gestreckte, einzelstehende Längshügel und Rücken hervor (q). Sie sind im Gegensatz zu der sonstigen Waldbedeckung mit Wiesen bestanden und setzen sich in der Höhe zwischen 850 und 900 m nach O bis Grafenau (südlich Mellach—Brugg) fort. Dann verschwinden sie und werden erst wieder südlich Nampolach sichtbar (q). Sie enthalten alle meist ungeschichteten Schutt von Gesteinen des näheren Bereiches der Karnischen Alpen, keine Fremdgeschiebe. Die Kirche von Nampolach (584 m) steht auf einem mit begrüntem Kalkschutt überkleideten Hügel aus Quarzphyllit. Er ist durch eine breite Senke vom Berghange getrennt. Südlich des ausgedehnten Mündungskegels des dortigen Wildbaches erstrecken sich beiderseits wieder die aus ungeschichtetem Schutt bestehenden Terrassen in 650 bis 700 m Höhe. Westlich des Gehöftes Rauter (673 m) steigen sie bis über 800 m an. Hier erscheinen Kalkgerölle und grobe Sande. Östlich Rauter setzen sich die mit Wiesen und Feldern bestandenen, der Länge nach stark gegliederten Verflachungen der Fußregion fort, verschwinden dann eine Strecke lang im anstehenden Silur und erscheinen wieder am Nordosthange der Debernitzen (1011 m OA) in 700 bis 760 m Höhe, von wo sie bis zur Schlucht des Wildbaches bei Maria Graben zu verfolgen sind. Deutliche Schichtung ist nirgends festzustellen.

Der in breitgerundeten Kuppen auf- und absteigende Rücken des Ober- und Unterdorfer Berges enthält mehrere gleichgeartete, kleine Ansammlungen von Kalk- und Schieferschutt (q). Im Bereiche der Einsattlung P. 1409 nordöstlich der Dellacher Alm nimmt das Gelände unruhig hügelige Formen an. Zwischen dichtem Wald liegen hier einzelne Wiesensenken; der kleinzerriebene Schutt besteht wieder aus Kalk und Silurschiefer. Auf der Südseite ist in Almnähe der Wald abgestockt, daher treten auch die welligen Formen und der Schutt besser hervor. Nach N reichen erstere bis etwa 1380 m hinab und verlieren sich dann am Hang. Entlang des nach Rauter—Nampolach führenden Weges sind in den Aufschlüssen (1000—1100 m) im Silurschutt gut gerollte, polierte und gekritzte Kalkgeschiebe sichtbar. Im Bereiche der Latschacher Alm (P. 1419—1499) und des Görttschacher Berges (P. 1434) überwiegt der Silurschutt auf den W—O gestreckten Hutweidehügeln.

b) Egger und Dellacher Alm.

Das Gebiet der beiden Almen, auf denen sich infolge des günstigen Weidens große Almdörfer entwickelt haben (Ilešič, 120—148), gehört dem Längstal an, das nach Frech (2, 384) durch den Hochwipfelbruch entstanden sein soll. Die trogartige Senke läuft nach W und O in steile Schluchttäler aus. Der ganze Bereich ist von glazialen Formen und Ablagerungen bedeckt (q). Sie stammen größtenteils vom Gailgletscher, weniger von der ehemaligen Lokalvereisung.

Im W, wo ich mit meinen Beobachtungen beginne, ist der Moränenschutt vom Nordhange der Möderndorfer Alm über die Schlucht des Kreuzgrabens hinweg in die Senke zwischen Planja (1711 m GrK und SpK, 1712 m OA) und Oberdorfer Berg entlang des Fürstenweges zu verfolgen. Es ist ihm aber aus dem Talschluß des Kreuzgrabens reichlich weißlicher, grusig zerfallender Kalk und Dolomit beigemischt. Westlich der Egger Alm fällt auf dem abgezählten Südhang des Oberdorfer Berges ein freistehender Rundhügel (Holzknechtshütte) auf. Er senkt sich nach S zum Becken eines ehemaligen Sees, der nahezu ganz verlandet ist (P. 1379). Ein schwaches Rinnsal entwässert die Sumpfmulde nach W in einen steilen Einschnitt, der mit 300 m Gefälle auf etwa 1 km Entfernung in den Kreuzgraben mündet (P. 1065). Die Kote 1665 der GrK Blatt 15 beruht auf einem Druckfehler (16 statt 10) und ist zu berichtigen.

Die Egger Alm (1416 m) liegt auf einem breiten, kuchenförmigen Schuttvorbau (q), der nur im S eine schmale Rinne für einen schwachen, manchmal ganz vertrockneten Wasserlauf nach W freiläßt. Er entwässert ein zweites versumpftes ehemaliges Seebecken (P. 1411 GrK), das im O durch einen niedrigen Hutweideriegel (P. 1415 OA) gegen den Egger Almsee (1399 m, in den Karten Egger Alpen-See genannt) abgeschlossen ist. Im S tritt an den Sumpf der sehr unruhig bewegte Fuß (P. 1436—1429 GrK) des Abhangsrückens P. 1527 der Höhe Planja heran, der mit lichtigem Wald und Hutweide bestanden ist.

Östlich des Riegels 1415 öffnet sich nach S ein kurzes, trichterförmiges Tälchen. Es enthält den spärlichen Zufluß des Egger Almsees und reicht bis zum Sattel 1453 nördlich der Schloßhütte (1451 m GrK, 1446 m OA). Der schuttdurchsetzte Hutweideboden des Tälchens verschmälert sich hier zu einem breiten Sattel. Dessen Mitte nimmt ein N—S gestreckter, ovaler Hügel ein, beiderseits von den Hängen durch Längssenken getrennt. Sein Abfall nach N ist steiler als nach S, wo erst nach einer schwach geneigten Fläche südlich der Schloßhütte (Ruine) die Senkung zu einem Quellaste des Malborghetter Grabens erfolgt. Auf dem Hügel im Sattel liegen Blöcke aus Devonkalk und Silur, auf seinem Nordabhang ein großer, abgerollter Block aus rotem Fusulinenkalk, ferner in der tief eingesenkten nördlichen Quellmulde viel Silur- und Kalkschutt, darunter auch gut geglättete, polierte und gekritzte Kalkgeschiebe. Sie wurden durch den Wasserleitungsbau erschlossen. Am Talbeginne des südlichen Quellastes, also bereits jenseits der Grenze, fand Desio überdies noch einen großen karbonen Quarzkonglomeratblock; er nahm die Eismächtigkeit im Sattel zur Würmeiszeit mit 250 m an und eine Zungenbreite von 1800 m wegen des Zusammenhanges mit der eisüberdeckten Planja (2, 305, 309, 325). Den Fuß der beiderseitigen Hänge gliedern, der von N nach S weit eingreifenden Senke entsprechend, diesseits der Grenze Längshügel. Die wenig gefurchten Hänge selbst sind mit Lärchen und Zirben bestanden, nur im O stark abgeholzt.

Der vom Schloßhüttensattel nach N fließende schwache Bach schlängelt sich in der versumpften Ebene westlich des Egger Almsees. Er erhält aus einem Tümpel östlich des erwähnten Hutweideriegels P. 1415 noch einen spärlichen Zufluß. Der See reichte einst bis an den Fuß des Riegels und erstreckte sich mit einer Bucht in die Mulde unter dem Schloßhüttensattel. Die alte, wahrscheinlich auch sehr flache Wasserscheide auf der Egger Alm lag, wie Frech (1, 394) bemerkte, „offenbar“ weiter im W, so daß die Abwässerung damals fast nur nach O erfolgte. Durch den Moränenvorbau der Egger Alm (P. 1416) und des Hutweideriegels (P. 1415) erfolgte eine Teilung der Senke in zwei kleine, jetzt verlandete Sumpfbecke (Frech, 2, 373). Das westliche entwässerte durch rückschreitende Erosion zum Kreuzgraben, auch das östliche bahnte sich zu diesem einen grabenartigen, schmalen Ausgang am Südfuß des Vorbaues der Egger Alm. Derart bildet jetzt der weiter östlich gelegene, aus Moränenmaterial aufgebaute Hutweideriegel 1415 die Wasserscheide.

Der Egger Almsee (1399 m) ist flachufzig und unterliegt stetig fortschreitender Verlandung, namentlich von W und S. Hier tritt der Schuttfuß des Poludnig hart an ihn heran. Wildwässer haben zahlreiche Baumstämme eingeschwemmt. Der Seegrund ist flach, schlammig und mit Wasserpflanzen bedeckt. Der Abhang der Höhe Egger Alm (1595 m OA, 1596 m GrK) im N läßt nur einen schmalen, trockenen Uferstreifen frei. Marinelli (1) gab folgende Daten über den See an: Seehöhe 1400 m, Umfang 1·35 km, größte Länge 0·60 km, Oberfläche 0·08 qkm. Frech (2, 373) nannte ihn einen Glazialschuttsee, durch Wasseransammlung auf der Oberfläche des Moränenschuttes entstanden. An dem sumpfigen Ostabfluß ist keine Wasserbewegung bemerkbar. Er versickert auch bald im Schutt. Erst etwa 500 Schritte östlich des Sees erscheint er auf eine kurze Strecke schwach in einer grabenartig eingetieften Rinne (Rasenerz), bald verschwindet er jedoch wieder gänzlich. Westlich des Dellacher Almdorfes (1365 m) und in ihm selbst ist je eine starker Brunnen; sie erhalten ihr Wasser vom Nordhange des Poludnig. Der westliche Brunnen gibt es stoßweise von sich. Beide speisen den Westast des Wildbaches im Kesselwaldgraben, den Frech (2, 384) Seebach nannte. Der wellige Hutweideboden der Dellacher Alm setzt sich in seinem Tal namentlich auf der Nordseite fort. In der Talrinne jedoch erscheint

bald Kleinschutt aus Schiefer und Kalk in lehmiger Grundmasse (q), auch Blöcke aus karbonem Quarzkonglomerat und rötlichem Kalk sind häufig.

Der mit Hutweide begrünzte Moränenschutt der beiden Almböden enthält zahlreiche kleine, längliche oder runde Hügel; im Troge zwischen dem Egger Almsee und der Dellacher Alm ist der Boden durch sie stellenweise geradezu grabhügelartig gewellt. Meine Untersuchungen ergaben verschiedene Entstehungsursachen. Häufig findet sich im Kerne des Hügels eine Schuttanhäufung aus größeren Steinen oder ein Wurzelstock. Das vermoderte Holz verursacht (dann die gelbbraune Farbe des Anschnittes. Manchmal ist durch unsachgemäße, zu hoch erfolgte Schlägerung auch noch ein Teil des Baumstammes über dem erhöhten Wurzelstock erhalten; das trifft namentlich in der weiteren Umgebung der Alm zu. Auf dem nur sanft gewellten Almboden fließen ferner Schmelzwässer und Niederschläge sehr langsam ab, sammeln sich in Mulden, durchweichen dort den Boden und erst bei stärkerer Wasserzufuhr wird der Brei in kleinen Rinnen weggeschwemmt, wodurch die Hügel mehr hervortreten. Schließlich tragen hiezu auch die zahlreichen Viehgangeln bei, da sie die Hügel umgehen und dadurch schärfer abgrenzen. Gleiche Beobachtungen machte Rinaldini (75—78) in den Kitzbühler Alpen.

c) Poludnig.

Das Almgebiet überragt im S der Poludnig: (2000 m OA, 1999 m GrK und SpK). Die Poludnigalm (1709 m) liegt an der Grenze zwischen Silur und Devonkalk auf breitem, hügeligem Vorbau mit nur dünner Verwitterungsdecke (nach Gortani, 1, 143—146, Oberkarbon). Der Fahrweg zur Alm zweigt von jenem in den Kesselwaldgraben auf der Nordseite des Abhangsrückens ab, ist aber nur in der SpK gezeichnet, nicht auch in der OA und der GrK. Bei der Alm öffnet sich nach N das in den Devonkalk eingekerbte Kar. Eine flache Schwelle (1720 m) schließt es der ganzen Breite nach ab. Sie ist begrünt, stellenweise mit Felstrümmern bedeckt. Von ihrer Mitte senkt sich absatzweise eine Längsrippe nach N, beiderseits von Tiefenlinien begleitet. Die östliche enthält den Quellabfluß, in der westlichen hebt sich das dunkle Silur gut vom hellen Kalkschutte des Gipfelbaues ab.

Eine zweite, mit Latschen bewachsene Schuttschwelle tritt im Kar höher oben (etwa 1740 m) über der ersten hervor, von ihr durch eine unregelmäßig verlaufende Senke getrennt. Eine mit Blockschutt besäte Tiefe scheidet diesen oberen Wall von den steilen Schutthalden, die den Fuß der bebuchten Schrofenhänge des Poludniggipfels umsäumen. Die breitgerundete Kuppe, deren Höhe nach Desio (2, 215) zu dem Niveau des Gartner-, Trog- und Roßkofels gehört, trägt Blöcke des Devonkalkes auf dem steinigen Hutweideboden. Der schwach konkave Nordhang enthält in der Richtung zum Egger Almsee in 1500—1600 m Höhe einen Längsstreifen, auf dem der Kalkschutt wallartig angereichert ist.

Nach allen Anzeichen war der Gipfel des Poludnig verfirnt, sein Nordkar enthielt noch in der Postglazialzeit einen Lokalgletscher. Auch seine oben steiler geböschten, unten flacher auslaufenden Abhänge nach den übrigen Seiten boten gute Verhältnisse für Firnaulagerung und entsandten bei entsprechender Lage der Schneegrenze Gletscherzungen in den Malborghetter (Desio, 2, 316) und den oberen Kesselwaldgraben.

37. Kesselwaldgraben.

a) Mündungsgebiet und Längstal.

Der Kesselwaldgraben (Wildbach) bildet von der Einmündung des Seebaches aus enges Längstal die Fortsetzung des Troges der Egger und Dellacher Alm, weist daher schon aus diesem Grunde gleichfalls Moränenspuren des Gailgletschers auf. Dazu kommen noch solche der bescheidenen karnischen Eigenvergletscherung.

Im Vorderberger Schuttkegel finden sich auch reichlich Kalkblöcke, die nur durch Gletschertransport aus dem Talinnern dorthin gebracht

worden sein können. Der gefährliche Wildbach ist jetzt verbaut. Über der etwa 140 m eingetieften Mündungsschlucht breitet sich beiderseits eine bewegte Moränenlandschaft aus; sie ist im O besser als im W entwickelt. Die Abrisse bei Maria Graben (596 m) erschließen auf dem Felssockel eine ungeschichtete Schuttauflagerung aus Kalk und Silurschiefer des Talinnern. Die Oberfläche ist beiderseits der Schlucht nahezu gleich hoch (P. 736 im W, 738 im O). Der Vorderberger Wildbach hat sein Bett tief in den Silurkalk eingegraben. Östlich Maria Graben sind drei hintereinander liegende, nach N ausgebogene, begrünte Schuttwälle südlich des bewaldeten Steilhanges sehr gut ausgeprägt (q). Sie gehen an ihren Ostenden in die unteren Hangverflachungen des Omberges über. Taleinwärts setzt sich der oberste Wall (P. 742) in der Schuttverkleidung des Osternighanges fort. Die hellen Schuttabrissse sind hier einer neben dem anderen am Nordabfalle des Osternig bis etwa 1100 m sichtbar (q).

Auf der flacheren linken Talseite liegt in dieser Höhe die Koutschitzalm (1093 m) gleichfalls auf Moräne (q). Die welligen Hügel sind mit Hutweide und Wiese (Mahd) bestanden und ziehen sich nach NO gegen die Höhe Debernitzen (1011 m) hin. Im landschaftlichen Gegensatz hierzu steht der Buchenwald auf Devon in der Umgebung des Finanzwachhauses nächst der Schluchtmündung des später zu besprechenden Lomgrabens (P. 933). Die Wildbachverbauung bei P. 1034 verwertet mit großem Vorteile die zahlreichen großen Blöcke aus rölichem Fusulinenkalk, die sich im Bachbett allenthalben vorfinden.

Während sich am linken Talhange eine fast ununterbrochene Moränenschuttverkleidung ohne besondere Formen ausbreitet (q), halten zwischen den Lawinengassen vom Starhand (1965 m) die hohen Schuttabrissse des unverfestigten Moränenmaterials auf dem sehr gut beschatteten Steilhang an (q). Westlich der verfallenen Hütten nächst P. 1116 ist am Südufer (etwa 1160 m) ein verbauter Abriß bemerkenswert (q). Er reicht, etwa 60 m hoch, bis zum Bach herab. Die unteren zwei Drittel sind steil, bräunlich, aus Blockwerk und Schutt bestehend; stellenweise ähnelt die Steinpackung einer Schichtung. Das obere etwas flachere Drittel ist hellweiß, ebenso zusammengesetzt, aber ohne jede schichtungssähnliche Lagerung. Sie schneidet unten in einer fast waagrechten Linie gegen den dunklen Sockel ab, oben bricht der Waldbestand fortwährend nach. Die Oberfläche ist erhärtet, durch Regengüsse zerfurcht, durch Rutsche und Steinschlagrinnen gegliedert und manchmal in pyramidenartige Verbauten erosiv zerschnitten. Der nur in diesem Abrisse, aber nicht bei den benachbarten, festgestellte Unterschied in der Farbe und in der Packung ist nach allem Anschein auf eine lokale Ursache, vielleicht auf reichlicheren rezenten Schutt, zurückzuführen.

b) Kesselwaldsattel.

Bei der Einmündung des Seebaches endet das Längstal des Kesselwaldgrabens. Er durchbricht hier bei seiner Wendung nach S den Devonkalk in einer Schlucht und verzweigt sich bald darauf in drei Richtungen. Den von der Dellacher Alm taleinwärts führenden Weg begleitet wellige Hutweide, stellenweise mit kantenbestoßenem Kalkschutt bedeckt. Das verwilderte Bachbett enthält einen nur spärlichen Wasserlauf, ist seicht in den Fels eingetieft, beiderseits von etwa 20 m hohen Abrissen des dunklen Silurschuttes mit eingebackenen helleren Kalkblöcken eingefasst. Nahe der Talteilung P. 1318 werden im Kesselwaldgraben die Hutweideverebnungen am linken Hange breiter (q der Geol. SpK, während die CG Pont. südlich der Talbiegung nur mehr Anstehendes ausscheidet), sind manchmal naß und bilden am Poludniggehänge öfters Blößen im waldigen Silur (nach der CG Pont. Karbon), die sich absatzweise zum Graben senken. Die Anschnitte lassen lehmige Zusammensetzung und Schutt aus Kalk und Silurschiefer erkennen.

Ein kurzer, in den Karten unbenannter Graben endet westlich im breiten Grassattel (P. 1634 OA, 1635 GrK und SpK) zwischen Poludnig und dem Gaisrücken (1748 m OA, 1758 m GrK und SpK), der seinen Namen wegen des gezackten Kalk- und Dolomitgrates erhalten hat. Der Sattel hat keine bemerkenswerten Einzelformen; in den tiefen Wasserrissen nächst der Quelle ist

der dunkle Silurschutt der Hänge erschlossen, den Firn und Lawinen namentlich vom Poludnig herabbefördert haben.

Nach einem schalenartigen, stellenweise nassen Hutweideplan (Tümpel und Quelle) steigt der Kesselwaldgraben mit einer Waldsteile zum Kesselwaldsattel an (1478 m OA, 1477 m GrK und SpK). Er bildet einen schmalen Schlauch und ist durch einige N—S gestreckte Hügelzüge mit dazwischenliegenden Furchen gegliedert, kleinwellig, von Hutweide bedeckt. Nach S senkt er sich steil in den Auerniggraben, einen Seitenast des Malborghetter Grabens. Namentlich die Ostflanke des Talschlusses trägt kleinzerriebenen Kalkschutt. Alle Anzeichen sprechen für ein Überfließen des Eises nach S. Desio (2, 305—306) schloß aus der Transfluenz über den östlich benachbarten, fast 1700 m hohen Sattel beim Kalten Brunnen richtig auf eine Eishöhe von 1700 m auch beim Kesselwaldsattel, daher auf eine Mächtigkeit von etwa 220 m. Die Breite wäre dann, wie Desio errechnete, $1\frac{1}{2}$, genauer $1\frac{1}{4}$ km. Der vom Kesselwaldsattel zum Kalten Brunnen führende Steig zweigt nicht, wie OA und GrK besagen, bei P. 1477 (GrK) südlich, sondern erst nördlich des Brunnens nach NO ab.

c) Görtschacher Alm.

Der dritte Quellast des Kesselwaldgrabens kommt aus dem Gebiete der Görtschacher Alm. Am Taleingange liegt östlich der Teilung P. 1318 eine kleine Alm (1402 m) auf Silur; knapp oberhalb von ihr wird die Bedeckung mit ungewaschenem, stark zerriebenem Moränenschutt (Silurschiefer und Kalk) deutlicher, die sich als breite Zone in der Taltiefe und als schmalerer Streifen in der Richtung der Görtschacher Alm bis etwa 1700 m einwärts zieht. Er erscheint dort als welliges Hutweidegelände (q). Auf den Silurboden der Alm stürzen dauernd Blöcke und Schutt von den Devonkalkwänden des Starhandrückens herab. Der Talhintergrund endet in steilen Schuttabrissen und Rutschen nahe unter dem Gipfel, der auch noch zur Postglazialzeit verfirnt war.

Ein kürzerer Talast verläuft gegen den Sattel beim Kalten Brunnen (P. 1689 OA, 1692 GrK und SpK). Dessen Nordhang bedecken Hutweide und Wald; der bis auf den Sattel zu verfolgende Schutt besteht nach Geyer aus Silurschiefer, aber auch aus kleinen Partikeln rötlichen, harten Kalkes. Von ihm sind auf der breiten Verebnung der Alm beim Kalten Brunnen große Blöcke zu finden; sie stammen vom Schönwipfel. Der wichtige Brunnen fehlt in der GrK, in der OA ist er richtig eingezeichnet. Die breitgerundeten, oft rückfälligen Kuppen unterhalb der Alm (q) sind oberseits mit Hutweide, an ihren Abhängen mit Wald bedeckt. Der Sattel selbst steigt schmal und steil als enge Furche zwischen den bewaldeten Hängen auf. Sein Hutweideboden trägt kleine, N—S gerichtete Hügelzüge von vorgenannter Zusammensetzung des Schuttes. Ein schwacher Eisstrom trat zur Würmzeit über den Sattel in den Patamarangraben und damit in das Uggwatal über, wo ihn Desio (2, 306, 309, 315) weiterverfolgte.

Der begrünte Silurschiefer am Westhange des Sagramnberges (1930 m OA, 1931 m SpK, 1922 m GrK) zeigt keine besonderen Glazialformen. Sein landschaftlicher Gegensatz zu den schroffen Devonkalkgipfeln des Sagramnberges und des Starhand ist auffallend. Der breite, wieder aus Silur bestehende Verbindungsrücken dazwischen ist kahlgewehte, steinige Hutweide mit wenig Höhenunterschieden. Erst gegen den Starhand zu wird das Gelände etwas bewegter, es enthält kleine Wellen, dazwischen Tümpel als Hinweise auf einstige Firnbedeckung.

d) Lomsattel.

Der Ostabfall dieser Höhen gehört zum Einzugsgebiete des in den Karten unbenannten Grabens, der durch den Lomsattel vom Uggwatal getrennt ist, ich nenne ihn daher Lomgraben. Er mündet in den Kesselwaldgraben bei P. 933 in tiefer Felsschlucht, die der Weg westlich über Moränenschutt, dann über anstehenden Devonkalk steil umgeht. Mit der taleinwärtigen Hangverflachung stellt sich auch die Bedeckung mit Moränenschutt wieder ein (q), bestehend aus wenig gerolltem Devonkalk und Silurschiefer (1300 m). Er zieht

sich beiderseits des tief eingerissenen Tales bis zum Lomsattel hinauf. In den Aufschlüssen sind Mangel an Schichtung, lehmige Grundmasse und eingebackene Blöcke ersichtlich. Die Alm Dolinza (1456 m OA, 1454 m GrK und SpK) liegt auf einer solchen Schuttverebnung am Fuße steilerer Hutweidehügel, die vom Westhange des Osternig herabkommen. Der linksseitige Streifen ist schmaler, stellenweise mit Kalkblöcken vom Starhand bedeckt.

Der Lomsattel (1464 m OA, 1460 m GrK und SpK) ist eine schmale, rinnenförmige Furche auf Hutweideboden. Sie senkt sich nach S steil in das bewaldete obere Uggwatal. Im W der Paßfurche liegt ein spitzer, teilweise bewaldeter Doppelhügel (P. 1499 GrK). Er besteht aus Kalktrümmern und Blockwerk, das, wenigstens zum Teil, der Dolinzabach aus dem Kessel zwischen Starhand und Sagranberg wieder herausbefördert hat, nachdem eigenes und Fremdeis ihn damit angestopft hatten. Anstehendes ist auf dem Doppelhügel nicht sichtbar. Grenzzeichen 284 - p steht einige Meter diesseits der Wasserscheide auf dem Querriegel! Dessen Westabfall sinkt zu dem Nebensattel P. 1480 (GrK) herab. Der Bildstock daselbst fehlt in der OA und der SpK, nur in der GrK ist er gezeichnet. Auch hier sind keine fremden Geschiebe, nur Devonkalk und Silur. Der Nebensattel senkt sich nach S zu einem beiderseits von Wald eingeschlossenen Hutweidestreifen. Am Nordfuße des Doppelhügels erscheint lehmige Moräne, bestoßenes Kalk- und Silurgerölle mit Blockwerk. Die Schuttlunge reicht nach N bis in die Taltiefe nächst der Alm Dolinza hinab.

Einem Eisströme nach S hat der Lomsattel natürlich keinerlei Hindernis entgegengesetzt. Bei einer Eishöhe von 1700 m ergibt sich, wie auch Desio (2, 306 samt Skizze von S, 309, 315) feststellte, eine Breite von etwa 1 km und eine Eismächtigkeit von rund 230 m für diesen auch von einem Lokalgletscher des Osternig verstärkten hocheiszeitlichen Gletscherarm.

38. Osternig — Göriacher Alm.

a) Feistritzgraben.

Das ausgedehnte und stark gegliederte Einzugsgebiet des Feistritzgrabens umfaßt den ganzen Raum zwischen den beiden Eckfeilern Osternig und Göriacher Berg, es ist reich an Spuren des Gailgletschers.

Sie beginnen bereits südlich des großen Schuttkegels. Jene auf der Höhe zwischen Feistritz und Dreulach werden im Zusammenhange mit dem Gailitzgebiete besprochen. Der Feistritzbach durchbricht den steil gestellten Bänderkalk (Schwinner, 3, 137, nicht Silurschiefer laut Geol. SpK) in etwa 50 m tiefer Schlucht. Die Kirche (640 m) steht auf dem Felssockel. In die steil nach N fallenden Platten (610 m) östlich der Kirche hat der Gailgletscher Rillen eingetieft (Schwinner, 1, 308). Sie verlaufen NW—SO. Ihre postglaziale Verstellung im Zusammenhange mit den tektonischen Vorgängen in den Karnischen Alpen entdeckte Kahler (3, 37. S. a. F. Heritsch [3, 5]). Ähnliche geglättete, geschrammte Platten und überschliflene Rundbuckel finden sich ferner häufig in der Umgebung der Kirche St. Magdalena und am Nordhange des Omberges (Celo). Stoß- und Leeseite ist zumeist gut erkennbar. Lichtbilder dieser Vorkommnisse von G. Stache befinden sich in der Geologischen Bundesanstalt (194). Beiderseits der verbauten Schlucht lagert auf dem Fels Moränenschutt. Er enthält in dem von Achomitz zur Schlucht hinabführenden Einschnitte gekritzte und polierte Kalk- und Silurgeschiebe. Zu einer charakteristischen Moränenlandschaft kommt es auf dem Rücken und dem Nordhange des Omberges. Die bewegten Formen sind in der OA sehr bezeichnend dargestellt. Grasige, meist NW—SO gestreckte Rücken trennen breite, oft nasse Wiesenmulden mit Erlengebüsch und Waldparzellen, auf engem Raume rasch wechselnd. Steilere Waldstreifen, wo häufig Quellen austreten und Kalktuff abgesetzt ist, grenzen an sanft geneigte Verebnungen. Das anstehende Silur erscheint stellenweise unter dem Moränenschutt. Ähnlich, nur etwas steiler, ist der Südhang des Omberges beschaffen und der Gegenhang südöstlich der Schlucht des Feistritzer Grabens. Die Aufschlüsse in der Moränendecke des Omberges bringen durchwegs ungeschichteten Schutt aus Kalk, Silurschiefer, Grödnern

Sandstein (vom Achomitzer Berg) und Konglomerate zum Vorschein. Viele Geschiebe sind poliert, manche gekritzelt. In die lehmige Grundmasse sind häufig auch Blöcke aus diesen Gesteinen eingebakken. Der Kalkschutt nimmt im Bereiche des Osternig (Berwutzalm, 1440 m, und Untere Feistritzer Hütten, 1496 m) zu.

Die große Ursprungsmulde des Feistritzbachs ist durch zahlreiche Bacheinschnitte gegliedert. Sie beginnen alle nahe unter dem Kamm in bewaldeten Quellmulden. In den Furchen ist der dunkle Silurschiefer sichtbar. Der sonstige Hutweideboden liegt auf Moränendecke (q), ohne besondere Formen anzunehmen. Erst nördlich des Sattels der Feistritzer Alm (Hotel Osternig, 1722 m), am Fuße der schrofigen Schutthänge des Osternig, finden sich solche deutlich. In den schmalen Grassattel greifen von O und W die trockenen Einrisse tief hinein. Zwischen ihnen sind steile Rippen erosiv stehengeblieben. Die flache Sattelhöhe und ihr Nordende nimmt fast ganz das große Almdorf ein. Mitten durch die Sommersiedlung geht die Grenze; die Quelle liegt etwa 200 m westlich von ihr, daher sind interne Abmachungen über den Grenzverkehr getroffen. Nördlich der Hütten streicht ein breitgerundeter Schuttwall (Silurschiefer und Devonkalk) von NO nach SW. Auf ihm steht der Grenzstein 301 - p (1740 m). Der Wall fällt zur Alm steiler als zum Osternighang ab. Seine Rückenlinie senkt sich wenig zur Quellmulde des unbenannten Grabens, der südlich des Lomsattels mündet. Die Bergseite des Walles dacht zu einer seichten Längsfurche ab. Oberhalb von ihr erhebt sich abermals ein kleinerer, blockbedeckter Innenwall. Er ist weniger gut ausgeprägt und liegt etwa 20 m über dem unteren (1760 m). In der vertieften Mulde zwischen dem Innenwall und dem Berghange sammelt sich jetzt Blockwerk und Schutt aus einer steilen Einkerbung im Hange des Osternig. Desio erwähnte diese von mir auch im Lichtbilde festgehaltenen Formen nicht. Er sah am Osternigsattel weder Moränenmaterial noch sichere Spuren der Transfluenz (2, 304), hielt aber gleichwohl einen zum Lomsattel absteigenden Lokalgletscher für möglich (2, 315). Dessen tatsächlichen Bestand beweisen meine Beobachtungen. Auch Penck verzeichnete auf seiner Karte des Draugletschers den Osternig als Firnkamm (3, 1072—1073). Die eigenartige Flora des Osternig beschrieb Sabidussi.

Südlich des Sattels geht die Moränendecke kaum merkbar in die flachen, gerundeten Formen des anstehenden Silurschiefers über. Der rötliche Devonkalk des fast waagrechten Grenzvorsprunges östlich Maria Schnee (1751 m OA, 1750 m GrK und SpK) enthält bereits keine fremden Geschiebe mehr. Auch im Sattel (P. 1620 OA, 1616 GrK) zwischen Maria Schnee und dem Achomitzer Berg fanden sich von Fremdgesteinen nur feinkörnige, unter verdünnter Salzsäure nicht aufbrauchende Breccienblöcke, deren Hauptbestandteil Grödner Sandstein bildet, und Trümmer von Bellerophonkalk. Beide stehen am Achomitzer Berg (1812 m OA, 1813 m GrK und SpK) an. Dessen rötlich gefärbte Kegelform ist stark abgeweht, im losen Kleinschutt sind keine Erratica. Eine ausgesprochene Rundform hat auch die Kuppe 1734 nahe des Tümpels bei der Achomitzer Alm (1714 m OA, 1708 m GrK, 1931 kein Wirtshaus mehr). Diese Punkte wurden wegen ihrer Höhe und Lage im Hintergrunde des Tales vom Gailgletscher anscheinend nicht mehr bedeckt, trugen aber eigene Firnkappen. Hingegen reichen auf der West- und Südseite der großen Quellmulde des Feistritz Bachs die obersten Moränenvorkommen des Gailgletschers bis auf einige Verflachungen unter dem wasserscheidenden Grenzrücken nordöstlich Maria Schnee und bis in etwa 1500 m Höhe am Nordosthange des Achomitzer Berges hinauf, was auch mit den Beobachtungen Desios (2, 308) übereinstimmt.

Die breite Senke des Bartolosattels tritt im S bis auf $\frac{1}{4}$ km an die Tiefenlinie des Feistritzbachs heran. Sie bildet den niedrigsten Übergang im ganzen Karnischen Kamm und wurde natürlich vom Gaileis überflossen. Innerhalb der sehr gut durchgängigen Einsattlung können zwei durch eine runde Querkuppe (P. 1193 GrK) getrennte Senken unterschieden werden. Jene im W ist die niedrigere (P. 1157 OA, 1168 GrK Blatt 15, 1165, tiefster Punkt 1163'6 lt. GrK Bl. 17). Sie liegt unter dem Abhangsrücken des Achomitzer Berges, der sich nach einer Verflachung (P. 1308 OA, 1315 GrK und SpK, 1314'8 GrK Bl. 17) steiler zu ihr absenkt. Auf dem fast ebenen Hutweideboden dieser Verflachung liegt

als Findling ein großer Devonkalkblock mit der Jahreszahl 1775 und einigen Buchstaben. Das anstehende Silur ist mit einer Moränendecke überzogen; sie reicht also vom Westsattel, den nasse Wiesen gliedern, noch bedeutend weiter hinauf, als es die Geol. SpK angibt. Am Ostsattel (P. 1175) tritt der vornehmlich aus silurischem Kalk und Schiefer bestehende, lehmige Kleinschutt in einem Aufschluß knapp an der Grenze zutage. Die Wiesen nördlich und südlich von dieser liegen alle auf fruchtbarem Moränenschutt. Desio (2, 308, 311, 315, 338) errechnete richtig die Breite der Zunge mit 3 km, deren Mächtigkeit mit 500 m.

Östlich des Bartolosattels findet sich Moränenschutt in der Nordwestmulde des Kapinberges (1736 m) bis etwa 1500 m. Der Devonkalk auf dessen nördlichem Abhangsrücken ist stellenweise (1450 m) geglättet. Der Gipfel selbst trägt, wie auch Brückner (1006) und Desio (2, 306) feststellten, keine Eiszeit Spuren mehr. Der nach N abgehende steile Jessergraben (Jesero - d. i. Seegraben lt. GrK) enthält viel glazialen und rezenten Schutt, oben hellen Kalk und Grödner Sandstein, unten dunklen Silurschiefer, in mehreren Abrissen sichtbar. Kleinen Kalkschutt und stellenweise Hutweide trägt der meist breitgerundete Grenzrücken. Er sinkt an der östlichen Gesteinsgrenze des Grödner Sandsteins zu dem schmalen Sattel P. 1578 OA (1580 GrK) ab. Beiderseits greifen hier die mehrere Aufschlüsse bietenden Wasserrisse tief zurück. Nach der Gesamtlage ist auch dieser Sattel, wie seine Nachbarn, von Gaileis überflossen worden.

b) Göriacher Berg und Alm.

Wenige Meter westlich des vom Gailgletscher nicht mehr erreichten Gipfels (1693 m), so z. B. beim Grenzzeichen 385 - p (1690 m), liegen Konglomeratblöcke des grauen Devonkalkes umher, dessen Bruchstücke durch ein gelbliches Bindemittel verkittet sind. Sonst findet sich kleiner Kalkschutt auf der nach S sanfter, nach N steiler abfallenden Hutweide. Der Übergang zum Silurschiefer des welligen Almbodens erfolgt mit felsiger Steilstufe.

Von der Almsiedlung (1644 m) senken sich einige kleine, wallartige Hügelzüge nach SO, durch seichte Senken getrennt. Von ihnen ist der unterste, dem nördlichen Waldrand am nächsten gelegene Wall (etwa 1580 m) am besten erhalten (geschützte Lage, jüngeres Alter). In den Aufschlüssen des Hutweidebodens ist von der Almsiedlung an nach SO nur kleinerer Schutt, manchmal gekritzter Schutt aus Silurschiefer und Devonkalk zu finden, kein ortsfremder Bestandteil. Hier, „60 m unter dem Gipfel“, stellte auch Brückner (1006) „lokalen Moränenschutt“ fest, „der etwas tiefer gekritzte Geschiebe führt. Seiner Lage nach kann er nur vom Eis des Gailitztales abgesetzt worden sein“(?). Nach Desios Beobachtungen (2, 303, Übersetzung:) überstiegen die Moränen auf der Göriacher Alm nicht 1600 m, aber Erratica kommen auch etwas höher vor, sie erreichen etwa die Höhe von 1650 m. Desios Feststellungen hinsichtlich der Moränenhügel wären daher zu ergänzen. Noch einige eigene, bisher unbekannte Beobachtungen mögen angeführt werden: In dem Sattel 1567 (GrK) westlich der im Zuge des Rückens liegenden Höhe 1575 OA, 1577 GrK (die Grenze liegt hier wieder einmal nördlich, nicht auf der Wasserscheide!) befinden sich zwei Tümpel und eine Viehtränke mit Trog. Hier beginnen mehrere kleine Wasserrisse. Sie vereinigen sich in südlicher Richtung zum Rauter Graben, der in seinem weiteren Verlaufe westlich Goggau in den Wagenbach mündet. In den obersten Beginn einer dieser Erosionsrinnen sind mehrere bis 1 Rm große Phyllitblöcke als Irrlinge verkeilt. Sie tragen als weitere Zeichen glazialen Transportes geglättete Schliffflächen. Petrographisch sind sie als Mylonite eines kristallinen Schiefers, vielleicht eines ehemaligen Gneises, zu bezeichnen. Diese Blöcke stammen nach dem geologischen Vorkommen jedenfalls aus dem Gail- oder Drautale, kurz von N, aber nicht aus dem Gailitztale, wie Brückner annahm.

Die Hügelzüge der Göriacher Alm setzen sich über den Sattel hinaus auf dem breiten Rücken nach O bis etwa 1500 m fort. Am Kapinberg (1528 m) stellt sich der Devonkalk mit zahlreichen Karstformen ein, die in der GrK Bl. 16 sehr gut wiedergegeben sind. Auf dem steilen Osthange zur Gailitz verschwinden vermutete Fremdgeschiebe gänzlich unter dem rezenten Kalkschutt. Erst von etwa 1000 m abwärts finden sich stellenweise karnische Geschiebe, die nach

Zusammensetzung und Aussehen weiten Transport vermuten lassen; zu diesen Ergebnissen kam auch Desio (2, 336).

Der Nordhang des Görriacher Berges enthält zahlreiche flach gewellte Wiesenflecken (q) inmitten der steilen Waldgehänge (Silur). Sie sind von der breiten Höhe Unoka (839 m) östlich des Feistritzbaches an bis 1300 m hinauf deutlich zu verfolgen (Kok Bründl, P. 1276 m OA, nach GrK Name einer Quelle in 1580 m Höhe). Der diese Verflachungen bedeckende Moränenschutt aber reicht in Nestern noch bis zur Alm hinauf. Er besteht vorwiegend aus kleinzerriebenem, manchmal lehmigem Silurschiefer, letzten Resten von Ablagerungen des Gailglätschers. Die Fußzone des Görriacher Berges wird im folgenden Abschnitte besprochen.

39. Der Gailitzdurchbruch.

a) Feistritz — Hohenthurn — Thörl — Maglern westlich der Gailitz.

Durch mehrere Tiefenlinien entsteht eine oberflächliche Gliederung dieses Unterabschnittes.

Der Feistritzbach durchbricht, wie bereits erwähnt, in tiefer Schlucht den W—O streichenden Bänderkalk (nicht Silurschiefer der Geol. SpK). Er setzt sich am Südrande der eiförmigen Höhe 676 bis in die Senke des Dreulacher Baches fort. Seine Platten sind in dem Steinbruche (P. 614 SpK) nordöstliche Achomitz sehr gut aufgeschlossen. Die sanft gerundete Oberfläche der Höhe senkt sich terrassenförmig zur Gail und zur Tiefenlinie Achomitz—Dreulach. In dem Anschnitt oberhalb der Straßenschleife östlich Feistritz wird die Bedeckung der Felsschwelle mit Moränenschutt sehr gut sichtbar. Sonst sind in dem Kulturboden wenig Aufschlüsse vorhanden. Von etwa 650 m Höhe an herrschen Schotter aus fluviatil gerollten Geschieben vor (Kalk und Silurschiefer). Tiefer unten liegt auf der Nordseite oberhalb des Ziegelofens (600 m) ein 60 bis 80 cm mächtiges Schieferkohlenflöz und grauer, sandiger Letten. Schwinner (1, 308; 3, 137—146) untersuchte diese Lagerstätte näher und erklärte sie als wahrscheinlich interglaziale Bildung, da sie auf einem Felssockel aufruhe und von Schottern sowie von Moräne überlagert werde. Der Sockel kommt tatsächlich im Einschnitte des Dreulacher Tales, in den Erosionsfurchen des Nordhanges und in den Straßenanschnitten östlich Feistritz zum Vorschein. Aug. Pichler (28) und Canaval (1, 30—31) berichteten über Beschaffenheit und Abbau dieses Flözes, Frech (2, 363), Penck (3, 1109) und Kahler (1, 1) über ein ähnliches Vorkommen bei Nieselach, Schwinner und Kubart (1, 305—321) über jenes bei Podlanig. Die interglaziale Stellung dieser Kohlenvorkommen ist jetzt wohl nicht mehr zweifelhaft. Nach allen Anzeichen gehören sie sämtlich dem Riß-Würm-Interglazial an. Die Senke hat präglaziales Alter und wurde durch Schmelzwässer und Toteis des schwindenden Gailglätschers weiter ausgestaltet.

Der sonst geschlossene Rücken entsendet nächst dem aufgelassenen Ziegelofen einen schmalen Ast nach O. Er taucht mit einigen niedrigen, inselartigen Kuppen (Dert in der OA genannt) in der Alluvialebene der Gail wieder auf und besteht aus NO fallender Nagelfluh. Wo eine Bucht der Sumpfwiesen Im Moos am tiefsten nach W eingreift, steht Grödner Sandstein an, den Schwinner (3, 139) näher beschrieb und mit dem bei Nötsch—Saak in Zusammenhang brachte. Ein weiteres bemerkenswertes Vorkommen ist ein exotischer Dioritblock bei der alten Mühle am Dreulacher Bach. Er steckt in gerieftem, plattigem Tonschiefer des Karbons und gehört nach Schwinner (3, 141—146) zu der magmatischen Serie, die in einzelnen Aufbrüchen den ganzen Drauzug begleitet, ist also nicht durch Gletscherverfrachtung hierher gelangt.

Östlich der nach NO entwässernden Tiefenlinie von Dreulach erstreckt sich bis zum Unterlaufe der Gailitz die Hochfläche von Hohenthurn (686 m). Zunächst eine breite Platte (600 m), erhebt sie sich von Draschitz (629 m) an bis zum Ort Hohenthurn, hält sich dann ungefähr auf dieser Höhe (P. 671) und fällt nach O zur Gailitz steil ab. Die häufig wechselnden Oberflächenformen bilden langgestreckte, aber nicht durchlaufende Hügelzüge, Rundkuppen, tiefe Taleinschnitte und Hangterrassen. Schon Frech (2, 364) betonte die Ähnlichkeit die-

ser und analog gebauter Hochflächen an der Gail mit jenen im Innthal, hob aber mangels an Aufschlüssen die Schwierigkeit bei Hohenthurn hervor, Schotter von Moränen zu trennen; das kann nur bestätigt werden. Die Moränenüberlagerung der Hochfläche ist jedoch nach den Formen und den, wenn auch spärlichen, Aufschlüssen fraglos. Ein solcher befindet sich z. B. bei der Weggabel südöstlich P. 681 ($\frac{1}{2}$ km östlich Hohenthurn). In der lehmigen Grundmasse befinden sich kleine, zerriebene Geschiebe von Kalk und Silurschiefer sowie Brocken löcheriger Nagelfluh, die in der Nähe ansteht; einzelne Kalkgeschiebe sind geglättet und gekritzelt. Solche sind auch sonst auf den Waldwegen stellenweise zu finden. Bruchstücke von Glimmerschiefer sind selten. Nach Frech (2, 364) steigt die Nagelfluh zwischen Hohenthurn und Gailitz bis 110 m über den Gailspiegel an, das wäre $550 + 110 = 660$ m; nach Penck (3, 1108), der sie mit der Hollenburger und Rosenbach-Nagelfluh verglich, bis 670—690 m. Diese Ergebnisse decken sich mit meinen Beobachtungen: Am Südhange der Höhe 681, auf der helle Kalkblöcke und gut gerollte Flußgeschiebe liegen, steht Nagelfluh an. Sie tritt wenige Meter unter der Rückenlinie in einer 3—5 m hohen Wand zutage. Früher war hier ein Steinbruch für die Wegmauern der Umgebung, jetzt sind die grau angewitterten Bruchflächen meist moosbedeckt und durch Baumwuchs und Gestrüpp verborgen. Bankung und Klüftung sind der Höttinger Breccie sehr ähnlich. Mächtigkeit und Zusammensetzung der einzelnen Lagen wechselt. Sandige, zerbröselnde Zwischenlagen trennen feste Packungen aus gut gerollten Bestandteilen von Faust- bis Kopfgröße, andere Serien erreichen nur Nußgröße. Eckige Bestandteile treten überall zurück. Die im frischen Anbruche gelbe, löcherige Nagelfluh enthält sehr kleine Bruchstücke meist hellen, seltener dunklen Kalks, roten und gelben Sandstein, grünlichen Silurschiefer und kleine, gerundete Quarzkörner. Alle verbunden durch kalkiges, hartes Bindemittel zu einer sehr festen, unregelmäßig von kleinen Hohlräumen durchsetzten Masse.

Der Ostabfall der Hochfläche ergänzt die Schichtfolge. Penck (3, 1111) stellte am linken Gailitzufer die Lagerung von Schottern zwischen Moränen fest und nahm für erstere eine Entstehung im Riß-Würm-Interglazial an. Diese Schichtfolge (Moräne — Schotter — Moräne) konnte am Berghange allerdings bestätigt werden, es fehlt jedoch ein profilmäßiger Aufschluß, der allein die zeitliche, nicht nur räumliche Aufeinanderfolge einwandfrei erweisen könnte. Über dem Alluvium der Gailitz liegt am unteren Osthange der Hochfläche von Hohenthurn zunächst Moränenschutt. Er reicht in der Mulde nordöstlich Stoßau etwa bis zum ersten Bauernhof (gegen 600 m) empor. Auch die Form und Bedeckung des Bodens spricht für Moräne. Mit Annäherung an die Hochfläche und die Kapelle von Stoßau (605 m) sowie am Südosthange oberhalb der Bahnübersetzung werden die geschichteten Schotter deutlicher. Sie bestehen aus Kalk und Silurschiefer, roten Brocken von Werfener Schichten (entlang der Grenze vom Cäbinberg bis zur Gailitz anstehend), vereinzelt Nagelfluherollen, seltener aus Gneisen; viele der Geschiebe sind flach geschliffen. Bei Stoßau tritt stellenweise das anstehende Silur zutage. Nahe vom Westausgange des Ortes und bei der Bahnübersetzung liegt je ein etwa $\frac{1}{2}$ Rm großer, gerundeter, roter Porphyrblock. Auf der Hochfläche folgt wieder Schutt gleicher Zusammensetzung, er enthält hier jedoch auch geschliffene Geschiebe, ist ungewaschen und ungeschichtet, daher Moräne. Die sanft gewellten Kulturflächen umgeben die Rundkuppe 671 und die ihr westlich benachbarten Erhebungen. Der waldige Steilabfall nach N enthält keine Aufschlüsse. Es möge ferner ausdrücklich hervorgehoben werden, daß die Grenzen zwischen Schotter und Moränen verschwimmen und nur stellenweise an einzelnen Punkten deutlicher werden, ohne klare Grenzlinien zu bilden, eine auch sonst im Gailtal sehr häufige Beobachtung.

Südlich der später zu besprechenden Tiefenlinie Achomitz—Dreulach—Draschitz—Südrand der Hochfläche von Hohenthurn erstreckt sich als Fußregion des Göriacher Berges eine Moränenlandschaft im Dreieck Göriach—Thörl—Maglern.

Die Hochfläche von Göriach (664 m) liegt etwa 60 m über der Senke Achomitz—Dreulach (600 m) und reicht als schmale, bis 700 m ansteigende Bucht nach W zwischen die höheren, gleichfalls mit Moränenschutt bedeckten Verflachungen Unoka (839 m) und Zagrad (760—800 m) hinein. Der silurische

Felssockel beider Stockwerke ist an zahlreichen Stellen erschlossen. Er erhöht sich gegen die Unoka stark gegliedert und absatzweise, stellenweise rückfällig, gegen Zagrad unvermittelt. Die sehr gut kultivierte Umgebung von Göriach ist breitwellig, manchmal nasse Mulden wechseln mit gerundeten Rücken. Die am weitesten nach W reichende, ganz ebene Wiesensenke (700 m) westlich des Ortes ist durch einen rezenten Schuttkegel (P. 733) im O und S abgedämmt. Sie geht bergwärts nach W in eine Wildbachfurche über, die von dem stark gegliederten Nordhange der Göriacher Alm herabkommt. Deren Verflachungen tragen, wie dort angegeben, Moränenschutt. In den Aufschlüssen der Hochfläche von Göriach—Zagrad ist nur Kalk- und Schieferschutt zu finden, teils lehmig, teils rezent, ohne besondere Formen.

Nach SO verbreitert sich das Moränengelände diesseits der Gailitz. Es reicht am Hangfuß des gegen P. 1314 (OA) steil ansteigenden Kapinberges bis etwa 800 m fast geschlossen hinauf, ist sehr stark zerschnitten und sehr gut kultiviert. Der anstehende Silurkalk tritt in steileren Waldkuppen hervor. In der breiten, nassen Mulde von Pessendellach (etwa 650 m) erscheint bisweilen der wellige Ausstrich des steilstehenden Silurschiefers wie gekappt oder abgehobelt. Zwischen diesem Ort und der Straße nach Thörl liegen einige durch Kulturen begrünte, flache Rundbuckel, bei denen die Felsunterlage sichtbar ist.

Bei Oberthörl enthält der Kalk- und Schieferschutt neben Blockwerk und kantigen Kalkgerölln auch ganz glatt polierte und gekritzte, die sich fettig anfühlen; sie sind namentlich in dem nicht gewaschenen Sand häufig, der für Bauten verwendet wird. Ferner finden sich hier gut gerollte Silurschotter, etwas seltener stark bestoßene rote Porphyrgeschiebe und Werfener Sandsteine (letztere vom Cabinberg). Der Ort liegt auf einer nach S sich senkenden Moräne, die erosiv gegliedert und vom Berghange durch einen Bachlauf getrennt ist. Bei der Einmündung des Steiges vom Kapinberg in Niederthörl wird durch einen Hohlweg Moräne angeschnitten. In der lehmigen Grundmasse liegen zahlreiche polierte und gekritzte Geschiebe dunklen Kalkes, wenig Silurschiefer. Den Abhang des Kapinberges bedeckt zumeist Hangschutt, seltener sind Fremdgeschiebe.

Wie bereits Prohaska (1, 273) feststellte, sind bei Thörl auch abgerundete Findlingsblöcke eines roten, porphyrtigen Gesteins bemerkenswert, soweit sie nicht bereits zu Bauten (z. B. zu Ecksteinen und Radabweisern) verwertet sind. Es bleibe zunächst noch unerörtert, ob es Raibler Porphyr sei, was Prohaska im Zusammenhang mit einem zeitweise nach N gerichteten Eisstrom für möglich erachtete, oder ob die Blöcke zu jenen Porphyriten gehören, die an einigen Stellen der nördlichen Begleithänge des Lessach- und des Gailtales vereinzelt vorkommen. Prohaska hielt dies für wahrscheinlicher. Siehe auch Geyer (6, 78—82) und Penck (3, 1070).

Die Hochfläche von Maglern ist der schmale Raum zwischen der Tiefenlinie im N, welche Bahn und Straße Arnoldstein—Thörl eine Strecke weit begleitet, und der Gailitzschlucht im S. Im Westteile steht die Hochfläche im unmittelbaren Zusammenhange mit der Moränenlandschaft Pessendellach—Thörl. Das anstehende Silur (nach Heritsch, 4, Unterkarbon) tritt im allgemeinen stärker hervor. Namentlich in dem schmalen Ostteile (600—630 m) sind geschlossene Vorkommen des Moränenschutttes auf einzelne Hutweideflecken beschränkt. Die Formen sind hier gerundet, wellig, unruhig, erst weiter westlich werden sie breitgewölbt. Der manchmal sehr feine Schutt besteht aus Silurkalk und -schiefer, aus rotem Sandstein der Werfener Schichten, ferner aus roten und grünen, stark bestoßenen Porphyrgeschieben. Einzelne Terrassenstücke zeigen die allmähliche Tieferlegung und Einnagung des Flußbettes an. Deutliche Moränenformen fehlen, was auch Frech (1, 394; 2, 383) und Penck (3, 1070) erwähnt.

Die Grenze verläuft — nebenbei bemerkt — vom Kapinberg nach O im Rinnal des Badstübler Baches, der etwa rechtwinklig der Gailitz zufließt, nicht auf der südlich von ihm gelegenen Wasserscheide, wie sonst bei der Grenzziehung bestimmt war. An dem bisher einzigen, sehr viel Verkehr aufweisenden Übergangspunkte nach Italien im ganzen Bereiche der Karnischen Alpen steht — im Gegensatz zu der sonst überall einheitlichen Bezeichnung „Ö“ (Oesterreich) —

an der Tarviser Straße der Grenzstein P. 443 mit der „österreichischen“ Aufschrift „Austria“.

Die Senke Achomitz—Dreulach—Draschitz—Südfuß der Hochfläche von Hohenthurn ist sehr bemerkenswert. Mit Moränenschutt und Alluvium erfüllt, trennt diese Tiefenlinie mit nur schwachem Gefälle nach Feistritz und Gailitz die nördlichen Hochflächen vom Bergfuß ab. Sie steigt mit einer etwa 20 m hohen Steilstufe (590 m) südlich Feistritz, wo der moränenüberkleidete Bänderkalk W—O durchstreicht, zur Alluvialebene von Achomitz (614 m) an. Dann senkt sie sich als schmaler Trog ganz sachte zu der nach NO geöffneten, breiten Bucht von Dreulach unter 600 m. An deren Südrand werden die Terrassensedimente in einem Ziegelschlage verwertet. Nach der wieder bis 630 m ansteigenden Enge südöstlich Draschitz, wo der Felssockel hervortritt (Gedenktafel für Bezirksvorsteher Homan, Straßenbau 1862), weitet sie sich zu einem noch etwas höher gelegenen, breiten Sumpfbecken (P. 636). Es öffnet sich nördlich des Schloßberges in engem Schlauch (P. 617) zur Tiefenlinie des von Pessendellach kommenden Baches und damit zur Gailitz. Nach S reicht eine Bucht bis zur Silurschwelle, die sich im Schloßberg bis 709 m erhebt. Aus dem Sumpf ragt eine ovale Waldinsel hervor. Entlang des Beckens zeigen Leisten ältere Stände an. Bei einem 5 km langen Verlaufe der Tiefenlinie wechselt somit die Abflußrichtung viermal. Die ganz flachen Wasserscheiden liegen auf der Höhe von Achomitz und in dem großen Sumpfbecken. Nach einer Engtalstrecke, in der Bahn und Straße führen, setzt sich die Senke östlich der Gailitz in der langgestreckten Sumpfniederung südlich der Dobrava fort.

Frech (2, 377—378) sah in der ganzen Tiefenlinie das alte Bett der Gail oder wenigstens eines Gailarmes. Diese Annahme steht zwar im Zusammenhange mit seiner Auffassung über die Richtung des Eisstromes durch das Gailitztal nach NO, worauf gleich zurückzukommen sein wird. Aber auch ohne diese Voraussetzung ist es gewiß, daß in der Senke ein alter Gailarm verlief. Erosive Tieferlegung des Hauptflusses konnte dann ein Abströmen des Nebenarmes durch die Senke von Dreulach zur Folge haben. In dem Becken südlich Hohenthurn blieb zunächst ein See zurück. Nach Durchnagung der ihn im W und O bisher abschließenden Fels- und Schuttschwellen fiel er der allmählichen Verlandung zu dem heutigen Sumpfbecken anheim. Allen Anzeichen zufolge hat aber diese Furche bereits präglaziales Alter. Zur Zeit des schwindenden Gailgletschers bildete sie eine mit Toteis und Schmelzwasser erfüllte Randsenke mit Querverbindungen bei Dreulach und Gailitz.

Die Frage der Eisstromrichtung im Gailitzdurchbruch nimmt seit jeher den Vordergrund des Interesses ein. Es verlohnt sich, den Wandel der Anschauungen kurz zusammenzufassen.

Bereits 1856 schloß Peters (646) aus seinen Beobachtungen über fremde Geschiebe auf den Höhen östlich der Gailitz auf das Eindringen des Gailgletschers in das Becken von Tarvis. Penck (1, 258; 3, 1069) gelangte vorerst zu dem entgegengesetzten Ergebnis durch das Auftreten von Porphyrgeschieben im Klagenfurter Becken, die er von Raibl herleitete, und durch die Feststellung, daß die Eishöhe bei Tarvis beträchtlich höher war als im Klagenfurter Becken. Dieser Annahme folgte auch Frech (1, 395; 2, 362, 364). Wieder waren es die Porphyrgeschiebe, die Prohaska (1, 273) zur Auffassung von Peters zurückkehren ließen. Er hielt es, wie erwähnt, für wahrscheinlich, daß sie von den Begleithöhen des Gailtales, nicht aus den Julischen Alpen stammen.

Die Untersuchungen von Penck und Brückner (3, 1006, 1046, 1058, 1069, 1070, 1111) führten später gleichfalls zur Auffassung, daß nie ein Gletscher aus dem Tarviser Becken dem Gailtal zuströmte, zwar auch wohl nie Gaileis bis ins Savetal vordrang, aber daß es doch einen Lappen durch das Gailitztal bis Goggau entsandte, wo es mangels eines Gefälles zum Stillstande kam. Maßgebend für diese Ansicht Pencks war der Fund erratischer Geschiebe auf der Westseite (3, 1069 richtig; 1070 Druckfehler Ostseite) des Dobratsch in 1650 m Höhe, der mit den Anzeichen der Eishöhe im Tarviser Becken ungefähr übereinstimmte.

Diese Ergebnisse überprüfte in den letzten Jahren Desio (2) und gelangte zu Schlüssen, die in mehreren, durchaus nicht unwesentlichen Punkten von der

bisherigen Auffassung der eiszeitlichen Vorgänge im Gebiete des Gailitzdurchbruches abwichen, wenngleich es auch gewiß nicht an Bestätigungen fehlte. Meiner Übersetzung dieses Werkes entnehme ich, ohne in Einzelheiten eingehen zu wollen, auszugsweise die wichtigsten, zum Teil neuen Beobachtungen und Folgerungen, die bisher in der deutschen geologischen Literatur (Bespr. Z. f. Glkde, 19, 1931, 209 und Geol. Zentralbl., 51A/599) nicht bekannt sind:

1.) Beiderseits des Gebirgskammes der Karnischen Alpen — Karawanken nahmen die beiden großen Gletscherströme ihre Richtung von W nach O. Ein Teil des Gailgletschers überstieg eine Reihe von Sätteln der Karnischen Alpen und vereinigte sich mit den julischen Lokalgletschern zu einem Eisstrom, der dem großen Gailgletscher ebenbürtig war und im Becken von Tarvis bis 1700 m emporreichte. Die präglaziale Talfurche der Gailitz zwischen Tarvis und Arnoldstein lag wegen ihrer fast senkrechten Richtung zu den beiden Stromgebieten im toten Winkel. Es fand daher hier eine Vermischung des Eises von beiden Seiten statt mit großer Mächtigkeit der Ablagerungen und geringer Schurfwirkung des Eises.

2.) Brückner (1058) und Penck (3, 1058, 1070) nahmen ein zweimaliges Vordringen des Gailgletschers durch das Gailitztal bis Goggau an, wodurch der Stau des Tarviser Sees verursacht wurde. Dementsprechend wären Deltaschotter zwischen Moränen abgelagert worden. Bei der Bildung der Deltaschotter habe sich Gailtaler Eis noch nahezu bis Tarvis erstreckt, während das Eis der Julischen Alpen von deren Fuß bereits geschwunden war.

Desio hingegen lehnte auf Grund seiner Untersuchungen der julischen Lokalvereisung und der Aufschlüsse bei Tarvis—Greuth—Goggau einen zweimaligen Vorstoß des Gailtaleises ab. Darnach ergibt sich: a) Die liegenden Würmmoränen enthalten unten zumeist julische Geschiebe (Trias, Porphyre und Tuffe), oben karnische. Die julischen Lokalgletscher erreichten somit vor dem Arme des Gailgletschers, der die Karnischen Alpen überstieg, die Gegend von Goggau. b) Die hangenden Deltaschotter zeigen wechselnde Fallrichtung, nicht nur nach S, sondern auch nach NO und O. Sie gehören wie die Tone der Achenschwankung an und sind von jenen des Riß-Würm-Interglazials scharf zu unterscheiden. Auch finden sie sich nicht nur auf der Süd-, sondern auch auf der Nordseite des Rückens von Goggau. c) Die hangenden Moränen enthalten vorwiegend julische Geschiebe (Trias, Porphyre und Tuffe) und haben Bühlalter. Das julische Lokaleis war daher damals noch nicht geschwunden. Die Porphyrgeschiebe und Tuffe des Bereiches stammen aus den Julischen Alpen, namentlich aus dem Raibler Tal.

3.) Ein See von Tarvis wurde im Riß-Würm-Interglazial mit einer Spiegelhöhe von etwa 900 m durch die Moränen aufgestaut. Ein Abfluß erfolgte durch das damals noch nicht zur Schlucht eingetieft Gailitztal. Es ist im Gegensatz zu Frech (2, 383) sehr alt, da Würmmoränen bis nahe zum heutigen Gailitzbett bei Goggau unversehrt erhalten sind. Ein zweiter, postglazialer See von Tarvis bildete sich namentlich durch Stau von S, nicht nur von N, mit aller Wahrscheinlichkeit unmittelbar nach dem Schwinden der Würmvereisung, erreichte eine Spiegelhöhe von etwa 810 m (nach Penck rund 780 m) und erhielt sich mindestens während des ganzen Bülstadiums, bis er am Ende dieses Zeitraumes in mehr oder weniger unabhängige Sümpfe zerfiel. Der Nordabfluß dieses Sees wurde durch das Delta des Wagenbaches nach O gedrängt; daher die Biegung der Gailitz und die Form des Rückens bei Goggau. Nach Eintiefung in die Moränen erreichte die Gailitz den anstehenden Fels. Dessen Widerstand veranlaßte die aus dem Becken von Tarvis entlehnte Gailitz nach NO zu verfolgenden Terrassen in rund 770, 760 und 740—730 m Höhe. Vermutlich noch zur Gschnitzzeit floß die Hochfella zur Gailitz. Ihre Ablenkung nach W erfolgte durch ihre eigenen Ablagerungen bestimmt erst im Postglazial, jedenfalls erst nach dem Bülstadium.

b) Hochfläche von Seltschach.

Sie stellt das Gegenstück zu der Moränenlandschaft westlich der Gailitz dar. Die Scheitellinie (760—775 m) der Hochfläche verläuft, durch die tiefen Einschnitte des Klausenbaches (SpK Klausbach) und einiger anderer Wasserlinien

unterbrochen, von der Kolmwiese über Oberwulz—Rosahof nach NO und trennt den stufenförmigen Nordabfall Kolmbauer—Maurer—Unterwulz—Agoritschach (681 m) von der Senke Weiernig—Seltschach (712 m GrK, 704 m SpK), die sich am Nordfuße des Grenzückens in derselben Richtung hinzieht. Außer dieser Großgliederung in Nordabhang, Hochfläche und Grenzücken weist das Gelände allenthalben zahlreiche Einzelformen auf, die sämtlich Glazialwirkung verraten: nach NO—O langgestreckte Hügelzüge und Rundkuppen schließen mehrere Becken ein. Der Wald auf dem anstehenden Silurschiefer wird häufig durch Kulturboden verdrängt, der die strichweise Moränenbedeckung ausnützt.

1.) Verfolgt man zunächst den Nordabhang entlang der Gaillitz von der Grenze bis gegen Arnoldstein, so ergeben sich nachstehende Beobachtungen. Der Hof Kolmbauer (706 m) liegt auf einer nur sanft gewellten Verebnung, die sich steil zur Gaillitz senkt. Die Bedeckung mit Moränenschutt ermöglichte die Anlage von Feldern und Wiesen. Nordöstlich des Hofes erstreckt sich eine dem Gaillitz-tale gleichlaufende Terrasse (720 m). Sie wird im O von der ovalen Kuppe P. 774 GrK (766 OA, 764 SpK) begrenzt. Deren unregelmäßig bewegte Oberfläche bedecken lichter Wald und Hutweide. An der dem Klausbache zugewendeten Nordostabdachung tritt in 750 m Höhe stark zerklüfteter, heller, gut gebankter Kalk zutage. Er bildet bis zu 10 m hohe Klötze, die durch mannsbreite, gewundene Spalten wie zu einem Irrgarten zersprengt sind. Der Klausbach durchbricht diesen Kalkzug (nach der Geol. SpK Muschelkalk) in tiefer, ungangbarer Schlucht. Über die Verlegung seines Oberlaufes siehe Desio (2, 445). Die Werfener Schichten nehmen diesseits der Grenze einen schmälern Raum ein, als es die Geol. SpK angibt. Helle, stark bestoßene Blöcke aus Kalk und aus rotem Porphyrr werden bei dem Hofe (P. 623) nordöstlich des Kolmbauern zur Wegeinfassung verwendet. Porphyrrblöcke enthält auch das dort bereits breitere Bett des Klausbaches. Der Fahrweg zwischen den Höfen Maurer (644 m) und Hoisch schneidet auf dem anstehenden Silur Schotterlagen an. Sie sind stellenweise deutlich geschichtet, sandig, gewaschen, enthalten helle Kalke, dunkle Silurschiefer und einige rote Porphyrgeschiebe. Die Oberfläche der sich nach NO senkenden, gut kultivierten Schotter ist durch Tälchen und Rutsche gegliedert.

Gleiche Zusammensetzung nebst rotem Werfener Schutt bis unter Haselnußgröße und einem großen Porphyrrblock weist die Hangstrecke zwischen Maurer und Unterwulz im Wegschutt und in den Bacheinschnitten auf. In der Schottergrube südwestlich des Jägerhauses (614 m) treten zu den genannten Gesteinen noch dunkle, brecciose Kalke, manche in Kopfgröße, graue Sandsteine, kleine polierte und gekritzte Kalkgeschiebe, ferner sehr spärliche Stückchen von Glimmerschiefer und Gneisen. Das ganze Material ist gewaschen und ohne Schichtung. Nordöstlich des Jägerhauses liegt ein begrünter silurischer Rundbuckel. Die roten Porphyrgeschiebe reichen auf dem Wege bis zur Schrotfabrik südlich Gaillitz.

2.) Auf der Hochfläche von Seltschach besteht der Schutt im allgemeinen aus kleingeriebenem Silurschiefer, stellenweise auch aus Brocken der roten Werfener Schichten, die — aber nur zum Teil — den Rücken des Cabinberges einnehmen. Sie stehen übrigens auch in der Wasserfallsschlucht südöstlich Arnoldstein an, wo sie die Geol. SpK nicht verzeichnet, während Peters (644) „diese ganz abnorm daliegenden Brocken“ hervorhebt. Bei Seltschach enthält der Schutt außerdem rote Porphyrgeschiebe und für Bauzwecke verwendeten Sand, in dem sich polierte Kalkstückchen befinden, wie solche auch Frech (1, 395; 2, 362) erwähnte. Auf der sanft gerundeten Höhe nordöstlich Wanz (P. 763 OA, 752 GrK) liegen halb versteckt im Wiesenboden anstehende Silurrundbuckel mit W—O gerichteten Gletscherschrammen, ferner Silurblöcke und Nagelfluhbrocken. Die Bedeckung mit Moränenschutt reicht, von einzelnen Silurstreifen unterbrochen, bis auf die höchsten Teile der Scheitellinie hinauf.

Die stellenweise nasse Längssenke am Südrande der Hochfläche ist mit ganz jungen Ablagerungen (Alluvium der Geol. SpK) bedeckt. An sie schließt sich die rezente Schuttlzone am Nordfuße des Grenzückens an, die im W (südlich des Hofes Zainer) in einen langgestreckten Moränenhügel übergeht. Südwestlich Weiernig erfolgt auf ganz flacher Wasserscheide (P. 726 GrK, 718 OA)

der Abfluß nach W, wo sich das Rinnal bis zum Maurer stark eintieft. Das Ostende der fast ebenen Senke entwässert nach Seltschach. Ein weiteres Sumpf-
becken, Moos genannt, erstreckt sich zwischen Wanz und Oberwulz. Es hat
keinen Abfluß und ist im Hochsommer meist trocken (1932, jedoch im Juli 1931
eine offene Wasserfläche). Seine Felsunterlage ist schüsselförmig eingemuldet.
Beim Rosahof befindet sich ein drittes Sumpf-
becken; es entwässert nach
Agoritschach.

3.) Der Grenzkamm wird im Rahmen dieser Arbeit sinngemäß noch über
die Höhe Peč (Ofen), die erste größere Erhebung (1509 m OA, 1508 m GrK und
SpK) der Karawanken, hinaus verfolgt bis zum Petelinek (Patalinek
OA, Hahnwipfel, 1546 m) westlich des Wurzner Passes.

Die früheren Beobachtungen am Grenzkamme beeinflussten wesent-
lich die Frage der Eisstromrichtung.

Peters (646) fand auf dem Kamme südwestlich vom Ofen und auf dem
Gehänge westlich der Kopa „Schotter“, bestehend aus Trias- und Karbongestein-
en. Er vermißte jedoch den lichten Lias- (Dachstein-)kalk sowie jede Spur kristal-
linarer Gesteine und schloß daraus auf die Eisstromrichtung von NW aus dem
Gebiete der Gail.

Frech hingegen (1, 394; 2, 362) nahm auf Grund seiner Beobachtungen im
Becken von Tarvis und der bis 1300 m hinaufreichenden Moränenbedeckung im
Raume Casiensberg (Pungart, 1349 m) — Cibir (Cabin, 1272 m GrK und SpK,
1270 m OA) ein Überströmen des Gletschers nach N an.

Prohaska (1, 272) fand auf dem Ofen und an der Kopa (1494 m, Kopje
OA) Geschiebe „bis mindestens auf 1350 m hinauf“, aber nur von solchen Ge-
steinen, „welche die rechte Seite des Gailgletschers charakterisieren, also Devon-
und Karbongesteine und Triaskalke“. Er kam daher zu einem mit Peters über-
einstimmenden Schluß.

Brückner (1006) verzeichnete erratisches Material mit gekritzten Ge-
schieben „auf dem Sattel 1326 m zwischen der Kopa (1506 m) und dem Ofen
(Peč, 1511 m); ich konnte es bis auf die Höhe des Ofens verfolgen, wo ein Por-
phyrgeschiebe gefunden wurde; die Eisoberfläche lag also höher als in 1511 m.
Darnach ergibt sich die Höhe der erratischen Grenze bei Tarvis in 1630 m; die
Eisoberfläche können wir wohl nicht höher als bei 1700 m ansetzen“. Auf ihn und
Peters berief sich Penck (3, 1069) als Stütze der Annahme eines nach S gerichteten
Eisstromes. Desio (2, 334—335) erwähnte noch, daß sich auf der Süd-
seite des Petelinek infolge ungünstiger morphologischer Verhältnisse kein Lokal-
gletscher entwickeln konnte.

Meine eigenen Beobachtungen ergaben auf dem Grenzkamme:
Die oberseits flachen Silurvorwölbungen (P. 746—798 GrK) zwischen den Höfen
Maurer und Waltischer (855 m), der Klausbachschlucht und dem von Weiernig
zum Maurer herabziehenden Wildbache tragen an ihrem Nordfuße außer Hang-
schutt (Silur, Muschelkalk und Werfener Schichten) auch vereinzelte Porphy-
gerölle; höher oben, im Bereiche des Grenzkammes und des Cabinberges (1270 m
OA, 1272 m GrK und SpK), herrscht Schutt aus Muschelkalk vor. Er bildet am
Nordhange Felswandeln und baut auch den Gipfel selbst auf, der also nicht aus
Werfener Schichten besteht, wie die Geol. SpK angibt. An der Grenze zwischen
der Waldbedeckung des Cabinberges und den Wiesen des östlich gelegenen Sat-
tels (1165 m OA, 1173 m GrK) sind die Gerölle des dort anstehenden Silurs auf-
fallend abgerundet. Die grubig-höckerige Oberfläche der Sattelgegend bedecken,
den leicht verwitterbaren Silurschiefern entsprechend, üppige Wiesen. Nächst
des Grenzzeichens 490 - p sind etwa 1 Rm große Konglomeratblöcke aus dunk-
lem Kalk und roten Werfener Schichten bemerkenswert. Solche finden sich fer-
ner in den obersten Verzweigungen des Schauschachgrabens (GrK) westlich des
Ofengipfels in etwa 1150 m Höhe in Gesellschaft roter Porphyrgeschiebe, dann
auf dem Westhange des Ofens in 1400 m Höhe. Außerhalb des Bereiches der
Werfener Schichten kommen graue, helle und dunkle Kalkkonglomeratblöcke
vor, oft mehr als 1 Rm groß, geglättet und stark bestoßen, so z. B. bei Grenz-
zeichen 516 - p am Westhange des Ofens in 1460 m und am Osthang in 1470 m
Höhe. Ihr Material stammt vielleicht von der Silurkalkwand (P. 1469) nördlich

unter dem Gipfel und oberhalb des weißen Almgebäudes. Sie können in ihre jetzige Lage nur durch Eistransport gebracht worden sein. Manche wurden auch beim Bau des jugoslawischen Wachhauses nächst des Ofengipfels verwendet.

Weitere solche Blöcke liegen dann in dem Sattel der jetzt neu aufgebauten Seltshacher Alm (P. 1423 GrK), wobei manche gleichfalls Verwendung fanden. Der Aushub der Grundfesten förderte dort Silurgesteine, darunter auch wohlgerundete Blöcke zutage. Nordöstlich eines jugoslawischen Beobachtungsstandes liegt beim Grenzzeichen 280 im breiten Sattel abermals ein kalkiger Konglomeratblock. Das dortige Almgelände fällt steiler nach N als nach S ab. Den Hutweidoboden der gerundeten Kuppen des Osthanges zernarben zahlreiche Viehangeln. Auch auf diesen Kuppen findet sich beim Grenzzeichen 276 ein mehrere Raummeter großer Block aus grauem Kalk, der auch wieder nur durch Eistransport — vermutlich von S — auf diesen Silurboden gelangt sein kann; desgleichen beim Grenzzeichen 271 in der nach NO ziehenden Senke, deren gegliederte Tiefe von Tümpeln und nassen Stellen eingenommen wird. Den Westhang und Gipfel des Petelinek (Hahnwipfel, 1546 m) bedeckt Silurschutt ohne Fremdgeschiebe.

Die Mulde an der Nordostabdachung (nächst P. 1469 OA) der Seltshacher Alm ist versumpft. Nahe der starken Quelle strandete ein $\frac{1}{2}$ Rm großer Kalkblock; tiefer unten, etwa auf 930 m (beim R von Ratišče OA), ein roter Porphyrblock. Bemerkenswert sind ferner die zahlreichen Rasten auf dem Abhangsrücken nördlich P. 1196 (OA), dann die W—O gerichteten flachen Hügelzüge, getrennt durch nasse Wiesenmulden, inmitten des dichten Waldes zwischen Ratišče und P. 871 nördlich davon.

Nach allen Anzeichen sind diese Formen des Nordhanges auf Moränen des Gailgletschers zurückzuführen. Der Hauptkamm selbst war unter dem Eis der beiden Parallelströme begraben, was auch Brückner (1046) annahm. Wie die Fremdgeschiebe zeigen, hat hiebei deren lokale Vermischung stattgefunden.

40. Bergsturzgebiet und Dobrava von Arnoldstein.

Seit Till diesen Raum genauer untersucht hat, können wir einen postglazialen Bergsturz des Dobratsch von dem historischen des Jahres 1348 unterscheiden, der weiter östlich niederging. Nur der Bergsturz aus der Zeit nach der letzten Vereisung kommt für die nähere Umgebung von Arnoldstein in Betracht. Er hat hier vermutlich Spuren vorangegangener interglazialer Bergstürze mit seinen Trümmern ebenso überdeckt wie ältere glaziale Ablagerungen. Seine Wirkung reicht bei Arnoldstein über Bahn und Straße bis an den Nordfuß der Hochfläche von Seltshach und bildet mit dem Feinmaterial seines äußersten Streubereiches die moränenartige Hügelgruppe, auf der sich der Friedhof befindet. Till nannte sie ausgeschwemmte Bergsturzkugel, in denen Absturzmaterial und Flußgeröll gemengt vorkommt. Die ebenen, aber keine Schrammen aufweisenden Felsplatten des Ruinenhügels mit den Resten des Klosters Arnoldstein erinnern an Gletscherschliffe; es sind jedoch Schichtplatten des W—O streichenden Devonkalkes. Statt einer von W geglätteten Stoßseite sind im Gegenteile hier gestufte, nach W gerichtete Abbröckelungen zu sehen. Auch Frech, der allerdings nur einen historischen Bergsturz annahm, erwähnte die stellenweise Ähnlichkeit des Bergsturzgebietes mit einer Moränenlandschaft (2, 388—389).

Die Kirche von Gailitz (583 m) wurde auf einem mächtigen postglazialen Bergsturzblock erbaut. Da sie, wie Till nachwies, schon 1334 bestand, 1348 aber nicht zerstört wurde, entfällt die Vermutung Frechs, sie sei „wohl zum Andenken“ an den historischen Bergsturz errichtet worden. Dessen Angabe, Nachgrabungen bei der Gailitzer Bleihütte hätten erwiesen, daß an dieser Stelle vor dem Sturz ein Messingwerk bestanden habe, mag richtig sein; jedoch erreichte der historische Bergsturz — und nur dieser kommt hiebei in Betracht — diese Gegend gar nicht mehr. Das wahrscheinlich durch das Erdbeben und den Luftdruck zerstörte Messingwerk am Rande des Trümmergebietes wurde dann nicht mehr aufgebaut.

Die morphologische Unterscheidung zwischen dem alten und dem jungen Bergsturzmaterial hob Till deutlich hervor. Beides umsäumt den Rücken der Arnoldsteiner Dobrava. Dessen junge Deckschichten wurden schon wiederholt, allerdings nur in großen Zügen, geschildert.

Nach Frech (2, 363) „besteht der Höhenzug der Dobrava zwischen Riegersdorf und Arnoldstein aus fluvioglazialen Bildungen. Bachrisse und der Eisenbahnbau haben auf der genannten Strecke eine Reihe vorzüglicher Aufschlüsse in einem gelblichen, mergeligen, glimmerreichen Sande geschaffen. Derselbe zeigt die bezeichnende unregelmäßige Kreuzschichtung fluviatiler Deltabildungen und enthält Geröllagen; der Sand ist lokal zu Sandstein, das Geröll zu einer nagelfluhartigen Bildung verfestigt. Vereinzelt findet sich in einem Bacheinschnitt bei dem Orte Lind Bänderton“.

Nach Penck (3, 1109, 1111) „vergesellschaften sich mit dem Schotter, der stellenweise schräge geschichtet ist, Bänderton und Sande“. Er gab die Schotteroberfläche bei Arnoldstein mit 620 m an, sah in ihr die Fortsetzung der bis St. Stefan zu verfolgenden Schotter von Föderlach und wies sie wegen ihres Einschlusses zwischen Moränen dem Riß-Würm-Interglazial zu. Letztere Frage könnte nur im Rahmen weiter ausgreifender Untersuchungen beantwortet werden, die über meine jetzige Arbeit hinausreichen; hier handelt es sich um bescheidene Feststellungen.

Ich untersuchte auf der Südseite der Dobrava, von W nach O fortschreitend, acht Aufschlüsse. Das Ergebnis ist, im wesentlichen mit obigen Angaben übereinstimmend, folgendes:

Aufschluß 1 nordöstlich der Bahnstation Arnoldstein. Er ist nördlich des Holzplatzes der Drauland-Gesellschaft und südwestlich des Bildstockes 601 in 590 m Höhe gelegen, etwa 50 Schritte lang und bis 6 m hoch. Unter dem steilen Abriß der Rasendecke tritt gelber, glimmerreicher Sand zutage. Einzelne Lagen sind zu Sandstein verfestigt, lassen sich jedoch mit dem Hammer leicht zerschlagen, die Bruchstücke sind gut zerreibbar. Die verfestigten Teile treten stellenweise gesimsartig vor, bilden kleine Überhänge und enthalten konglomeratartig eingebackene, kleine, gerundete Gerölle von Kalk, Silurschiefer, Quarz und Werfener Schichten. Alle sind gerundet oder wenigstens stark abgestoßen, viele poliert, manche gekritzelt. Die Schichten fallen schwach von W nach O. Die oberen Lagen sind mehr schotterig, die unteren, mit Ausnahme der verfestigten, platenartig vorspringenden Stellen, mehr sandig.

Aufschluß 2 liegt weiter östlich, etwa in gleicher Höhe, knapp über der Bahn, wo sie zwischen großen Tümpeln an den Südhang der Dobrava herantritt. An den schotterigen Westrand schließt ein 30 m hohes Bändertonlager an. Die feinen Schichten sind schwach ostwärts geneigt. Die Walddecke des Oberrandes (610 m) enthält Moränenschutt aus gut gerollten Kalken und Silurschiefern.

Aufschluß 3 etwa 300 Schritte westlich des Bahnwächterhauses 430. Die tieferen Lagen nehmen zumeist Nagelfluhbänke ein, sie sind bisweilen weniger verfestigt als die bei Hohenthurn, einzelne ragen als Gesimse aus dem gut geschichteten Schotter hervor. Dieser ist nicht sehr fest und aus ziemlich gleichgroßen Geröllen in Nußgröße zusammengesetzt. Neben fluviatil gerollten Stücken finden sich in ihm auch gekritzelt und polierte Moränengeschiebe. Ausgebrochene Nagelfluh- und einzelne Bergsturzböcke sind auf dem steilen Wiesen- und Waldgelände des Südhanges allenthalben verstreut.

Aufschluß 4 etwa 150 Schritte östlich des Bahnwächterhauses 430, knapp an der Bahnlinie, gleicht dem Aufschluß 1. Der Glimmersand ist horizontal geschichtet, die verhärteten Zwischenlagen des Sandsteins ragen heraus, Schotter fehlen in dem 5 m langen und 3 m hohen Abriß.

Aufschluß 5 nächst P. 565, wo der Schuttkegel des Kokrabaches ganz an die Bahn herantritt, etwa 30 m über der Bahn, 15 m hoch und 100 m lang. Nagelfluh bildet zumeist die unteren Partien; sie besteht aus kleinen, gerundeten Kalkgeschieben, Silurschiefer, rotem Werfener Sandstein und Quarzbrocken, sehr selten aus Kristallin. Einzelne Lagen sind auch dem Sandsteine zwischengesaltet und ragen als Gesimse stellenweise so stark vor, daß selbst eine Hirtenhütte darunter Platz fand. Auch der Sandstein ist von wechselnder Festigkeit, manche Partien sind stark erhärtet und enthalten Höhlungen, andere sind aus-

gesprochen sandig. Alle Schichten sind etwas stärker als bisher nach O geneigt. Die Bildung von Nagelfluh und Sandstein erscheint gleichalterig, nur von lokalen Verhältnissen abhängig, daher häufig Wechsellagerung. Grobe Schotter fehlen.

Aufschluß 6 knapp nordöstlich der Eisenbahnbrücke über die verbaute, nur sehr wenig Wasser führende Kokra zeigt nur lehmigen, gelben Glimmersand, Schichtung schwach ostfallend. Der 5 m hohe, 8 m breite Aufschluß wird abgebaut. Das Hangende bildet eine 3 m mächtige Humusdecke. Weit größer ist der

Aufschluß 7 nördlich des Ziegelofens Pöckau (nordöstlich der Haltestelle), der dem vorigen hinsichtlich der Zusammensetzung nur aus Sand gleicht. Im Abstände von 0,3 bis 3 cm ziehen zahlreiche rostrote Verwitterungslinien horizontal durch, die auf 6 m nach O zu verfolgen sind.

Aufschluß 8 (nach Frech „nördlich Lind“) ist der große, derzeit nicht in Betrieb stehende Mergelbruch nördlich der Eisenbahnbrücke 544 über die Kokra. Der glimmerreiche, sehr reine, graue Mergel wurde früher in der nahen Ziegelei verwertet. An durchweichten Stellen bildeten sich sehr schöne Formen des Bodenfließens.

Der breite Rücken der Dobrava trägt nur auf seinen welligen Ausläufern, im W nächst Bahnhof Arnoldstein und im O auf den Abhängen des Thurnberges (593 m) bei Neuhaus, fruchtbares Kulturland. Der Mittelteil ist wegen seiner Waldbedeckung arm an Aufschlüssen. Außer vereinzelt Bergsturzböcken, deren Größe mit Annäherung an die Grenze des Streubereiches zunehmend abnimmt, sind bisweilen Nagelfluhbänke wechsellagernd mit ostfallenden Sanden zu finden; ferner häufig kleingeriebes Material von hellen und dunklen Kalken, grauen, oft fluviatil abgerollten Silurschiefern, roten Werfener Sandsteinen und Quarzkonglomeraten, selten Gneisstückchen; dann stellenweise, namentlich in den Wegeschnitten am Nord- und Südhang, rote Porphyrgeschiebe und -blöcke. Alle Gesteine sind stark bestoßen und gerundet. Den Mittelteil des Dobravarückens bedeckt zumeist eine schotterartige Ablagerung, während Moränenmaterial auf einzelne Nester beschränkt ist. Hingegen überwiegt es am Ost- und Westteile, daher dort die Kulturbedeckung. Die beiden kleinen Kuppen östlich des Sattels P. 550 (am Westabhänge des Thurnberges) tragen unruhig bewegtes Wiesengelände. In der lehmigen Grundmasse sind hier gerundete Bruchstücke von Kalk, Schiefer, Quarz und Porphyr häufig. Die gleiche Zusammensetzung haben auch die fruchtbaren Terrassen gegen Neuhaus bis ins Tal hinab.

Der sanft geneigte Nordhang der Dobrava ist mit Wald und großen Hutweideflächen bedeckt, stellenweise trägt er zahlreiche, noch bis 1 Rm große Bergsturzböcke und lehmiges Moränenmaterial. Nach N geht die Dobrava in das sehr stark bewegte Bergsturzbereich über. In diesem ist z. B. an dem von Pöckau über Sattel 550 zur Gailbrücke 518 führenden Weg in 520 m Höhe ein kühner, etwa 7 m hoher Turm aus übereinander gehäuften Bergsturzböcken bemerkenswert, die mit lehmigem Bindemittel zusammengebacken sind. Die Überlagerung der Nagelfluh durch Moräne ist sehr klar am Nordabhänge des Thurnberges: die Höhe P. 553 wird von Moräne bedeckt; sie ruht auf felsig zur Gail abbrechender Nagelfluh, unter deren schroffen Überhängen große Halbhöhlen sich aneinander reihen.

Die Vorbedingungen für den postglazialen Bergsturz des Dobratsch waren in der tektonischen Grenze des Gailtales gegeben. Sie verursachte die von Brüchen und Klüften durchzogenen Steilwände des Wetterstein- und Schlern-dolomits (nach Lindner, 29, Dolomitgehalt 15,3 v. H.) an der Südseite des Dobratsch. Der Gailgletscher räumte den Schutt vom Wandfuß weg und griff unter steter Mitarbeit von Wasser und Frost die zerrissenen Wände durch Unterschneiden an. Bei seinem Schwinden ließ er sie absturzbereit zurück, der postglaziale Bergsturz wurde reif. Er brach — vielleicht wie 1348 durch ein Erdbeben oder durch eine mit der Gebirgsbildung der Karawanken zusammenhängende Krustenbewegung (Kahler, Heritsch) veranlaßt — nieder und vermischte seine Trümmer mit den noch unverfestigten Moränen und Schottern.

Seine Wirkung äußerte sich auch bei der Ausgestaltung des Flußnetzes. Hierbei darf, wie vorhin erwähnt, angenommen werden: die

präglaziale, wahrscheinlich von einem Arme der Gail benützte Furche Arnoldstein—Pöckau—Neuhaus diente zur Zeit des schwindenden Gailgletschers gleich ihrer westlichen Fortsetzung bis Feistritz als randliche Schmelzwasserrinne. Die präglaziale Gailitz mündete beim heutigen Orte Gailitz in diesen Südarm der Gail. Hierher flossen dann auch die Schmelzwässer von S. Durch die Bergsturstrümmer wurde die Querverbindung mit dem heutigen Gailbett vorübergehend verstellt, bis sich die Gailitz unter Benützung des alten Gailbettes durch den Westteil des Bergsturzgebietes ihren direkten Weg nach N bahnte. Dadurch fiel die von Gailitz ostwärts ziehende Furche der Verlandung anheim. Eine andere, von Till erwähnte Vorstellung geht dahin, daß hiebei Anzapfung der Gailitz durch einen kurzen rechten Nebenfluß der Gail wirksam war, der ihr aus der Mulde nördlich des Ortes Gailitz zuströmte, ähnlich wie weiter westlich der Dreulacher Bach, und derart die Gailitz aus ihrem alten Bett nach N abzog. Diese Annahme berücksichtigt jedoch nicht die Verhältnisse vor, während und nach der Eiszeit.

Die Versumpfung des ganzen unteren Gailtales ist gewiß zum Teil auf den Rückstau durch den postglazialen Bergsturz und den Vorbau der Schuttkegel aus den Seitentälern zurückzuführen; von größter Wirkung jedoch war die Schiefstellung der Gailtalsohle, die F. Heritsch und Kahler als Folge des jungen Vormarsches der Karnischen Hauptkette und der Karawanken nach N nachwiesen. In diesen tektonisch-seismischen Zusammenhang eingefügt, erscheinen der postglaziale und der historische Bergsturz der Dobratsch samt ihren Begleiterscheinungen als Episoden eines gewaltigen geologischen Vorganges.

III.

Entwicklung des präglazialen Reliefs.

Grundlagen der Untersuchung.

Die Voraussetzung für ein Urteil über den Ablauf und die Wirkungen der Eiszeit bildet eine aus Naturbeobachtungen hervorgegangene Vorstellung über das von ihr vorgefundene oder präglaziale Relief weitesten Sinnes. Als Ausgangspunkt hiefür dient die heute allgemein anerkannte Entwicklungsgeschichte der Alpen. Ihr zufolge sehen wir in unseren Bergen keine Ruinen eines alten, einst viel höheren Gebirges, sondern Nachfolgeformen verhältnismäßig jugendlichen Alters. Sie wuchsen aus den Abtragsresten des alten tektonischen Urbaues durch allmähliche Höherschaltung allen Widerständen zum Trotz in steigender Reliefenergie zu einem jugendlichen Neubauempor und sind noch in Weiterentwicklung begriffen. Die Etappen dieses Werdens erweisen die unter den Kronen der Hochgebirgsformen gelegenen Verflachungszonen. Sie lassen sich als Zeugen relativer Ruhezeiten im Stockwerkbau des Gebirges über die Abhänge und Täler hinweg allenthalben, wenn auch mit wechselnder Deutlichkeit, verfolgen. Beide Formenelemente, die Hochgebirgsformen und die Verflachungszonen, zeigen bei der langen und dabei schmalen Ausdehnung der Karnischen Hauptkette vom Helm bis zum Wurzner Paß Eigenheiten, die eine morphologische Gliederung in vier Abschnitte rechtfertigen. Giramondopaß, Promos und Gartnerkofel bilden natürliche Grenzräume. In jedem der vier Abschnitte werden vorerst die einzelnen Formenelemente verfolgt, das gemeinsame Ergebnis folgt dann in einer zusammenfassenden Übersicht. Über einige Punkte muß jedoch schon an dieser Stelle Aufschluß gegeben werden.

Die zuerst von Sölch (2, 197), dann von Brinkmann (217—232) und eingehender von M. Richter (149—160) vertretene Gliederung der Gipfelflur in eine verschieden alte Gipfelflurterrasse scheint sich auch in der Karnischen Hauptkette als richtig zu erweisen, wurde daher probeweise angenommen.

Die Hochgebirgsregion A scheidet sich im Sinne Klebelsbergs als Rest einer alten, höchsten, flächenhaft nur selten noch erhaltenen Abtragungsfäche zumeist scharf von der noch bestehenden höchstgelegenen, nächst jüngeren Verebnungszone B. Unter dieser sind noch mindestens zwei weitere (C und D) erkennbar. Es besteht sonach wenigstens eine Viergliederung. Sie ist nach dieser ersten großen Einteilung gewiß noch weiter unterscheidbar; darauf kommt es jedoch vorerst nicht an. Die Abgrenzung der Flächensysteme erfolgte nach formen-

kundlichen Gesichtspunkten, da stratigraphische fehlen. Sie sind ja erst am Alpenrand vorhanden. Die Relation der Serie mit den Verhältnissen in den Lienzer Dolomiten ergab wertvolle Anhaltspunkte. Mit den Flächenscharen der Gailtaler Alpen wird sich meine nächste Feldarbeit genauer beschäftigen.

Es ist selbstverständlich, daß nicht die Höhenlage allein maßgebend war für die Zusammenfassung in die einzelnen Verflachungssysteme, sondern daß auch jeweilig die örtlichen Verhältnisse berücksichtigt wurden*). Unter diesen spielen aber bekanntlich die nachträglichen tektonischen Verstellungen die größte Rolle. Gerade hier jedoch tritt die Schwierigkeit entgegen, daß die geologische Erforschung der Karnischen Alpen derzeit noch nicht wie etwa der Nördlichen Kalkalpen zu einem abgerundeten Abschlusse gelangt ist, sondern sich in tektonischer Beziehung vorerst hauptsächlich auf die paläozoische Gebirgsbildung — und auch das nur in einzelnen Gebieten — beschränkt, während über die jüngeren Vorgänge bisher nur einzelne und einander überdies widersprechende allgemeine Angaben vorliegen. Meine Zusammenfassung der Systeme erfolgt daher bewußt nur mit Vorbehalt späterer Berichtigungen durch den Fortschritt der Erkenntnis.

Die in der Zusammenfassung enthaltene Altersbestimmung der Systeme konnte aus den angeführten Gründen und bei Berücksichtigung der regionalen Verschiedenheiten nur aus der Relation der Serie im näheren Bereiche und aus dem Schrifttum über weiter entfernte Gebirgsgruppen erschlossen werden. Bei dem derzeit noch schwankenden Stande der Auffassungen sind auch in dieser Richtung Verschiebungen gewiß nicht ausgeschlossen. Immerhin aber wird hiemit zum erstenmal in den Karnischen Alpen der Versuch einer entwicklungs-geschichtlichen Gliederung des Formenschatzes nach Raum und Zeit unternommen und eine bisher hier nicht erprobte Möglichkeit eines formenkundlichen Überblicks gesucht. Nur in diesem Sinne will die Gliederung in vier Systeme gelten und gewertet werden.

Nachstehend wird abschnittsweise, von W nach O fortschreitend, zunächst stets die Gipfflur verfolgt als gedachte Verbindungsfläche der höchsten Aufragungen des Grenzkammes selbst und dann seiner nördlichen Verzweigungen. Daran schließt sich in demselben Bewegungssinne jeweilig die Kennzeichnung des nächst tieferen Systems.

Abschnitt 1.

Helm — Giramondopaß.

a) Die Gipfflur A des Karnischen Hauptkammes steigt vom Helm (2433 m) nach O ganz allmählich in sanften Wellen um etwa

*) Wie sehr übrigens auch die relative Höhe über der lokalen Erosionsbasis zu berücksichtigen ist, ergibt ein Vergleich meiner Skizze mit der mir erst nachträglich bekanntgewordenen Karte Paschingers (6).

200 m an; erst in der dunklen Schieferpyramide der Pfannspitz (2678 m) erhebt sie sich entschieden. Die leicht verwitternden Silurschiefer des breiten Kammes werden nur in der kurzen Strecke Demut—Schöntalhöhe durch Quarzphyllit unterbrochen, der hier geschlossene Gipfelformen bildet. Der Doppelgrate und wannenartigen Vertiefungen des Helmgebietes wurde bereits gedacht (II, 1). Die breiten Sättel liegen bloß 60 bis 100 m unter den Gipfeln, nur südlich des Füllhornsees und auf Hochgränten um etwa 160 m tiefer; der Gartenschaufelsattel (2453 m) ist wegen des starken Aufschwunges der benachbarten Pfannspitz sogar um 225 m eingesenkt.

Von diesem Gipfel an bis zum Tilliacher Joch (2094 m) hält sich die Gipfel flur auf rund 2600 m. Die Königswandgruppe (devonischer Riffkalk, 2689 m) ist die höchste Erhebung des Hauptkammes in diesem Abschnitt. Östlich der ausgedehnten Silureinsattlung der Filmoorhöhe (tiefster Kamm punkt 2350 m) werden im devonischen Riffkalk der Gruppe Wildkarleck (2532 m) — Porze (2599 m) wieder ungefähr 2600 m erreicht. Die Silurschiefer der Pfannspitz bleiben somit hinter dem Riffkalk durchaus nicht an Höhe zurück und erweisen die U n a b h ä n g i g k e i t d e r G i p f e l f l u r v o m B a u s t o f f.

Die Forcella del Cavallino (2453 m) an der Grenze von obersilurischem Kalk und Untersilurschiefer sowie die Porzescharte (2363 m) zwischen Schiefer und Devonkalk sind nur schmal eingeschnitten. Der schmale Porze grat fällt jäh zu dem um 500 m tiefer liegenden Tilliacher Joch ab. Dessen sanft über Silur- und paläozoische Tonschiefer ansteigender Ostschenkel gelangt im Bärenbadeck wieder auf rund 2400 m. Weiter nach O hält sich die Gipfel flur als Silurkamm auf dieser Höhe und überschreitet in den beiden steil emporragenden Pfeilern Hochspitz (2581 m) und Steinkarspitz (2524 m) sogar die 2500 m-Linie. Die Sättel in diesem Bereiche liegen zwar um etwa 200 m tiefer als im Helmgebiet, aber um 100 bis fast 200 m unter den Gipfeln, das Hochspitzjoch (Forc. Val Carnia, 2314 m) sogar 267 m unter dem gleichnamigen Gipfel. Es ist daher hier die gleiche Beobachtung wie bei der Pfannspitz und dem Gartenschaufelsattel, daß d e m h ö c h s t e n G i p f e l d e r v e r h ä l t n i s m ä ß i g a m t i e f s t e n l i e g e n d e S a t t e l b e n a c h b a r t i s t. Die enge Schartung einiger Übergänge kommt auch in den Namen zum Ausdruck: Kesselscharte (Col del Rocco), Mooser Scharte und Forc. Val Carnia.

Die Gipfel flur wahrt die Höhe von 2500 m auch fernerhin t r o t z d e s G e s t e i n s w e c h s e l s i m D e v o n k a l k d e r W e i ß e n L u n g e r n (2486 m) und der Torkarspitz (2573 m), bis sie im Hochweißstein (Mte Paralba), der aber bereits südlich des Hauptkammes aufstrebt, mit 2693 m den höchsten Punkt des ganzen Abschnittes erreicht. Das benachbarte breitwellige Öfner Joch (2011 m), die tiefste Einsattlung des bisher besprochenen Grenz kammes, liegt wieder im Silurschiefer, 700 m unter dem 2½ km entfernten Hochweißstein und 500 m unter der nahen Westl. Raudenspitz. Mit ihr tritt in die Gipfel flur als neues Gestein der Diabastuff der Steinwand. Ihre schroffen Zackenwände halten sich in

rund 2500 m Höhe. Dann erfolgt das Absinken in paläozoischen Schiefer zu der silurischen Sattelzone Lahner-, Kreuzen-, Niedergailjoch, Giramondopaß, sämtlich um 2000 m. Diese Jochscharung bildet eine deutliche Abschnittsgrenze gegen das Wolayer Gebiet. Durch das Bladner Joch (2367 m, Silur) vom Knoten des Hochweißsteins getrennt, erstreckt sich zum erstenmal auch südlich der Wasserscheide ein fingerförmiges Gegenstück des Zuges Raudenspitzen—Steinwand: der Devonkalkzug Mte Ciadenis — Mte Avanza streicht mit einer fast 2500 m hohen Gipfelflur gegen das Deganotal und die Bordagliabruchlinie.

Der allseitige Hochgebirgscharakter der Gipfelflur des Hauptkammes tritt besonders in den Grat- und Wandformen des devonischen Riffkalkes und des Diabases hervor. Der Silurschiefer bildet zumeist gut gerundete, manchmal aber auch sehr steile Pyramiden, wie z. B. Pfannspitz, Hochspitz, Steinkarspitz u. a. Während der Südabfall des Karnischen Hauptkammes im Silur zumeist bis auf die Wasserscheide hinauf mit Hutweide, stellenweise auch mit Schutt bedeckt ist, erscheint der Nordabfall auch im Silur fast überall als Hochgebirge infolge der Schichtlage, des einseitigen Gebirgsbaues und der Beschaffenheit der zahlreichen Talschlüsse, die bis an den Hauptkamm hinangerückt sind. Die Quertäler und die sie trennenden Nebenrücken verleihen der Nordseite dieses Abschnittes der Karnischen Alpen ihr bezeichnendes Gepräge, das von dem der Südseite gänzlich verschieden ist. Die Gipfelflur erhält hiedurch eine einseitige, nur nach N gerichtete Fiederung in Gestalt eines Kammes, dessen parallele Rippen oder langgestreckte Zähne ins Gailtal auslaufen, während im Süden durch andere Talbildung zumeist nur verkümmerte Ansätze hiezu vorhanden sind.

Von dem wenig gegliederten Nordhange des Helms an bis einschließlich des Wolayer Tals durchfurchen nicht weniger als 22 größere Tiefenlinien die Nordabdachung der Karnischen Hauptkette. Durch die Vereinigung dreier Quellbäche im Sägebach erreichen aber nur 20 in selbständiger Mündung das Drau- (2) und das Gailtal (18). Die Talfurchen werden daher durch 19 Nebenrücken getrennt. Da jedoch drei Gräben nicht bis zum Hauptkamme zurückreichen, sondern nur von Spaltungen der Nebenrücken eingeschlossen werden (Seebach, Mooser Tal und Gossenbachgraben) und das Einzugsgebiet des Sägebaches durch zwei Rücken gegliedert ist, entsendet der Hauptkamm selbst nur 17 Nebenrücken nach N. Diese große Anzahl gleichartiger und gleichlaufender, durchschnittlich nur 2 km voneinander entfernter Quertäler und Querrücken gehört zu den bezeichnendsten Eigenheiten dieses Abschnittes.

Die Nebenrücken zweigen von den Gipfeln des Hauptkammes fast ausnahmslos derart ab, daß sie unter Wahrung des Hochgebirgscharakters ohne Einschaltung eines Sattels unmittelbar von dem Knotenpunkt ausstrahlen, die einzelnen Talgebiete daher voneinander vollkommen trennen. Nur im Bereiche der Hochfläche Filmoor, des Heretrießes, des Luggauer Törls und der Paßsenken am Westfuße des Biegen-

gebirges ergeben sich gegen diese sonstige Regel Unterschiede, die noch hervorgehoben werden.

Dem Gestein nach bestehen die Querrücken größtenteils aus Untersilurschiefer und tragen dann — aber nur zum Teil — auch die gerundeten Formen wie der Hauptkamm. Häufig aber, namentlich in ihrem dem Talschluß näher gelegenen Teile oder in der Umgebung ihrer Gipfelauftragungen, sind sie trotz unveränderter Gesteinsbeschaffenheit scharfkantig, felsig und bisweilen sogar hochgebirgiger als der Hauptkamm selbst. Von sonstigen Gesteinen kommen auf den Nebenrücken vor: der von Vierschach schräg nach SO den Hang aufwärts ziehende Streifen Quarzphyllit, der im Demut den Hauptkamm erreicht. Wo er an Graten, Gipfeln und in Talschlüssen von den Wirkungen der Eiszeit und der seitherigen Verwitterung stark hergenommen wurde (z. B. Schützenmahd, Mürbenknoten, Wilde Karlspitzen, zwei bezeichnende Namen, dann Demut und Schöntalhöhe), entstehen steile Trümmerfelder. Die schmalen, nur stellenweise auftretenden Streifen härterer Gesteine, wie paläozoische Schiefer, Obersilurkalk und Kieselschiefer, nehmen am Aufbau und an der Formung entsprechenden Anteil (z. B. Wiederschwing, Weißer Knoten oder Saulahnerkogel u. a.), insbesondere bedingen sie die nahezu in jedem Quertal anzutreffenden Stufen. Noch weit auffallender aber sind die schroffen Formen des devonischen Riffkalkes der Nebenrücken (Gatterspitz, Wasserfallstufe im Obstanser Winklertal, Maurerspitz, Liköflwand).

Die über die Seitenkämme gespannte Gipfel flur mit Hochgebirgscharakter senkt sich im allgemeinen vom Hauptkamm, dessen Schwankungen folgend, nach N bis auf 2100—2200 m hinab, bleibt aber stellenweise auch in größerer Höhe. Die Querrücken setzen meist deutlich mit Steilabfall und Formenänderung, jedoch ohne Gesteinswechsel, gegen die tieferen, eben noch waldfreien Rücken ab. Unter den Namen dieser vorspringenden Bergnasen des Systems A taucht die Zusammensetzung mit „. . . eck“ bezeichnenderweise immer wieder auf. Der Aufwölbung des Hauptkammes in der Strecke Pfannspitz—Königswandgruppe entspricht auch ein Anschwellen der Höhe in den Seitenkämmen, ja das Hoheck (2477 m) überragt sogar die südlich gelegene Liköflwand (2465. m). Das verschiedene Gestein nimmt sonach zwar auf die Form der Gipfel Einfluß, aber nur unwesentlich auf die Höhe der Gipfel flur. Auch der von der Steinwand (Diabas) abzweigende Grat des March- und Mittagkofels (Silurschiefer) erweist diesen allgemeinen Zusammenhang.

Im östlich benachbarten Ursprungsbereiche des Schön- und Leitner Tales tritt der vorhin erwähnte Fall einer deutlichen Abgliederung des Seitenkammes vom Hauptkamm ein. Daraus ergibt sich die ausnahmsweise Verbindung zweier Talursprungsgebiete durch die Hochfläche Filmoor. Statt eines zusammenhängenden Rückens erscheint hier östlich des Tscharknollens ein breiter Sattel und dann als Auflagerungspunkt der Gipfel flur nur knopfartig der gerundete Resler Knollen, der

sich über den Schöntalwiesen nicht mehr zu einem Hochgebirgsrücken aufzuschwingen vermag.

Anders wieder liegen die Verhältnisse beim breiten Sattel des Heretriegls. Er schiebt sich zwischen den schroffen Felssporn des Wildkarlecks (2536 m), der das Roßkar umrahmt, und den hochgebirgigen Seitenkamm Heretkofl (2488 m) — Hoher Bösring (2324 m) ein. Hier hat daher die Abgliederung des Nebenkammes kein starkes Absinken der Gipfelflur zur Folge. Die gleiche Erscheinung kommt noch mehr nördlich der Weißen Lungern zum Ausdruck. Das Luggauer Törl stellt die Verbindung zwischen den Luggauer Böden und dem hintersten Frohtal her und trennt dadurch scharf den Seitengrat Törköpfe—Zwölferspitz (2593 m) ab. Dieser Gipfel überragt die Weißen Lungern daher um rund 100 m und bildet seinerseits wieder einen Knoten, dessen Ausstrahlungen gailwärts die schroffe Umrahmung des Mooser Tales bilden.

Am Ostende dieses Abschnittes, wo sich vier Jöcher in etwa 2000 m scharen (Lahner-, Kreuzen-, Niedergailjoch und Giramondopaß), sinkt mit dem Hauptkamm auch die Gipfelflur des abgetrennten Nebenrückens Kreuzleithöhe—Säbelspitz—Stallonkofel auf rund 2150 m ab. An der schräg SW—NO durchziehenden Bordagliaströmung ändern sich Baumaterial, Tektonik und damit auch der Formenschatz.

b) das oberste, erhaltene Verflachungssystem B ist vor allem auf den Querrücken und in den Talschlüssen zu verfolgen. Zwischen diesen beiden Gruppen ergibt sich eine bald mehr, bald weniger deutliche Hangverbindung. Die meist beiderseits steilen Hochgebirgsgrate der Querrücken setzen in typischer Gleichformung und Beständigkeit ohne Gesteinswechsel unvermittelt und ausnahmslos mit einer Bergnase oder einem Eck zu einer sich verbreiternden, fast stets noch waldfreien, alpenhaften Rückenform ab. Diese Zone verminderter Höhenunterschiede liegt im allgemeinen zwischen 2000 und 2200 m, paßt sich aber den Höhenschwankungen der Querrücken an, so daß sie stellenweise an ihrem Nordrande um 100 bis 200 m tiefer, an ihrem Südrande bis um 100 m höher zu liegen kommt. Da die Höhe der Querrücken in der Regel von der Gipfelflur des Hauptkammes abhängig ist, ergibt sich auch hier eine Beziehung zwischen der Höhenlage der Verflachungen auf den Seitenrücken und den Schwankungen der Gipfelflur. So befindet sich z. B. die gailnahe Verflachung am Spitzeck noch in der Hochlage von 2200 bis 2300 m, gerade in der Linie der Aufwölbung Königswandgruppe—Liköflwand—Hoheck—Kartitschsattel. Mit dem Absinken der Gipfelflur gegen das Ostende des Abschnittes fällt auch der Nordrand der Verflachungen allmählich auf 1800 m ab. Ein zumeist schon bewaldeter Steilhang trennt die unter den Nasen des Systems A gelegenen Hangverflachungen B von dem tieferen Niveau C.

Mannigfaltiger sind die Erscheinungen des Systems B in den Hohlformen. In jedem Talschluß, ob das Tal nun im Hauptkamme wurzelt oder aus der Spaltung des Nebenkammes hervorgeht, liegt eine ausgedehnte Zone verminderter Höhenunterschiede. Nach den heutigen

Formen kommen alle Übergänge von der Quellmulde bis zum Großkar vor. Die Hohlformen sind durch die Querrücken fast immer tälerrweise voneinander abgeschlossen. Ausnahmen bilden, wie erwähnt, der gemeinsame Ursprung des Schön- und Leitner Tales auf der Hochfläche Filmoor, dann der Sattel des Heretriegls, ferner die Verbindung der Luggauer Böden über das Törl ins oberste Frohntal und schließlich die Jochscharung am Ostende des Abschnittes. Je nach der Beschaffenheit des Grenzkammes reicht der Oberrand der Endmulden einmal karartig bis an den Fuß der Felswände zurück, gelangt an anderer Stelle in schmaler, flacher Zunge eben noch bis an die Kammlinie hinauf oder er leckt nach schwacher Steigung in breitem Lappen sogar auf die Südseite hinüber. Es verschwimmen dann die Flächenreste der erniedrigten alten Gebirgsoberfläche oder der Gipfelflur A mit dem obersten Verflachungssystem B zu einer einheitlichen Abtragungsoberfläche, wie z. B. im Helmgebiete. Im gemeinsamen Ursprungsraume des Schön- und Leitner Tales wurde die schon ursprünglich niedrigere Gipfelflur der alten Gebirgsoberfläche durch Abtrag auf die Restformen des gerundeten Resler Knollens und des gratigen Plankenkofels eingeschränkt und das anschließende Gelände dem System B einverleibt. In etwas geringerem Maße erfolgte dies auch auf dem östlich benachbarten Querrücken des Heretriegls.

Die Untergrenze der Talschlüsse ist sehr häufig durch quer streichende Wasserfallstufen gegeben. Ihre Gesteinsbeschaffenheit setzte dem taleinwärtigen Vordringen der tieferen Niveaus größeren Widerstand entgegen. Der Stufenbau der Quertäler bildet in morphologischer und landschaftlicher Beziehung geradezu eine typische Eigenart dieses Abschnittes. Die größten Höhenbeträge erreichen die Wasserfallstufen im Obstanser (Winkler) und Luggauer Tal mit fast 400 m, in anderen Tälern bewegen sie sich zwischen 60 und 200 m. Da die härteren Gesteinszonen (Phyllit, Obersilur- und Devonkalke, paläozoische Schiefer) den Nordabfall der Karnischen Hauptkette vom Helm bis ins Porzegebiet zumeist schräg und in mehreren parallelen Reihen, manche bis auf die Kammlinie hinauf, durchqueren, ergibt sich eine schwankende Höhenlage (100 bis 200 m nach auf- oder abwärts) der als Wasserfallstufen in den einzelnen Tälern herauspräparierten Härteriegel. Durchschnittlich liegen sie auf etwa 1900 m. Östlich des Tilliacher Joches erreicht der Stufenoberrand (paläozoische Schiefer) auf den Luggauer Böden 2100 m. Die Grenzwerte der obersten Verflachungen in den Talschlüssen bewegen sich zwischen 1900 und 2400 bis 2500 m. Die Untergrenze erreichen auch die Quellmulden der kurzen, aus Spaltungen der Querrücken hervorgegangenen Seitengraben der Gail. Die Obergrenze erscheint im Helmgebiete.

Die Lage und Gesteinsbeschaffenheit der Schwellen nahm zweifellos auf den Ablauf der Hebungsvorgänge sehr wesentlichen Einfluß. Wo ansehnliche Härteriegel in entsprechender Höhe das Tal querten, setzten sie durch petrographische Auslese dem Vordringen der Verebnungen in das Tal eine deutliche Grenze, wie z. B. im

Obstanser (Winkler) Tal, im Erschbaumer, Schön- und Leitner Tal. Wo nur unbedeutende Härteschwellen sich der rückwärts schreitenden Erosion entgegenstellten, wurden sie zu schwachen Knicken im Längsprofil fluviatil erniedrigt, wie in den meisten Tälern und in allen Niveaus ersichtlich ist. Wo endlich Härteriegel überhaupt fehlen, ist der Übergang in das nächst höhere Talsystem manchmal verschwommen; an Stelle der scharfen Stufengrenze tritt dann ein nur stellenweise als undeutliche Grenzzone erkennbarer Schutt- oder Almhang, wie z. B. im Erler Winkler Tal. Ständen aber Hebung und Wasserwirkung in einem bestimmten Kräfteverhältnis, so konnten auch ohne Gesteinswechsel Steilstufen als Untergrenzen des Talschlusses erhalten bleiben, wie z. B. im Raller Tal. Auch innerhalb der obersten Talschlüsse verursachten Härteriegel als Stufen eine Gliederung der Hohlform; am schönsten ist das beim Obstanser See erkennbar. Aber selbst wenn im Talschluß Härteriegel fehlten, bildeten sich manchmal unter örtlicher Begünstigung auch hier ohne Gesteinswechsel durch fluviatile Wirkung kleinere Stufen und Terrassen an Stelle einer gleichmäßigen Böschung aus. Bei der Verschiedenheit der einflußnehmenden Faktoren (Beschaffenheit und Lagerung der Gesteine, Relief, Wasserwirkung) ist natürlich auch Art und Maß ihrer Wirkung fallweise verschieden, so daß sich eine **Vielfältigkeit der Erscheinungsformen** ergibt.

Die Verbindung der Auslieger und der Talschlüsse des Systems B wird an den Talflanken stellenweise durch Kare der Seitenkämme oder nur lückenhaft erhaltene Leisten unter den Hochgebirgsgraten hergestellt.

c) Die Auslieger des Systems C auf dem Nordabfalle der Zwischenrücken sind von dem höheren Stockwerke B durch Waldsteilen getrennt. Die C-Verflachungen nehmen häufig durch Teilung der Rücken fast Dreiecksform an, manchmal sind sie auch abgetrennte, bisweilen paarweise Rasten. Der Wald mußte öfters bereits der Alm- und Wiesenwirtschaft weichen, daher die mit Wald, Wiese und Schwender zusammengesetzten Namen. Nach ihrer Höhenlage bewegt sich diese Zone geringer Reliefenergie etwa zwischen 1400 und 2000 m. Auch hier ist in der Aufwölbungszone Königswandgruppe—Kartitschsattel ein leichtes Ansteigen der Auslieger zu beobachten.

Das Vordringen der zugehörigen Verflachungen in die Täler ergibt sich aus dem beim System B Gesagten: es findet entweder — in der Regel — an den Härteriegeln und an älteren Hebungstufen sonstiger Art seine Begrenzung; oder — seltener — die jüngere Verflachung hat sich bis zu einer jetzt durch Schutt und Abtrag verschwimmenden Grenzzone gegen das System B herangearbeitet. Die Eindringungstiefe reicht je nach den örtlichen Verhältnissen bis in 1700—2000 m Höhe hinauf. Am weitesten taleinwärts drang das System C in das Obertilliacher und Frohntal vor, anscheinend im Zusammenhange mit der ursprünglich größeren Breite und Tiefe dieser Furchen.

Die Verbindungsleisten zwischen den Ausliegern und den Talschlüssen sind auch hier spärlich, aber immerhin noch stellenweise erkennbar. Gegen das Ostende des Abschnittes, im Ober- und Niedergailtal, sind sie besser erhalten. Nach ihrem Kulturwert ist die Verflachungszone des Systems C als Almregion zu bezeichnen.

d) Als System D können zusammengefaßt werden: die tieferen Verflachungen auf und unter den stumpfen Enden der Querrücken, ferner die sie verbindenden Terrassen beiderseits der Mündungen der Quertäler, dann deren felsige Talsohlen und schließlich als lokale Erosionsbasis die Felsterrassen des Tiroler und Kärntner Gailtales selbst. Diese tief gelegenen, in sich weiter gegliederten Felsterrassen bilden den unmittelbar präglazialen Talboden und sind die Träger der diluvialen und noch jüngeren Aufschüttungen, in sie sind seither die Gerinne erosiv, stellenweise zu Schluchten, eingetieft.

Die Auslieger des Systems D erreichen wieder südlich des Kartitschsattels mit 1500 bis 1600 m ihre größte Höhe. Sie senken sich drauwärts rasch bis etwa 1200 m hinab, allmählicher im Lessachtal*) bis zur Abschnittsgrenze auf 1000 m. Im Bereiche der breiten Schuttkegelzone um Obertilliach sind sie unter Jungschutt größtenteils verborgen, mit der Annäherung an die Drau und von Maria Luggau abwärts treten sie zusehends stärker hervor. Zumeist durch eine waldige Steilstufe von dem höheren System C getrennt, tragen die Verflachungen in ihren höheren Teilen selbst auch noch Waldbestand, in den tieferen aber vorwiegend Kulturen, auf den breiten Terrassen und den langen Mündungsspornen überdies zahlreiche Einzelhöfe und endlich die großen Siedlungen, die dem Tiroler Gail- und noch mehr dem Kärntner Lessachtale ihr bezeichnendes Gepräge verleihen. Diese ausgesprochene Kultur- und Siedlungszone ist namentlich sonenseitig anzutreffen; sie setzt sich aber von Maria Luggau an, wo nur immer möglich, in sich verschmälernden Streifen auch noch ein Stück taleinwärts nach S fort, den Verebnungen folgend. In späterer Zeit sind diese Verebnungen durch tiefe, verkehrsfeindliche Mündungsschluchten (Luggauer, Frohn-, Ober- und Niedergailtal) der Seitentäler scharf zerschnitten worden. Die kammwärtige Reichweite der alten Talböden dieses Systems ist wegen des geringen Gefälles und der dadurch bedingten starken Talverschüttung oft nicht eindeutig zu begrenzen. Wo ein Härteriegel größerer Mächtigkeit sich dem Vordringen innerhalb des Wirkungsbereiches der jungen Hebung entgegenstellte, wie z. B. im Obstanser Winkler Tal, gebot dieser ihm ebenso Halt wie bei den vorangegangenen Reliefbewegungen. Es trat dann ein Einholen der älteren Phase ein. In den meisten Fällen aber genügte schon ein niedriger, weiter talaus gelegener Härteriegel, meist kennbar an einer Gefällssteile mit kleinem Wasserfall, zur Begrenzung der jungen Eintiefung. Mitunter verliert sich auch wie in den höheren Niveaus eine

*) Der landesüblichen Aussprache entspricht besser die ältere Schreibweise Lesachtal. S. a. L. Patéra, Die südl. und westl. Talgefülle der Lienzer Dol., Wien 1926, S. 6.

klare Unterscheidungsmöglichkeit überhaupt infolge der starken Schuttverkleidung. Im allgemeinen kann als Obergrenze 1500 bis 1600 m angesehen werden. In den größeren Tälern ist die Reichweite bald bedeutender (Obertilliacher Tal), bald geringer (Frohntal).

Die Unterschiede in der voreiszeitlichen Lage der örtlichen Erosionsbasis (II, 7) zu den einzelnen Talgebieten, der Spielraum zwischen den örtlich anscheinend schwankenden Hebungsbeträgen, in der Größe und Gestalt der Talräume, ihrer Gesteinsbeschaffenheit und ihres Wasserreichtums äußern sich auch in dem tiefst gelegenen Verflachungssystem D durch die sich zwischen 1100 und 1600 m bewegende Eindringungstiefe der Talverjüngung. Sie ist im W größer als im O des Abschnittes.

A b s c h n i t t 2.

Giramondopaß — Promos.

Auf die Gestaltung der heutigen Gipfflur und naturgemäß auch auf die gesamten Oberflächenformen des Wolayer—Plöcken-Gebietes nahmen *t e k t o n i s c h e V o r g ä n g e* (nach Stille oro- und epirogene Bewegungen im Gegensatze zu Haarmanns Oszillationen) *j ü n g e r e n A l t e r s* (nachvariszisch) anscheinend einen gewaltsameren Einfluß als in den beiderseits anschließenden Gebieten des Karnischen Kammes. Wenigstens haben in diesem Abschnitt auf sie bereits Schwinner, Küpper und Gaertner hingewiesen, während man bei der Erforschung der Nachbarabschnitte derzeit noch nicht bis zu solchen Feststellungen vorgeschritten ist. Freilich ergibt sich, wie bereits hervorgehoben, aus diesen mehr gelegentlichen Bemerkungen kein übereinstimmendes und noch weniger ein geschlossenes Bild der jüngeren Krustenbewegungen und ihrer Wirkungen auf die Oberflächenformen. Und doch wäre gerade in diesem verwickelt gebauten Gebiete noch mehr als sonst die Lösung dieser Vorfrage notwendig, um zu einer vorläufig großzügigen Vorstellung der Landschaft zu gelangen, die von der Eiszeit angetroffen wurde. In den Nachbarabschnitten fehlen solche Andeutungen und Maßnahmen überhaupt; die unmittelbare Beobachtung in diesen anscheinend keiner heftigen nachvariszischen Bewegung unterworfenen Gebieten konnte daher unvoreingenommen platzgreifen und zu Schlüssen verwertet werden. Hier aber, wo Vorarbeiten mit dem ganzen Rüstzeuge paläontologischen, petrographischen, stratigraphischen und tektonischen Wissens bisher nur zu derart unbestimmten und sich widersprechenden Folgerungen führten, wachsen für glazialmorphologische Studien die Schwierigkeiten durch die Erkenntnislücke zwischen der variszischen Gebirgsbildung und der Eiszeit hinsichtlich der tektonischen Vorgänge geringerer Kraftäußerung. Ein kurzer Rückblick über die sich widerstreitenden Ansichten wird das erweisen.

Schwinner (2, 267, 269—270) gelangte zu dem Schlusse, daß die ursprünglich zusammenhängend W—O streichenden Schuppenzonen des Hauptkammes Wolayer See—Plöckenpaß von späteren Querstörungen zerstückelt und gegeneinander verstellt wurden. Der Höchst-

betrag der Hebung und der weiteste Vorschub gegen N fand in der Kellerwandgruppe statt. Bis hierher tritt der Westflügel staffelweise immer mehr vor und steigt ruckweise auf, während der Ostflügel bis zum Plöcken treppenartig absinkt und zurückweicht. Ursache dieser Verschiedenheiten ist — immer nach Schwinner — die ONO streichende Bordagliastörung, die Fortsetzung der Valsuganalinie. Das Maß des Spielraumes der einzelnen Kammstücke für ihre Aufwärts- und Vorbewegung ist durch ihren Abstand von dieser Störungslinie gegeben; es wächst bis zur Kellerwandgruppe und flaut dann bis zum Plöcken ab. Die Hebung dürfte mit etwa 400 m, die Nordbewegung mit rund 1 km zu begrenzen sein. Da nun die Valsuganalinie eine sehr junge, bis ins Quartär, ja bis in die Gegenwart, reichende Störung ist, die Bordaglia-linie aber mit ihr zusammenhängt, hat auch diese gleiches Alter. Und mit ihr als Folgeerscheinung und als Scherflächenschar zweiter Ordnung die meridionale Störungszone des Hauptkammes in diesem Abschnitte sowie die Stufe von Wetzmann, von der noch ausführlich die Rede sein wird. Schwinner sah es als wahrscheinlich an, daß diese Störungen „erst nach der großen (Mindel-Riß) Interglazialzeit“ vor sich gegangen seien.

Auch K ü p p e r (81—86) stimmte zwar einem „sicher jungen Alter“ der Bordagliastörung bei, lehnte aber deren weitreichende Bedeutung im Sinne Schwingers ab; vielmehr haben kretazisch-tertiäre, N—S gerichtete Bewegungen allenthalben ihre Spuren zurückgelassen. „Was wir heute sehen, ist kretazisch-tertiärer Bau.“ Nach Richtung und Zeit ergeben sich daher gegen Schwinner sehr starke Unterschiede.

Wenige Jahre später (1931) erschien G a e r t n e r s Hauptarbeit (2) und jüngst seine Zusammenfassung (3). Er schloß im allgemeinen mit der Auflösung des variszischen Baues der Zentralkarnischen Alpen ab und unterschied drei „jüngere Störungen“ (2, 178—179). Die Cello-nettastörung reicht über den Mooskofel bis an den Nordhang der Plenge, wo sie sich im Schutt verliert. Als älteste ist sie wahrscheinlich schon bei der variszischen Hauptfaltung entstanden. Die Lauecheckstörung verläuft mit steilem Nordfallen von der Elferspitz über den Polinig zum Südfalle des Mooskofels, ihr Westende verliert sich dann. „Dem Alter nach ist sie jünger als der Deckenbau, vielleicht mesozoisch.“ Die Bordagliastörung strahlt vom Giramondopaß in zwei divergierende Linien beiderseits des Wadeckenrückens ins Plengegebiet aus. Der Nordast dürfte ins Kristallin bei Wetzmann verlaufen, der Südast läßt sich bis zum Raimundatörl verfolgen. Beide sind mit Südüberschiebungen verbunden. Die Bordagliastörung verursachte wahrscheinlich auch das Umschwenken des Biegegebirges. Sie ist als bedeutendste und jüngste von den dreien „sicher posttriadisch“. Zu den sonstigen morphologischen und glazialen Bemerkungen Gaertners wird bei Gelegenheit Stellung genommen werden.

Wann immer nun auch die letzten großen Niveauverschiebungen eingetreten sein mögen: bei der letzten Vereisung, deren Spuren nahezu allein verfolgbar sind, war die Architektur des

Reliefs, von Einzelheiten der Ornamentik abgesehen, schon so wie heute beschaffen.

a) Für die Gipfelflur dieses Abschnittes ergeben sich einige bezeichnende Eigenheiten. Ihr Hochgebirgscharakter ist durchwegs so stark ausgesprochen und durch die landschaftlichen Schönheiten allbekannt, daß es nur eines kurzen Hinweises darauf bedarf. An Stelle der bisher einseitig fischgrätenartig von dem nur wenig gekrümmten Hauptkamm abzweigenden, geraden Querrücken tritt ferner östlich der Jochscharung um den Giramondopaß (2000 m) eine Breitengliederung in Grenzkamm (Biegengebirge, Kellerwand- und Palgruppe), Mittelkamm (Rauch-, Gams- und Mooskofel) und in zwei diesem beiderseits benachbarte Pfeiler (Plenge und Polinig). Baumaterial, Verbindung und Trennung durch Zwischengrate, Törln und Täler sind aus den Karten ersichtlich.

Die über diese Gruppen gespannte Gipfelflur läßt hinsichtlich ihrer heutigen Höhenlage und ihrer Bergformen erkennen: Im Grenzkamm erreicht die Kalkmauer des auffallend stumpfwinklig abgelenkten „Biegengebirges“ im Wolayer Kopf (2470 m) rasch wieder nahezu die Höhe der Steinwand und steigt im wilden Zackengrat zum Seekopf (2554 m) an, dem einen Torpfeiler des rund 600 m an einem Querbruch eingeschnittenen Wolayer Passes (1970 m). Den anderen Wächter bildet die noch höhere Seewarte (2595 m). Ohne Zwischenschaltung eines anderen Gipfels schwingt sich die Hohe Warte (devonischer Riffkalk) mit 2780 m zur höchsten Zinne der Gipfelflur in den Karnischen Alpen überhaupt auf. Mehr als zwei km hält sie sich über 2700 m; dann sinkt der Grenzkamm rasch in der kaum 1 km langen Grünen Schneide (Querstörungen im Untersilur) auf wenig über 2000 m hinab. Am Frischenkofel (Cellonkofel) nur mehr 2238 m hoch, also fast 600 m unter dem nahen Kollinkofel, treppt der Grat über die Cellonschulter zum tektonischen Querbruche des scharf gescharteten Plöckenpasses (1360 m) ab. Er liegt fast 900 m unter dem Frischenkofel, am tiefsten unter allen Übergängen im Karnischen Kamm, soweit er Hochgebirgscharakter trägt. Wohl steigen die Felswände östlich des Plöckens noch 500 m zum Kl. Pal (1866 m) auf, aber die breite Karstlandschaft des tektonischen Sattels der Palgruppe, die sich in 1800 m Höhe auf fast 4 km nach O erstreckt, hat nichts mehr mit dem großartigen Aufbäumen der Gipfelflur in der Kellerwandgruppe gemeinsam. Erst im Hoheck (Tischlwanger Kofel, 2218 m) wird die Cellonhöhe wieder erreicht. Bald zweigt zum erstenmal in diesem Abschnitt ein nur wenig niedrigerer Seitenrücken nach N ab, der als Umgrenzung der tektonischen Angertalmulde wie ein Spiegelbild des Biegengebirges in auffallender NW-Richtung zur Poliniggruppe hinüberleitet. Außer dem durchwegs anzutreffenden Hochgebirgscharakter des Grenzkammes (Devonkalk) ist somit das unvermittelte Emporsteigen der Gipfelflur in der Kellerwandgruppe anscheinend als Folge jüngerer Bewegungen, dann das freie Ausstreichen dieser Berührungsfläche hoch über die Palgruppe hinweg bemerkenswert.

Die Mittelgruppe Rauchkofel, Gams- und Mooskofel bewegt sich um 2500 m. Um den Rauchkofelgipfel ist eine schmale Verflachung vorhanden, sonst bildet der devonische Bänderkalk schroffe, beiderseits felsige Zackengrate. Bei dem westlichen Vorposten, der massigen Plengegruppe, ragen über die verkarstete Hochfläche zwischen 2200 und 2300 m noch Reste des Felsgrates bis 2372 m auf. Der Polinig erhebt sich als Ostpfeiler und Knoten dreier Felsgrate zu spitzer Pyramide auf 2331 m. Die Gipfelflur senkt sich somit vom Grenzkamme nach N und streicht über Plenge—Mooskofel—Polinig frei in die Luft aus. Im O verläuft sie über Elferspitz—Lauckeck—Hoheck in 2200 m als schmaler, um die Angertalmulde gebogener Sporn. Auf dessen Höhe nimmt wie bisher die Verschiedenheit der Gesteine (Devonkalk und Silurschiefer) keinen wesentlichen Einfluß.

Da im Abschnitt Giramondopaß—Promos jüngere Bewegungen zwar nachgewiesen sind, über ihr Alter aber noch keine Klärung erreicht ist, können die jetzt in übereinstimmender Höhenlage unter den Resten der alten Gebirgsoberfläche A liegenden tieferen Verebnungen nur mit großem Vorbehalt in Niveau zusammengefaßt werden; immerhin hat Schwinnners Ansicht sehr junger Krustenbewegungen große Wahrscheinlichkeit. Wie im Abschnitt 1 ist auch hier die Dreizahl erkennbar.

b) Das höchste unter der heutigen Gipfelflur gelegene Verflachungssystem B enthält im Wolayer Gebiet, wie aus der Skizze ersichtlich, auf engstem Raum aneinandergerückt vor allem die Verebnungen des Rauchkofelunterbaues als Hangflächen geringerer Reliefenergie; dann an Hohlformen den Firnraum beiderseits des Valentintörls und den vom Bieengebirge umschlossenen geräumigen Wolayer Kessel. Im Plenge-, Gams-, Mooskofel- und Poliniggebiete gehören ihm die zahlreichen kleinen Hochkare an. Endlich fallen die breiten Rücken der Mauthner Alm und der Palgruppe ganz in seinen Bereich: hier bildet zum erstenmal das System B lokale Gipfelfluren gleicher Höhenlage (1800 m) oder eine Gipfelflurstaffel. Innerhalb der Höhengrenzen von 2100 bis 1800 m tritt besonders beim Wolayer See eine deutliche Stufung in eine Ober- und eine zum Teil schon dem tieferen System C angehörende Untergruppe ein. Darnach richtet sich auch je nach den Ortsverhältnissen die Verbreitung von Firn, Ödland, Karst, Almboden und die Höhenlage der im O bis zur Untergrenze absinkenden Törln und Jöcher. Das System B durchschneidet an den beiden Pässen den Hauptkamm. Die Verteilung der Hangverflachungen und der Hohlformen entspricht, wie die Skizze zeigt, im Gegensatz zu Gaertners Ansicht (2, 118) bereits in großen Zügen dem heutigen Talsystem.

c) Das System C schwankt im allgemeinen zwischen 1400 und 1600 m. Unter den gailwärtigen Steilhängen der Plenge liegt es auf 1200 bis 1300 m. Im Valentintal steigt es, wenn man Schwinnners ganz junge Hebung für richtig hält, bis etwa 1730 m hinauf, auf der Oberen

Wolayer Alm bis gegen 1800 m. Gegen die Untere Wolayer Alm ist es durch die anscheinend erst infolge der Bordagliastörung kräftig hochgeschaltete, früher aber niedrigere, harte Gesteinsschwelle des Hildenfalles abgeschlossen, gegen den Valentinfirn durch eine blockbedeckte Steilstufe. Am Roßbodentörl (1581 m, Palgruppe) und selbstverständlich am tief gescharteten Plöcken (Cellonschulter) gelangt zum erstenmal auch dieses System auf die Kammlinie. Verbindungsleisten sind im Wolayer und Sittmooser Tal nur spärlich erhalten, besser im Valentin- und Angertal. Die Verflachungen des Systems C können nach ihrer häufigen Beschaffenheit als Almniveau bezeichnet werden.

d) Das System D dieses Abschnittes umfaßt, von höheren Leisten jetzt abgesehen, als Wahrzeichen, Kultur- und Siedlungshorizont vor allem die breiten, oberseits mit Schottern und Moränen bedeckten Felsterrassen von Nostra, Wodmaier, Aigen, Nischwitz, Sittmoos am rechten und ihre Gegenstücke am linken Gailufer bis zu der 200 m hohen Stufe von Wetzmann. Hier gabelt sich der alte Talboden um das Gailtal in der bekannten Weise. Das System D setzt sich trotz der nicht zu übersehenden Höhenunterschiede einerseits in den nordseitigen Felsterrassen des Gailtales fort, andererseits in den südseitigen von Maria Schnee, Untere Misoria Alm, Dolling, Krieghof, Kronhof, Grazhof und auch noch weiterhin mit schwachem Gefälle nach O. In den tieferen, jüngeren Felsterrassen des Systems D beträgt die Reliefenergie entlang des Haupttales rund 300 m; die Leisten sinken innerhalb dieses Abschnittes von 1200 m im W auf und unter 900 m im O ab. Soweit tektonische Veränderungen und junge Ablagerungen in den Nebentälern einen Schluß zulassen, sind — wieder im Sinne Schwingers — die gleich alten Talböden bergwärts recht weit vorgedrungen: im Wolayer Tal bis an die Felsstufe (etwa 1400 m) südwestlich der Unteren Wolayer Alm (1283 m), im Valentintal bis zu dem Riegel östlich der Oberen Valentinalm in etwa 1400 m Höhe; ins Angertal über die jetzt 150 m hohe Stufe (1048 bis 1200 m) der Theresienhöhe hinweg in schmalem Streifen und an unklarer Grenze etwa auch bis 1400 m; endlich bis auf den tief gelegenen Plöckenpaß (1360 m). Damit gelangt zum erstenmal auch ein Ausläufer des Systems D in eine Einschartung des Grenzkaumes.

Innerhalb dieser Formengruppe sammelt sich seit jeher das größte Interesse um die Frage nach der Entstehung der Talstufe von Wetzmann. Sie ist im Abschnitt IV, 5) eingehend behandelt.

Abschnitt 3.

Promos — Gartnerkofel.

War im vorhergehenden Abschnitte der devonische Riffkalk das vorherrschende Baumaterial, so tritt hier das zermürbte Karbon an erste Stelle. In seinem breiteren Ostbereiche sind ihm klotzige Kalkstücke aufgesetzt: am Trogkofel permokarbonische Kalke, am Gartner-

kofel auf solchem Sockel überdies mächtige Triaskalkmassen; hingegen krönt am Roßkofel eine Karbondecke die Hochfläche dieses devonischen Riffkalkklotzes. Silur beschränkt sich nach Geyer zumeist auf die Nordhänge, Grödnar Sandstein auf einzelne schmale Streifen. Den beiden Baustoffen Karbon und Kalk entsprechen auch die beiden Hauptformen, die sanft gewölbten, plateauartigen Oberteile im W und die sie an Höhe bedeutend überragenden, schroff abfallenden Kalkstöcke im O. Der Hochgebirgscharakter ist jedoch nicht auf diese allein beschränkt, sondern tritt auch im Karbonbereich, wie in der Gruppe Hochwipfel—Schulter—Ringmauer, dort auf, wo das Karbon kalkige Fazies annimmt. Frech faßte diesen Abschnitt als das Gebiet der tektonischen Querbrüche zusammen.

a) Eigenartig ist die Gestaltung der Gipfflur als einer gedachten Verbindungsfläche der jeweilig höchsten Erhebungen. Wie bisher ziehe ich hiebei aber nicht nur die Höhe der Gipfflur, sondern auch die Art ihrer Auflagerung auf den Gipfeln, mithin das Bild ihrer Berührungspunkte, und die Gipfformen in Betracht. Im Abschnitt 1 ruhte die Gipfflur wie ein gewelltes, schmales, langzackiges Sägeblatt den Kämmen und Graten fast lückenlos auf; im Abschnitt 2 verbreiterte sie sich zu einer gailwärts jäh absinkenden breiten Fläche, die wir bis zur Umrahmung der Angertalmulde verfolgt haben. Der meist silurische Schneidenkamm Laucke—Köderhöhe—Promos an der Westgrenze des Abschnittes 3 geht durch den Gesteinswechsel (devonischer Riffkalk) in den zackigen Felsgrat des Hohecks über. Der Baustoff beeinflusst somit zwar die Gipfform, läßt aber die Gipfelhöhe von 2200 m im wesentlichen unberührt. Auch östlich des Promoser Törls wird dieser Betrag im Längskamme des Hohen Triebes noch erreicht. Von hier an tritt aber an Stelle der bisherigen linienhaften Auflagerung der Gipfflur die punktweise, wobei mit zunehmender Ostlage der Punkt Abstand wächst. Denn es schalten sich breite, bereits einem tieferen Niveau angehörende Hochflächen ein, in die noch jüngere Sättel eingeschnitten sind. Zwischen solchen Abtragsgebieten, die durch ihre Gesteinsbeschaffenheit einer raschen Erniedrigung leicht zugänglich waren, erheben sich nur mehr Reste der älteren Gipfflur A. Bei der natürlichen Verbundenheit dieser Formen erweist sich vorerst ein Verzicht auf ihre getrennte Besprechung zweckmäßig.

Im Hauptkamm schließt an den schmalen Rücken des Hohen Triebes die breite Lücke des Collen dial Törls und des Nöblingpasses (rund 1800 m, Niveau B) an; dann erscheint auf kurze Strecke wieder die alte Gebirgsoberfläche am Findenigkofel, 2000 m kaum übersteigend. Sie tritt erst wieder in der Hochwipfelgruppe (2000 bis 2200 m) hervor, denn dazwischen liegt die ausgedehnte Senke des Straniger Sattels. Die flachen Begleithöhen am Osthange des Findenigkofels und am Straniger (1800—1900 m) gehören bereits dem Niveau B an. In dieses aber ist schon das nächst tiefere C an verschwimmender Grenze schalenartig eingesenkt (1530—1750 m). Östlich der

Hochwipfelgruppe wird der *Rattendorfer Sattel* nur vom System B erreicht (1750—1850 m). Er stößt im O an den schroffen Abfall des zum Trogkofelmassiv gehörenden Zottachkopfes. Damit gewinnt in der alten Gebirgsoberfläche A das außer dem Karbon für die Formgebung entscheidende zweite Bauelement Geltung, das der Kalkstöcke. Von der nach SW geneigten, sehr stark verkarsteten Hochfläche des Trogkofels (2279 m) strahlen nach drei Seiten zackige Hochgebirgsgrate aus. Durch die Auflagerung auf sie erhält die Gipfflur örtlichen Flächencharakter und schwingt sich im Vergleiche zur Ringmauer um fast 300 m auf. Der schmale Verbindungsrücken des *Rudniksattels* (tiefster Punkt 1945 m) leitet zu dem A-Massiv des *Robkofels* hinüber, dessen nach NO geneigte Hochfläche aus devonischem Riffkalk von Karbon bedeckt wird. Der *Rudniksattel* ist noch nicht vom System B erobert, sein schmaler Verbindungsrücken stellt vielmehr eine tief abgetragene Restform der alten Gebirgsoberfläche A dar. Dasselbe gilt hinsichtlich des von der Madritschen nach N abgehenden kantigen Rückens. Dessen beiderseitige Hangterrassen gehören wie die breiten Flanken des Garnitzenberges (1950 m) bereits dem System B an. In der zwischen ihnen liegenden Senke des *Naßfeldes* (1530 m) greift nicht nur das System B, sondern wie am *Straniger Sattel* auch das System C auf die Südseite des Hauptkammes hinüber. Erst in der Pyramide des *Gartnerkofels* (2195 m) findet die Gipfflur der alten Gebirgsoberfläche wieder einen Auflagerungspunkt, der nach seiner Höhe dem Mte Canin entspricht. Sie dacht rasch nach NW zur Reppwand, nach O zu dem zugeschärften Rücken des Zielkofels ab.

Auf 22 km Luftentfernung vom Hocheck bis zum Gartnerkofel bewegt sich die Gipfflur des Hauptrückens mithin ohne Rücksicht auf das Gestein in einer Höhenlage von etwa 2200 m; sie biegt am Findenigkofel auf 2000 m hinab und nähert sich am Robkofel der 2300 m-Linie. Hierbei reichen etwa 10 Gipfel über 2100 m hinauf, durch breite Paßlandschaften getrennt. Im W sind kurze Gratstücke, im O Stöcke bezeichnend.

Die Gestaltung der Nebenrücken stimmt mit dieser Gliederung des Hauptkammes überein. Vom Hochwipfel an strahlen von allen Stöcken als höchsten Knotenpunkten kurze, noch der alten Gipfeloberfläche A angehörende Äste aus. Gegen ihre Ausläufer und Flanken sind aber stellenweise schon die Verebnungen des Systems B vorgedrungen. In der Westhälfte des Abschnittes, zwischen Promos und Hochwipfel, fallen die Nebenrücken bereits ganz in das System B, es bildet hier eine tiefere Gipfflurstaffel. Ihre breiten, wohlgerundeten und eingeebneten Oberteile tragen durchwegs Almböden.

Wechselnd ist ferner die Verbindung der Nebenrücken mit dem Hauptkamm. Bei der Zollnerhöhe (1930 m) erfolgt sie durch die „Karbonplatte“, eine Fastebene (1750 m) nordwestlich des Collendial Törls. Östlich des Findenigkofels führt der schmale Rücken des Waschbühels (1800 m) nach N vor und spaltet sich dann im Quellgebiete des

Fuchsgrabens in drei breite Zungen (1800 bis 1950 m). Es ist offenbar, daß diese Verebnungen des Systems B ein altes Talnetz umgeben.

Auch die Bergnamen weisen auf die Gipfformen hin: Zollnerhöhe, Nöblinger und Weidegger Höhe, Waschbühel, Leiten- und Feldkogel im W, ebenso Treßdorfer Höhe, Madritschengupf im O. Sie gehören alle dem Abtragungssystem B an. Im Gegensatz hiezu stehen die Namen des Hochgebirgssystems A: Höher Trieb, Hochwipfel, Findenigkofel, Zottachkopf, Trog-, Roß- und Gartnerkofel.

Nach dieser Gliederung der Gipfflur in zwei Staffeln folgen noch weitere Angaben über die tieferen Systeme.

b) Das System B eroberte mithin die Hochflächen der Nebenrücken und die Sattelgebiete im Hauptkamm; beide sind ausgedehnte, aber magere Weideflächen. An Hohlformen gehören ihm ferner die obersten Talschlüsse an. Sie sind muldenförmig im N der Hochwipfels, echte Hochgebirgskare infolge Ausgestaltung durch das Eis im Bereiche der Kalkstöcke. Die Geltung dieses Systems erstreckt sich, von lokalen Schwankungen abgesehen, etwa zwischen 1800 und 1900 m. Es hat alle Sättel überwältigt, hat hier die schon ursprünglich niedrigere, überdies abgetragene alte Oberfläche des Hauptkammes ersetzt und ist im Westteile des Abschnittes schon zur Gipfflur der Nebenrücken geworden.

c) Das System C enthält Hangverflachungen und Talschlüsse in der allgemeinen Höhe von 1400 bis 1600 m, die gelegentlich um etwa 100 m nach auf- und abwärts überschritten wird. Am Straniger Sattel (von 1530 m aufwärts) und am Naßfeld (in der gleichen Höhe), somit an zwei Stellen, reicht es über den Hauptkamm hinüber. Am Rattendorfer, Rudnik- und am Garnitzensattel, die sämtlich höher liegen, ist es nur bis in den Talhintergrund vorgedrungen. Es stellt in diesem Abschnitt ein ausgesprochenes Almniveau dar.

d) Die Gailtalterrassen des Systems D setzen sich östlich des Kronhofgrabens in typischer Folge als Siedlungs- und Kulturturniveau (Moränen und Schotter auf Felsockel) zwischen 800 und 700 m am Gebirgsfuße nach O fort. Durch Waldsteilen getrennt, schließen an sie hangaufwärts bis etwa 1300 m ähnliche Stufen geringerer Breite an. Taleinwärts sind stellenweise Leisten und Rasten zu verfolgen. Im Hintergrunde des Kersnitzel- (Fuchs-), Straniger-, Dober- und Rudnikgrabens gehört dem System D der Beginn der Talböden bis in etwa 1400 m an; im Trögelgraben erreicht es aber das Naßfeld nicht mehr.

Auch hinsichtlich der Talbildung weist der Abschnitt mehrere Eigenheiten auf. Nach Aufnahme der radial zufließenden Quellbäche ist für die westlichen Täler die N bis NNO-Richtung bezeichnend; erst Dober- und Rudnikgraben schlagen eine ausgesprochenere NO-Richtung ein. Auch der Garnitzengraben folgt ihr schließlich trotz mehrmaligem Knick. Gemeinsam ist den größeren Gräben ferner eine Dreigliederung der Tiefenlinie. Auf die weite Quellmulde folgt sehr bald eine Talverengung, die mündungswärts in eine an Tiefe zunehmende

Schlucht übergeht. Alle Straßen und Wege, namentlich die zur Kriegszeit verbesserten und noch mehr die während und nach der Kriegszeit neu angelegten, führen daher hoch am Hang, wo es geht, unter Ausnutzung der Verflachungen. Typisch sind schließlich vom Valentinbach an, also bei allen erst unterhalb der Stufe von Wetzmann mündenden Gräben, die mächtigen ins Gailtal hinaus geschütteten *Mündungskegel*. Sie finden auf der Nordseite des Gailtales ihre Gegenstücke. An ihren Flanken liegen die großen Siedlungen, auf ihrem Scheitel nur Sägen, Mühlen und Hämmer. Wegen des starken Gefälles sind die Täler bis auf große, die heutige Beförderungskraft des Wassers übersteigende Blöcke ausgeräumt (IV, 2, c). Entwicklungsgeschichtlich weisen Gefälle der Täler und Eintiefung zu Schluchten auf eine früher tiefere Lage der lokalen Erosionsbasis infolge der Absenkung des Gailtales hin (IV, 5, b). Über der nachträglichen Einschotterung erheben sich die postglazialen Schuttkegel der Seitengräben. Deren Bäche schneiden sich jetzt teils in ihre älteren Aufschüttungen seicht ein, teils umfließen sie das Hindernis seitlich mangels ausreichender Stoßkraft.

A b s c h n i t t 4.

Gartnerkofel — Wurzner Paß.

Die Zusammenfassung dieses Raumes in einen Abschnitt ist durch eine Reihe von Umständen gegeben. Nach dem Baustoffe herrschen den Aufnahmen Geyers zufolge Kalk und Schiefer der Silur- und Devonzeit vor, Karbon fehlt fast ganz, Perm und Untertrias sind auf kleine Inseln beschränkt. An Stelle der mächtigen Kalkstöcke treten Ketten und Knoten, die nur in sehr beschränkten Gipfelbereichen des Westens noch Hochgebirgscharakter tragen, im O aber zu Mittelgebirge hinabsinken. Aus der Zone der Querbrüche treten wir nach Frech in die der Längsbrüche ein. Dabei ist eine besondere *Gliederung der Erhebungen* unterscheidbar.

Im Nachbarabschnitte 3 zweigen vom Hauptkamme wie von einem breiten, stellenweise massigen Rückgrat meist gerundete Nebenrücken zwischen großen Quertälern ab. Diese Bergformen werden im Abschnitt 4 bis zum Osternig durch ein eigenartig *gitter- oder kastenförmiges System von Gipfelknoten in doppelter Reihe* ersetzt. Ihm legt sich nördlich der auffallenden Längstalung Egger Almsee—Kesselwaldgraben ein geschlossener, schmaler Längsrücken vor. Ferner entsendet die Knotenreihe nach S nunmehr durch Quertäler getrennte Nebenrücken; weiter westwärts fehlten sie der Südseite, während sie gerade für die Nordseite bezeichnend waren. Das Gittersystem der zweifachen Knoten entsteht durch die Reihung der vier Doppelkomplexe Planja—Mitterwipfel, Poludnig—Gaisrücken, Starhand—Sagranberg, Osternig—Achomitzer Berg. Sie sind paarweise durch vier W—O verlaufende Senken verbunden: Kersnitzen-, Poludnigsattel, Hochfläche zwischen Starhand—Sagranberg und Feistritzsattel (Hotel Osternig). Vom Zielkofel, der bereits in ähnlicher Weise über das

Schulterköfele mit dem Lonaswipfel zusammenhängt, scheidet sie in N—S-Richtung das Quertal des Kreuzgrabens, von einander der Schloßhüttensattel, das Quertal des oberen Kesselwaldgrabens und der Lomsattel. Ein zweites Längstal, der Feistritzgraben, trennt dann die in dem Ostknoten wurzelnden beiden Bergzüge. Der Osternigrücken endet schon bei Feistritz orographisch, läuft aber erst in den Hochflächen von Dreulach—Draschitz—Hohenthurn—Dobrava ganz aus. Der Haupt Rücken setzt sich vom Achomitzer Berg als karnische Wasserscheide ohne geologische Grenze über den torartigen Gailitzdurchbruch hinweg in die Westkarawanken fort.

a) Nach dieser Gruppierung der Erhebungen ist auch die Gipfel flur dieses Abschnittes gestaltet. Mehr noch als im Nachbar bereiche greifen hier die tieferen Niveaus B und C ein, sie gelangen daher gemeinsam mit der Gipfel flur A zur Bespre chung. Die noch auf dem Gartnerkofel (2195 m) erscheinende alte Gebirgs oberfläche biegt steil zum Zielkofel (1824 m) hinab, der nach Höhe und Gestalt als ihre Restform erscheint. System B greift an seine Ausläufer, ja selbst teilweise bereits auf den Rücken selbst hinauf und hat auch die benachbarte oberseits flache Krone (1832 m) überwältigt. Von den vorgenannten Knoten gehören diesem Verflachungssystem die gerundeten Oberteile der Planja (1711 m, Trias kalk) und des Mitterwipfels (1759 m, Devonkalk) ganz an. Bei dem näch sten Doppelknoten enthält der Poludnig (1999 m, Devonkalk) oben noch einen Rest der alten Gebirgs oberfläche A, während die Verflachungen seines Oberteils schon in das System B einzubeziehen sind. Zu diesem zählt auch der zugespitzte Gaisrücken (1729 m, Trias kalk) und seine westliche Verflachung (1748 m). Beim Starhand (1965 m) und Saganberg (1931 m), beide aus Devonkalk, be schränkt sich die alte Gebirgs oberfläche auf den felsigen Gipfel bereich, der zu einem sanfter geböschten und breiteren Verbindungs rücken des Systems B absetzt. Ebenso liegen die Verhältnisse auf dem Osternig (2052 m, Devonkalk), der als Wahrzeichen des unteren Gailtales, Beginn und Ende der mächtigeren Erhebungen aus der Karni schen Kette räumlich nach Höhe und Lage hervortritt. Mit dem Osternig endet die alte Gebirgs oberfläche A als oberste Gipfel flur westlich des Wurzner Passes. Sie lagert somit bei einer Entfernung von 15 km auf den beiden Eckpunkten Gartnerkofel und Osternig in 2200 bis 2050 m Höhe und wird in der Mitte nur durch den Poludnig allenfalls gestützt (2000 m); sonst aber fehlt sie in der Westhälfte ganz, in der Osthälfte ist sie nur mehr punkt weise um die Gipfel Starhand und Saganberg zwischen 1900 und 1965 m erhalten. Die Gesteinsbeschaffenheit beeinflußt wieder zwar die Gipfel form, die Gipfelhöhe hingegen ist von ihr unab hängig, wenn nicht besonders leicht abtragbare Gesteine vorkommen.

Tritt im Bereich der Doppelknoten das System B schon sehr be stimmend als Ersatzstaffel in die Gipfel flur ein, so beherrscht es diese bis auf den Göriacher Berg in der Höhe von 1700 bis 1800 m gänz

lich. Hiebei fällt freilich der breite Raum des Bartolosattels vollkommen unter sein Niveau. Über das Tor der Gailitz spannt sich beiderseits schon das nächst tiefere System C. Es wird südlich Selttschach bereits durch einen Einbruch des Systems D getrennt.

So weit ohne eingehende petrographische Studien über die Achsenverhältnisse der Gesteine geurteilt werden kann, ist die allmähliche Besitznahme der Gipfflur durch immer jüngere Systeme vom Gartnerkofel an in ihrer letzten Ursache auf die Vorgänge bei der alten Gebirgsbildung zurückzuführen. Die von W nach O geneigte Achsensenkung des Karnischen Hauptkammes wird vom Osternig an immer mehr zu einem Achsenknick. Er erreicht im Tor der Gailitz den tiefsten Punkt der Wasserscheide. Der Flußspiegel liegt hier derzeit in nur 608 m Meereshöhe. Dann steigt die Gebirgsachse in den Karawanken wieder an. Die Brennersenke zwischen Stubai Alpen und dem Westende der Hohen Tauern, das Tor von Mittenwald zwischen Wetterstein und Karwendel sind Analogien in den Zentral- und in den Nordalpen zu dem Tor der Gailitz in den Südalpen. Spätere, zeitweise gesteigerte Rumpfhörungen vermochten die tektonische Achsensenkung und die ihr folgende Einrumpfung nicht mehr wettzumachen, es blieb ein Depressionsgebiet. Darum reichen auch immer jüngere Verebnungen gleichlaufend mit dem Ausmaß der Achsensenkung auf den Grenzkamm hinauf: Die alte Gebirgs oberfläche A des Gartnerkofels wird im Gebiete der Doppelknoten durch System B nahezu ganz verdrängt und endet am Osternig. Aber auch System B herrscht weiter östlich nur kurz und lückenhaft vom Achomitzer bis zum Göriacher Berg (1700 bis 1800 m), wo es sein Ende erreicht. Im Bereiche des Bartolosattels (1168 m), des tiefsten Übergangspunktes in der Karnischen Hauptkette überhaupt, dringen schon die tieferen Systeme C und erstmalig auch D über die Wasserscheide hinüber. Dem System C gehört weiterhin der Grenzüücken an. Es bewegt sich etwa zwischen 1300 und 1600 m und nimmt als Almniveau außer den breiten Kammstücken beiderseits des Gailitzdurchbruches auch die Vorkette ein zwischen der Garnitzenschlucht und dem Durchbruche des Kesselwaldgrabens bei Maria Graben (Ober-, Unterdorfer und Görttschacher Berg), dann eine Reihe von Hangverflachungen und Leisten in den Längs- und Quertälern sowie alle bis etwa 1500 m hoch gelegenen Sättel.

b) Entlang des Gailtals sind die tieferen, bisher nahezu lückenlos verfolgbar en Feilsterrassen des Systems D am Steilhange der Vorkette zwischen Möderndorf und Nampolach nur stellenweise erhalten, erst östlich letzteren Ortes und beiderseits Maria Graben treten sie in 700 bis 600 m Höhe wieder häufiger auf. Sie setzen sich südlich Feistritz in der Kirchenhöhe fort, dann weiterhin östlich des Achomitzer Grabens in den Hochflächen von Dreulach (676 m), Hohenthurn (686 m) und der Arnoldsteiner Dobrava (669 m). Höhere Leisten dieses Systems finden sich bis etwa 1300 m am Nordsaume des Gebirges. Bis in den Bereich des Egger Almsees ist es jedoch infolge der hindern-

den Vorkette zwischen Garnitzen- und unterem Kesselwaldgraben nicht vorgedrungen; wohl aber bis in den Hintergrund des Feistritzgrabens und in breiter Front über den Bartolosattel nach S. Vollends in das sich trompetenförmig öffnende *T o r d e r G a i l i t z*. Beiderseits der Talmündung liegen die Felssockel der Hochflächen von Dreulach bis zur Dobrava. An den Trichterrändern ziehen sich im W über den Fuß der Göriacher Alm, im O über die Hochfläche von Selttschach glazial überschüttete Felsterrassen in 700 bis 800 m Höhe taleinwärts. Sie vereinigen sich in der Trompetenmündung, auf der jetzt durch die jungen Erosionsschluchten der Gailitz und des Klausbaches begrenzten Terrasse der Kolmwiesen am Nordhange des Leilerberges. Höhere Leisten sind an den beiderseitigen Hängen bis 1100 m erhalten. Im Sattel (1173 m) zwischen Čabin und Ofen (Peč) erreicht System D den Hauptrücken und überschreitet gleichsam als spiegelbildliches Gegenstück zum Bartolosattel im Wurzner Paß (1073 m) die Wasserscheide.

Wie im Nachbarabschnitte sind die *Q u e r- u n d L ä n g s t ä l e r* vom Garnitzengraben an nach O alle mündungswärts schluchtartig eingetieft und beförderten große Schuttkegel ins Gailtal hinaus. Es herrschen hier also die gleichen Entwicklungsverhältnisse in Vergangenheit und Gegenwart wie dort. Die Versumpfung der Gailtalsohle innerhalb des Abschnittes nimmt von W nach O zu. Sie ist die Folge der Schiefstellung des Gailtales und diese wieder steht im Zusammenhange mit dem jungen Vormarsche des Gebirges.

Durch die Möglichkeit, die Verflachungssysteme und die sonstigen morphologischen Erscheinungen über die bloß äußerliche Grenze des Gailitzdurchbruches hinaus zu verfolgen, tritt zu der stratigraphischen und tektonischen Einheit der Karnischen Hauptkette und der Westkarawanken nach diesen Gesichtspunkten auch die *f o r m e n g e s c h i c h t l i c h e E i n h e i t*.

Zusammenfassung.

(Hiezu Skizze und Übersicht.)

Die Abtragsreste A der alten Gebirgsoberfläche bilden als Hochgebirgsauftragungen des Karnischen Kammes die älteste, noch erhaltene Gipffelur. M. Richter (151) bezeichnet sie als „echt“ wegen des hohen Alters. Dieser Name wäre m. E. abzulehnen, denn ihre jüngeren Staffeln sind der Entstehung nach ebenso echt, weil sie gleichfalls durch Herausschneiden aus einer Abtragsfläche entstanden sind. Eine Form wegen des „hohen Alters“ aber echt zu nennen, widerspricht einer folgerichtigen Begriffsverbindung. Die Gliederung in *G i p f e l f l u r s t a f f e l* hat sich jedoch in der Karnischen Hauptkette als anwendbar erwiesen. Hierbei nimmt die *G e s t e i n s b e s c h a f f e n h e i t* zwar auf die Form der Gipfel, aber nur unwesentlich auf ihre Höhe Einfluß. Entscheidend für die Gliederung in alte Gipffelur und jüngere Gipffelurstaffel ist ihr *A l t e r*.

a) Nach den Berührungspunkten der gedachten Fläche mit den höchsten Erhebungen hat die alte Gipffelflur A im Abschnitt 1 fast durchwegs die Form eines linienhaften Rückgrates, von dem nur einseitig nach N sägezahnartige Rippen abgehen. Im Helmgebiete ist die Rückenlinie bereits zu einer welligen Kuppenlandschaft abgetragen, in deren Senkungen das höchste erhaltene Verflachungssystem B eingreift. Im Abschnitt 2 verbreitert und gliedert sich die alte Gipffelflur zu den Graten und Stöcken der Zentralkarnischen Alpen und erreicht im Grenzkamme durch jähren Aufstieg ihre Kulmination in der Hohen Warte der Kellerwandgruppe (2780 m). Unmittelbar benachbart bildet das System B in der Palgruppe und der Mauthner Alm mit 1800 m inselartig eine tiefere Gipffelflurstaffel. Dieser auffallende Höhenunterschied ist mit der tiefgreifenden Querstörung des Plöckenpasses in tektonischen Zusammenhang zu bringen. Über den Zeitpunkt dieser Bewegungen herrschen aber derzeit noch ganz widersprechende Auffassungen, da einer kretazisch-tertiären N—S-Bewegung (Küpper) eine interglaziale S—N-Bewegung (Schwinner) gegenübersteht. Mangels bisher sicherer Beweise für derart junge Änderungen im Gebirgsbau wurden sie vorerst noch in den Rahmen der voreiszeitlichen, mithin spätestens tertiären Höferschaltungen unter der Annahme aufgenommen, daß diese Gebiete geringerer Reliefenergie hiebei in der Hebung zurückblieben. In Abschnitt 3 hat die alte Gipffelflur im Hauptkamme zunächst noch Kettencharakter (Hoher Trieb, Findenigkofel), es schalten sich jedoch schon breite Verebnungen des B-Systems ein (Promoser und Collendial Törl, Nöblingpaß, Straniger Sattel). Die Nebenrücken aber beherrscht bereits das System B als erste Gipffelflurstaffel. In der Hochwipfelgruppe erhielten sich die Hochgebirgsformen des Systems A. Jenseits des ausgedehnten Rattendorfer Sattelgebietes (Niveau B) folgen dann die drei durch Senkungszonen (Rudniksattel und Naßfeld) getrennten Kalkstöcke des Trog-, Roß- und Gartnerkofels. Sie sind der alten Gebirgsoberfläche A zuzuzählen, da sie, wie auch Morawetz (1, 25) für die obersten Flächen der Kalkalpen und der Kuppenlandschaft annahm, anscheinend höheres Alter haben als das Firnfeldniveau Creutzburgs (System B).

War das System A demnach schon im Abschnitte 3 von B-Lücken, ja am Straniger Sattel und am Naßfeld sogar von C-Einschaltungen durchbrochen, so steigert sich dieses Verhältnis noch weit mehr im Abschnitt 4. Von den gitterartig gestalteten Doppelknoten der Haupterhebungen im Raume Zielkofel—Osternig gehören nur mehr die Gipfelbauten als punktweise erhaltene Abtragsreste der alten Gipffelflur an. Sie macht nunmehr auch auf den wasserscheidenden Höhen dem System B als erster Gipffelflurstaffel Platz und endet am Osternig mit freiem Luftausstrich.

b) Von der Kennzeichnung des Verflachungssystems B sind besonders die scharfe Abgrenzung der Hochgebirgsformen gegen die Eckfluren des Abschnittes 1 und die Entwicklungsreihe der Tal-schlüsse von den Quellmulden bis zu den Hochkaren hervorzuheben.

Diese Verflachungen und Hohlformen sind die Träger der einstigen Firnfelder in der Karnischen Hauptkette. Das etappenweise Eindringen der Verflachungssysteme in die Seitentäler bei der Höherschaltung wurde zumeist durch härtere, quer durchziehende Gesteinsschwellen begrenzt. Die Reichweite ist in der Regel aus der typischen Stufenbildung der Quertäler erkennbar. Die Talschlüsse des Abschnittes 1 haben B-Alter. Im Nachbarbereiche 2 gehören hierher die echten Hochkare, die zum Teil noch Firnfelder enthalten (Wolayer und Valentinfirn), im Eiskar sogar einen kleinen Gletscher. Das Alter dieser Hohlformen reicht sicherlich noch in die Zeit der alten Gebirgsoberfläche A zurück, eine morphologische Abgrenzung gegen das System B ist aber wegen der eiszeitlichen und noch jüngeren Überformung nicht mehr durchführbar. Im Abschnitt 3 erobert das System B die Gipfflur der Nebenrücken und schlägt bereits in den Hauptkamm breite Breschen. Im Abschnitt 4 beherrscht es zwischen Zielkofel und Göriacher Berg auch den durch mehrere Doppelknoten gegliederten Hauptkamm als erste Gipfflurstaffel, da die Restformen der alten Gebirgsoberfläche nur auf die höchsten Gipfelpunkte selbst beschränkt sind. System B endet auf dem Göriacher Berg, 7 km östlich der am Osternig austreichenden alten Gebirgsoberfläche.

c) Das System C gewann die beiderseitigen Begleithöhen des Gailitzdurchbruches. Es rückte hierher aus seiner bisherigen Lage am Hang, in tiefer gelegenen Sattelgebieten, Talschlüssen und im Hochtal zur zweiten Gipfflurstaffel empor und trug die Almen auf die Wasserscheide.

d) Als System D wurden die komplexen Verflachungen jüngeren Alters zusammengefaßt. Dank der tiefen Einschaltung des Plöckenpasses gelangte diese Zone in unmittelbare Nachbarschaft der höchsten karnischen Erhebungen inmitten der Hochgebirgslandschaft bis auf die Paßhöhe; sonst ist dies erst nahe vom orographischen Ostende der Karnischen Alpen, am Bartolosattel, und im Bereiche des Gailitzdurchbruches der Fall.

e) Der unmittelbar präglaziale Talboden ist im System D enthalten und aus dem Oberrande der Felsterrassen beiderseits der Schluchten des Lessachtales sowie aus jenen seitlich der heutigen Aufschüttungsebene des Gailtales unterhalb der auffälligen Stufe von Wetzmänn kennbar. Wegen der engen Verbindung dieser Formen mit den Vorgängen während des Eiszeitalters gelangen sie erst im Abschnitt IV, 5.) zur Besprechung.

f) Das Tor der Gailitz ist der zweite Raum, der innerhalb des Systems D erhöhte Aufmerksamkeit auf sich zieht. Es hängt nach dem derzeitigen Stande der Kenntnis anscheinend aufs innigste mit den älteren tektonischen Bewegungen des Karnischen Hauptkammes zusammen. Der Verlauf der alten Gebirgsoberfläche zeigt in seinen Formen ein Absinken der Gebirgsachse von W nach O. Es wird vom Osternig an zum Achsenknick, der im Tor der Gailitz seinen tiefsten Punkt erreicht; erst jenseits dieser Lücke erhebt sich die Achse wieder

in den Karawanken. Daher reichen auch immer jüngere Verflachungen auf den Grenzkamm hinauf, bis sich im Bereiche des Gailitzdurchbruches eine breite und tiefe Bresche dem jüngsten System öffnet.

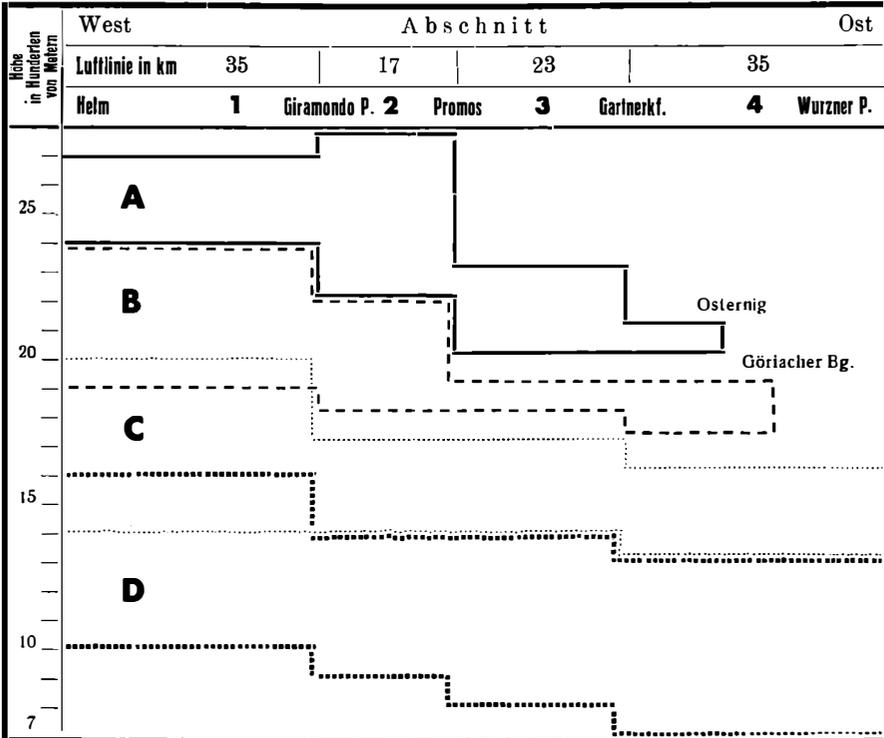
g) Die heutige morphologische Gestalt der Karnischen Hauptkette ist nach diesen Gesichtspunkten die dem Urbilde vermutlich ähnliche Nachfolgeform des alten Gebirges. Die Reliefenergie der tektonischen Aufstauung zu einem Gebirgswall nahm von W nach O ab, die Einrumpfung verhältnismäßig zu. Es blieben daher im Westteile dieses ungleichartigen Kraftfeldes größere Reliefreste skelettartig als Längs- und Querrippen bestehen, während die Überbleibsel des schon ursprünglich schwächeren Reliefs im Ostteile immer mehr aufgezehrt wurden. Durch die mindestens vom Tertiär bis zur Gegenwart reichenden ruckweisen Höherschaltungen gelangten bei ähnlicher Kraftabstufung wie früher die verbliebenen Reste zuerst im W, dann erst im O wieder in größere Höhenlage. Das in Etappen erfolgende Emporsteigen zur heutigen Gebirgskette vermochte die alte Achsendepression nicht mehr auszugleichen. Dieses Gebiet blieb auch späterhin im Aufstiege zurück. Die heutige Karnische Hauptkette hat daher als Gebirge zwar jugendliches, aber nicht in allen Teilen gleiches Alter. Aus dem paläozoischen Rumpf erwuchs nach den mittelalterlichen Bewegungen durch ruckweise tertiäre und jüngere Höherschaltung zunächst im Westteil ein höheres Gebirge, das seither zum Hochgebirge im morphologischen Sinne geworden ist. Erst später folgte ihm das Mittelgebirge des Ostens. Die Brennersenke, das Tor von Mittenwald und der Inndurchbruch bei Kufstein finden in den Südalpen ein ähnliches Gegenstück des Achsenknickes im Tor der Gailitz. Die Kerbe trennt hier nur äußerlich die stratigraphische, tektonische und formgeschichtliche Einheit der Karnischen Hauptkette und der Westkarawanken. Bei Eintritt der Eiszeit war dieser Gebirgswall bereits ähnlich wie heute zum Hoch- und Mittelgebirge emporgewachsen; doch verhüllte wahrscheinlich eine starke Schuttverkleidung die meisten Schroffheiten, da die zwar zahlreichen, aber doch schwachen Wasserläufe den angesammelten Verwitterungsschutt der zumeist leicht zerstörbaren Gesteine kaum wegzuschaffen vermochten.

Formengliederung

Tabelle 1.

und abschnittsweise Höhenspannung auf der Nordseite des Karnischen Kammes

Hiezu Skizze.



Kurze Kennzeichnung:

- A** Alttertiäre Relieffeste der Alten Gebirgsoberfläche. Höchste, älteste Gipfflur. Hochgebirgsgrate, Kuppenlandschaft und Kalkhochflächen.
- B** Mitteltertiäres (mittelmiozänes) Oberflächensystem. Höheres Kar- und eiszeitliches Firnfeldniveau. 1. Gipfflurstaffel.
- C** Jungtertiäres (altplozänes) Oberflächensystem. Tieferes Kar- und Almniveau, Hochtalboden. 2. Gipfflurstaffel.
- D** Jüngste (jungploz., quartäre und rezente) Oberflächensysteme. Präglaziale Talboden, inter- und postglaziale Änderungen. Kultur- und Siedlungsniveau.

Anmerkungen: 1.) Nachträgliche, zeitlich bisher nicht näher bestimmbare Verstärkungen (wie z. B. im Abschnitt 2) sind in dem Schema enthalten, aber nicht besonders zum Ausdruck gebracht. — 2.) Die Grenzlinien zeigen die Ober- und Untergrenze der Höhenspannungen innerhalb der Abschnitte. Den tatsächlichen Verlauf enthält die Skizze. — 3.) Das Übergreifen der Niveaus B, C und D im Abschnitt 1 ergibt sich aus stellenweisen Schwankungen der Reichweite von Eckfluren und der Höhenlage von Talschlüssen. — 4.) Schärfere Trennung der Niveaus in den Abschnitten 2, 3 und 4 durch Felsstufen, Waldsteilen und Abstürze der Kalkstöcke.

IV.

Ablauf und Wirkungen der Eiszeit.

Der Übersichtlichkeit halber werden die eiszeitlichen Vorgänge auf der Nordseite der Karnischen Hauptkette in eine Reihe von Fragen gegliedert. Es ist selbstverständlich, daß sie untereinander im innigsten Zusammenhange stehen.

1. Schneegrenze.

Mangels bisheriger Untersuchungen der Karnischen Hauptkette in glazialgeologischer Hinsicht fehlen im Schrifttum Angaben über die heutige Schneegrenze daselbst. Nur für das Helmgebiet (II, 2) gelangten Lehmann und Sölch zu einer Daun-Schneegrenze von etwa 2450 m, „rund 400 m unter der heutigen drüben am Elferkofel“. Darnach läge die heutige Schneegrenze im Westteile der Karnischen Hauptkette etwa um 300 m höher, also auf 2750 m oder um 100 m tiefer als in den Sextner Dolomiten. Auch nach Klebelsberg (5, 2) schwankt dort die klimatische Schneegrenze zwischen 2800 und 2900 m, in den benachbarten Lienzer Dolomiten (4, 111) liegt sie „nicht wesentlich unter 2700 m“, was mit meinen Untersuchungen (Srbik, 1, 110) übereinstimmt. Senarclens-Grancy (466) fand in den Deferegger Alpen die Schneegrenze um 2840 m (N) bis 2820 m (S). In der Kreuzkofel- und Reißeckgruppe kam Morawetz (1, 6) zu einer Schneegrenze von etwa 3000 m. In den Julischen Alpen nahm sie E. Richter (1, Taf. 4) mit 2600 m an, in den südlichen Vorketten Brückner (1016) als „sicher nicht über 2500 m“. E. Richter (1, 276) hatte über die Kaningletscher gesagt: „Ich kann natürlich keine Schneegrenzhöhe aus einer solchen Stelle ableiten, dazu ist die orographische Begünstigung des Schattens zu auffallend. Auch werden die Südwinde viel Schnee über das Plateau hinwegführen und am Fuße der Wände ablagern; aber dennoch ist es zweifellos, daß hier die Schneegrenze recht tief, tiefer als anderswo im S liegt. Wenn man sich der Regenmengen der benachbarten Stationen Raibl, Tolmezzo u. a. erinnert, wird man sich darüber nicht wundern.“ Nach Marinelli (4) und Desio (2, 292, 302) liegt sie hier sogar auf 2450 m. Mit Recht hebt Klebelsberg (6, 24) hervor: „Besondere Beachtung verdienen die Gletscher am Kanin (2592 m); sie zeigen aufs deutlichste, daß die Schneegrenze hier tiefer liegt als in nördlicheren Teilen des Gebietes, sie sinkt von den Zentralalpen ab wie gegen den Nordrand (Säntis, Wetterstein) so auch gegen den Südrand der Alpen hin mit der Zunahme der Niederschläge in beiden Richtungen.“

Die Niederschläge sind von bestimmendem Einfluß auf die Schneegrenzlage. Für unser Gebiet sind jedoch nur aus der Umgebung des Tarviser Beckens am Ostende der Karnischen Hauptkette statistische Angaben hierüber durch Desio (2, 297—302 und Skizze) bekannt. Das Maximum der jährlichen Niederschläge von 3200 mm fängt die 1700 bis 1800 m hohe Vorkette nördlich Tarcento zwischen Isonzo und Tagliamento auf; nördlich von ihr sinken die Niederschläge stetig. In der Linie Wischberg—Kanin—Resia- und Raccolanatal drängen sich die Isohyeten 2400—1800 dicht zusammen zu einer Steilstufe, die jäh ins Becken von Tarvis mit rund 1500 mm abfällt. In der Karnischen Hauptkette verläuft die 1500er Isohyete von O entlang des Grenzüberschneides auf den Göriacher Berg, biegt dann nach S ins Seißeratal bis unter den Wischberg aus, springt hierauf wieder auf den Karnischen Kamm zurück und streicht über Poludnig—Schwarzzipfel nach Rattendorf. Auch in dem nahen Orte Weidegg jenseits der Gail beträgt die Zahl der jährlichen Nebeltage nach Paschinger (3, 5) noch 95. Der Scheitel und die Südseite des Grenzkammes liegt somit vom Poludnig nach W zwischen der 1500 und 1800er Isohyete. Die 1400 mm-Linie verläuft parallel hiezu und nördlich der 1500er durch den Feistritzer Graben auf den Osternig und quert über den NW-Abfall des Gebirges nach Nampolach ins Gailtal. Bezeichnend ist somit die rasche Abnahme der Niederschläge von S nach N, auf 30 km Luftlinie von 3200 auf 1400 mm (1800 mm Unterschied), dann das wallartige Zusammendrängen der Isohyeten in dem über den Kanin verlaufenden Windschatten und die verhältnismäßige Armut an Niederschlägen in der Ostkarnischen Kette. Sie vermindern sich zwischen Straniger Sattel und Würzner Paß von etwa 1700 auf 1500 mm, wobei überdies im Bereiche des Bartolosattels noch ein lokales Absinken auf rund 1450 mm erfolgt. Diese örtlichen Niederschlagsverhältnisse im Ostteile der Karnischen Hauptkette verhinderten hier eine Senkung der Schneegrenze trotz der nach SO schwach zunehmenden Randlage des Gebirges, sie schoben die Schneegrenze sogar hinauf. Dies und die Abnahme der orographischen Gunst für Firnhaltung gegen O zogen eine schwächliche Lokalvereisung nach sich, die nahezu kampfflos dem Gailgletscher den Weg über den Karnischen Kamm nach S freigab. Das Maximum der Niederschläge gehört dem Winterhalbjahr (November bis April) an. Ähnliche Verhältnisse dürften trotz mancher Schwankungen auch zur Eiszeit geherrscht haben. Von Bedeutung für diese ist ferner eine Feststellung von Paschinger (4, 92—96): Nach der stellenweise bis 1814 zurückreichenden Statistik über die meteorologischen Verhältnisse Kärntens zeigt sich seit wenigstens 80 Jahren vermehrte Dürre und Wasserarmut im Sommer, Zunahme der Herbstniederschläge, Gleichbleiben der SW- und Sinken der NW-Winde. Daraus folgt ein allmähliches Vordringen des Mediterranklimas, das sich bis ins Sonnblickgebiet geltend macht. Für den Bereich der Karnischen Alpen kommen hiebei die Messungen von Kornat bei Birnbaum und Oberdrauburg in Betracht. Nach allen Anzeichen handelt es sich bei die-

sen Vorgängen um keine Klimaänderung niederster Ordnung, sondern um eine säkulare. Solche werden vermutlich auch zur Eiszeit stattgefunden haben.

Jedenfalls wirkten am Karnischen Hauptkamm Steigungsniederschläge mit. R. Finsterwalder (149) konnte hiezu am Fedtschenkogletscher, der mit den großen Eisströmen der Alpen (z. B. Inn, Etsch, Drau, Gail) sehr gut vergleichbar ist, Beobachtungen anstellen. Aus tiefen Tälern strömt verhältnismäßig warme Luft zu und wird zum Aufstieg auf den Gletscher gezwungen. Die Luft kühlt sich dabei ab und verliert ihre Feuchtigkeit in Form von Steigungsniederschlägen, die oben auf der über 5000 m liegenden Hochfläche des Gletschers als Schnee fallen und die Firnsammelbecken nähren. Der gleiche Vorgang spielte sich in den Alpen zur Eiszeit ab und in bescheidenerem Maße bis in die Gegenwart. Es zeigt sich, wie Klebelsberg (Besprechung von Finsterwalders Arbeit, Z. f. Glkde, 1933, 207) hervorhebt, „daß für das Zustandekommen des Vergletscherungsmaximums, das der Fedtschenkogletscher darstellt, das Zusammenwirken orographisch-morphologischer und klimatischer Umstände maßgebend ist“.

Wenngleich für den Großteil der Karnischen Hauptkette so aufschlußreiche Angaben fehlen, wie sie Desio für den Osten vorbringen konnte, ist das Zusammenspiel von Klima, Lage im Raum und Oberflächenform zu dem Endergebnis der wirklichen Schneegrenze (E. Richter, 1, 278) doch auch hier annähernd ersichtlich. Die Venetianer Alpen als südliche Vorlage der Karnischen Hauptkette verbreitern sich westlich der Fella zu zwei durch den oberen Tagliamento geschiedenen W—O streichenden Ketten mit 2000 bis 2200 m Kammhöhe. Sie sind somit nach Lage und Aufzug als Fangschirm für die vorherrschenden SW-Winde geeignet. Chiarso-, But-, Degano- und Piave-tal aber sind gewissermaßen Windröhren. Entlang dieser Leitlinien kommen noch immer niederschlagsreiche Luftströmungen bis an den wasserscheidenden Karnischen Hauptkamm heran und entledigen sich dort der ihnen verbliebenen Feuchtigkeit. Namentlich in der überragenden Kellerwandgruppe müssen sich diese Steigungsniederschläge geltend machen. Unter den Nordwänden liegen dort auch heute noch zwei Firnfelder und der einzige, wenn auch kleine, Gletscher (II, 20, 25).

Nach den vorangestellten Angaben über die schätzungsweise Schneegrenze in den Nachbargruppen und einem Überblick über die meteorologischen Verhältnisse wird man nicht weit fehlgehen, die heutige klimatische Schneegrenze auf der Nordseite der Karnischen Hauptkette mit durchschnittlich etwa 2700 m anzusetzen. Unterschiede, die etwa durch den Windfang der Kellerwandgruppe und der Julischen Alpen verursacht werden, gleichen sich hiedurch aus. Die dem Höchststande entsprechende eiszeitliche Schneegrenze lag nach allgemein anerkannter Schätzung um 1200 m tiefer, daher auf 1500 m. Die Schwierigkeit einer ziffernweisen Feststellung der Schneegrenze in den Südalpen betonte schon E. Richter (1, 275—277), da für die Höhe der

Schneegrenze nur die Plateaus einen brauchbaren Anhaltspunkt ergeben. „Denn weder die hoch über 3000 m liegenden Firnhauben einzelner Gipfel noch das Fehlen derselben bei anderen können uns darüber belehren. Noch weniger natürlich die Schluchtgletscher . . . Für die weiter östlich liegenden Gebiete ist es mit brauchbaren Örtlichkeiten schlecht bestellt.“ Erst beim Kaningletscher ist es „zweifellos, daß hier die Schneegrenze recht tief, tiefer als anderswo im S liegt . . .“

Praktischen Wert gewinnt die wirkliche, örtliche oder lokale Schneegrenze. Ihre Lage an der Nordseite des Karnischen Kammes ist außer auf die bisher angeführten Ursachen auch auf die Folgen des Rückstaues durch den hocheiszeitlichen Gailgletscher zurückzuführen, von dem noch wiederholt die Rede sein wird. Schon E. Richter (2, 29—30) wies darauf hin. Der Rückstau hinderte die lokalen Firnmassen am Abfluß; sie wurden daher über der klimatischen Schneegrenze aufgestapelt, wenn sich ihnen nicht die Möglichkeit eines Übertrittes in andere Talgebiete bot. Desgleichen erreichte der durch das Lokaleis streckenweise bedrängte Haupttalgletscher eine größere Oberflächenhöhe, seine Abschmelzung verzögerte sich hiedurch. Auch nach Freigabe des natürlichen Abflußweges zog die bisher ständig vermehrte Firnmasse der Lokalgletscher eine längere Abschmelzungsdauer des Haupttalgletschers und seiner seitlichen Zuströme nach sich. Die örtliche Schneegrenze wurde daher noch eine Zeitlang herabgedrückt.

Nach Kraft und Dauer stärker fördernd traten hiezu häufig die Geländeverhältnisse in den nordkarnischen Seitentälern, die eine lange Erhaltung des Eises während des Rückzuges gestatteten. Die örtliche Schneegrenze schwankt hiedurch von Tal zu Tal je nach der Begünstigung. Sie zeigt sich bis zur Gegenwart in der Erhaltung des Winterschnees während des Sommers (IV, 6).

Durch diese örtlichen Verhältnisse weitesten Sinnes wird die klimatische Schneegrenze immer ganz bedeutend herabgedrückt. Allgemein gültige Zahlen lassen sich hiefür freilich nicht angeben; es ist aber je nach Ortsgunst mit einer Verschiebung der klimatischen Schneegrenze nach abwärts schätzungsweise bis zu etwa 300 m zu rechnen.

E. Richters Worte haben auch heute volle Geltung (1, 277): „Die größte Schwierigkeit ist und bleibt die orographische Begünstigung. Man kann mit Recht sagen, jeder Gletscher habe seine eigene Schneelinie.“ Daher müsse ein Spielraum für das subjektive Ermessen zugestanden werden, wenn nur Schätzungen und Annäherungswerte, aber keine exakten Lösungen erreichbar seien. Gilt dies für heute noch vergletscherte Gebiete, dann um so mehr für die jetzt nahezu gletscherfreie Karnische Hauptkette. Darum können auch alle aus der heutigen Schneegrenze abgeleiteten Schlüsse auf die eiszeitlichen Verhältnisse nur in Richters Sinne als Schätzungsergebnisse aufgefaßt werden. Es wäre daher auch dem persönlichen Eindruck im Gelände das entscheidende Urteilsrecht einzuräumen.

2. Eisstromnetz.

a) Ursprung des Gailgletschers.

Bei der Vereisung der Karnischen Hauptkette wirkten Fern- und Eigenvergletscherung zusammen. Der zur Hocheiszeit bis 2400 m ansteigende Eisscheitel des Pustertalglletschers lag zwischen Welsberg und Toblach (Penck, 3, 854, 1066, Skizze 1073), mithin westlich der heutigen und noch weiter entfernt von der präglazialen Wasserscheide (II, 7). Die Hauptmasse des zentralalpinen Ferneises floß in einer Mächtigkeit von etwa 1600 m (Klebelberg, 5, 81) über den Kreuzberg nach SO ab. Dem Resteise aus dem Pustertal und der ganzen Masse des Villgrater Gletschers wiesen die beiden großen Tiefenlinien des heutigen Drau- und Gailtales den Weg. Helm und Golzentipp (Westende der Lienzer Dolomiten) waren die Pfeiler, an denen sich die Strömungslinien teilten. Beim Anlangen des Ferneises waren diese Höhen infolge vorangegangener Senkung der Schneegrenze bereits vereist. Sie stieg allmählich um 1200 m hinab, daher bis etwa 1500 m Meereshöhe. Für den vom Toblacher Eisscheitel und aus dem Antholzer Tal nach W abfließenden Eisstrom berechnete Penck (3, 854) eine Geschwindigkeit von höchstens 100 m im Jahre; das ergibt für dessen Eintreffen bei Bruneck etwa 200 Jahre. Dieser Zeitspanne bedurfte schätzungsweise auch der Eisstrom nach O, um die ungefähr gleich lange Strecke vom Toblacher Eisscheitel (Eggerberg) nächst dem Ausgange des Gsieser Tales bis zum Helm zurückzulegen. Der Villgrater Gletscher erreichte das Haupttal anscheinend schon früher. Damals war die Lokalvereisung auf den Höhen um Sillian bereits talwärts vorgeschritten.

Die Zusammensetzung des Ferneises in diesem Raume gibt zu einigen Überlegungen Anlaß. Nach Penck (3, 1066—1067) hinderten Zuflüsse aus den Zentralalpen das Eindringen des Pustertaler Eises in die enge Drautalfurche Sillian—Lienz. Sie trage trotz Übertiefung nicht den Charakter eines von einem großen Gletscher benützten Bettes. Als Zufluß aus den Zentralalpen kommt vor allem der Villgrater Gletscher in Betracht. Er erreichte unterhalb Sillian das Drautal, gerade gegenüber der heutigen Einmündung der Tiroler Gail. Ein Strang floß, weiterhin hauptsächlich von der Nordseite genährt, durch das Drautal, drängte dort die aus den Lienzer Dolomiten kommenden Gletscher zur Seite und brachte die zentralalpinen Geschiebe auf den Kosterberg bis 1980 m (Srbik, 1, 67). Die Eishöhe erreichte mithin mindestens 2100 m. Die Eismächtigkeit betrug hier etwa 1200 (Mittelwald rund 900 m hoch gelegen). Daher war es also doch ein verhältnismäßig großer Gletscher, der das Drautal erfüllte. Nach den durch Stau beeinflussten Strömungslinien war anscheinend zwar nur wenig Eis vom Pustertaler Scheitel hieran beteiligt; doch fand Morawetz (1, 6) Geschiebe aus den Dolomiten auch östlich des Iselsberges. Daß der Talcharakter durch diesen Gletscher nicht wesentlich verändert wurde, ist mit den heutigen Anschauungen gut vereinbar.

Der Draugletscher wurde an Mächtigkeit durch den Iselgletscher übertroffen, mit dem er sich im Becken von Lienz vereinigte und bald darauf durch Mölleis verstärkt. Im weiteren Verlaufe übersetzte er mit seinem Hauptarme mühelos den Gailberg und teilte von hier an das Bett mit dem Gailgletscher.

Damit gelangen wir zu dem anderen Aste des Villgrater Gletschers, der unterhalb Sillian seine bisherige Richtung beibehielt und die Talfurche der heutigen Tiroler Gail benützte. Der Gailgletscher hing nach Penck (3, 1068) „über dem Sattel von Kartitsch (1518 m) mit Eismassen zusammen, die ihm aus dem obersten Drautal gletscher zufflossen, und wurde im wesentlichen von den kleinen Gletschern gespeist, welche den Lienzer Dolomiten nach S und namentlich den Karnischen Alpen nach N entströmten. Über seine Höhe im obersten Gailtale, das den Namen Lessachtal führt, sind wir nicht unterrichtet; jedenfalls war der Gailtalgletscher so schwach, daß er von der übergeflossenen Masse des Drautal gletschers auf die rechte Talseite gedrängt wurde. Aber er war doch stark genug, um das Eindringen jener Eismassen in die Karnischen Alpen zu hindern. Wir hören weder von Frech noch von Geyer, daß sich hier je zentralalpine Geschiebe gefunden hätten, während solche die Höhen der linken Talflanke unterhalb des Lessachtals massenhaft bedecken.“ Hierüber war als Erster Prohaska (1, 260) zu richtigen Anhaltspunkten gelangt: „In den Moränen des obersten Gailtales herrschen nebst den Triasgesteinen der Lienzer Kreuzkofelgruppe die kristallinen Schiefer der Umgebung von Villgraten; ich konnte die Identität der Tonglimmerschiefer und Amphibolite mit den Vorkommnissen des Villgrater Tales durch die optische Untersuchung der Dünnschliffe nachweisen. Der Ursprung des Gailgletschers wird also bestimmt dorthin zu verlegen sein.“ Diesem Urteil ist zuzustimmen, jedoch mit der Erweiterung, daß sich hieran auch Eis vom Pustertaler Scheitel beteiligte. Auf die Ansicht Frechs werde ich noch unter c) zurückkommen.

Bestimmtere Angaben über die Eiszeitverhältnisse in den Karnischen Alpen fehlten Penck (3, 1066) damals noch: „Wir müssen annehmen, daß die über dem Toblacher Feld bis fast 2400 m angeschwollenen Eismassen sich, sofern sie nicht im Rienztales nach W (Druckfehler O) abflossen, über den Kreuzberg nach S ergossen und am Helm, an dessen Abfall wir die glaziale Rundung der Gehänge noch bis 2300 m Höhe verfolgen, nach SO abbogen.“ In seinen Bemerkungen zur Karte des Draugletschers (1081) fügte er ausdrücklich bei: „Im einzelnen sind wir doch keineswegs sicher, ob die Bergrücken, z. B. der Karnischen Alpen, wirklich unvergletschert gewesen sind oder nicht vielleicht Firnhauben getragen haben; denn gerade für dieses Gebiet fehlen uns Beobachtungen sowohl über die Höhe der eiszeitlichen Gletscher als auch über die Lage der eiszeitlichen Schneegrenze.“

In Ergänzung dieser Ansichten hinderte nach meinem Dafürhalten der Villgrater Gletscher zwar das Eindringen Pustertaler Eises nennenswerter Stärke

in die Enge von Abfallersbach; sein Gailtalar m vermochte jedoch nicht, Randströme des mit seiner Hauptmasse über den Kreuzberg abbiegenden Pustertaler Eises vom Tiroler Gailtal gänzlich abzu drängen. Stand dieses am Helm noch 2200—2300 m hoch (Penck, 3, 854, 1066), dann mußten linksseitige, aus dem Gsieser Tal stammende Komponenten des mächtigen Pustertaler Eises auch nach Osten abfließen. Sie vereinigten sich unter Stauerscheinungen im Raume von Sillian mit den rechten Strömungsbündeln des Villgrater Gletschers und folgten gemeinsam weiterhin dem Gailtal. Hier drängten sie die karnischen Gletscher („karnisch“ stets auf den Bereich der Karnischen Alpen beschränkt) an die rechte Talseite. Jedenfalls lieferte das Ferneis die größere Eismasse. Ein rezentes Beispiel für das Nebeneinanderfließen großer Eisströme in demselben Bett beschrieb R. Finsterwalder (173—174) aus dem Pamirgebiet. Den gleichen Vorgang dürfen wir auch hier annehmen. Bei Besprechung der Geschiebe wird hierauf noch die Sprache kommen.

b) Mechanik zwischen Fern- und Lokaleis.

Der zentralalpine Eisstrom des Gailtales fand bei seinem Anschwellen und Vordringen gegen und über den Kartitschsattel gemäß der mittlerweile erfolgten allmählichen Senkung der Schneegrenze bereits Lokaleis aus den Lienzer Dolomiten und der Karnischen Hauptkette vor. Es senkte sich vermutlich zunächst als dünner Strang durch die einzelnen Seitengräben talauswärts und vereinigte sich im Gailtal zu einem schwächlichen Talgletscher. Der Kartitschsattel bildete damals noch einen Firnscheitel. Je nach den Geländeverhältnissen und der Schneegrenze lag über dem von den Lokalgletschern nicht eingenommenen Gebiet eine Firndecke. Mit dem Wachsen des Ferneises wurden von diesem alle bisher aperen Stellen und die in die Hohlformen eingesenkten Zungen der Lokalgletscher nach und nach überlagert. Der vorschreitenden Besitznahme des Haupttalbodens folgte sofort das fiederförmige Eindringen des Ferneises in die Nebentäler, bei zunehmendem Anschwellen die Überdeckung der Zwischenrücken und schließlich auch z. T. der Firnbereiche.

Über die Mechanik der gegenseitigen Beeinflussung von Fern- und Lokaleis liegen verhältnismäßig nur wenig Beobachtungen an rezenten Gletschern vor, zumeist treten an ihre Stelle Rückschlüsse aus allgemeinen mechanischen Gesetzen und aus den Geschiebefunden. Um zu einer wenigstens annähernd richtigen Vorstellung über das Zusammenwirken von Fern- und Lokaleis in den Karnischen Alpen zu gelangen, seien vorerst einige Beispiele aus anderen Gegenden vorangestellt, wo durch die mögliche Verfolgung der Geschiebe bessere Anhaltspunkte gegeben sind als in unserem Gebiete. Immer wird die Stauwirkung des Ferneises hervorgehoben.

Schon E. Richter, der Altmeister alpinen Glazialforschung, betonte (2, 29, 34) bei den Längstälern: Je mehr Eisströme zusammentrafen, desto höher hob sich die Eisfläche. Dadurch wurde eine nach rückwärts wirkende Anstauung hervorgerufen, so daß die Eishöhe in den hintersten Talverzweigungen eine viel größere wurde, als der Eiszufuhr entsprach, welche diese Täler aus ihren eigenen Firnfeldern erhielten. Die Längstäler begünstigten die Vereisung und steigerten sie weit über ihre klimatische Ursache hinaus.

Penck (3, 272) unterschied beim Zusammenwirken zentral- und kalkalpiner Eismassen im Inntale vor allem drei Phasen: Das Anwachsen, den stationären Zustand und das Schwinden der Vergletscherung. Ob bei Anwachsen eine Unter- oder Überschiebung des Lokaleises stattfand, könne aus der Zusammensetzung der Moränen am Talausgang entnommen werden. „Mit Bestimmtheit läßt sich hierüber nur sagen, daß während des Maximums der Vergletscherung die zentralalpine Vereisung immer die kalkalpine unterschob.“ Wie aus Pencks weiteren Ausführungen hervorgeht, verstand er hierunter das Zurückdrängen und Aufstauen der Lokalgletscher in den Nebentälern. Erst in der Rückzugsphase der Vergletscherung konnten sie wieder, nunmehr ungehindert durch das Ferneis, vorstoßen.

Ampferer (3, 47) wies aus der Moränenbeschaffenheit im Bereiche des Inntales nach, daß zur Würmeiszeit der Inngletscher das Mündungsgebiet mancher Seitentäler früher erreichte als die in ihnen hinabsteigenden Lokalgletscher. Der eingestülpte Lappen des Ferneises staute den später herankommenden Lokalgletscher auf. Selbst wo dieser aber vor dem Ferneis die Talmündung erreichte, ist ein Unterfahren und Herausheben des Lokaleises durch den Ferngletscher nicht anzunehmen, sondern ein Überlagern und nachfolgender Rückstau. Die Mechanik der Überschiebungen bei der Gletscherbewegung erläuterte Ampferer durch Gleitflächen (1, 270), empfand aber auch den Mangel exakter Beobachtungen dieser Vorgänge in der Natur und empfahl Experimente.

Philipp (1, 234 und 2) trat für die bisher umstrittene Bedeutung der Abscherungsflächen bei der Gletscherbewegung ein.

KleBELSBERG (2, 231—232; 3, 280; 5, 78—82) verfolgte das Eisstromnetz in den Südtiroler Dolomiten und gelangte hiebei zu grundsätzlichen, auch sonst gültigen Schlüssen. Darnach drang zentralalpines Eis in die Dolomitentäler ein und staute das Lokaleis im Talhintergrund. Wo es die Höhenlage der Pässe zuließ, überschritt dieses die Wasserscheide; sonst wurde es aufgestaut, bis es sich durch Überdruck schließlich trotz des eingestülpten Ferneises seinen natürlichen Ausgang ins Haupttal bahnte. Es schob hiebei den Eindringling zur Seite, nahm die benachbarten Hochlagen des Ferneises mit, scherte sie von ihnen im Talgrunde liegenden tieferen Massen ab und floß nun neben und über ihnen talauswärts. Die Bewegungsfähigkeit des eingedrungenen Ferneises wurde, wo es nicht ausweichen konnte, wie in

einer ansteigenden Sackgasse allmählich durch den mit der Entfernung zunehmenden Reibungswiderstand unten und den Staudruck des abwärts drängenden Lokalgletschers oben immer mehr vermindert und schließlich aufgezehrt. Damit geriet es außer Verbindung mit dem im Haupt-(Puster-)tal ohnedies rascher strömenden Stammgletscher, wurde abgesichert und zum Toteis. Abscherungen an Gleitflächen, die Philipp im kleinen beobachtet hatte, gelten anscheinend auch für die Bewegungen im Eisstromnetze. Die Möglichkeit einer scharfen Scheidung zentralalpiner und lokaler Geschiebe bot hiébei ein ausschlaggebendes Hilfsmittel zur Begrenzung der Reichweite.

Morawetz (2) stellte für die Tauerntäler rechnermäßig den Zusammenhang zwischen Eishöhe, Beschaffenheit des Einzugsgebietes und Stauung fest.

Übereinstimmend mit diesen bisherigen Beobachtungen in den Alpen haben ferner an den großen Gletschern Innerasiens Visser (29—34) und R. Finsterwalder (205 ff.) das je nach dem Neigungswinkel des Nebentales mehr oder weniger steile Aufsitzen der seitlichen Zungen oder ihre Auflösung in Eispyramiden auf dem vorüberziehenden Haupttalgletscher beschrieben und dargestellt. Besonders bemerkenswert ist die von R. Finsterwalder erkannte (169—171) zungenförmige Strömungslinie bei der Abzweigung des Tanimaslappens vom Fedtschenkogletscher (Besprechung durch Klebelsberg in der Zeitschrift für Gletscherkunde, 21, 1933, 208) in das Tanimastal. Die rückläufige Bewegung ist durch die Trägheit der plastischen Eismasse bedingt, die nicht wie ein leicht beweglicher Wasserstrom sofort die Lücke für den Abfluß benützt, sondern noch ein Stück weiter die alte Strömungsrichtung beibehält und erst dann die neue einschlägt.

All diese auf Beobachtungen gestützten Schlüsse haben auch für das Eisstromnetz im Gailtalsinn gemäß Geltung und stimmen mit den Verhältnissen in der Karnischen Hauptkette gut überein, soweit sie sich rekonstruieren lassen. Von entscheidendem Einfluß auf die Eisverhältnisse war hier die dauernde Ortsgunst und auch zunächst noch der Rückstau des karnischen Eises durch den Gailgletscher. Die rechtwinklige Lage der Nebentäler zu dem eiserfüllten Haupttal hinderte, wie erwähnt, den Abfluß der Seitengletscher, staute deren Firn hoch über die Schneegrenze auf und vermehrte ständig den Zuwachs. Das Ferneis zwang die karnischen Firnmassen, wo nur immer möglich, zum Abfließen nach S. Erst das Sinken der Eisoberfläche im Haupttal gab allgemein die nordseitige Abflußrichtung wieder frei. So entstanden noch bei abklingender Eiszeit karnische Gletscher viel größerer Mächtigkeit und weit längerer Bestandsdauer, als es nach den orographischen Verhältnissen allein zu errechnen ist. Die durch große Ortsgunst und durch Rückstau vermehrte Firnmasse, die lange Dauer der Lokalvereisung und die jeweilig tiefe Lage der Schneegrenze werden für den Ablauf der karnischen Eigenvergletscherung zu besonderen Merkmalen.

c) Gletschergeschiebe.

Den Fremdgeschieben kommt für die Beurteilung der aus ihnen abzulesenden Strömungslinien in dem vielgestalteten Bereiche der Karnischen Hauptkette große Bedeutung zu. Der zentralalpine Einzugsbereich des Ferneses lag, wie gesagt, im Gsieser und Villgrater Tal. Die Lienzer Dolomiten (nordalpine Trias) und die Karnische Hauptkette (paläozoische Gesteine, nur Gartnerkofel Trias) trugen starke Eigenvergletscherung. Die enge Furche des Lessachtales liegt von Sillian bis Kötschach—Mauten im Kristallin, das in breitem Streifen den Südfuß der Lienzer Dolomiten, in schmaler Leiste den Fuß der Karnischen Hauptkette begleitet. Östlich vom Gailberg setzt es sich nur auf der Nordseite des Gailtales bis Hermagor fort. Der Einzugsbereich des Eises, der Gesteinsbestand entlang des Eisweges und die Talform mußten sich in den Strömungslinien und daher auch in der Geschiebeverteilung geltend machen.

Am Südfalle der Lienzer Dolomiten konnten von mir (Srbik, 1) in Übereinstimmung mit Prohaska (1, 260) zahlreiche zentralalpine Geschiebe, namentlich aus dem Villgrater Tale, festgestellt werden. In der Karnischen Hauptkette ist jedoch der Mangel solcher Geschiebe oberhalb der kristallinen Grenze auf den Höhen und in den zahlreichen Seitentälern sehr auffallend. Zweifellose Geschiebe zentralalpiner Herkunft sind selbst in solchen Höhen verhältnismäßig nur sehr spärlich anzutreffen, die vom Ferneisstrom bestimmt erreicht wurden. So findet sich am Nordabhange des Helms (II, 1), mithin unmittelbar in der Flanke des vorbeiziehenden Eises, wie auch Klebelsberg bestätigte (4, 95), eine „Mischung verschiedenster mehr oder weniger kristallinischer Schiefertypen, zuzüglich granitischer, dioritischer, quarzitischer und Verrucanogesteine“, also wenigstens zum Teil ortsfremder Gletscherschutt. Granitgneise und Amphibolite sammelten sich ferner inselartig z. B. auf den Mündungsspornen des Ober- und Niedergailtales an (II, 7, 19), auf der Hochfläche von Nostra u. a. Abwärts von Mauthen, wo kein Kristallin mehr am Nordfuß des Gebirges ansteht, fand ich nur auf der Terrasse östlich des Dobertales (östlich Tröppolach, II, 31) ein ganz vereinzelt Geschiebe von Granatglimmerschiefer in 760 m Höhe. Erst im Bereiche des Gailitzdurchbruches kommen dann kristalline Geschiebe bis auf die Göriachner Alm hinauf (1567 m) vor (II, 38). Auf den Mangel solcher Geschiebe in den Sattelgebieten, wo ein Eisübertritt nach S stattfand, werde ich noch zurückkommen.

Diese eigenartige Erscheinung wurde schon wiederholt zu erklären versucht. Frech (2, 357) bemerkte hierüber: „Den Ausgangspunkt der Untersuchungen über die Verbreitung der alten Eisströme bildet die Frage nach der Mächtigkeit derselben. Leider sind im Gebiete der Karnischen Alpen die Findlinge aus den Tauern in größeren Höhen überall durch Verwitterung oder Erosion entfernt und auch in den Gailtaler Bergen nur vereinzelt gefunden worden . . .“

Prohaska (1, 260) hingegen sagte sehr richtig: „Der häufige Wechsel der paläozoischen Gesteine der Karnischen Alpen macht die Bestimmung der oberen Grenze der erratischen Blöcke in diesem Gebirgszuge recht schwierig. Urgebirgsgesteine scheinen, vom Quarzphyllit abgesehen, der rechtsseitigen Hälfte des Gailgletschers vollkommen gefehlt zu haben. Man ist daher auf die Verbreitung der Marmor- und Konglomeratblöcke angewiesen . . .“ Gegen die Ansicht Frechs, der sich jüngst auch Gaertner (2, 121) anschloß, allerdings ohne Belege beizubringen, führte Prohaska zwei Gründe ins Treffen (1, 261): Der Eisabfluß des Gailgletschers erfolgte nach O und nicht nach S; die Tauerngeschiebe gelangten daher zunächst auf die „rechtsseitige“ Hälfte des Gailgletschers, wurden daher hier nach O getragen. In der Bezeichnung der Talseite unterlief hier Prohaska wohl ein Irrtum, denn sinngemäß handelt es sich um die linksseitige, der Karnischen Hauptkette abgewendete Hälfte des Gailgletschers. Ferner: „Dagegen spricht aber insbesondere die Tatsache, daß auch an solchen Stellen der Karnischen Alpen, welche reichlich Findlinge tragen, die charakteristischen Geschiebe des Iselgebietes fehlen.“ Wo diese Findlinge liegen sollen, geht aus Prohaskas weiteren Angaben (260) hervor: „Im Luggauer Frohntale reichen die erratischen Bildungen noch bis nahezu auf 2000 m Höhe.“ Sodann folgt die unter d) erörterte Bemerkung über den Wolayer Paß. Tatsächlich enthalten die von Prohaska genannten erratischen Bildungen im Luggauer (II, 14) und im Frohntal (II, 16) bis in die angegebene Höhe von 2000 m (Talstufe nördlich der Luggauer Böden, bzw. Kefele und Johanniseben am Westabfalle des Öfner Joches) nur Gesteine des Tales, keine Fremdgeschiebe aus den Zentralalpen, ja nicht einmal von dem am Talbeginn anstehenden Quarzphyllit, sondern nur Gesteine des Talhintergrundes, allerdings lokal stark verschleppt. Sie sind eben durch die vom Haupttalgletscher gestaute und taleinwärts gedrückte Eigenvergletscherung vertragen worden. Diese aber zog Prohaska überhaupt nicht in Betracht, sondern er hatte nur die Fernvereisung im Auge.

Wie in den beiden vorgenannten Tälern und — was sehr wesentlich ist — auf allen Sattelgebieten (II, 30—33) fehlen auch in allen übrigen Gräben stets Geschiebe vom Talausgange, geschweige denn aus den Zentralalpen, im ganzen Raume vom Helm an bis zum Göriacher Berg. Erst östlich von ihm, im Bereiche des Gailitzdurchbruches, kommen kristalline Geschiebe sogar bis auf den Grenzkamm. Selbst wo die Eigenvergletscherung in größerem Ausmaße mangelte, der Gailgletscher somit beim Zutreffen der sonstigen Vorbedingungen am Eindringen in die karnischen Nebentäler und am Überschreiten der Karnischen Hauptkette nicht wesentlich gehindert war, fehlen mithin zentralalpine Geschiebe bis zum Tor der Gailitz. Meine Beobachtungen auf den kritischen Paß- und Sattelgebieten stimmen auch mit jenen von Taramelli, Geyer, Gortani und Desio auf der Südseite des Gebirges überein. Hierin liegt eine wertvolle Bestätigung des Mangels zentralalpiner Geschiebe.

Die mit ihnen belasteten Strömungslinien müssen sich nach den bis-

herigen Feststellungen nächst Innichen geteilt haben: ein Zug nahm den Weg über den Kreuzberg, ein anscheinend schwächerer gegen Sillian. Der Villgrater Gletscher schied sich unter Stauerscheinungen in einen Drautalast und einen, der sich mit der Nordkomponente des Pustertaler Eises vereinigte und mit ihr gemeinsam über den Kartitschsattel entlang des Südhanges der Lienzer Dolomiten im Gailtal verlief. Immer hielt sich dieses zentralalpine Bündel aber mehr an die Nordseite des Tales, während die von Fremdgeschieben nahezu freien Strömungslinien des Ferneises sich entlang der Südseite bewegten, in die karnischen Täler eindringen und dort das Lokaleis stauten. Daß dieser karnische Strang des Gailgletschers auch bei Passierung der nach O sich verbreiternden Kristallinzone am Fuße der Karnischen Hauptkette keine oder nur wenig Geschiebe von dort mitnahm, hat anscheinend seinen Grund in dem ohnedies schmalen und tief liegenden Gesteinsstreifen, der schon beim ersten Vordringen des Ferneises von hart gefrorenem Firn bedeckt war. Auf diesem schürften die Ferneismassen weniger, sie glitten vielmehr über die feste Firndecke hinweg und preßten sie auf das anstehende Gestein, ohne daß es zu einem starken Aufreißen des Untergrundes kam. Die Bewegung der tiefer liegenden Eismassen war nach rezenten Beobachtungen wegen des größeren Reibungswiderstandes überdies auch viel langsamer als in den höheren Schichten, so daß sich diese über ihre Unterlage gleitend hinwegschoben. Was daher vom Gaileis in den Hintergrund der Seitentäler und nach Zulässigkeit der Einsattlungen über den Grenzkamm nach S übertrat, enthielt nicht nur keine zentralalpinen Geschiebe, die ja den rekonstruierten Strömungslinien zufolge an die Nordseite des Tales gelangten, auch nicht einmal kristalline Geschiebe von der Basiszone, sondern fast nur paläozoische aus dem höheren Bereiche.

Die Grenze der Reichweite des Ferneises und dessen Anteil an dem Eisüberfließen nach S ist infolge Gleichartigkeit der Geschiebe, die das eingedrungene Fern- und das vor ihm hergeschobene Lokaleis enthielt, nicht festzustellen. Die Eishöhe des stauenden Fernstromes, der mutmaßliche Firnreichtum des Talhintergrundes und der in den Tälern der Südseite aus den vorgefundenen Fremdgeschieben und den Bergformen feststellbare Übertritt des Eises geben fallweise einige Anhaltspunkte. Gegen die auch in Betracht gezogene Annahme, daß hier nur Lokaleis übergeflossen sei, spricht die bedeutende Eishöhe im S der Karnischen Hauptkette, die das Lokaleis allein nicht hätte hervorrufen können. Sie lag zwischen Saifnitz und Tarvis nach Desio noch in 1700 m Höhe. Es kann daher höchstens das örtlich wechselnde Verhältnis von Fern- und Lokaleis nähernd geschätzt werden.

Einfacher wird diese Frage des Anteiles der Eismassen dort, wo Lokaleis nur unbedeutend oder überhaupt nicht mehr vorhanden war. An solchen Punkten trat im wesentlichen nur mehr Gaileis in einem lediglich durch die Ferneishöhe und die Umrahmung nach Reichweite, Mächtigkeit und Breite bedingten Ausmaße über. Im Ostteile der Karni-

schen Hauptkette macht sich das breite Auseinanderfließen des Gailleises geltend, einerseits über die Windische Höhe und durch das Kreuth-Bleiberger Tal wieder ins Drautal zurück, andererseits nach S in das Pontebbana-, das Kanaltal und in das Becken von Tarvis. Die Virgation der Strömungslinien war aber erst am Göriacher Berg so stark, daß hierher auch zentralalpine Geschiebe gelangen konnten. Aus diesem Ostbereiche stammen die ziffernmäßig genaueren Angaben Desios, die von mir überprüft, ergänzt und dann bei den betreffenden Gruppen sowie in der Übersicht angeführt wurden. Das Tor der Gailitz und die östlich anschließenden Höhen lagen im toten Winkel, in den Grenzbereichen des Gail- und des Savegletschers. Hier fand daher eine randliche Vermischung der Geschiebe statt.

Das Verhältnis von Fern- und Lokaleis beeinflusste in den ostkarnischen Alpen die Geschiebeverschleppung in eigenartiger Weise. Mit der Abnahme der Eigenvergletscherung östlich des Promoser Törls verstärkte sich zusehends der Anteil der rechtsseitigen Komponente des eingedrungenen Gailgletschers beim Eisübertritt nach S. Aber auch er brachte erst auf die Göriacher Alm zentralalpine Geschiebe. Am Rattendorfer und Rudniksattel fand mangels ausreichenden Lokaleises kein Eisübertritt, nur ein träges Abfließen des Firns vom Scheitel statt. Dafür bildeten Trog- und Roßkofel eigene Eiszentren. Da die beiden ihnen benachbarten Sättel durch ihre Höhe dem eingedrungenen Ferneis den Übertritt nach S verwehrten, mußte sich das Lokaleis schließlich zum Teil seinen natürlichen Ausweg nach N bahnen. Der Vorgang erinnert sehr an die von Klebelsberg am Karerpaß festgestellten Verhältnisse. Mit diesem Ausdehnen des Lokaleises hängen bemerkenswerte Geschiebefunde im Bereiche der großen Kalkklötze zusammen. Der hochgestaute Trogkofelgletscher dehnte sich spätestens beim Sinken der Fernvereisung talwärts aus. In dem stark, wenn auch damals noch nicht zur heutigen Schluchttiefe eingesenkten Dober- und Rudnik- (Oselitzen-)graben konnte sich, durch gute Beschattung begünstigt, eine Gletscherzunge verhältnismäßig lange halten, sogar als das der Besonnung sehr ausgesetzte Gailtal bereits eisfrei war. Ganz ähnliche Verhältnisse herrschten im Garnitzengraben, wo das Eis des Gartnerkofels nun freie Bahn erhielt. Es ist gewiß kein Zufall, daß gerade in diesen drei Gräben der leicht kennbare rote Trogkofelkalk ihres Einzugsgebietes in großen Blöcken talwärts bis in die Mündungskegel von Rattendorf, Oselitzen und, wie ich feststellen konnte, auch von Möderndorf zu verfolgen ist (II, 31, 32, 34). Geyer (2, 233) bemerkte hierüber: „In den nördlich zum Gailtal absinkenden Gräben Dobernitzen (irrtümlich statt Dober, da der Döbernitzengraben vom Hochwipfel nach N in die Richtung von Treßdorf hinabzieht, II, 31c) und Oselitzen spielen die roten Fusulinenkalk des Trogkofels als erratische Blöcke eine große Rolle. Es hat jedoch den Anschein, als ob diese Blöcke einer Rückzugsperiode der Glazialbedeckung entstammen würden, da sie sich nur in den tieferen Gräben vorfinden, während die Konglomeratstücke bei Pontafel

auf hohen Stufen erhalten blieben.“ Für beide Gräben vermerkte Geyer (6, 51, 73) die lagenweise Anordnung der Riesenblöcke zwischen feinerem Material. Geyers allgemein gehaltene Mutmaßung über den Zeitraum ihrer Verfrachtung ist zuzustimmen. Bloße Wasserwirkung ist ausgeschlossen, ein Lokalgletscher allein konnte sie aber wegen seiner geringeren Reichweite nicht bis an den Talausgang schaffen. Es hat daher die Zeit des Schwindens der Fernvereisung, und zwar eine Phase des verstärkten Vordrängens der lokalen Eisströme, für ihren Antransport am meisten Wahrscheinlichkeit für sich. Durch das allgemeine Einsinken der Gletscheroberfläche talauswärts konnten die Riesenblöcke auf dem Rücken des schon in große Schollen zerbrechenden und abwärts gleitenden Eises in ihre heutige Lage am Talausgange verfrachtet werden.

Besonderes Interesse unter den Geschieben nehmen endlich seit jeher im Zusammenhange mit der Frage über die Eisstromrichtung im Gailitzdurchbruch die roten Porphyre ein (II, 35, 39). Nach dem heutigen Stande der Forschung stammen die bei Hermagor gefundenen Irrlinge, wie Prohaska (1, 261) vermutete, immerhin vielleicht auch von der Südseite der Lienzer Dolomiten; jene im Bereiche des Tores der Gailitz aber sind nach den sehr bemerkenswerten Untersuchungen von Desio (2) über die glazialen Verhältnisse im Gailitzdurchbruch zweifellos Raibler Porphyre. Kieslinger und Kahler (2, 261, 241) konnten rote Porphyre schon im Tertiär der Karawanken auch in Räumen nachweisen, die nie von einem Gletscher erreicht wurden und wohin auch ihre fluviatile Verschleppung ausgeschlossen ist. Meine Beobachtungen in den Karawanken 1932 und 1933 konnten das bestätigen. Daraus ergibt sich die noch weiter zu verfolgende Feststellung einer bereits tertiären Verfrachtung der Porphyre durch Meeresfluten, der dann weitere Nachschübe und Umlagerungen durch die Gletscher und deren Schmelzwässer folgten. Jedenfalls sind die bisherigen Schlüsse aus ihrem angeblich bloß glazialen Transport heute nicht mehr in ihrem vollen Umfange gültig.

d) Eisüberfließen nach Süden.

Im Westabschnitte der Karnischen Hauptkette, wo der Rückstau der Lokalvergletscherung einen wesentlichen, aber in seinen Ausmaßen kaum abzuschätzenden Anteil an den übergetretenen Eismassen hat, können hinsichtlich des Eisübertrittes nach S nur beiläufige Angaben geboten werden. Ich vermeide daher angesichts der schwankenden Grundlage absichtlich die Anführung genauer Ziffern über das Ausmaß der übergeflossenen Eisströme nach Höhe, Breite und Mächtigkeit; ich beschränke mich auf meine Beobachtungen und die unmittelbar aus ihnen folgenden Schlüsse. Es ist nötig, hiezu auch die Verhältnisse auf der Südabdachung der Karnischen Hauptkette in Betracht zu ziehen, die ich aber nur an einigen Linien vor der Kriegszeit begangen habe.

Im Bereiche starker Eigenvergletscherung kommen als Überfließungsstellen für die südseitigen Gletscher folgende Einsatt-

lungen und Pässe, von W nach O fortschreitend, in Betracht:

a) P i a v e g l e t s c h e r.

1.) T i l l i a c h e r J o c h, 2091 m (II, 9). Die Eishöhe dürfte im Bereiche des Talschlusses etwa 2100 m betragen haben. Die zurückgestauten Firnmassen wurden vermutlich zum Teil über das breite Tilliacher Joch ins Cordevoletal (Piave) abgedrängt. Über Moränenspuren auf der Südseite des Joches ist mir jedoch nichts bekannt.

2.) B l a d n e r J o c h (P. Sesia), 2307 m (II, 16). Ein kleiner Lokalgletscher senkte sich nach S ins Sesiatal (Piave). Geyer (5, 116) stellte Moränenreste unter der Sesisalpe (1787 m) fest und vor der schluchtförmigen Grabenverengung, innerhalb deren eine steilere Stufe durch gewaltige erratische Blöcke gebildet wird. Vermutlich floß ein ähnlicher kleiner Lokalgletscher auch vom H o c h a l p j o c h (P. di Oregone), 2280 m, nach W ins Valle dell' Oregone.

b) D e g a n o g l e t s c h e r.

3.) Ö f n e r J o c h (Giogo Veranis), 2011 m (II, 16);

4.) L a h n e r J o c h, 1998 m; N i e d e r g a i l j o c h, 2005 m; G i r a m o n d o p a ß, 1971 m (II, 19), im Bereiche der Jochscharung, dann

5.) W o l a y e r P a ß, 1977 m (II, 20). Die Eishöhe belief sich auf etwa 2000 m. Über die eiszeitlichen Verhältnisse an diesen Pässen äußerte sich T a r a m e l l i (2, 41) sehr bemerkenswert. Ich füge seine Ansicht in freier Übersetzung bei, da seine Arbeit im Original nur schwer erhältlich und ihr Inhalt von Brückner (1005—1006) nur ganz kurz angeführt ist: An der Mündung des Bordagliatales liegen bei P i e r a b e c und westlich Forni Avoltri nächst der Mündung des Rio Aqualena in das Deganotal umgelagerte Moränen mit Geschieben vom Karnischen Hauptkamm, am mächtigsten in dem Becken des Rio Moreretto bei Collina. Der Deganogletscher hatte seinen Ursprung auf den Schneefeldern der Wasserscheide in etwa 2000 m Meereshöhe. Die Rundungen und Riefungen der Felsen sind als Werk des Gletschers bis 2291 m (? Punkt der Karte) am Giogo Veranis (d. i. Öfner Joch, 2011 m) zwischen dem Mte Paralba und dem Mte Fleons (d. i. Westl. Raudenspitze, 2507 m) zu verfolgen, ebenso etwas tiefer an den Pässen des Mte Volaja (d. i. der Giramondopaß) und des Judenkopfes (d. i. die Seewarte, mithin der Wolayer Paß). Sie zeigen an, daß wenigstens in der letzten Periode der Eiszeit bis zu diesen Höhen die Eisbewegung der Gletscher hinangereicht habe. Die erratischen Massen des alten Deganogletschers, dessen Eis das Tal in mindestens 500 m Mächtigkeit erfüllte, haben ihren weitesten Ursprung auf den Gipfeln der Wasserscheide vom Mte Paralba bis zum Mte Coglians. Niemals fanden sich Gneis, Granit, kristalline Schiefer, Quarzporphyre oder andere dem Deganotale fremde Gesteine. — Geyer (5, 115—116) verzeichnete in dem zum Becken von Forni Avoltri absinkenden Rio Aqualena mächtige Schottermassen, im oberen Deganotal unter den Alpen Fleons (1562 m), Sissanis (etwa 1500 m) und Bordaglia (1576 m) Grundmoräne.

Das Vorhandensein südseitiger Lokalgletscher zur Eiszeit ist somit erwiesen. Ob sie jedoch nur von der Südseite der Karnischen Hauptkette genährt wurden, muß bezweifelt werden, da der Mangel kristalliner Geschiebe allein, wie wir gesehen haben, keinen Gegenbeweis bildet, nach den sonstigen Verhältnissen aber ein mächtiger Übertritt des Lokaleises auch von der Nordseite her erfolgen konnte, wenn ein nach N flacher, nach S steiler sich senkender Firn- und Eisscheitel vorhanden war. Der Zufluß dürfte allerdings verhältnismäßig gering gewesen sein.

Eindeutiger liegen die Verhältnisse beim Wolayer Paß. Er „scheint“ zwar nach Prohaska (I, 260) „nicht mehr überflossen worden zu sein, denn die Zusammensetzung der mächtigen Grundmoräne, welche ich bei Collina auffand, spricht nicht dafür“. Nach den bisherigen Erfahrungen allerdings nicht vom Ferneis wegen der starken Eigenvergletscherung des Wolayer Gebietes (II, 20), wohl aber vom nordseitigen Lokaleis infolge Rückstau desselben durch den Gailgletscher und der durch die Paßsenke gegebenen natürlichen Abflußrichtung des Eises nach S.

c) Butgletscher.

- 6.) Plöckenpaß, 1362 m (II, 25).
- 7.) Palrücken, 1800 m (II, 25).
- 8.) Promoser Törl, 1788 m (II, 27).

d) Chiarsogletscher.

- 9.) Collendiaul Törl, 1797 m (II, 27).
- 10.) Nölblingpaß (P. di Lodinut), 1809 m (II, 29).

Wie in den bezeichneten Abschnitten eingehend nachgewiesen, fand nach übereinstimmenden Beobachtungen über diese Punkte ein Eisabstrom nach S statt. Durch den über den Gailberg kommenden Hauptarm des Draugletschers erfolgte ein verstärktes Abdrängen des Gailgletschers an die Südseite des Tales und dadurch gewiß auch ein Rückstau der namentlich im oberen Valentintal mächtigen Eigenvergletscherung. Sie mußte sich über den Grenzkamm Luft machen. Mit ihrer Abnahme nach O stieg der Anteil des Gauleises an den auf die Südseite überfließenden Massen, bis es allein den Zustrom bestritt. Die Übertrittspunkte in den ostkarnischen Alpen enthält nachstehende Übersicht. Die Angaben von Desio wurden überprüft und nach Möglichkeit ergänzt. Infolge wachsender Abnahme der Eigenvergletscherung konnten hier leichter bestimmte Zahlen angegeben werden.

e) Höhe und Mächtigkeit des Gailgletschers.

Die Reichweite eines Ferneisstromes nach Höhe und Breite ist aus zwei Elementen zu erschließen, aus den Fremdgeschieben und aus der Überformung der Talflanken.

Vom Eis überflossene Sattelgebiete der ostkarnischen Alpen.

Tabelle 2.

II, Gruppe	Name	Meeres- höhe	Beiläufige			Anmerkung
			Eishöhe	Breite des Eisstromes in km	Eismäch- tigkeit in m	
30	Straniger Sattel	1554	1750	2	200	
31	Rattendorfer Sattel	1783				Nur Lokalfirn und -eis
32	Rudniksattel	1945				
33	Naßfeld	1530	1750	1·5	über 200	
34	Garnitzensattel	1674				Nur Lokaleis unbekanntem Ausmaßes
	Schulterköfele	1432	um 1700	mindestens 1·2 über 200		Namentlich über NO-Hang der Krone
	Kersnitzensattel	1542		1·3	um 200	Zwischen Poludnig—Planja — Mitterwipfel — Osthang Zielkofel zusammenhängende Eismasse
	Fürstenwegsattel	1496		1·7		
36	Schloßhüttensattel	1453		1·8	250	
37	Kesselwaldsattel	1477		1·2	etwa 220	
	Kalter Brunn-Sattel	1692		Schmäler und dünner Eisstrang		
	Lomsattel	1460		1	etwa 230	
38	Bartolosattel	1165	gegen 1700	3	500	Breite Kammüberflutung
	Jessergraben-Sattel	1580		2·8	100	
38, 39	Tor der Gailitz- Wurzner Paß: Göriacher Alm Gailitztal Cabinberg Ofen (Peč) Seltschacher Alm Hahnwipfel Wurzner Paß Steinwipfel	1644 600 1272 1511 1469 1546 1073 1656	W—O Senkung von fast 1700 bis gegen 1600	13	Schwankend von 100 bis 50 im Gipfelbereich, am Wurzner Paß etwa 500	Zone geringer Eisbewegung zwischen dem Gail- und dem Savegletscher, Vermischung der randlichen Eismassen. Östl. des Wurzner P. Teilung des Eisstromes.

Beim Gailgletscher wären zentralalpine Geschiebe am besten zu dieser Erkenntnis geeignet. Wie aber ersichtlich (c), finden sie sich buchstäblich nur am Anfang und am Ende der Karnischen Hauptkette in entsprechender Höhe: auf der Westseite des Helms bis 1900 m (II,1) und bei der Göriacher Alm auf 1570 m (II, 38). Höher oben liegen durchwegs nur Geschiebe des engeren Bereiches. Das Überfließen des Eises in die südseitigen Täler (d) brachte im ganzen Verlaufe des Grenzkammes nur Gesteine der Sattelgegenden in deren Einzugsgebiet, erst im Tor der Gailitz auch Kristallin der Nordseite. Die Beweisführung der Eishöhe aus zentralalpiner Geschieben hängt daher in der Karnischen Hauptkette nur an zwei, allerdings sehr wichtigen Stellen, die am West- und Ostende des Gebirges gelegen sind. Die Funde zentralalpiner Geschiebe in den Lienzer Dolomiten und den Gailtaler Alpen ergänzen jedoch in ausreichender Weise diese Anhaltspunkte.

Dazu tritt der Beweis aus der eiszeitlichen Überformung der Talflanken. Ob man sie nun verhältnismäßig hoch oder niedrig einschätzt, immer muß ein Eisstrom von der Bedeutung des Gailgletschers seine formändernden Spuren hinterlassen haben. Wo solche aber nicht mehr anzutreffen sind, dorthin reichte allem Anscheine nach nicht mehr der Eisstrom. Diese Grenze bilden, wie unter Punkt 7 des näheren ausgeführt wird, die schroffen Hochgebirgsformen der Karnischen Hauptkette.

Penck (3, 1072—1073) entwarf trotz spärlicher Angaben im Schrifttum mit sicherem Blick eine Skizze des Draugletschers und seiner Nachbarn. Desio (2, Fig. 17) ergänzte sie vom Gartnerkofel ostwärts. Die Ergebnisse beider konnten meine Untersuchungen im wesentlichen bestätigen und ergänzen. Den bis zu einem gewissen Grade unsicheren Grundlagen solcher Rekonstruktionen eiszeitlicher Verhältnisse entsprechend, wurden begreiflicherweise nur Annäherungswerte erreicht, die in Einzelheiten gewiß noch verbesserungsfähig sind.

Auf einer geraden Länge von etwa 110 km (Helm—Wurzner Paß) senkte sich die Gletscheroberfläche allmählich von 2300 auf rund 1600 m. Sie lag daher gänzlich über der hocheiszeitlichen Firnlinie (1500 m) und trug, wie auch Penck bemerkte (3, 1097), im Gegensatze zum eigentlichen Draugletscher noch bis zum Saume des Klagenfurter Beckens eine Firndecke. Das durchschnittliche Gefälle war hiebei, wenn man von allen örtlichen Änderungen abieht, etwa 7 m auf 1 km, war also sehr gering. Mächtigkeit und Breite des Eisstromes hingegen wiesen wegen des schwankenden Tallängs- und -querschnittes sowie infolge des wechselnden Zu- und Abfließens von Eismassen bedeutende Unterschiede auf. Rückstau beim Zusammentreffen mehrerer Zungen aus verschiedenen Richtungen brachte weitere Änderungen im normalen Verlaufe der Eisoberfläche mit sich. Die zeitweise Abschmelzung war auf der gegen Besonnung besser geschützten Südhälfte des Gailgletschers geringer als auf der Nordhälfte. Für Angaben über die Geschwindigkeit des Gailglet-

schers mangeln derzeit noch ausreichende Grundlagen. Nach dem Gefälle war sie nur gering und nach rezenten Beobachtungen an der Oberfläche des Stromstriches über der Talmitte verhältnismäßig noch am größten. Die im Querschnitt wellige Gletscheroberfläche stieg zu den Seitengraten der Karnischen Hauptkette steiler an als zu den breit gewölbten Vorbergen der Lienzer Dolomiten. Sie bildete im Lessachtal mit den Firnfeldern der beiden Begleitketten eine Einheit und erfüllte derart den ganzen Taltrug zwischen den Hochgebirgsformen. Im Gailtal aber erschien die Karnische Hauptkette wie ein Küstengebirge, vor dem sich ein weites, nur von einigen Felsinseln unterbrochenes Eismeer ausbreitete. Mit zunehmender Ostlage löste sich die Küste immer mehr in Inselgruppen auf, bis sie schließlich ganz unter dem Eis verschwand. Unter Punkt 3 wurde versucht, das Ergebnis dieser Einwirkung des Reliefs auf das hocheiszeitliche Landschaftsbild festzuhalten. Zunächst seien einige Annäherungsziffern vorausgeschickt, die außer der stetig sinkenden Eisoberfläche eine Vorstellung über die räumliche Ausdehnung des Eiskörpers vermitteln.

In dem mit zentralalpinem Eis vom Pustertaler Scheitel und aus dem Villgrater Tal vollgepackten Becken von Sillian ergab der Eisstau eine Mächtigkeit von etwa 1200 m. Der Beckenrand verlief über den etwa 400 m höheren, schmalen Sattel von Kartitsch (Dorfberg-Spitzeck nur 3 km). Daher verringerte sich hier die Eisdicke auf rund — oder nach Prohaska (1, 260) wenigstens — 800 m. Infolge des Gefälles im Kärntner Lessachtal und der Talweitung von Obertilliach (Golzentipp-Porze 10 km) erreichte sie in diesem Talabschnitt anscheinend ihren geringsten Betrag und sank sogar unter 800 m. Sie hob sich aber wieder in dem ostwärts sich verengenden Lessachtal (Riebenkofel—Liesing—Mittagskofel 7 km) von Untertilliach an bis Birnbaum allmählich auf 1100 m wegen des geringeren Talquerschnittes und auch schon unter dem rückstauenden Einfluß der Zuströme des Wolayer Gletschers und des über das Pirkacher Schartl (Srbik, 1, 69) herüberquellenden Draueises.

Den Gailbergsattel überflutete in 10 km Breite der Draueisstrom mit rund 1000 m Mächtigkeit. Seine Stauwirkung hielt die Eishöhe im Konfluenzraume Sittmoos—Mauthner Alm—Valentintalmündung auf etwa 1950 m. Trotz seiner Stärke vermochte der Draugletscher die stetige Senkung der Eisoberfläche aber nicht aufzuhalten, da seine Eismassen zur Auffüllung des nunmehr breiten (Jauken—Polinig 10 km) und tief abgesenkten Gailtales aufgebraucht wurden. Die Eismächtigkeit erreichte hier aber trotzdem durch ihre Masse wieder den Höchstbetrag von 1200 m wie im Senkungsbecken von Sillian.

Zu- und Abstrom des Eises im Bereiche der Gailtaler Alpen (Jaukensattel, Gitschtal, bzw. Windische Höhe, Kreuth- Bleiberger Tal) sowie steigender Eisübertritt durch die Senken des Karnischen Hauptkammes nach S ließen die Eismächtigkeit im geräumigen Gailtal (Reißkofel—Straniger Sattel 11 km, Spitzegel—Poludnig

9 km) nach und nach unter 1200 m sinken. Aber noch am Westabfalle der Villacher Alpe bezeugen Erratika in 1650 m einen mindestens bis 1700 m hinaufreichenden Eisstand, daher eine Eismächtigkeit von mehr als 1100 m. Im Bereiche des Gailitzdurchbruches betrug sie am Südfalle des Dobratsch noch immer etwa 1100 m (Dobratsch—Göriacher Berg 7 km).

Der außer größere Bewegung geratene Eiskörper im Tor der Gailitz und über dem Wurzner Paß überlagerte den ganzen Gebirgskamm auf etwa 13 km Länge je nach den Gipfelhöhen mit einer Decke, deren geringste Mächtigkeit noch rund 50 m erreichte.

Einige Vergleichsziffern, die H. Heß (228—229) vom eiszeitlichen Inngletscher und von einigen rezenten Gletschern berechnete, lassen erst ganz die Bedeutung des Gailgletschers erkennen. Die Angaben gelten für den Inngletscher vom Tschirgant gegenüber der Einmündung des Ötztals bis zum Durchbruche bei Kufstein, d. s. rund 110 km, also so lang wie die Strecke Helm—Wurzner Paß.

	Eishöhe	Eismächtigkeit in m
Tschirgant	2300	1610
Innsbruck	2100	1725
Kufstein	1600	1310

Weglänge und Eishöhe des Inngletschers stimmen mit den Verhältnissen beim Gailgletscher sehr auffällig überein. Die Eismächtigkeit beträgt beim Inngletscher allerdings am Beginne des Vergleichgebietes um 400 m, an dessen Ende um 200 m mehr als beim Gailgletscher. Ihrer örtlichen Steigerung bei Innsbruck durch den Stubai- und Draugletscher entspricht die bei Mauthen durch den Draugletscher.

Der etwa 77 km lange Fedtschenkogletscher erreicht auf 38 km eine Mächtigkeit von 900 m, der Hintereisferner auf 9 km 320 m, die 10 km lange Pasterze 300 m.

Wie vorauszusehen, übertraf der Inngletscher an Eismächtigkeit zwar den Gailgletscher, dessen Größe war aber trotzdem und schon gar im Vergleich zu den rezenten Gletschern sehr ansehnlich.

3. Hocheiszeitliches Landschaftsbild und präglaziales Relief.

Das präglaziale Relief der Karnischen Hauptkette (III) beeinflusste sehr stark den Verlauf des hocheiszeitlichen Stromnetzes. Nur die wichtigsten Wirkungen seien hier hervorgehoben. Die Hochgebirgsreste der alten Gipfflur setzten durch ihre Aufragung dem Eisbereich eine Grenze. Besonders die Verebnungen der mitteltertiären Gebirgsoberfläche wurden zu ergiebigen Firnräumen. Das Talnetz zwang das Ferneis zu Abzweigungen vom Hauptstrom in die Seitentäler und diese wieder bestimmten beim Zutreffen sonstiger Vorbedingungen das Verhalten der Eigenvergletscherung. Die Einschaltung tieferer Ver-

flachungen und tektonischer Scharten in den Hauptkamm gewährte dem stellenweise hochgestauten Eis den Übertritt in Nachbargebiete. Diese Möglichkeit wuchs mit der nach O zunehmenden Achsensenkung des Gebirges, die mit einer Verminderung der Eigenvergletscherung verbunden war. Das Eisstromnetz paßte sich derart dem präglazialen Relief an und ergab in seiner Abhängigkeit von den Erhebungen ein dem Talnetz ähnliches Abbild, das aber infolge der Eishöhe doch große Unterschiede gegen die Wege des fließenden Wassers aufwies. Das hocheiszeitliche Landschaftsbild ist demnach in den einzelnen Abschnitten des Karnischen Hauptkammes verschieden. Von den Veränderungen des präglazialen Reliefs durch das Eisstromnetz wird vorerst abgesehen (IV, 7.).

Penck (3, 1081) unterschied bei der Darstellung des Draugletschers und seiner Nachbarn einen Talgletscher der Würmeiszeit, Firnkämme mit Gratformen und unvergletscherte Rücken. Er war jedoch, wie erwähnt (IV, 2, a), im einzelnen keineswegs sicher, ob die Bergrücken der Karnischen Alpen wirklich unvergletschert waren oder vielleicht Firnhäuben trugen; denn damals (1909) fehlten dort noch Beobachtungen über die Höhe der eiszeitlichen Gletscher und die damalige Lage der Firngrenze. Nach meinen Studien in den Lienzer Dolomiten und der Karnischen Hauptkette läßt sich nun der Versuch wagen, das hocheiszeitliche, dem präglazialen Relief angepaßte Landschaftsbild des Gailgebietes zu entwerfen, wie es sich aus der Vogelschau, oder zeitgemäßer vom Flugzeug aus, darbieten mochte. Ich folge hiebei meiner Gliederung der Karnischen Hauptkette in vier Abschnitte von W nach O. Auch die Lienzer Dolomiten und Gailtaler Alpen werden, soweit es wegen des Zusammenhanges nötig ist, berücksichtigt.

A b s c h n i t t 1.

H e l m — G i r a m o n d o p a ß.

Das grabenartige Lessachtal ist mit Eis erfüllt, das im N wie im S bis an die felsigen Hochgebirgszonen hinanreicht. Den fiederförmigen Seitenkämmen der Karnischen Hauptkette entspricht ein fortgesetztes Aus- und Einbiegen der Eisoberfläche, während sie im N gemäß der geringeren Taldichte und den breiten, dazwischen liegenden Verflachungen weit ruhiger erscheint. Am Westhange des Golzentipp hängt die Eisoberfläche über die sanften Höhen des Ober- und Dorfberges mit dem Draueis zusammen. Die Nordseite des Ferneisstromes trägt mehr Geschiebe als die den Karnischen Alpen zugewendete. Im Helmgebiet überzieht die meist gerundeten Rückenformen eine nahezu geschlossene Firndecke. Die schroffen Gipfel und Grate, wie z. B. Pfannspitz, Königswand, Wildkarleck, Porze, Hocheck, Hoch- (Reiterkar)-spitz, Zwölferspitz, Torkarspitz, Paralba, Raudenspitzen und Steinwand sind, wie ihre ebenbürtigen Gegenstücke in den Lienzer Dolomiten Damerlanhöhe, Eggenkofel, Eisenschuß und Böses

Der Gailgletscher.

Tabelle 3.

Querschnitt	Beiläufige		Heutige Seehöhe des Talbodens in m	Anmerkung
	Eisrandhöhe	Mächtigkeit der Eismitte		
	des Gailgletschers in m			
Winnbach-Helm	2300	1200	Maria Loretto 1120	Zentralalpiner Eisstau im Becken von Sillian bis zu dem über den Kartitschsattel verlaufenden Beckenrand. Oberberg eisüberflutet. Eisstrom aus dem Helm—Königswandgebiet.
Sillian — Zenzerspitz	2250		Sillian 1100	
Kartitsch — Maurerspitz — Pfannspitz	2200	850—800	Kartitsch 1350 Kartitschsattel 1523	
Dorfberg — Leiten — Zwiesel — Hoher Börsing	2150	730	Leiten 1427	Fallendes Talprofil. Beginn der Talweitung, die bei Obertilliach die größte Breite erreicht. Von Leiten an ständiger Eiszuwachs von beiden Begleitketten. Bei Untertilliach Beginn der Talverengung.
Golzentipp — Obertilliach — Spitzköfele	2100	750	südlich Obertilliach 1342	
Eggenkofel — Untertilliach — Schwalbenkofel	2050	850	Untertilliach 1200	
Unteres Lessachtal: Eisenschuß — M. Luggau — Sonnstein bis Lumkofel Birnbäum — Plenge	2000	900 bis gegen 1100	südlich Maria Luggau 1100 St. Lorenzen 1100 Liesing 1020 Birnbäum 940 St. Jakob 930	Wenig Gefälle. Anhaltende grabenartige Talenge. Zunehmende Eiszufuhr namentl. von S. Rückstau durch den Wölger Gletscher und durch das Draueis vom Pirkacher Schartl.

Querschnitt	Beiläufige		Heutige Seehöhe des Talbodens in m	Anmerkung
	Eisrandhöhe	Mächtigkeit der Eismitte		
	des Gailgletschers in m			
Auf der Mussen — Vorhegg — Mauthner Alm — Polinig	1950	1100	Sittmoos 890 Gailbergsattel 970	Rückstau durch den etwa 1000 m mächtigen und 10 km breiten Draueisstrom über das Gailberggebiet und durch den Valentingletscher. Große Breite und Tiefe des Gailtales.
Jauken — Würmlach — Poliniggebiet	1900	1200	Wetzmann 714 Mauthen 700	
Jaukensattel — Nölbling — Hoher Trieb	1850	1200	Nölbling 650	Starker Zustrom von Draueis über den Jaukensattel und das Gitschtalgebiet. Abstrom von Draueis über die Windische Höhe und durch den Nötschgraben nach NO. Abstrom von karnischem und v. Gailais nach S über Promoser und Collen diaul Törl, Nölblingpaß, Straniger Sattel, Naßfeld und 9 Sättel im Raume Gartnerkofel - Göriacher Berg.
Reißkofel — Stranig — Findenigkofel — Collen diaul Törl	1800		Stranig 620 Rattendorf 600	
Spitzegel — Möscherer Wipfel — Hermagor — Reppwand — Zweikofel — Zottachkopf — Nördl. Rattendorfer S. — Hochwipfelgebiet — Straniger Sattel	1750	1150	Hermagor 600 Möderndorf 580	
Westseite Dobratsch—Vorderberg — Kapinberg — Tarvis	1700	1150—1100	Vorderberg 560 Feistritz 550	
Südseite Dobratsch—Törl — Maglern — Leilerberg — Pungart	1650	1100	Gailitzmündung 550 Gailitz u. Arnoldstein 580 Törl-Maglern 640 Gailitzdurchbruch 590	
Ostseite Dobratsch — Wurzner Paß	1600		Fürnitz 500	

Weibele, überall dort, wo es die Felsform zuläßt, verfirnt, stark nach N überwächet und von Lawinen zerfurcht. An den Steilhängen treten die nackten Felsen in dunklen Streifen hervor, wodurch die Berge, namentlich an der besonnten Südseite der Lienzer Dolomiten, ein gesprenkeltes Aussehen erlangen. Die felsigen Nebenrücken der Karnischen Hauptkette heben sich als schmale Rippen deutlich ab. Die Seitentäler sind je nach der sie abschließenden Kammform bis an die Felsmauern oder selbst bis auf die flachen Sättel mit Firnmassen erfüllt, die sich bergwärts zu dicken Auspolsterungen der Hohlräume steigern. Nur am Tilliacher Joch, im Gebiete des Hochweißsteins und in der Jochscharung um die Kreuzen finden sie Gelegenheit zum schwächlichen Abfließen in die Talgebiete der Piave und des Degano.

Als bezeichnendes Merkmal dieses Abschnittes der Karnischen Hauptkette erheben sich die Hochgebirgsformen der zahlreichen Nebenrücken über die allgemeine Höhe des Eises. Es bedeckt die Eckfluren unter ihnen und steigt taleinwärts infolge des gestauten Lokaleises an. Der einseitige Fischgrätentypus tritt noch schärfer hervor als heute.

Abschnitt 2.

Giramondopaß — Promos.

Die Breitengliederung der alten Hochgebirgsformen kommt deutlich zum Ausdruck. Über die Eis- und Firnhöhe erheben sich als nordseitig scharfe, voneinander durch Firnschneiden und -flächen getrennte Schwarz-Weiß-Felsgrate das Biegegebirge vom Giramondopaß bis zum Seekopf, die Kellerwandgruppe von der Seewarte bis zum Frischenkofel, dann weiter nördlich Gams- und Mooskofel, Polinig und Elferspitz, im SO der spitze Tischwanger Kofel (Piz Timau). Rauchkofel und Plenge sind breit gerundete Firnmassive. Im Nebenrücken Kreuzleithöhe—Säbelspitz—Stallonkofel wölbt sich die Firnoberfläche zu einem schmalen Rücken auf. Sein Gegenstück, der gebogene Sporn Lauchek—Promos, erscheint als schlanker Firngrat. Mauthner Alm und Palzug verschwinden als Erhebungen ganz unter der flachen Firndecke. Vom Scheitel des Valentintörls senkt sich ein ausgedehntes Firnfeld unter zunehmender Breite ins Wolayer und Valentintal. Hoch über dem heutigen Wolayer Seekessel drängt ein Teil der Firnmassen durch die Paßlücke nach S, deren enge Schartung tief unter dem Firn liegt. Der größere Teil aber senkt sich in den hochaufgefüllten unteren Kessel hinab. Die Felswände des Frauenhügels machen sich durch starkes Eisgefälle und eine hohe Spaltenzone geltend. Hingegen wirkt der mächtige Aufschwung der Kellerwandgruppe wegen der steil und hoch zu den überwächeten Felswänden ansteigenden Firndecke lange nicht so eindrucksvoll wie heute. Noch mehr von ihrem gewaltigen Eindrücke haben die 1000 m hohen Felswände unter dem Eiskar und die halb so

hohen ober ihm durch die Auffüllung des Valentintales und des Eiskars verloren. Sie äußern sich in einem Gletscherbruch, der sich von den Kunzköpfen bis zum Frischenkofel hinzieht. Wie die enge Schar- tung des Wolayer Passes kommt auch der Plöcken- landschaftlich nicht zum Ausdruck. Etwa von der Cel- lonschulter an erstreckt sich nach O bis zum Tischlwanger Kofel eine einheitliche, nur von ein paar Felsköpfen unterbrochene wellige Firn- decke über den Palzug und senkt sich nach S rasch ins obere Buttal. Fern- und Lokaleis erfüllt auch in diesem Abschnitte die gail- wärts gewendeten Seitengraben des Lessachtales, so daß sie nur als flache Mulden erscheinen. Am Ostende der Lienzer Dolomiten ragt der Lumkofel als kurzes, felsiges Gratstück über die Eisoberfläche empor, während seine östlichen Nachbarn im Bereiche des Podlaniggrabens firnbedeckt sind. Über das Pirkacher Schar- t l und unvergleich- lich breiter über den Gailbergsattel strömt Draueis her- über und drängt den Gailgletscher an die südliche Talseite. Die unter Eis begrabene Stufe von Wetzmann liegt am Beginn einer breiten Eiszone.

Die Massierung der Hochgebirgsformen im Wo- layer—Plöcken-Abschnitt ist klar erkennbar, ihr Zusammenhang aber in einzelne Felsgruppen aufgelöst. Durch die zwei Tore des Grenzkammes, die heute als enge Pässe erscheinen, werden Eisströme nach S hinausgepreßt. Erst im Pal- gebiet schließt eine breite Eisfront an.

A b s c h n i t t 3.

P r o m o s — G a r t n e r k o f e l.

Hoher Trieb und Findenigkofel heben sich als kurze Firnkämme ab, die an ihrer Nordseite stellenweise felsige Abbrüche zeigen. Hochwipfel, noch mehr Schulter und Ringmauer treten als zusammenhängender, quergestellter Bogen durch ihren bleichen Felszug weniger in der Farbe als durch ihre Form hervor. Die Firnpyramide des Hochwip- fels steht im wirkungsvollen Gegensatz zu den breitklobigen Kalkklötzen Zottachkopf, Trog- und Roßkofel weiter im O. Erst der Gartnerkofel spitzt sich wieder im Gipfelbereiche zu. Von den mit mächtigen Firnhauben bedeckten Hochflächen der einzelstehenden Mas- sive senken sich in den steilen Schluchten und Karen der Felswände Eisströme nach allen Seiten, namentlich nach N, hinab. Der zackige Zweikofelgrat springt als Felsrippe auffällig vor. Die gerundeten Er- hebungen der Nebenrücken, die das Volk später mit so bezeichnenden Namen wie Höhe, Bühel, u. ä. versehen hat, tragen Firnbelag. Desglei- chen östlich vom Roßkofel die Madritschen, von der die Treßdorfer Höhe in eine Firnschneide nach N ausläuft. Der Steilabbruch der Repp- wand verschwindet nahezu gänzlich. War der Eisübertritt am P r o m o s e r T ö r l noch verhältnismäßig schwach, so steigert er sich in der benachbarten Lücke Collen diaul Törl—Nölbling-

paß zwischen Hohem Trieb und Findenigkofel zu einer Breite von mehr als 2 km. Der Straniger Sattel wird in nicht geringerer Ausdehnung vom Eis überflutet. Rattendorfer und Rudniksattel liefern nur lokalen Firnzuschuß über den Lanzenboden und durch das Trogtal ins obere Pontebbanatal. Am Naßfeld äußert der Überdruck des Draueises seine Wirkung. Ein aus Gail- und karnischem Lokaleis bestehender Strom von etwa $1\frac{1}{2}$ km Breite fließt nach Verstärkung durch einen kleinen Gletscher vom Garnitzensattel durch den Bombaschgraben ins Fellatal. In den Gailtaler Alpen ragen nur die schmalen Felsrippen der Jauken und des Reißkofelzuges über die Eisoberfläche empor, die in breitem Strome zwischen ihnen ins Gailtal vordringt und den Gailgletscher ständig an die Südseite drückt.

Die Auflösung der alten Gebirgs oberfläche in einzelne Hochgebirgsstöcke setzt immer mehr die Eigenvergletscherung herab. Die Trennung durch ausgedehnte Sattelgebiete jüngeren Alters ermöglicht ein steigendes Überfließen des Ferneises. Je jünger die Lücken im Hauptkamme sind, um so tiefer liegen sie und um so leichter erfolgt trotz der nach O abnehmenden Eishöhe der Abstrom. Das präglaziale Relief hat dem Eis seine Wege gewiesen.

Abschnitt 4.

Gartnerkofel—Wurzner Paß.

Die nach O zunehmende Achsensenkung und Zergliederung der alten Gebirgs oberfläche zu dem gitterartigen System der Doppelknoten im Raume Zielkofel—Krone bis Osterinig—Achomitzer Berg bringt es mit sich, daß nur mehr diese unbeweglichen Firnknöpfe wie Inseln über die Eisoberfläche aufragen, die sich zwischen ihnen in 1 bis $1\frac{1}{2}$ km breiten Bändern langsam nach S durchwindet. Östlich der schon etwa 3 km breiten Lücke des Bartolosattels verbleiben nur mehr im Südstrange des Kammes als letzte Firninseln die Kuppen des Kapin und Göriacher Berges. Dann verschwindet der Grenzka mm infolge des Achsenknickes ganz unter dem Eis und es breitet sich auf etwa 13 km Längserstreckung eine ununterbrochene, wenig bewegte und firnbedeckte Gletscher oberfläche im Lee der beiden Hauptströme aus, die durch das Gail- und Savetal nach O ziehen. Erst am Steinwipfel (Kamnat vrh) östlich des Wurzner Passes erscheint der Firnrücken wieder als breiter Grenzsaum zwischen ihnen. In den Gailtaler Alpen trennt im S des Weißensees eine weite Eisfläche die Felsrippe des Reißkofels von den vereisten Schrofen der Spitzegelgruppe. Eingeschaltete kleine Firnkuppen, die der Eistrom nicht mehr erreicht, treten im Landschaftsbilde gar nicht hervor. Tschekelnock und Kowesnock sind die beiden Pfeiler, zwischen denen das Draueis über die Windische Höhe wieder dem Drautale zustrebt. Als verhältnismäßig kleiner, aber hochragender letzter Nunatak erhebt sich eindrucksvoll der vergletscherte Gipfelaufbau der Villacher Alpe (Dobratsch), umbrandet

von dem Eisstrom im Kreuth-Bleiberger Tal und dem an seiner steilen Südflanke sich vorbeipressenden Gailgletscher. Wir befinden uns noch über der Firnlinie.

Das weite, nur selten von dunkleren Felsrippen unterbrochene weiße Firnmeer bezeugt vielleicht am eindringlichsten die enge Abhängigkeit des Eisstromnetzes von dem vorgefundenen, im Vergleich zur Eishöhe nur mehr kümmerlichen Relief. Fast unübersehbar erfüllt weiter im O zwischen den Gurktaler Alpen und den Karawanken ein schon teilweise aperer Eiskörper das Villach—Klagenfurter Becken.

4. Rückzug der Großvergletscherung.

Für eine zusammenfassende Darstellung der Vorgänge beim Rückzuge der Großvergletscherung ist die Zahl der Eiszeiten zunächst von untergeordneter Bedeutung. Jedenfalls fand stets nach erreichtem Hochstande der Vereisung trotz mancher Schwankungen ein allmähliches Hinaufrücken der Schneegrenze statt. Hiedurch wurde der Eisnachschiebung vermindert und blieb schließlich ganz aus, die noch vorhandenen Eismassen waren dem Zerfalle preisgegeben.

Bei Anwendung dieser allgemein gültigen Vorstellungen auf unser Gebiet ist zunächst vor allem der andauernd kräftigen Ortsgunst und auch der kürzer wirksamen Folgeerscheinungen des Eisstauens zu gedenken. Der sich zur Hocheiszeit in den karischen Nebentälern jeweilig geltendmachende Rückstau des Lokaleises mußte sich beim Eintritt milderer Klimas naturgemäß stets in einer verzögerten Abschmelzung des Haupttalgletschers äußern; denn er wurde nun trotz der sonst steigenden Schneegrenze wegen des jetzt immer weniger gehinderten Abstromes der Lokaleismassen noch eine Zeitlang genährt.

Ferner ist die Frage des gegenseitigen Verhältnisses der beiden großen Eisströme im Drau- und Gailtale beim Abschmelzen zu erörtern. Nach Frech (2, 360) trat wegen der Lage und Beschaffenheit der Einzugsgebiete dieser Wendepunkt beim Gailgletscher früher ein als beim Draugletscher. Frech nahm an, daß jener schon in das obere Lessachtal zurückgewichen war, als vom Draugebiete her noch Eismassen über den Gailberg nach S abflossen. Der Draugletscher habe sich daher als Eisdamm quer über das Tal bei Mauthen gelegt und die mit Abtragsstoffen beladenen Schmelzwässer des Gailgletschers zu einem See aufgestaut, der bis Maria Luggau hinaufreichte.

Gegen diese Annahme sprechen jedoch mehrere Bedenken. Vorerst solche hinsichtlich der Ablagerungen. Ausgedehnte oder wenigstens häufige, wenn auch kleinere lakustre Sedimente, wie sie etwa im Inntal oder auch im unteren Gailtale tatsächlich vorkommen, fehlen im Lessachtal nahezu gänzlich (IV, 5, a). Ein Vordringen des Drauglet-

schers gegen den alten Bereich des Gailgletschers bei Mauthen hätte, wenn sich dieser früher zurückgezogen hätte, überdies doch sicherlich die Verschleppung zentralalpiner Geschiebe an den karnischen Berghang zur Folge haben müssen. Solche Spuren finden sich jedoch hier nirgends. Gegen die seinerzeit auch bei der Einmündung des Zillertalgletschers ins Inntal geltend gemachte Stautheorie spricht ferner auch die Vorstellung über den allerdings nur annähernd zu erschließenden Rückzug der eiszeitlichen Schneegrenze. Sie stieg zweifellos zur Hocheiszeit wie heute von den Karnischen Alpen gegen das Alpeninnere an. Beim Schwinden der Fernvereisung kann ein dem heutigen Anstiege gleichlaufendes, allmähliches Hinaufrücken der Schneegrenze angenommen werden (Penck, 3, 1144). Die Abschmelzung reichte daher in den Zentralalpen verhältnismäßig höher hinauf als in den Randgebieten. Die Möglichkeit der Ansammlung fester Niederschläge und ihre Schmelzdauer war in den Zentralalpen wegen der ausgedehnten Firnräume allerdings größer. Das gilt trotz verschieden großer Einzugsgebiete ebenso für den Isel- wie für den Villgrater Gletscher, die den Drau-, bezw. den Gailgletscher hauptsächlich nährten. Für eine lange Erhaltung der Eigenvergletscherung in der Karnischen Hauptkette war der vorangegangene Eisstau, dann vor allem die Nordauslage der zwar kleinen, aber gut geschützten Firngebiete und der kurze, beschattete Weg der Eisströme günstig. Die Breite des Draugletschers war nach allen Anzeichen zur Hocheiszeit größer als die des Gailgletschers, den er zur Seite drängte. Dieses Verhältnis dürfte sich auch beim Rückzug erhalten haben. In der Höhenlage der Gletscheroberfläche scheint bei der Bewegung der beiden Eisströme im gemeinsamen Bett von Mauthen abwärts kein wesentlicher Unterschied bestanden zu haben; wenigstens deuten keine Geschiebefunde auf eine Ausdehnung des Draugletschers bis an den karnischen Bergfuß hin. Die Abschmelzung des zwar aus verschiedenen Komponenten zusammengesetzten, aber vollkommen geschlossenen Eisstromes erfolgte im Gailtal einheitlich unter den gleichen klimatischen Verhältnissen. Der breiteren Eismasse der Draukomponente stand die etwas besser beschattete Lage des Gailgletschers gegenüber. Der Zustrom über den Gailbergsattel mag etwas länger gedauert haben als der durch das Gailtal. Noch länger währte wohl der Abstrom des Gletschers durch das untere Drautal selbst, als er den Gailbergsattel nicht mehr zu übersteigen vermochte. Aber für ein Vordringen des Draugletschers in den bisher vom Gailgletscher eingenommenen Raum und gar für einen großen Seestau im Lessachtale fehlen alle Beweise, die Geschiebefunde und Ablagerungen sprechen vielmehr dagegen.

Die Mechanik des allmählichen Abschmelzens vollzog sich in Anlehnung an heutige Wahrnehmungen anscheinend im folgenden Rahmen: Dem schließlich mangelnden Zuschub folgte ein greisenhaftes Aussehen der Oberfläche des Haupttalgletschers, ein Einsinken und Zerbrechen in Toteisschollen, an deren weiterer Zerstörung ein dichtmaschiges Netz von Schmelzwasseradern durch Jahrtausende

arbeitete. Der Eisdicke und den im Villacher Becken günstigeren Klimaverhältnissen folgend, schritt das Abschmelzen von O nach W ohne wesentlichen Halt fort. Die einzige größere Moränenansammlung im Gailtale liegt bei Egg nächst Hermagor (II, 35), wo der durch das Gitschtal gekommene Arm des Draugletschers endete. Penck (3, 1117—1118) nahm hiefür das Bühlstadium an. Nach Zeit und Ausdehnung wechselnde Seen erfüllten das untere Gailtal, ähnlich wie heute alljährlich, besonders nach dem großen Hochwasser der Frühjahrsschneeschmelze. Im Lessachtal sind überhaupt keine Endmoränen des Gailgletschers vorhanden. Der Rückzug vollzog sich hier anscheinend ohne merklichen Stillstand. Wegen der nach W zunehmenden Eismächtigkeit verlangsamte sich aber das Abschmelzen in dieser Richtung. Aber weniger das Rückschreiten der Eiszunge von O nach W als vielmehr ihr allmähliches Schmälerwerden und Einsinken in die Taltiefe war für diesen Zeitraum bezeichnend. Auf dem Gailberg- und dem Kartitschsattel erfolgte im Verlaufe des Rückzuges eine mit Beziehung auf die Hocheiszeit drauwärtige Umkehr der Strömungsrichtung. Durch das Einsinken und Zerbrechen der Eisoberfläche schoben sich die Eismassen von den Scheiteln hinab und fielen erst in tieferer Lage einer durch Zusammenstau verzögerten Abschmelzung anheim, als die Sättel selbst vielleicht schon nur mehr eine dünne Eisdecke trugen. Ein solcher Schattenwinkel, in dem sich das Eis lange halten konnte, lag unter dem heutigen Steilabbruch an der Nordseite des Gailbergsattels.

Beim Abschmelzen der Eisoberfläche in dem früher bis an den Fuß der felsigen Hochgebirgsformen aufgefüllten Lessachtal wurden die Steilhänge zuerst eisfrei. Eislawinen glitten von ihnen ab, da das Eis, obwohl selbst noch über der Schneegrenze gelegen, seines Haltes beraubt wurde. Die Trümmer sammelten sich im Haupttale, wo ihre weitere Zerstörung erfolgte. So arbeiteten Abschmelzung von unten und Abgleiten von oben gleichzeitig demselben Ziele zu, mithin nicht etwa nur von unten nach aufwärts fortschreitend.

Auf den präglazialen Verflachungen und Leisten des Gehänges hielt sich das Eis verhältnismäßig lange. Hier strandeten die von ihm mitgeführten Geschiebe, wo sie gerade lagen, und aperten zumeist als formloses Haufwerk oder als sanft gewellte Decke wechselnder Mächtigkeit aus, sobald diese Flächen in den Bereich der Abschmelzung gelangten. Daher finden sich auf ihnen vorzugsweise die Geschiebe der letzten Großvergletscherung.

Am längsten hielten sich die aus Fern- und Lokaleis gemischten Gletscherlappen in den gut beschatteten, mit Resten von Staueis gefüllten Seitentälern, namentlich in den Talschlüssen, an geschützten Hängen und auf der Grabensohle. Infolge dieser örtlichen Begünstigung endete ihr Abschmelzen spät, erst zu einem Zeitpunkt, als das Haupttal und die Nebenrücken schon lange eisfrei geworden waren.

Beim Rückzuge der Eigenvergletscherung aus dem Bereiche des Gailtales ergaben sich noch einige bemerkenswerte Vorgänge. Nach Höhe, Talbildung und Auslage war der Westteil

der Karnischen Hauptkette stärker und länger vereist als die ihm gegenüberliegenden Lienz er Dolomiten. In diesen schmolzen die damals nur mehr auf die Nebentäler beschränkten, stärker besonnten Eiszungen früher und rascher ab als ihre Gegenstücke auf der Südseite des Tales. Hier finden sich daher auch typische Moränen der Nebengletscher an jedem Talausgange, während in den Lienz er Dolomiten die einzige tiefe Lokalmoräne erst beim Tuffbad im Radigunder Graben liegt (Srbik, 1, 99 u. Skz.). Ferner konnten die karnischen Nebengletscher, durch den schwindenden Gegendruck der Fernvereisung nicht mehr gehindert, aber durch ihre ausgezeichnete Schattenlage besonders geschützt, nunmehr ins Haupttal hinabgleiten. In dieser Phase gelangten die auffallenden Riesenblöcke aus rotem und weißem Trogkofelkalk bis an die Mündung des Dober-, Oselitzen- und Garnitzengrabens (IV, 2, c). In den Lienz er Dolomiten fand vermutlich ein ähnlicher Vorgang statt, er ist aber wegen anderer stratigraphischer Verhältnisse nicht so klar erkennbar.

Anfangs schlossen sich die beiderseitigen Nebengletscher gerade noch zu einem zusammenhängenden Haupttalgletscher zusammen, der von der Eisscheide des Kartitschsattels nach beiden Seiten abfloß. Mit dem Schwinden des Zuschubes nahm die Breite des Gailgletschers ab, seine Zunge wich von den Hängen zurück, wurde immer schmaler und hinterließ auf dem Talboden langgestreckte Schuttterrassen. Sie sind z. B. zwischen Kartitsch und den Fashinghöfen noch erhalten, wo sie Klebelsberg feststellte (II, 4). Die derart selbständig gewordenen Nebengletscher aber wichen dann allmählich trotz aller Schwankungen bis in ihre Firnräume zurück (IV, 6).

5. Zwischeneiszeitliche Vorgänge.

Die Frage nach der Zahl der Eiszeiten im Gebiete der Karnischen Hauptkette wurde von Frech (1, 391 und 2, 307) dahin beantwortet, daß sich wohl vereinzelt in den südseitigen Tälern zu Nagelfluh verkittete, anscheinend vorwürmische Schotter fänden, ihre Deutung sei jedoch wegen des Fehlens klarer Profile unsicher. Da jede neue Vergletscherung die Spuren früherer Vereisungen zumeist zerstörte, könne man die noch vorhandenen Reste nur mit der letzten Vereisung in Beziehung bringen.

Geyer unterschied bei seinen Aufnahmen auf Blatt Sillian und St. Stefano Diluvialschotter und Moränen, auf den beiden östlich anschließenden Blättern Oberdrauburg und Mauthen, bzw. Tarvis ließ er diese Gliederung mangels deutlicher Trennbarkeit im Gelände fallen. Gleich Frech faßte er die vorgefundenen Ablagerungen als Reste der letzten Eiszeit zusammen.

Pencik (3, 1097, 1154, 1155, 1162) nahm auch in den Südalpen vier Eiszeiten an. Er stellte die Hollenburger Nagelfluh des Klagenfurter Beckens in die Mindel-Riß-Zwischeneiszeit, den sich weit ins Gailtal hineinziehenden Schottern von Föderlach wies er Riß-Würm-Alter zu.

Die nahezu gleiche Reichweite der beiden letzten Vergletscherungen zeigt sich u. a. im Klagenfurter Becken, das bemerkenswerterweise gerade zu jenen Gebieten gehört, die während der Würmeiszeit eine auffällig tiefe Schneegrenze aufwiesen. Sie hatten daher anscheinend damals durch die Nähe der Adria reichlichere Niederschläge als zur Riß-Eiszeit. Penck knüpft daran die bisher ungelöste Frage: „Sollte das Meer während der Riß-Eiszeit ferner gelegen haben?“

Gortani (2, 32) erklärte die Viergliederung der Eiszeiten für das Piavebecken als falsch; die vorhandenen Spuren rühren nur von einer Eiszeit her, eventuelle frühere Anzeichen seien durch sie vernichtet worden.

Desio (2, 268—290) vermochte, über Frech hinausgehend, im Fellabecken Rißmoränen und Riß-Würm zwischeneiszeitliche Konglomerate festzustellen. Er gelangte gleich Penck zu dem Ergebnis der räumlichen Deckung dieser Ablagerungen mit denen der Würmeiszeit.

Schwinner (2, 269) griff zum erstenmal für das Gebiet der Karnischen Hauptkette auf das Mindel-Riß-Interglazial zurück bei Erklärung der nach seiner Ansicht jüngeren Talstufe von Wetzmann (III, 2). Für die Schieferkohle von Podlanig (1, 307; 2, 269) vermutete er jedoch höheres Alter und verlegte ihre Bildung in die vorgenannte Zwischeneiszeit. Hingegen ließ er die Frage nach dem Alter der Kohlen von Feistritz offen wie Penck (9, 1109) und Kahler (1, 1) hinsichtlich der von Nieselach.

Wie immer das Eiszeitproblem einst gelöst werden wird, jedenfalls ist nach übereinstimmender Ansicht eine Mehrzahl der Eiszeiten anzunehmen, aber nur die Spuren der letzten Vereisung sind auf der Nordseite des Karnischen Kammes erhalten geblieben.

Von Einzelbeobachtungen zu allgemeinen Gesichtspunkten fortschreitend, können die zwischeneiszeitlichen Vorgänge in eine zusammenfassende Kennzeichnung der Ablagerungen und in einen Überblick der wichtigen Krustenbewegungen und ihrer Folgen gegliedert werden. Hiebei ergibt sich naturgemäß auch ein Übergreifen auf die Eiszeiten.

a) Zwischeneiszeitliche Ablagerungen.

1.) Die Gliederung in hangende Würmmoränen und Riß-Würm zwischeneiszeitliche Schotter, die Penck (3, 1110) nach den Aufnahmen von Frech und Geyer nur vermutete, besteht zu Recht, jedoch unter einigen örtlichen Besonderheiten.

Die Schotter sind mit den Hangendmoränen durch fluviatile Umlagerung zumeist derart vermischt, daß sie nur noch stellenweise auseinandergehalten werden können. Geschichtete Schotter sind äußerst selten und nur örtlich begrenzt. Der Beschaffenheit nach überwiegt bei weitem der typische Moränenschutt. Immerhin ist seine Mischung mit gewaschenem, aber zumeist ungeschichtetem Schottermaterial erkennbar. Die Einschotterung erfaßte auch zungenartig die Mündungsgebiete der Nebentäler in einer je nach der Höhe des Talbodens wechselnden

Reichweite. Gaertner (2, 119) irrt jedoch, wenn er Klebelsberg die Annahme einer Einschotterung im „Würm- oder Bühlstadium“ zumutet. Selbstverständlich handelt es sich um die letzte Interglazialzeit (4, 103).

Die obere Schottergrenze senkt sich im Helmgebiete noch einigermaßen deutlich, aber auf- und absteigend, von 1300 auf 1100 m (Klebelsberg, 4, 95—97). Vom Kartitschsattel an nach O aber ist weder auf den Terrassen des Lessach- und des Gailtales noch auf den Berghängen oder in den Seitentälern, die im Bereiche der Einschotterung lagen, eine deutliche Grenze zwischen den liegenden Schottern und den hangenden Würmmoränen zu ziehen. Bestenfalls ist nur eine Grenzzone unterscheidbar, in der ein ganz allmählicher Übergang stattfindet. Die von Penck (3, 1109) rechnermäßig nach den Angaben von Frech und Geyer aufgestellte Übersicht der Schotterhöhen von St. Jakob im Lessachtale (950 m) bis Förderlach—Velden am Wörthersee (490 m) stimmt im allgemeinen; die Zahlen sind jedoch bloß im Sinne des mittleren Gefälles einer Mischzone aus Schotter- und Moränenmaterial aufzufassen, die dem präglazialen Felssockel aufliegt. Die großzügige Einheit der Schotterablagerungen vom Lessachtal bis ins Klagenfurter Becken bleibt aber nach wie vor aufrecht.

Wegen der überall festgestellten starken Mischung von Moränenschutt und Schottern ist das Verhältnis zu den bisweilen im Liegenden sichtbaren Moränenresten nicht mit wünschenswerter Sicherheit als Einschluß der Schotter zwischen zwei verschiedenen alten Moränen und als einwandfreier Beweis für das Vorhandensein von Reißmoränen zu betrachten. Solche seltene Stellen kommen nur in ganz geringer Verbreitung vor, z. B. bei Liesing, Mattling, Passau, Gailitz (II, 24, 39, 40) und auch nicht so zweifellos in der Arnoldsteiner Dobrava, wie es Penck (3, 1111) annahm. Ebenso ist bei St. Stefan-Nieselach der Einschluß zumindestens sehr unsicher. Es scheint sich nach meinen bisherigen Beobachtungen vielmehr um Schotter, Sande und Bändertone mit Kohlenschmitzen, also um interglaziale Terrassensedimente zu handeln, die allerdings auch gekritzte und polierte Geschiebe enthalten. Man wird aus diesen Vorkommen allein nach Penck (2, 291) „nur auf ein unregelmäßiges Abwechseln von Fluß- und Eistätigkeit schließen können“. Erst im Zungengebiete des Draugletschers ergeben sich dann durch ältere Ablagerungen weitere Anhaltspunkte für die Zahl der Eiszeiten.

In das Reiß-Würm-Interglazial gehören noch folgende Vorkommen:

2.) Die Tone, Mergel und Lehme, die sich als kleine Schmitzen bei den Straßenbauten nächst Aue westlich Untertilliach und bei Mattling gezeigt hatten, jetzt aber verdeckt sind; dann die mit Schotterlagen gemischten Lehmblätter, die an den Abrissen nächst der Mündung des Wolayer und Sittmooser Tales noch sichtbar sind. Diese vereinzelt Schmitzen im Lessachtal deuten nur auf örtlich sehr beschränkte Wasseransammlungen infolge Rückstau im Mündungsgebiet einiger Nebentäler hin, keinesfalls aber auf einen großen, von Wetz-

mann bis Maria Luggau sich erstreckenden Stausee, wie ihn Frech (2, 360) annahm. Ferner die in Ziegeleien verwerteten Bändertone, Mergel und Lehme größerer Ausdehnung und Mächtigkeit bei Nölbling, Feistritz, Dreulach und auf der Südseite der Arnoldsteiner Dobrava. Sie zeugen von zeitweisen, nach Umfang wechselnden, aber ausgedehnten See-stauungen, ähnlich wie sie damals im Inntale stattfanden.

3.) Die Nagelfluh von Hohenthurn und auf der Arnoldsteiner Dobrava (II, 39, 40).

4.) Die Gehängebreccien an den Abhängen der Mauthner Alm gegen das Sittmooser und Lessachtal (II, 22, 23). Ihr Material ist in den hangenden Würmmoränen enthalten.

5.) Die Schieferkohlen bei Podlanig, Nieselach und Feistritz (II, 24, 39). Nach den Höhen- und Lagerungsverhältnissen liegt kein zwingender Grund vor, die Bildung der Kohlen bei Podlanig (850 m) statt in die Riß-Würm-Interglazialzeit schon in die vorhergehende Zwischeneiszeit zu verlegen, wie das Schwinner (2, 269) annahm. Vor Eintritt der Würmvereisung lag dort das Gailbett jedenfalls bereits tiefer als der Talboden. Dessen Höhe beträgt etwa 950—920 m. Die Schieferkohlen finden sich in 850 m am Abhänge gegen das Gailbett. Der Absatz dieser Einschwemmungen erfolgte im ruhigen, brackigen Uferwasser seitlich des Stromstriches der schon um einen ungewissen Betrag darunter eingetieften Gail. Der jetzige Flußspiegel hat mittlerweile in enger Schlucht die Tiefe von 785 m erreicht. Diese allerdings nur annähernden Zahlen und die im Verhältnis zum Gailgletscher gefährdete Lage des Kohlenvorkommens führen zu der wahrscheinlichen Annahme, daß die Schieferkohlen von Podlanig erst in der letzten Zwischeneiszeit gebildet wurden.

Die untereinander gleichaltrigen Kohlenablagerungen leiten zu den folgenden Erscheinungen höherer Ordnung hinüber.

b) Krustenbewegungen und ihre Folgen.

Wie bereits bei der Entwicklung des präglazialen Reliefs (III) begründet, müssen sich die formenkundlichen Ausführungen dieses Abschnittes derzeit nur auf den Versuch einer Erklärung beschränken.

Wenngleich sich die heute noch ablesbaren Krustenbewegungen nach dem jetzigen Stande unserer Kenntnisse gewiß nicht auf die Zwischeneiszeiten allein beschränkten, sondern auch vermutlich bereits im Jungtertiär und Altquartär in ihren Wirkungen geltend machten, ja bis in die Gegenwart fühlbar sind (Ampferer, 2, 83), erfolgte ihre stärkste Kraftäußerung anscheinend doch erst in den Zwischeneiszeiten. Penck (5, 618) erklärte in teilweiser Übereinstimmung mit Ampferer: „Die Interglazialzeiten sind Zeiten der großen alpinen Krustenschwingungen; für deren Auftreten in der Postglazialzeit gibt es nur lose Anhaltspunkte.“ Sie gelangen daher erst in diesem Abschnitte zur Besprechung. Im Mittelpunkt steht hiebei die Erklärung der Talstufe von Wetzmann und der mit ihr entwicklungsgeschichtlich untrennbar ver-

bundenen Terrassen des Gailtales östlich von Kötschach—Mauthen. Auch hier erweist sich eine punktweise Zergliederung der Fragen als zweckmäßig.

1.) Bisherige Erklärungsversuche.

Die Entstehung der Talstufe von Wetzmann bot, wie bereits genauer dargelegt (II, 24), zu den verschiedensten Deutungen Anlaß. Frech erklärte sie fluviatil und glazial durch die gleichgerichtete Tätigkeit der alten Drau und später des Draugletschers. Geyer hob die rückwärtsschreitende Erosion der Gail hervor, die an dem härteren Gesteinsriegel ihre Begrenzung fand. Penck beschränkte sich auf die bloße Gletscherwirkung. Auch Sölch sah in ihr damals im wesentlichen eine glaziale Konfluenzstufe. Gaertner schloß sich Geyers Auffassung an, hielt hiebei aber auch eine fluviatile Mitwirkung der Drau für möglich. Beide lehnten eine Gletscherwirkung ab. Die petrographische Selektion rückt wieder bei H. Heritsch in den Vordergrund. Stets werden die mit angeblich normalem Gefälle von Kötschach—Mauthen an sich flußabwärts fortsetzenden Felsterrassen als zum alten Talboden des Lessachtales gehörig angesehen. Es dreht sich die Frage somit vor allem um die Ursache der Übertiefung des heutigen Gailtales und deren Begrenzung durch die Stufe von Wetzmann, also bisher um die Frage des Verhältnisses fluviatiler und glazialer Wirkung sowie um den Einfluß der Gesteinsbeschaffenheit.

Schwinner hingegen brachte die Talstufe von Wetzmann, die Entstehung des Gailbergsattels und der seitlichen Terrassen im Gailtal unterhalb Kötschach—Mauthen mit einer erst nach der Mindel-Riß-Zwischeneiszeit einsetzenden Hebung als Folge der Bordaglastörung in Zusammenhang. Durch sie wurde die Ablenkung der Drau „wenn auch vielleicht nicht ganz allein verursacht, aber doch eingeleitet und begünstigt.“ . . . „ Unter diesen Umständen haben wir kein Recht, Terrassen ober und unter Mauthen nur nach der Höhenlage zu parallelisieren . . .“. Mit anderen Worten: Der Gefällsbruch bei Wetzmann ist eine Hebungsstufe. Die heutige, einem ehemaligen Normalgefälle des Lessachtales anscheinend entsprechende Höhe der Gailterrassen ist nach Schwinner möglicherweise erst später durch nachträgliche Niveauverstellungen, gewissermaßen zufällig, in eine solche Lage geraten, daß sie jetzt ein ursprüngliches Normalgefälle vortäuscht.

2.) Urdrau und Gailberg.

Auf Grund dieser verschiedenen Auffassungen fragt es sich zunächst darum, ob irgendwelche Anhaltspunkte dafür gefunden werden können, daß die Urdrau den Gailbergsattel (rund 970 m) jemals überflossen habe, was mit Ausnahme von Penck und Geyer stets angenommen wurde. Dies setzt eine entsprechende Hochlage des Oberlaufes der Drau voraus. Sie müßte daher wenigstens an einigen Punkten in Terrassenresten noch einigermaßen kennbar sein. Ferner könnten am Gailbergsattel selbst fluviatile Spuren zurückgeblieben sein, wengleich der Draugletscher sich später über ihn hinweggeschoben hat.

Bei der Beantwortung ergibt sich die Notwendigkeit, zeitlich und räumlich etwas weiter auszugreifen. Für die Ablenkung der Möll vom Iselsberg (rund 1200 m) nahm M o r a w e t z (1, 29) mit Vorbehalt folgenden Zeitraum an: frühestens nach der Hochtaalausbildung (etwa Altpliozän) und spätestens nach Ausbildung seines Systems III (Jungpliozän bis Altquartär), also „im Interglazial oder knapp vor Beginn der Eiszeit“. Anscheinend zugehörige Terrassenspuren des Urdraultales konnte er am Gehänge der Kreuzeckgruppe und am Nordabhänge der Gailtaler Alpen nachweisen (15). Sie liegen südlich Oberdrauburg in 980 m Höhe, somit ungefähr in Übereinstimmung mit dem Gailbergsattel.

Eine ähnliche Zeitgrenze für das Überfließen der Urdräu über den Gailbergsattel kann ferner aus einem Arbeitsergebnis von I l s e S ö l c h (48) erschlossen werden. Darnach lag der Mindel-Riß-Talboden der Isel bei Lienz um 890—850 m. Ist das richtig, dann kann die Urdräu damals nicht mehr den jetzt um rund 100 m höheren Gailberg überflossen haben; es wäre denn, daß man dessen erst spätere Aufwölbung zu seiner heutigen Höhe voraussetzt. Diese Annahme machte Schwinner (2, 269) und verlegte daher die Ablenkung der Drau ins Quartär.

Die bisherigen, hier und im folgenden nur in ihren Ergebnissen angeführten Beobachtungen am Gailbergsattel besagen in dieser Hinsicht: Seine Großform geht anscheinend auf einen schon ursprünglichen Achsenknick des Gebirgskammes zurück. Dadurch wäre bei entsprechender Hochlage des Oberlaufes der Drau ein Überfließen durch einen Arm schon vorgezeichnet gewesen, der Fluß hätte das Paßprofil bloß überformen müssen. Deutliche fluviatile Spuren sind jedoch am Gailbergsattel nicht festzustellen. Falls solche jemals vorhanden waren, wurden sie wahrscheinlich durch den Übertritt des Draugletschers vernichtet. Immerhin ist aber dieser Weg der Urdräu durchaus nicht ganz auszuschließen, sondern kann als wahrscheinlich gelten, wenn auch derzeit nur einige Anhaltspunkte beigebracht werden konnten. Jedenfalls floß jedoch in jenem Zeitraum, der heutigen Beobachtungen besser zugänglich ist, die Drau bereits in ihrem jetzigen Tal und nur in den Eiszeiten schob sich ein Arm des Draugletschers über den Gailberg hinweg.

3.) H e b u n g e n ?

Als Ursache der Drauablenkung nahm, wie ersichtlich, S c h w i n n e r eine Hebung an. Sie führte nach dieser Vorstellung zur Aufwölbung des alten Draualstückes in Sattelhöhe. Der Gailberg wurde hierdurch zum Taltorso. Infolge vermutlich gleichzeitiger Höherschtaltung des unteren Lessachtals entstand die Hebungsstufe von Wetzmann. Die beiderseitigen Terrassen des Gailtales sind nach Schwinner nicht wie bisher mit Sicherheit als die ursprüngliche Fortsetzung des unteren Lessachtalbodens anzusehen, sondern möglicherweise erst durch eine Hebung in ihre heutige Lage geraten, die ein Normalgefälle nur vortäuscht.

Bei Beurteilung dieser Annahme in der Natur zeigen sich jedoch

keine Spuren einer nachträglichen Aufwölbung zum Gailbergsattel. Auch der Talboden des unteren Lessachtales weist keine jungen Verstellungen auf, sondern hat bis zur Stufe im allgemeinen normales Gefälle oder mit anderen Worten, die Oberkante der Talstufe von Wetzmann setzt sich ohne wesentlichen Gefällsbruch talaufwärts fort.

Die Terrassen des Gailtales von Kötschach—Mauthen abwärts hingegen stimmen nach ihrer Höhenlage tatsächlich nicht, wie man bisher stets annahm, mit dem Talboden des Lessachtales überein, sondern liegen im Nachbarbereiche höher, als dem Normalgefälle entsprechen würde. Das erhellt schon aus dem Vergleich einiger rechtsseitiger Gailtalterrassen, die in den Rahmen meiner jetzigen Arbeit fallen; ein vollständigeres Bild wird sich erst aus meinen Beobachtungen an den Abhängen der gegenüberliegenden Gailtaler Alpen ergeben. Aber trotz dieser räumlichen Einschränkung zeigt sich schon jetzt: Der Lessachtalboden bricht östlich Gentschach und bei den Höfen am Südufer in etwa 810 m (OA) Höhe ab. Der sanfte Rücken von Maria Schnee senkt sich von 838 auf 779 m. Bei Misoria schwanken die Verflachungen je nach Heranziehung der Vergleichshöhen zwischen den Punkten 929 und 871. Die mittlere Höhe der Terrassen von Dolling und Kriehhof fällt von etwa 850 auf 820 m. Kronhof liegt wieder um rund 50 m höher, die ihm benachbarte Terrasse von Gratzhof etwa 100 m tiefer (P. 770) als Kronhof; Ober- und Unterbuchbach erreichen nahezu 900 m. Schon aus diesen Beispielen geht einerseits die verschiedene Höhenlage der Terrassen untereinander hervor, andererseits ihr Verhältnis zum Lessachtalboden. Diese Höhenunterschiede entsprechen nicht der bisherigen Vorstellung eines Normalgefälles. Schwingers Annahme einer nachträglichen, örtlich verschiedenen Höhenänderung der Terrassen könnte hiedurch Wahrscheinlichkeit gewinnen. Sie fände eine Stütze in den verstellten Gletscherschliffen bei der Kirche von Feistritz (Kahler, 3) und in der anhaltenden Nordwanderung der Karnischen Alpen (F. Heritsch, 3, 5). Eine andere Möglichkeit enthält Punkt 5.)

4.) Senkungen.

Die Vorstellung von einer Hebung des alten Drautalstückes zum Gailbergsattel und des unteren Lessachtalbodens zur Stufe von Wetzmann findet in den Naturbeobachtungen keine ausreichenden Beweise.

Zu einem mit den heutigen morphologischen Verhältnissen übereinstimmenden Ergebnis führt hingegen meine neue Annahme einer negativen statt einer positiven Krustenbewegung, einer Absenkung der Talböden im Drau- und im Gailtale. Hiedurch wird der Gailbergsattel wieder zum Talrumpf, die Stufe von Wetzmann erscheint jedoch nun als Westende einer medianen Absenkung des Gailtalbodens, an dessen Rändern die Terrassen als Reste stehen blieben.

Solche negative Krustenbewegungen unseres Gebietes stehen nicht

allein da. Wir kennen sie besonders aus dem Inntal, aber auch aus vielen anderen großen Alpentälern als allgemeine Erscheinung. Ihre Ursache ist vor allem in den lange nachwirkenden Folgen der großen tektonischen Störungen des Gleichgewichtes an der „Naht“ verschiedener Gebirgsgruppen zu erblicken. In den Karnischen Alpen und den Karawanken gehört hierher auch der jetzt noch anhaltende Frontdruck infolge Nordbewegung dieser Kette. Verhältnismäßig schwächere Gleichgewichtsstörungen in den Haupttälern führten möglicherweise auch die schwankenden Druckverhältnisse während der Eiszeit herbei (IV, 7). So greifen anscheinend verschiedene isostatische Ursachen zweier geologischer Zeiträume ineinander.

Die Krustenbewegungen hatten häufig Verlegung der Wasserscheiden und damit Änderungen des Flußnetzes zur Folge, die allerdings noch mancher Klarstellungen bedürfen. In unserem Bereiche verlief die Wasserscheide zwischen Rienz und Drau zuerst noch über den Kartitschsattel und die Enge von Abfaltersbach. Die Tiroler Gail war damals noch der Rienz dienstbar. Dann wanderte die Wasserscheide infolge ostwärtiger Absenkung des Haupttales allmählich immer weiter nach W über Vierschach auf das Toblacher Feld. Die Pustertaler Drau bildete anfangs einen schwächlichen Zufluß der Isel, die zunächst noch die Möll aufnahm und vermutlich als Urdrau — vielleicht nur mit einem Arme — den Weg über den Gailberg fand. Ein anderer durchfloß möglicherweise schon vor der Eiszeit die Furche des heutigen Weißensees, nachdem er die kleine Sachsenburger Drau aufgenommen hatte (Geyer, Verh. Geol. R. A. 1901, 114—115). Negative Krustenbewegungen lenkten dann die Möll ab, machten den Iselsberg und den Gailberg zu Talrumpfen und eröffneten der Drau bei Sachsenburg den Durchbruch. Im Zusammenhange mit diesen hier nur als Überblick mehr oder weniger feststehender Ansichten kurz erwähnten Änderungen im Flußnetze fügt sich eine Absenkung der mittleren Gailtalsole samt ihren Folgeerscheinungen zwanglos in den Rahmen allgemeiner alpiner Formgestaltung.

Bei der von mir vertretenen Absenkung des Talbodens als Grundursache für die heutige Form des Gailtales von Wetzmann abwärts erscheint die Wirkung von Wasser und Eis zur Bedeutung von nur ausgestaltenden Begleiterscheinungen herabgedrückt, zu bloß sekundären Folgen der entscheidenden Krustenbewegung. Denn Wasser und Eis fanden, wie immer man den Zeitraum der Krustenbewegung begrenzen mag, die durch die fortschreitende Taleinbiegung geschaffene Stufe von Wetzmann schon vor. Sie wurde nicht erst durch diese beiden Kräfte geschaffen, sondern nur weiter ausgestaltet. Wasser und Eis begannen an dem Felsriegel sofort ihre formändernde Zerstörungsarbeit durch Untergraben, Abschleifen, Zurückverlegen und Zerschneiden. Der seinerzeit angenommene gewaltige Tiefenschurf des Eises im Konfluenzbecken wird hiedurch auf ein sehr bescheidenes Maß zurückgeführt. Auch die rückwärtsschreitende Wassererosion konnte erst mit der Absenkung des mittleren Gailtalbodens durch die Tieferlegung der lokalen Erosionsbasis so recht wirk-

sam werden. Sie setzte an der Westgrenze der Absenkung ein, hatte hier wegen der harten Gesteinsschwelle nur langsam Erfolg und dauert noch heute an. Der zeitweise Wiederanstieg der Erosionsbasis durch Auffüllung des Gailtales zog auch Schwankungen der Erosionskraft nach sich.

5.) Zeit und Form der Senkung.

Hinsichtlich des Zeitraumes dieser Vorgänge im Gailtal lassen sich — ähnlich wie bisher im Inntal — derzeit nur einige Anhaltspunkte geben. Da die beiderseitigen Felsterrassen von Riß-Würm-Schottern und Würm-Moränen bedeckt sind, bestanden die Sockel mindestens schon seit der letzten Zwischeneiszeit. Die beiden Ablagerungen finden sich trotz aller örtlichen Vermischung auch auf den gailwärtigen Hängen der Terrassen, ihrer ursprünglichen Lagerstätte. Die Schotter greifen ferner zungenförmig in die Nebentäler ein. Die Gailtalsole zwischen den Terrassen war daher schon damals abgesunken, aufgeschottert und — eher infolge einer vorübergehenden Hebung als durch bloße Wasser- oder Eiswirkung — bis zu einer unbestimmten Tiefe wieder ausgeräumt. Oberflächlich ist sie jetzt mit Alluvium der Gail und ihrer Nebenflüsse aufgefüllt und stellenweise überdies mit den für das Tal charakteristischen Schuttkegeln seitlich bedeckt. Aus dem Abstände der gegenüberliegenden Terrassen kennen wir zwar die große Breite des Tales, die zur Wassermasse der Gail selbst während der wasserreichsten Zeiten der Vergangenheit in gar keinem Verhältnis steht. Aber ganz unbekannt ist die Tiefe der Felssole. In dem weit besser erforschten Inntal, das zu Vergleichen herausfordert, hat sie die Bohrung bei Rum nächst Innsbruck in 200 m noch nicht erreicht. Der felsige Talgrund war daher in der letzten Zwischeneiszeit mindestens in diesem Ausmaß eingetieft. Die Bohrprofile erwiesen hiebei (Ampferer, 2) einen wiederholten Wechsel der Ablagerungen, mithin eine mehrmalige ruckweise Unterbrechung der Absenkung der Inntalsole. Vermutlich würden im Gailtale niedergebrachte Bohrungen eine ähnliche Tiefe und einen ähnlichen Aufschüttungsvorgang zutage fördern. Im Inntal war ferner aus dem tiefen Hinabreichen der ins Mindel-Riß-Interglazial zu stellenden Höttinger Breccie ersichtlich, daß die felsige Talsole schon damals mindestens so tief war wie heute, wenn nicht bereits tiefer. Jedenfalls aber bestand schon in dieser älteren Zwischeneiszeit eine bedeutende Eintiefung der Talsole. Sie hielt trotz aller zeitweisen Hemmungen wenigstens bis an das Ende der letzten Zwischeneiszeit an. Auch in dieser Feststellung dürfte sich ein übereinstimmender Vergleich mit dem Gailtal ergeben: die Absenkung des mittleren Talbodens begann vermutlich spätestens in der Mindel-Riß-Zwischeneiszeit und setzte sich trotz vorübergehender teilweiser Ausräumung in der Riß-Würm-Zwischeneiszeit noch weiter fort; sie hält wegen andauernder Aufschotterung auch in der Gegenwart noch an.

Der Form nach scheint zwischen den Grenzfällen einer bruch-

artigen und einer allmählich als Einbiegung verlaufenden Absenkung des Gailtalbodens auf der Südseite wenigstens stellenweise die Annäherung an einen Bruch, mindestens an ein stärkeres Absinken, vorzuliegen. Nach Geyers Karte wechselt am Südrande des Tales N- und S-Fallen der Gesteine, am Nordrande fällt das Kristallin durchwegs nordwärts. Aus der noch anhaltenden Nordwanderung der Karnischen Hauptkette ist die einseitige Schiefstellung des Senkungstrogens und als Folgeerscheinung das Rechtsdrängen der Gail erklärbar. Wenngleich Bohrungsaufschlüsse fehlen, ist möglicherweise in der Felsinsel von Egg (Quarzphyllit) die Ostgrenze des obersten Teiltrogens zu sehen. Talabwärts von Egg erstreckt sich anscheinend ein anderer Teiltrog bis ins Villacher Becken. Im W fand die Absenkung an dem härteren Gesteinsriegel nächst Wetzmann (Biotitgneis, Glimmerschiefer und Quarzphyllit) ihre Begrenzung. Hiedurch kommt das bei den bisherigen Erklärungsversuchen wiederholt betonte petrographische Moment zur Geltung.

Auf die bemerkenswerten Gesteinsverhältnisse des Südrandes machte Küpper (82) aufmerksam (vergl. Geol. Spezialkarte): „In einem Ansatz zu einem großen Bogen stoßen bei Mauthen die Bänderkalke am Kristallin ab, um erst wieder bei Rattendorf in den Bereich der Mauthner Schiefer einzutreten. Die unter die Alluvien der Gail verlaufende kristallin-paläozoische Grenze trennt in schnurgeradem Verlauf ein Segment mit der Entfernung Mauthen—Rattendorf als Sehne vom Bogen der Bänderkalke ab; daß dieser Bogen tatsächlich vorhanden ist, zeigt deutlich die Kontur der Devonkalke in normaler Entwicklung, die, weiter innen gelegen, den gleichen, nur kleineren Bogen mitmachen und von den Alluvien des Gailtales am Scheitel nur mehr berührt werden.“ Der Verlauf dieser Gesteinszüge bestimmte, wie gleich in diesem Zusammenhange gesagt werden kann, auch die östliche Richtung der Klammausgänge zwischen Mauthen und Weidenburg. Gaertner (2, 121) nahm zwar an, daß hier noch die Zunge des Draugletschers lag, als die karnischen Lokalgletscher das Haupttal nicht mehr erreichten; das Eis des Draugletschers und sein Endmoränenschutt hätten die karnischen Schmelzwässer des untersten Valentin- und Griesgrabens zum Ausbiegen nach O und zum Eintiefen der heutigen Mündungsschluchten veranlaßt. — Tatsächlich aber legt sich knapp südlich Mauthen der immer niedriger werdende Phyllitücken von Maria Schnee in W—O-Streichrichtung vor den silurischen Bänderkalk und einen schmalen Streifen von Untersilur; alle drei durchschneidet die Mündung des Valentintales. Sie weicht ihr daher nicht aus, wählt hiebei jedoch die Linie des geringsten Widerstandes, die über und später durch den ausspitzenden niedrigen Phyllitücken führt. Hingegen erstreckt sich die Mündungsschlucht des Griesbaches genau entlang des bei Mahlbach endigenden Bänderkalkes an der Grenze gegen den Silurschiefer. Nicht erst glaziale, sondern schon ursprüngliche, petrographische Verhältnisse bestimmten die Talrichtung und den späteren Schluchtverlauf. Daß die Gesteinsbeschaffenheit der Schwelle von Wetzmann auch bei der Begrenzung des Ab-

sinkens und verzögernd bei der von hier an einsetzenden Erosion mitgewirkt hat, ist mit Sicherheit anzunehmen.

Wenn man zunächst Schwinners Annahme einer nachträglichen Verstellung der Terrassen folgt, war mit der allmählichen Absenkung der Gailtalsole anscheinend auch eine verschieden, aber gleichfalls nur langsam wirksame seitliche Aufpressung der stehengebliebenen Terrassen verbunden. Hiedurch wurde das Normalgefälle gestört. In der nunmehr verstellten Oberkante der Gailtalterrassen dürfen daher trotzdem die Reste des unmittelbar präglazialen Talbodens gesehen werden, der sich aus dem Lessachtale fortsetzt.

Bisher wurde nur die Höhe der beiderseitigen Gailtalterrassen berücksichtigt, jedoch nicht ihr *Breitenabstand*. Er übertrifft ganz bedeutend den im Lessachtal, wo die Terrassen nur durch die enge Gailschlucht getrennt sind. Aus diesem Grunde können die beiden durch die Talstufe von Wetzmann geschiedenen Terrassengruppen nicht ohne weiteres in unmittelbare Beziehung gebracht werden. Es müssen nicht unbedingt nachträgliche Verstellungen der Gailtalterrassen angenommen werden, um die Höhenunterschiede zu erklären. Auch folgender *Vorgang* ist denkbar: die Gailtalterrassen umfassen zum Teil auch höhere, ältere Reste des alten Talbodens, während die jüngeren, tieferen, die den Lessachtalterrassen entsprechen, zum Teil abgesunken sind. Die heute sichtbaren Terrassen des Gailtales sind daher verschiedenaltige Talbodenreste. Sie wurden ohne nachträgliche Verstellung von der Absenkung verschont, die nicht nach dem Alter der Leisten vor sich ging, sondern nach anderen Leitlinien erfolgte. Ein unmittelbarer Vergleich der beiden Terrassengruppen ist demnach nicht zulässig. In den Terrassen des Gailtales ist nicht die einfache Fortsetzung der Lessachtalterrassen zu erblicken, sondern es sind eben verschieden alte Reste. Hiedurch wird ihr Höhenunterschied erklärbar, ohne eine Verstellung zu Hilfe nehmen zu müssen. Die mit dem Normalgefälle nicht übereinstimmenden, höheren Terrassenreste im Gailtale sind älter und mit randlichen, höheren Leisten im Lessachtal in Vergleich zu bringen; die dem dortigen tieferen Talboden entsprechenden Terrassen im Gailtal sind nur zum Teil erhalten, sonst aber wegen ihrer medianen Lage der Absenkung zum Opfer gefallen.

Angesichts des bisher — wie im Inntale — mangelnden Nachweises einer so starken Verstellung der Felsterrassen hat auch diese Annahme große Wahrscheinlichkeit. Eine Entscheidung darüber ist derzeit nicht eindeutig zu fällen. Jedenfalls aber ist dieser tektonische und glazialmorphologische Zusammenhang m. E. viel natürlicher als etwa die Annahme Malaschofskys: er bringt die Gailtalterrassen konstruktiv mit einem angeblich 200—350 m über den Terrassen des Lessachtales hangenden Rißtrog in Verbindung und sieht in den Terrassen des Lessachtales den Würmtrog, der im Gailtal abgesunken ist. — Eine glaziale Übertiefung in diesem starken Ausmaße muß jedoch nach den Forschungen der letzten Jahrzehnte entschieden abgelehnt werden. Die höheren, übrigens fast nur auf der Nordseite des Lessachtales erhaltenen Ver-

flachungen sind eben höheren, voreiszeitlichen Alters und durch Krustenbewegungen, nicht aber durch Eis, hervorgerufen.

6.) Wirkungen.

Entwicklungsgeschichtlich ergibt sich eine Wirkungsreihe des Absinkens der lokalen Erosionsbasis im Drau- und Gailtal. Zunächst das **Einschneiden** der anderen Wasserläufe ihrer Einzugsgebiete. Die ehemals gleichsohligen Mündungen der Seitentäler wandelten sich mit zunehmender Absenkung zunächst in **Wasserfallstufen**, durch rückwärtsschreitende Erosion in **Mündungsschluchten**. Auch diese Vorgänge beginnen daher mindestens schon im Mindel-Riß-Interglazial. Im Raume von Sillian trat überdies durch eine Taleinbiegung, deren Scheitel damals etwa bei Vierschach lag, die erwähnte Verlegung der Wasserscheide zwischen Drau und Rienz nach W ein (II, 7; IV, 5, b, 4). Infolge Absinkens des obersten Drautalbodens schnitten sich dann Frauen- und Sägebach allmählich tiefer ein. Auch die Tiroler Gail höhlt ihre Mündungsschlucht aus, der jene des Hollbrucker Baches folgte. Im Gebiete beiderseits des von den Krustenbewegungen verschonten Kartitschsattels blieb die gleichsohlige Mündung der Seitenbäche in den Oberlauf der nur wenig eingetieften Tiroler und Kärntner Gail erhalten. Von Maria Luggau an nimmt aber das Einschneiden der Kärntner Gail in die Terrassen als Rückwirkung des bei Kötschach—Mauthen abgesenkten Gailtalbodens immer mehr zu. Ihre beiderseitigen Zuflüsse weisen sämtlich Mündungsschluchten auf, die südlichen reichen sogar bis Arnoldstein. Das großartigste Bild dieser Erosionsarbeit bietet der Garnitzengraben.

Nach Durchschneiden der Mündungsstufen zog die Absenkung des Gailtales eine **Steigerung des Gefälles** der Nebentäler nach sich. Daher konnte eine **größere Schuttförderung** talauswärts erfolgen. So werden die ausgeräumten Täler der Karnischen Hauptkette östlich von Mauthen erklärlich, was schon Frech auffiel.

Die trogartige Einbiegung des mittleren Gailtalbodens war ferner der Grund für seine **allmähliche Auffüllung** durch den Schutt der Nebentäler und durch den der Gail selbst. Die Zuschüttung des Troges begann in unmittelbarer Folge der sich anscheinend langsam und örtlich wohl verschieden vollziehenden Einwalmung. Sie ist daher in ihren Anfängen gleichfalls mindestens in die Mindel-Riß-Zwischeneiszeit zu verlegen. Während der Eiszeiten wurde der Gailtaler Trog mit Grundmoräne und Eis bepackt, aber schon vor der letzten Vereisung war er, wie aus den stellenweise mit Würmmoränen bedeckten Terrassenhängen ersichtlich ist, schon wieder zum Teil ausgeräumt. Die primäre Ursache hiefür dürfte eine vorübergehende Hebung gewesen sein, die eine vermehrte Wassererosion zur Folge hatte. Seither währt die Absenkung, Aufschüttung und südseitige Schiefstellung des Gailtales im Zusammenhang mit der Nordbewegung des Gebirgszuges der Karnischen Alpen und der Karawanken bis heute. Im Lessachtal hingegen erfolgte die Bedeckung der Felssohle mit Schottern und Moränen ver-

nutlich ohne größere Krustenbewegungen. Es herrschte hier mehr tektonische Ruhe, nur die von Wetzmann rückschreitende Erosion war und ist beharrlich am Werke.

Auch die Verlegungen von Teilstrecken des Tiroler und des Kärntner Gailbettes (Epigenesen) setzen schon in den Zwischeneiszeiten ein. Beispiele hiefür liegen westlich Kartitsch (II, 4 und Klebelsberg, 4, 106), bei Untertilliach (II, 12), bei Hermagor (II, 35) und im Bereiche des Gailitzdurchbruches (II, 39, 40) vor.

Schließlich ereigneten sich ähnlich wie nach völligem Abklingen der Eiszeit auch in den Zwischeneiszeiten Bergstürze und Hangverschüttungen. Stark verwitterte Abrisse und alte Schuttverfestigungen lassen auf höheres Alter als die Nacheiszeit schließen.

In der jüngeren Formentwicklung des Gail- und des Drautales sind mithin zwei Hauptphasen unterscheidbar: 1.) Ausbildung des präglazialen Talbodens (Jungtertiär). 2.) Taleinbiegung (Beginn im Altquartär, spätestens im Mindel-Riß-Interglazial). Unmittelbare Folgeerscheinungen sind: Ablenkung der Drau vom Taltorso des Gailbergsattels; Tieferlegung der lokalen Erosionsbasis im Gailtal, daher Entstehung der Talstufe von Wetzmann und der Gailtalterrassen, Ausbildung von Mündungsschluchten der Nebentäler und Auffüllen des Senkungstrog. Die zwischeneiszeitlichen Riß-Würm-Ablagerungen sowie die Würmmoränen erhielten sich auf den stehengebliebenen Terrassenresten. Nach vorübergehender teilweiser Ausräumung verhüllt Alluvium den seither sinkenden, südwärts geneigten Taltrug.

Diese wechselnden Vorgänge zeigen wieder das präglaziale Relief als entwicklungsgeschichtliche Grundlage für die Folgezeit. Sie kennzeichnen ferner die starke Wirkung junger Krustenbewegungen, schließlich den Einfluß beider auf den Ablauf der Eiszeit und auf die Ausgestaltung der Tiefenlinien zum heutigen Talnetz.

6. Letzte karnische Eigenvergletscherung.

Nach Entwicklungsgeschichte und Fragestellung ergibt sich folgende Gliederung:

a) Das Ansteigen der Schneegrenze gegen Ende der Eiszeit brachte den Zerfall des Gailgletschers. Der Kartitschsattel bildete damals eine Eisscheide, von der die Schmelzwässer einerseits unter Umkehr der hocheiszeitlichen Strömungsrichtung zur Drau, andererseits wie bisher ins Gailtal abfließen. So zerfiel der Eisstrom in einen Tiroler und einen Kärntner Gletscher. Beide wurden damals noch notdürftig eine Zeitlang genährt, da die vordem hoch aufgestauten Seitengletscher durch das schwindende Ferneis nicht mehr am Abstiege gehindert wurden. Mit dem Fortschreiten der Abschmelzung schwanden aber auch die im Vergleiche zur Hocheiszeit ohnedies derart nur mehr kümmerlich erhaltenen zwei kleinen Gailgletscher zu schmalen, flußnetzartig zusammenstrebenden Einzelzungen. Im grabenartigen Tiroler und Kärntner Lessachtal waren die Verhältnisse für diesen Zusammenschluß der Lo-

kaleisströme zu einem schwächlichen Haupttalgletscher zunächst noch einigermaßen günstig. Wie am Schlusse des Abschnittes IV, 4.) hervor gehoben, hinterließ er bei zunehmendem Schmälerwerden am Talboden entlangziehende Schuttwälle. Sie sind nur stellenweise erhalten, zumeist aber formlos zerflossen und kaum mehr von den umlagerten Grundmoränen der letzten, absterbenden Großvergletscherung zu unterscheiden. In diesen von der Zerstörung bewahrten Ablagerungen dürfen wir die Reste der „Alten Gletscherstände“ erblicken. Dem Schwinden der Fernvereisung stand in diesem Zeitraum ein Anwachsen der lokalen Gletscherzungen gegenüber. Ein zusammenhängender Eisstrom bestand damals im Haupttal kaum mehr, wohl aber war dieses an günstigen Stellen noch von Toteisschollen und Schmelzwasserströmen bedeckt.

Diese Gesichtspunkte sind maßgebend für die Entscheidung, ob man in diesen Alten Gletscherständen das Bühl- oder das Schlernstadium — oder beide — zu sehen hat. Setzt man nach bisheriger Unterscheidung für jenes ein noch zusammenhängendes Eisstromnetz und einen Halt im Rückzuge voraus, für dieses das Fehlen eines solchen Eisstromnetzes und einen vorübergehenden Vorstoß, so gelangt man zu der Vorstellung, daß beide Stadien im karnischen Bereiche nicht zu trennen sind. Denn eisfrei war das Haupttal zwar nicht, aber noch von Toteisschollen bedeckt und der beginnende Rückzug der Seitengletscher vermengte sich mit dem Vorstoß infolge des Wegfalles der Stauung; doch war dieser Vorstoß nicht mehr ausreichend, um einen geschlossenen Eisstrom im Haupttale herbeizuführen. So wird man hier wohl, ohne sich an Namen zu klammern, am besten beide Stadien unter der Bezeichnung „Alte Gletscherstände“ vereinigen. Der naturgemäß zu Beginn des Rückzuges am stärksten sich geltend machende frühere Rückstau brachte es ferner auch mit sich, daß am Ausgange der in ihren Tal schlüssen hoch aufgefüllten Seitentäler, wie vor allem des Wolayer und des Valentintales, Alt- und Gschnitz I-Moränen sich teilweise räumlich decken und daher nicht zuverlässig unterscheidbar sind.

Schließlich machten sich aber die Seitengletscher selbständig und erreichten am schützenden Talausgang oder an einem naheliegenden, letzten, für einen längeren Halt geeigneten Schattenwinkel ihres Gletscherbettes ihr Ende. Hier legten sie ihr Moränenmaterial ab. Dieser natürliche Zusammenhang mit der Großvergletscherung ist besonders für sämtliche karnische Täler vom Frauenbachtal bei Weitlahnbrunn bis zum Valentintal bei Mauthen bezeichnend. Deutliche Stirnmoränen fehlen, bis etwa auf die Blockmoräne am Ausgange des steilen Mooser Tales (II, 15), im Abschnitt 1 gänzlich; hingegen sind hier die teils wallartigen, teils kuchenartig zerflossenen Ufermoränen am Talausgang ausnahmslos noch vorhanden. Eine genauere Abgrenzung gegen die Spuren der Vereisung im Haupttal ist nur bei den Wallformen durchführbar. Wie Klebelsberg (4, 105) für das Tiroler Gailtal annahm, steht auch im ganzen Abschnitt 1 bis Mauthen die Ausbildung

dieses noch deutlich unterscheidbaren Endmoränenstadiums jedenfalls in ursächlichem Zusammenhange mit den eben angedeuteten Zerfallsvorgängen des Gailgletschers.

b) Die Lage dieser Endmoränenlandschaften schwankt nach den örtlichen Verhältnissen. Im Helmgebiete (II, 1, 2) reicht auf den Steilhängen unterhalb der Kaser nur lokaler Moränenschutt bis etwa 1100 m hinab. Bei den weiter östlich ins Tiroler Gailtal mündenden Gräben (II, 3—6) befinden sich die Endmoränenbögen an den Talausgängen und steigen, dem Gelände entsprechend, von 1300 bis über 1400 m gegen den Kartitschsattel an. Im Kärntner Gailtal sinken sie im Mündungsgebiete der Nebentäler von 1400 östlich des Kartitschsattels bis auf 750 m bei Mauthen (II, 7—25) allmählich ab. Am Polinig (II, 26) sind deutliche lokale Moränenspuren bis etwa 1500 m hinab zu verfolgen; tiefer unten findet sich nur mehr formloser Schutt. In dem benachbarten Gries- und dem Kronhofgraben erreichen sie infolge Abnahme der Eigenvergletscherung nicht mehr den Talausgang, sondern bleiben bereits im Talgraben auf etwa 1200 und 950 m stecken. Sie beschränken sich im Bereiche des Findenigkofels (II, 29) schon auf den Talhintergrund und steigen in den vier großen Sattelgebieten in den Almraum, ja sogar auf die Wasserscheide hinauf (1400 bis 1800 m). Nur die Kare der drei großen Kalkklötze entsandten noch Gletscherzungen, deren Endmoränen auf 1200 bis 1300 m liegen (II, 30—34). Poludnig und — als letzter — Osternig bargen nur mehr im Gipfelbereich um 1700 m kleine Lokalgletscher (II, 36, 38).

c) Es erhebt sich schon jetzt die Frage, ob sich die damals nur mehr auf die karnischen Täler und Kare beschränkte Eigenvergletscherung im unmittelbaren Anschluß an die Großvergletscherung trotz kurzer Vorstöße allmählich in ihre Firnräume zurückzog, bis die Karnische Hauptkette ganz eisfrei wurde und von da an eisfrei blieb, oder ob dann wieder infolge einer kurzen Klimaverschärfung ein neuer, stellenweise bis an die Talmündungen reichender Vorstoß erfolgte. Mit anderen Worten, die Frage spitzt sich dahin zu: Rückzugsstadien oder Schlußvereisung? Die Antwort darauf kann nur schrittweise gegeben werden und hat zunächst nur zu lauten: Wir kennen vorläufig nicht einen allgemein gültigen Rückzugsrhythmus der alpinen Vereisung. Nach allem Anscheine vollzog sich der Rückzug in den einzelnen Gebirgsgruppen verschieden nach den örtlichen Verhältnissen weitesten Sinnes und es gibt gar keinen einheitlichen Rückzugsrhythmus. Die Entscheidung liegt in der morphologischen Beschaffenheit und in sonstigen Eigenheiten des Gebirges. Von seinen Formen hängt die Möglichkeit ab, ob selbst bei nur kurzfristiger Senkung der Schneegrenze Lokalgletscher zu solchem Umfang anschwellen können, daß eine selbständige, wenn auch nur interstadiale Schlußvereisung angenommen werden könnte, oder ob sie lediglich untergeordneten Schwankungen im Rückzug unterwor-

fen sind. Die Anzeichen hiefür sind, wenn überhaupt, vor allem aus den Endmoränen der Lokalglätscher ersichtlich. Die folgenden Stadien zeigen diese Unterschiede immer undeutlicher. Darum kommt den lokalen Endmoränen in tiefster Lage so große Bedeutung zu.

d) Die örtlichen Verhältnisse der Karnischen Hauptkette erfordern für die Beurteilung des weiteren Schwindens der Eigenvergletscherung besonderes Augenmerk. Nach der Streichrichtung und der räumlichen Lage des Gebirgszuges, nach den meteorologischen Verhältnissen, nach Höhe, Auslage, Beschaffenheit der Firnräume und der Täler waren die Vorbedingungen für eine verhältnismäßig lange Dauer der karnischen Eigenvergletscherung besonders im Westteile (Abschnitte 1 und 2) sehr günstig. Sie waren aber auch noch weiter im O; im Bereich der Kalkstöcke (Abschnitt 3) gut, erst östlich vom Gartnerkofel (Abschnitt 4) wurden sie immer mehr eingeschränkt. Doch selbst hier konnten sich bei entsprechender Lage der Schneegrenze noch Firnhauben auf einzelnen Rundgipfeln und schmale Zungen in Karen und Schluchttälern verhältnismäßig lange halten. Mit dem nach O abnehmenden Hochgebirgscharakter der Karnischen Hauptkette verminderte sich auch ihre Eigenvergletscherung. Überall jedoch wurde sowohl ihre Stärke als auch ihre Dauer infolge des nachwirkenden Rückstaues durch den Gailglätscher noch eine Zeitlang erhöht, obgleich diese Folgeerscheinungen örtlich verschieden waren und sich zeitlich immer mehr verminderten.

Ein wenn auch schwaches Abbild der örtlichen Begünstigung für einen zähen Bestand der Eigenvergletscherung ergibt sich aus der bezeichnenden Tieflage der Reste des Winterschnees, die sich selbst bis in den Hochsommer erhalten. Kein einziges der vielen Täler, die den Karnischen Hauptkamm vom Helm bis zum Roßkofel durchfurchen, war in den heißen Sommern 1930 und 1931 vollkommen schneefrei (II, 1—31 und Übersicht). In jedem fanden sich mehr oder weniger ausgedehnte Reste des Winterschnees. Nach ihrer Lage, Ausdehnung und Beschaffenheit gehören hierher: Lawinenschnee, fest zusammengepreßt, oft mit Felsblöcken und Baumstämmen durchsetzt, vom Bach in Tunnels unterfahren, in Talengen und Mündungsschluchten gelegen. Schneerinnen in Felseinrissen. Flache Schneefelder und steile Schneehalden auf Talstufen und Karumrandungen unter dem Schutze der Felswände. Schneeflecken geringeren Ausmaßes an geschützten Stellen.

Art, Umfang und Höhenlage der Schneereste ist natürlich ganz von den örtlichen Verhältnissen abhängig und daher von Tal zu Tal verschieden. Wenn man von den Firnfeldern beiderseits des Valentintörls und vom Eiskargletscher (II, 20, 25) jetzt ganz abieht, zeigt ein Überblick von W nach O eine auffallende Tieflage des vorgefundenen Winterschnees. In den gegen Sillian geöffneten Tälern des Helmgebietes fanden sich die Reste

erst im Hintergrunde (Obertrog, Leckfeld u. a.) in 2000 m Höhe; weiter östlich schwankte ihre Lage zwischen 1600 m (Hollbrucker Tal) und 2000 m (Raller Tal), dann fiel sie allmählich auf 1400 m (Luggauer und Frohntal). Im Knolkar reichten die Schneefelder unter den Felswänden der Steinwand bis 1900 m, im Wolayer Gebiet bis 1800 m hinab. Die Plenge enthielt erst in ihren Nordkaren auf 1950 m Schneepolster, der gut geschützte Schluß des Sittmooser Tales endete auf 1600 m in einem ausgedehnten Schneefeld. Nördlich der Elferspitz (Westliche Würmlacher Alm) reichte eines sogar bis 1500 m hinab. Winterschnee hielt sich unter dem Promoser Törl im Kronhofgraben bis 1600 m. In der Mündungsschlucht des steilwandigen Nöblinggrabens, dessen Lawinen berüchtigt sind, lag fest gepackter Lawinenschnee wie Toteis selbst in 700 bis 800 m (Juli 1931). Auch der in recht bescheidener Höhe beginnende Fuchsgraben trug in seinem gut geschützten Hintergrunde zwischen 1350 und 1450 m ein geschlossenes Schneefeld. Der Hochwipfel enthielt kleine Schneemulden nur an seiner Nordseite auf 1900 m. In den Nordkaren des Trog- und Roßkofels, deren zerfurchte Abstürze nach den anderen Seiten ganz schneefrei waren, lag der tiefste Schnee auf 1650 bis 1700 m. Damit endet der Winterschnee in den beiden Beobachtungsjahren. Der Gartnerkofel enthielt keinen Schneemehr.

Die gleiche örtliche Begünstigung für Firnhaltung wirkte zweifellos auch bei schwindender Eiszeit und ermöglichte eine verhältnismäßig lange Dauer zwar kleiner und schmaler, aber hartnäckig tief reichender Gletscherzungen. Entfiel auch damals bereits die unmittelbare steigernde Wirkung des Rückstaues, so äußerte sie sich nunmehr in ihren zunächst noch anhaltenden Folgeerscheinungen. Weit kräftiger und dauernder war die Ortsgunst.

e) Hinsichtlich Lage und Form der Moränen ergeben sich bei deren weiterer Verfolgung taleinwärts einige bezeichnende Tatsachen. Auf Talweiten verhüllt zumeist starke rezente Schuttführung die Moränenformen, so daß dort nur Reste von ihnen sichtbar sind. In Talengen fehlen sie überhaupt. Am besten heben sie sich auf dem Boden oder in geschützten Winkeln der Talschlüsse (Mulden und Kare) ab. Die Lage der Moränen ist sehr wesentlich durch das präglaziale Relief bedingt. Denn wo mit Rücksicht auf die Schneegrenze ein geeigneter Raum zur Ablagerung der Moränen vorhanden war, dort blieben sie liegen; also auf Talweiten, auf der Oberseite von Stufen, in den Endmulden und Schlußkaren. Innerhalb des durch die jeweilige Lage der Schneegrenze gegebenen Raumes rücken daher die als Haltepunkte am besten geeigneten Flächen und Furchen in den Vordergrund. Aber selbst bei bereits eingetretener Hochlage der Schneegrenze hielten sich Zungen auch in orographisch viel tiefer liegenden Räumen unter besonderer Ortsbegünstigung noch weit länger. Das traf z. B. in Schattenfurchen, Schluchten und Winkeln zu, da sie dort die Schmelzwässer nicht erreichen oder nicht wirkungsvoll bearbeiten konn-

ten. Andererseits fehlen Moränenspuren an Stellen, wo sie bei bloßer Berücksichtigung der Schneegrenze zu erwarten wären, dann, wenn die örtlichen Verhältnisse keine Ablagerungen gestatteten oder wenn sie später leicht der Vernichtung oder der Überdeckung anheimfielen.

Die Moränen sind daher nur stellenweise erhalten. Sie geben trotz ihrer selbstverständlichen Abhängigkeit vom Klima nicht einen einheitlichen Rückzugsrhythmus wieder, der für die ganze Gebirgsgruppe Gültigkeit hätte. Er bewegt sich vielmehr innerhalb recht weit gesteckter Grenzen. Die Höhenlage der Moränen hängt eben sehr stark von örtlichen Verhältnissen ab. Sie muß und kann deshalb nicht ziffernmäßig in allen Tälern übereinstimmen. Trotz gleicher Lage der klimatischen Schneegrenze herrschten von Tal zu Tal andere örtliche Verhältnisse, die entscheidend ins Gewicht fielen. Unbeschadet aller Ähnlichkeiten mancher Talgebiete zeigen sich daher talweise verschiedene Höhenlagen und Formen der Moränenreste. Bei dieser lückenhaften und von örtlichen Verhältnissen abhängigen Erhaltung wird man in den karnischen Nebentälern statt von Endmoränenlagen eines Stadiums vielleicht besser nur von Spurenzonen eines Stadiums sprechen.

Wegen der Wichtigkeit der Ortsverhältnisse wäre es naheliegend, fremde Ergebnisse der Gliederung in Stadien nicht nur nach der Karte ohne persönlichen Augenschein berichtigen zu wollen, wie das erfahrungsgemäß leider bisweilen in Überschätzung einer theoretischen und auf Grund der „im eigenen Gebiet“ vielleicht zutreffenden Gliederung geschieht. Trotz der gewiß überall im Prinzip gleichbleibenden Grundsätze der Beurteilung müssen die örtlichen, durch eigenen Augenschein im ganzen Gelände einer Gebirgsgruppe gewonnenen Eindrücke und Überlegungen doch an erste Stelle rücken.

Einheitliche Auffassung herrscht hinsichtlich des Einflusses der morphologischen Verhältnisse auf die Gletscherbildung. Bei Anwendung dieser allgemein anerkannten Grundsätze im Gelände wurde von mir eine verhältnismäßig hohe Lage der Schneegrenze für ausreichend erachtet, wenn der Firnraum folgende Beschaffenheit aufwies: geschlossene, hohe Umwallung, schattseitige Lage oder wenigstens geschützte Kleinkare, große Ausdehnung und für Firnhaltung geeignete Hänge. Die gegenteilige Beschaffenheit des Firnraumes erheischt eine tiefe Lage der Schneegrenze, um annähernd gleiche Ergebnisse zu erreichen. Ferner nimmt zweifellos die Beschaffenheit des Tales nach Lage, Richtung, Gefälle und Querschnitt auf die Reichweite und Bestandsdauer der Gletscherzunge, auf Art und Form ihrer Spuren größten Einfluß. Somit wirkt die morphologische Eignung des Geländes sehr wesentlich, hemmend oder fördernd, ein und muß stark berücksichtigt werden.

Neben den klimatischen und morphologischen Eigenheiten fällt auf der Nordseite der Karnischen Hauptkette ein nach Kraft und Zeit allerdings beschränkteres Gewicht auch den Folgen der Stauung durch den Gailgletscher zu. Sie steigerte, wie bereits hervorgehoben, die

Firnaufstapelung in den Nebentälern weit über die Schneegrenze und brachte eine längere Dauer des Abfließens mit sich. Erst mit der sinkenden Eisoberfläche im Haupttal konnten sich die Seitengletscher ungehindert talwärts ausdehnen. Sie endeten auch vermöge ihrer durch den früheren Stau gewachsenen Mächtigkeit viel tiefer, als es eine bloß rechnermäßige Berücksichtigung der üblichen Schneegrenzen ergibt.

f) Auf diesen allgemeinen und den karnischen Verhältnissen tunlichst angepaßten Grundlagen entstand meine Gliederung der karnischen Eigenvergletscherung in die gebräuchlichen Stadien (Skizze).

1.) Die G s c h n i t z I - S t ä n d e entsprechen sonst einer Senkung der Schneegrenze von 600 m unter die heutige (2700 m), sie befand sich daher damals rechnermäßig auf etwa 2100 m. Die vorhin unter b) angegebene Endlage der Moränen schwankt, wie ersichtlich, vom Helmgebiet bis zum Osternig je nach den Geländebeziehungen zwischen den Grenzziffern 750 m (Mauthen) und 1750 (Osternig), hat daher einen Spielraum von 1000 m. Die Extreme der Tief- und der Hochlage entfallen auf die Mitte und das Ostende der Karnischen Hauptkette. Zur Zeit der lokalen Endmoränen war das Haupttal (Drau-, Tiroler und Kärntner Gailtal) nicht mehr von einem geschlossenen Gletscherstrom erfüllt, absterbende Eisschollen werden sich aber dort noch befunden haben. Die Moränenablagerungen erfolgten nach dem Loslösen der Nebengletscher bis Mauthen unter dem Schutze der Talmündungen, weiter östlich steigen sie immer mehr gegen den Gebirgskamm hinauf und schließlich beschränken sie sich nur mehr auf einzelne Gipfel. Tiefer unten blieb nur Toteis in Schutzlage zurück, das noch eine Zeitlang anhielt. Im Einklange mit dem früheren Nachlassen des Rückstaus bei wachsender Ostlage, mit der abnehmenden Eignung des Einzugsgebietes für die Eigenvergletscherung und dem lokalen Ansteigen der Schneegrenze löste sich somit der Zusammenhang mit dem zerfallenen Haupttalgletscher im O (zwischen Arnoldstein und Mauthen) stärker und früher als im W (Mauthen—Helm). Die Spuren dieses Stadiums liegen daher im O höher, im W tiefer.

Nach ihrer Höhenlage allein beurteilt, erfordern diese Endmoränen allerdings eine sehr tiefe Schneegrenze, die der hocheiszeitlichen (1500 m) nahestand. Mit der Gschnitz-Schneegrenze allein wäre von diesem Gesichtspunkt aus nicht das Auslangen zu finden. Man könnte an „Alte Gletscherstände“ (Bühl- und Schlernstadium) denken, wie ich es (Srbik, 1, 110) seinerzeit noch vor meinen Untersuchungen in der Karnischen Hauptkette erwogen habe, ohne jedoch damals hiezu Stellung zu nehmen. Durch die hierher gehörigen Überlegungen treten wir zugleich auch der umstrittenen Alternativfrage „Rückzugsstadien oder Schlußvereisung“ im Sinne der Problemstellung des Punktes c) dieses Abschnittes wieder etwas näher. Sie ist nicht bloß vom Standpunkte einer vorübergehenden Klimaänderung kurz mit Ja oder Nein zu beantworten, sondern es sind auch die ver-

schiedenen örtlichen Verhältnisse weitgehend zu berücksichtigen. Wo diese Ortsgunst, wie z. B. auf der Nordseite der benachbarten Lienzer Dolomiten, durch Auslage, Umrandung, Höhe und Beschaffenheit der Firnräume, kurze und steile Talfurchen besonders ausgeprägt war, konnte eine selbst nur kurze Senkung der Schneegrenze einen nochmaligen Vorstoß bis ins Haupttal zur Folge haben; derart kam hier eine neue, die sogenannte „Schlußvereisung“ zustande. An der Nordseite der Lienzer Dolomiten erreichten daher auch nach dem Eisfreiwerden des Drautales infolge außerordentlicher Begünstigung einige Gletscherzungen noch die Drautalsole (700—800 m), z. B. in der Lienzer Klause und am Mordbühel (Klebensberg, 4, 111; Srbik, 1, 110 und Skz.). Ihre der Karnischen Hauptkette zugewendete sonnige Südseite trug damals höchstens nur mehr beim Tuffbad (1270 m) eine kleine Gletscherzunge dieses Stadiums. Unter bloßer Berücksichtigung der Lage könnten mit ihr als gleichzeitige Bildungen die ausnahmslosen Moränenlandschaften an den Mündungen der karnischen Nebentäler ins Lessachtal beiderseits des Kartitschsattels verglichen werden. Sie liegen im W rund 1100 m, im Sattelgebiete 1400 m, im O bei Mauthen 750 m hoch.

Berücksichtigt man jedoch die besonderen klimatischen, morphologischen und auch die früheren Stauverhältnisse dieser Seitentäler, so gelangt man zu dem Ergebnis, daß man für die dortigen Endmoränen keine allgemein tiefe Schneegrenze voraussetzen muß, sondern daß vor allem die große Ortsgunst und in beschränkterem Maße auch der einstige Stau selbst bei sonst bereits höherer Lage der Schneegrenze noch so tiefliegende Endmoränen hervorbringen konnten. Sie sind daher, wie auch Klebensberg (4, 107) annahm, dem Gschnitzstadium zuzählen, u. zw. nach meiner Unterteilung der tiefsten Phase Gschnitz I.

Aus den örtlichen Befunden läßt sich ferner herauslesen, ob die von den Talausgängen im W bis auf die Wasserscheide im O ansteigende karnische Endmoränenlage im unmittelbaren Gefolge der Hauptvereisung den ersten längeren Halt eines endgültigen, nur mehr zeitweise durch verstärkten Eisnachschiebung verzögerten Rückzuges der Hocheiszeit anzeigt oder ob diese Moränen erst nach einem weitreichenden Rückzuge, vielleicht nach völligem Eisschwund gelegentlich eines selbständigen, neuen, kurzen Vorstoßes abgelagert wurden. Die morphologischen Verhältnisse waren für ein so tiefes abermaliges Hinabsteigen der karnischen Lokalgletscher weit weniger günstig als auf der Nordseite der Lienzer Dolomiten. Auch fehlen unzweifelhaft interstadiale Zwischenschaltungen im Liegenden der Endmoränen. Ferner ist deren Abtrennung von den im Zusammenhange mit der schwindenden Großvergletscherung stehenden Endmoränen, den „Alten Gletscherständen“, kaum, und dann höchstens bei Wallformen, durchführbar; zumeist aber ist die Grenze wegen des leicht verwitterbaren Schuttmaterials verschwommen. Es sprechen daher die Beobachtungen gegen die Annahme einer selbständigen Schlußvereisung.

Nach dem Schwinden der Fernvereisung blieb die karnische Eigenvergletscherung zurück, die Eiszungen erreichten stellenweise das Haupttal. Die dann folgende vorübergehende Klimaverschlechterung machte sich natürlich geltend. Aber ihre kurzfristige Wirkung verschmolz mit der durch die Ortsgunst und den vorangegangenen Rückstau hoch gesteigerten und daher noch anhaltenden Lokalvereisung zur untrennbaren Einheit. Die Klimaschwankung äußerte sich lediglich in einem zeitweisen Anschwellen ohne den selbständigen Charakter einer besonderen Schlußvereisung. In den karnischen Nebentälern sind daher von den Mündungen bis auf die Wasserscheide hinauf nur die Spuren eines einheitlichen, bloß zeitweise durch kurze Halte und Vorstöße verzögerten Rückzuges zu beobachten.

2.) Dem Gschnitz II-Stadium entspricht sonst eine Senkung der Schneegrenze um 500—400 m unter die heutige, demnach befand sie sich damals im allgemeinen auf etwa 2200—2300 m. Unter Berücksichtigung der besonderen karnischen Verhältnisse lagen jedoch die zugehörigen Moränen verhältnismäßig viel tiefer: Im Helmgebiet auf den Kasern in 1450—1700 m, wo sie als wellige Hügellandschaften sehr gut erkennbar sind. In den übrigen Gräben des Abschnittes 1 nahmen sie ehemals den flacheren Talboden ein; sie sind jedoch nur mehr in spärlichen Wallstücken erhalten. Zumeist wurden sie durch rezenten Schutt und Bergsturzböcke verwischt. Ihr Material vermengte sich mit diesen jüngeren Ablagerungen, Wasser und Lawinen brachten sie oft aus der Form, in den Steilen fehlen sie überhaupt. Nach der Höhenlage reichen sie durchschnittlich von etwa 1400 m an 300 m nach aufwärts. Örtliche Verhältnisse verschieben diese Grenze gelegentlich. Im Abschnitt 2 sinken die Moränen dieses Stadiums wegen der reichlicheren Firnzufuhr aus der Kellerwandgruppe und des früheren Rückstaus durch den Gail- und den Draugletscher deutlich hinab, im Wolayer Tal und im Valentintal selbst auf etwa 1000 m. Im Poliniggelände befinden sie sich auf rund 1500 m. Nach ihrer Tieflage im engen Kronhofgraben (etwa 1200 m) steigen sie in den Gipfelbereich des Findenigkofels, dessen Vergletscherung damit abschließt, bis 1700 m empor. Hochwipfel, dann die Kalkklötze, Trog-, Roß- und Gartnerkofel ermöglichen wieder das Verbleiben von Blockmoränen in 1400—1600 m. Im kleinen Nordkar des Poludnig (1700 m) schließt diese Phase des Gschnitzstadiums in der Karnischen Hauptkette ab. Wie bisher zeigt sich somit auch für diesen Zeitraum ein Ansteigen der Moränen von W nach O. Die Lokalmoränen enden nunmehr noch weiter westlich als früher: der bescheidene Kargletscher des Poludnig war damals das östliche Wahrzeichen der karnischen Eigenvergletscherung.

3.) Im Gschnitz III-Stadium gelangte die Schneegrenze nach gebräuchlicher Vorstellung durch allmählichen Anstieg auf etwa 2300 bis 2400 m, sie lag daher um 400 bis gegen 300 m unter der heutigen. Die eigenartigen Bedingungen in den nordkarnischen Nebentälern drückten jedoch abermals die Reichweite der Gletscher und die örtliche Schneegrenze hinab. Trotzdem war der Firnbereich bereits wesentlich

eingeschränkt. Die Gletscher zogen sich tiefer in den Talhintergrund zurück. Ihre aus Schuttwällen, aber auch öfters aus grobem Blockwerk bestehenden Moränenspuren sind nun wieder deutlicher kennbar; sie reichen, von örtlich begründeten Unterschieden (wie z. B. im Valentintal, 1100 m) abgesehen, durchschnittlich bis zu einer Höhe von 1600—1700 m hinab. Talstufen, Hangverflachungen, die jetzt häufig Almböden tragen, Endmulden und auch schon Schlußkare bilden ihren Bereich. Als Beispiele seien genannt: Hollbrucker und Obstanser Alm, Stuckenwiesen, Porze- und Roßkar, Luggauer Böden, Obergail-, Obere Wolayer und Untere Valentin-Alm, Westliche Würmlacher Alm und der ähnlich beschaffene Talschluß des Kronhofgrabens. Um den Findenigkofel setzt dieses Stadium, wie bereits erwähnt, aus. Die Mulden des Hochwipfels und die Kare der Kalkklötze bergen wieder höher gelegene Schuttwälle und Blockfelder. Durch das ostwärtige Ansteigen seiner Untergrenze endet dieses Zwischenstadium bereits am Gartnerkofel.

4.) Das Daunstadium war die letzte große Rückzugsphase der Eigenvergletscherung bei einer Schneegrenze von etwa 2400 m, 300 m unter der heutigen, wenn man die karnischen Besonderheiten nicht in Betracht zieht. Seine Schutt- und Blockformen beschränken sich lediglich auf den Talhintergrund der Hochgebirgszone, mithin auf die ganze Entwicklungsreihe von den Endmulden bis zu den Schlußkaren, oft auch nur auf versteckte Schattenwinkel. Der Bereich liegt im Abschnitt 1 durchwegs mindestens auf 2100 m, im Kellerwandabschnitt sinkt er unter besonders günstigen Verhältnissen auf 1800 m (Wolayer Tal), ja sogar auf 1500 m (Valentintal) hinab. Nach einer breiten Lücke finden sich Daunspuren erst wieder hoch oben in den drei Kalkstöcken. Über den Gartnerkofel reicht dieses Stadium nicht nach O hinaus. Die Staffelung seiner Wallformen und Blockkränze entspricht dem Ausklingen in das Eggessenstadium, bei dem die Schneegrenze nur mehr 120 bis 140 m tiefer als heute lag.

5.) Frührezente und rezente Spuren nach Ablauf der postglazialen Wärmezeit kommen nur in der Kellerwandgruppe vor. Keine Sage, keine Chronik und keine Beobachtung meldet jedoch über einen so bedeutenden Vorstoß, daß er vordem bereits eisfrei gewordene Gebiete in historischer Zeit wieder unter Eis begraben hätte. Sagen, wie etwa über das Elendkees oder die Pasterze (Graber, 263, 264; Hernaus, 63—67), bestehen hinsichtlich der ehemaligen karnischen Gletscher nicht. Bei der großen örtlichen Begünstigung des Kellerwandgebietes, namentlich des Eiskars, ist es vielleicht nicht ganz ausgeschlossen, daß auch während der postglazialen Wärmezeit noch kümmerliche Reste der alten Vereisung im Eiskar erhalten blieben, während ringsum alles schon längst eisfrei war und fortan eisfrei blieb. Möglicherweise hätte dann der kleine Eiskargletscher einen zwar sehr bescheidenen, aber immerhin seit der Eiszeit ununterbrochenen Bestand; jedoch fehlen bisher Untersuchungen über die postglaziale Wärmezeit in den Südalpen.

g) Aus dieser in große Züge zusammengefaßten Gliederung der schwindenden Eigenvergletscherung ergibt sich nun auch die Beantwortung der Frage, inwieweit damals noch ein Eisübertritt nach S stattfand. Mit der abnehmenden Würmvergletscherung wurde das Überfließen des Eises immer schwächer. Zur Zeit der Alten Gletscherstände waren die Übertrittspunkte vom Helm bis zum Gartnerkofel noch verfirnt. Sie entsandten jedoch mit Ausnahme der hoch aufgefüllten Scharten des Wolayer und Plöckenpasses nur mehr unbedeutende Firnlagen durch Abgleiten nach S. In der Folgezeit verminderte sich auch dieser Vorgang allmählich, bis er sich endlich auf die Lawinen der Gegenwart beschränkte. Beim Plöckenpaß trat diese Lage im Gschnitzstadium ein, über den Wolayer Paß erfolgte als einzigen noch mindestens bis in die jüngere Daunzeit ausgiebige Firnabfuhr nach S, vermutlich fand sie erst in historischer Zeit ihr Ende.

Nach allen erhaltenen Befunden vollzog sich der Rückzug der letzten Eigenvergletscherung ohne wesentliche Vorstöße und ohne besonders ausgeprägte Halte ganz allmählich. Das karnische Eis hinterließ hiebei an morphologisch geeigneten Stellen des alten Reliefs seine Ablagerungen, sie erhielten sich aber nur an gut geschützten Punkten. Statt deutlicher Grenzlagen der Moränen sind im Innern des Gebirges zumeist bloß Spurenzonen der üblichen Stadien unterscheidbar.

7. Wirkungen der Vereisung.

Die Eiszeit unterbrach die präglaziale Formentwicklung; denn das Eis überformte die fluviatile Stockwerklandschaft und die Schmelzwässer der Zwischeneiszeiten veränderten das jeweilig vorgefundene Formenbild weiter. Hiezu tritt noch die Wirkung der geologischen Gegenwart. Derart stellt die jetzige Landschaft gleichsam ein Palimpsest dar, dessen Einzelzüge aufzulösen oder wenigstens einigermaßen zu klären bekanntlich nach Sölch ein ebenso reizvolles wie schwieriges Beginnen ist. Eine Summe von Kräften und Wirkungen ergibt sich aus der Verschiedenheit der Bausteine und der Art ihrer Verwendung für den Aufbau des Gebirges, aus dem voreiszeitlichen Formenschatz und dem Ablauf der Eiszeit, aus der Wechselwirkung zwischen Eis- und Flußwerk und schließlich aus der Wirkungsdauer der alles beherrschenden Zeit. Die heutige Landschaft ist daher nicht etwas Fertiges, einmalig Gewordenes, sondern das vorläufige Ergebnis einer langen Entwicklungsreihe. Die vielfältigen Abstufungen der Kräfte müssen eine regional verschiedene Wirkung zeitigen, die zwar in ihren Grundzügen allgemein gültige Linien erkennen läßt, sonst aber ihr eigenes Ortsgepräge trägt.

Bisher wurde versucht, diese der Karnischen Hauptkette eigenen Züge zu entwickeln und in gegenseitige Beziehung zu bringen. Nun

Uebersicht

Tabelle 4.

der wichtigsten Spuren der letzten karnischen Eigenvergletscherung und ihrer vermutlichen Reichweite auf der Nordseite des Karnischen Hauptkammes.

G I—III, Gschnitzstadium I—III,
D Daunstadium, F Frührezent, R Rezent. Höhenangabe in m.
Schneeverhältnisse in den Sommern 1930 und 1931.

Gruppe	G I	G II	G III	D	Anmerkung	
1	Frauenbachtal	Nördl. Rauter- u. Forcher Kaser: von 1600—1100 abwärts zerstreutes Blockwerk, keine Wälle.	Forcher Kaser: welliges Moränengelände, 1600—1700.	Obertrog: Blockwerk und Wälle, 1700—2200.	SO Winkel Obertrog: Blockwerk und Wallstücke, über 2300.	Schneeflecken Nordausgang Obertrog, 2000.
2	Sägebachtal	Südl. Gschwent-Kollechen: Moränenschutt und verwaschene Wälle, 1250—1150.	Rieser Kaser: 1450—1620, Marer Kaser: 1600—1700, welliges Moränengelände.	Leckfeld, untere Kare westl. und nördl. Zenzerspitz: Wälle und Blockwerk, 188. bis gegen 2300.	Südrand Leckfeld, Kar des Füllhornsees, Obermahd, Hollbrucksee, zahlreiche Karwinkel und höhere Böden: Wälle, Wülste, Rundbuckel, Blockwerk, um und über 2300.	Schneeflecken am Zweiten Leckfeld u. im oberen Schnittlauchtal, 2050.
3	Hollbrucker Tal	Süd- u. südöstl. Hollbruck: Gestaffelte Wälle, 1300 bis gegen 1400.	Trogtal: einige Wallstücke, 1420—1500.	Steiltal u. Hollbrucker Alm: Blockwerk, Gletscherschliffe, Wallstücke, Wulstformen, 1600—2250.	Hochgränten: Wälle u. Schutt oberhalb der Felsstufe 2300.	Lawinen zwischen 1650 u. 1850. Schneefeld Nordende der Hollbrucker Alm ca. 1900.

Gruppe	G I	G II	G III	D	Anmerkung	
4	Schustertal	Östl. Birghof, beiderseits des Tales: Wälle u. Blockmoränen, 1310—1440.	Trogtal: Blockwerk, rez. u. Moränenschutt, 1440—1600, Spuren stark verwischt.	Steital u. Stau- becken: Block- werk, Moränen- schutt, einzelne Wallstücke, 1700—2000.	Talschluß, Mün- dung der Steilkare: Blockwerk mit rez. Schutt gemischt, 2000 bis über 2500.	Lawinen bis 1700. Schneefeld am Stauplan 1940.
5	Winklertal	Südl. Kartitsch: Gestaffelte Wälle, 1400—1440. Überschliffene Rundbuckel der Wasserfallstufe (Hängegletscher), 1600—1950.	Trogtal: Moränen- schutt u. ver- waschene Wälle, 1450—1560.	Obstanser Alm (Zungenbecken): Wälle, Rundbuckel u. Hangwülste, 1950—2200.	Hang westl. Ob- stanzer Alm: Blockfelder über 2200. Hinteralm, Umgebung des Ob- stanzer Sees (Zun- genbecken): Wälle und Wülste von 2300 aufwärts.	Schneerinne am Fuße der Wasser- fallstufe, 1600.
6	Erschbaumer Tal	Südl. Garber: Gestaffelte Wälle, 1440—1500 Schuttvorwölbungen am Nordhang Spitzeck—Seeland bis auf den Kartitschsattel, 1500—1800.	Trogtal: Formver- wischung durch rez. Schutt, Berg- stürze u. Lawinen.	Pfannleiten u. Kar zwischen Kini- gat—Tscharknollen—Liköflwand: Wälle, Rundbuckel und Blockwerk, 1800—2200. Oberster Kar- winkel zwischen Spitzeck u. See- land: Wallstücke, 2200.	In den Karwinkeln des Talschlusses: Wallstücke und Blockwerk über 2200.	Lawinen im Tal bis 1680 hinab.

Gruppe		G I	G II	G III	D	Anmerkung
7	Schöntal	Südl. Leiten: Gestaffelte Moränenwälle u. Blockwerk, 1420—1600.	Trogtal: Spuren durch Bergsturz vom Hocheck u. durch Lawinen stark verwischt, 1600—1900.	Raum Schöntalwiesen, Resler Knollen, Filmoor, Stuckenwiesen: Überschiffene Rundbuckel, Wälle und Wülste, 1900—2300.	Karwinkel zw. Tscharknollen, Filmoorhöhe u. nwestl. Wildkarleck: Oberste Wallformen u. Blockwerk, 2100—2400.	Am Talboden Lawinen bis 1720.
8	Leitner Tal	Wie oben bis 1500. Überschliffene Rundbuckel der Wasserfallstufe (Hängegletscher), 1740—1880.	Wie oben, meist verwischt, 1500—1740.			Am Talboden Lawine, 1900.
9	Obertilliacher (Dorfer) Tal	Südl. Talmündung: Moränenhügel u. Schutt, 1340—1400.	Trogtal: Einzelne Wallstücke, sonst Blockwerk u. rez. Schutt, 1400—1500.	Im Kessel-Bärenbad (Sonnseite), Porzekar—Roßkar—Heretkofl (Schattseite): Wälle, Wülste u. Blockwerk, je nach Auslage 1600—2200.	Porzekarl, Roßkar: Wallstücke u. Blockwerk, 2200—2400.	Im Kessel Winter-schnee in der Schlucht, 1950.
10	Raller Tal	Südl. Talmündg: Wälle und Schutt, 1280—1450	Trogtal: Moränenschuttreste, 1550—1700.	Steital u. Obernkarkar: Überschiffene Rundbuckel, Wallstücke u. Blockwerk, 1700—1900.	Steilkar unter der Reiterkarspitz: Blockwerk u. Schutt bis 1900 hinab.	Schneeflecken im Obernkarkar, 2000.

Gruppe	G I	G II	G III	D	Anmerkung	
11	Winkler (Erler) Tal	Erler—Soldhäuseln: Moränenwälle, Schutt u. Blockwerk, 1250—1360.	Trogtal: Wallstücke u. Moränenschutt, zumeist von rez. Schutt verhüllt, 1360—1700.	Weitkar und oberes Winkler Tal: Wälle, Wülste, Rundbuckel, Blockwerk, 1850—2300.	Karwinkel unter Hochspitz u. Gamskofel: Blockwerk u. Schuttwälle, 2000—2300.	Lawinen im Weittal, 1710.
12	Raabtal	Südl. Untertilliach—St. Florian: Gestaffelte Wälle, Blockwerk u. Schutt, 1220—1380.	Trogtal durch Muren u. Lawinen stark verwüstet, 1400—1630.	Mitterkar, Hochspitz- und Steinkar: Wälle, Rundbuckel, Blockwerk u. Schutt, 1970 bis gegen 2300.	Karwinkel unter Hochspitz u. Steinkarspitz: Blockwerk u. Schuttwälle, 2200—2300.	Lawine am Talboden, 1640.
13	Seebach	Kurze, steile Lawinenrinne nördlich des muldenförmigen Talschlusses, 1917, mit Querwulst.				
14	Luggauer Tal	Südl. Luggau: Gestaffelte Moränenlandschaft, 1100—1300.	Trogtal: Einzelne Wallspuren unter Blockwerk u. rez. Schutt erhalten, 1300—1500. Überschliffene Rundbuckel auf der Talstufe, 1850—2080. Hängegletscher.	Luggauer Böden: Wälle und Rundbuckel bis zum Schuttfuß, 2080—2200. Noch Überfließen ins Frohntal.	Kleine Hochkare des Zwölferspitzkammes und einige gut geschützte Stellen des Grenzkammes: Vereinzelte Wallstücke, 2100—2300.	Lawinen am Talboden, 1400.

Gruppe		G I	G II	G III	D	Anmerkung
15	Mooser Tal	Südl. Sterzen-Moos: Blockmor. u. gestaffelte Wälle, 1100—1200.	Talgraben u. Steilstufe: Wälle u. Blockwerkanhäufung, 1300—1435.	Kar im Talschluß: Blockwerk und Schuttwülste, 1700—2100, durch rez. Schutt sehr stark verwischt.		Lawinen am Talboden, 1600.
16	Frohntal	Talmündung südl. St. Lorenzen: Gestaffelte Wälle, 1100 bis geg. 1200.	Auf Talweiten einzelne Wallstücke bis etwa 1300, Blockwerk bis etwa 1400.	Jagd- u. Finanzwachhaus: Blockmoräne, 1600. An südwestl. u. südl. Karumrandung: Wälle u. Wülste, 1700—2000 (Schattseite). Rundbuckel beim Hochweißsteinhaus, 1900 (Sonnseite).	Unter den Wänden u. in Karnischen der südwestl. u. südl. Karumrandung Wallstücke u. Wülste, 2000—2200.	Lawinen am Talboden, 1450.
Sämtliche Spuren durch rezenten Schutt sehr stark verwischt.						
17	Obergailtal	Südl. Obergail: Gestaffelte Wälle, 1100—1200.	Talgraben: Rundbuckel u. Blockwerk, 1200—1370.	Knol und Obergailalm: Wälle und Blockmoränen, 1420—2000.	Karwinkel im Knol u. im Raudenkar: Blockmoränen und Schutt am Wandfuß.	Schneehalden im Knolkar am Fuße der Steinwand, 1900—2000.
18	Gossenbachgraben	Talausgang: Wälle und Schutt, 1160—1200.	Steiltal und Talweitung: Wallstücke, 1500—1600.	3 Terrassen des Talschlusses: Wälle und Blockwerk, 1700—2000.		Schneereste im obersten Kar, 1960.

Gruppe	G I	G II	G III	D	Anmerkung	
19	Niedergailtal	Bei und südl. Niedergail: Gestaffelte Wälle und Schutt, 1100—1200.	Steiltal: Moränenschutt u. Blockwerk von 1200 aufwärts. Am Westhang Wallstücke, 1500—1750. Bei den Baracken südl. Niedergailalm, 1740: Schuttbedeckter Rundbuckel. Südlicher Talschluß: Wallstücke bis 1800 hinab. Sämtliche Spuren durch rezenten Schutt sehr stark verwischt.	Westkar Niedergailalm: Einzelne Schuttwälle auf Verflachungen, 2000. Nordfuß Kreuzen: Blockwerk, 2000.	Karnische östl. Letterspitzl: Wallspuren, 2300.	Lawinen unterhalb der Simagswand, 1600.
20	Wolayer Tal	Talnahe Teile der Hochflächen von Birnbaum—Nostra—Wodmaier u. südl davon: Gestaffelte Wälle u. Moränenschutt, 950—1050. Äußerste Ränder teilweise in Dekkung mit den „Alten Gletscherständen“. Am Innenrand Zungenbecken.	Tiefere Moränentrücken südöstlich Nostra auf linker Talleiste, 1000. Lange, schmale Zunge, taleinwärts schwach ansteigend. Spuren nur stellenweise am Gehänge erhalten.	Nordrand der Oberen Wolayer Alm: Blockwall u. Gletscherschliffe, 1600. Wallspuren in den Quellmulden nördlich des Rauchkofels.	Breite Blockmoräne im Südtail der Oberen Wolayer Alm, 1700—1800. Hängegletscher über die Felsstufe des Frauenhügels. Überfließen des Wolayer Passes. Dann Rückzug auf die Umrandung des Seekessels.	Schneefelder unter den Wänden des Bieengebirges, 1850—2000. F und R Wechselnde Stände um den Seekessel (Zungenbecken). Schließlich Beschränkung auf den Firnraum. Blockwälle unter den Wänden des Einzugsgebietes.
21	Plenge	Moränenschuttungen entlang der nördlichen Tiefenlinien, 1000.	In den Nordkaren und im Beginn ihrer Abzugsrinnen stellenweise Wallstücke, durch rezent. Schutt, Lawinen und Wasserwirkung teilweise verwischt, 1600—2100.		Schneereste in den Nordkaren, 1950.	

Gruppe		G I	G II	G III	D	Anmerkung
22	Sittmooser Tal	Talnahe Streifen im Südteile der Hochflächen von Nischlwitz—Sittmoos u. südl. davon: Blockrücken und Moränenschutt, 840—1100.	Im Tal, 1100—1300, wenig Spuren. Raimunda Alm: Wälle und Wülste, 1800—2000. Raimunda Törl: Rundbuckel u. Gletscherschliffe, 2070. Wallspuren in den Nordkaren des Mooskofels und am Wandfuß, durch Lawinen u. Schutt sehr stark verwischt, 1300—2100.			Schneefeld nördlich des Raimunda Törls, Schneehalden am Nordfuß des Mooskofels, 1600—1700.
23	Mauthner Alm	Schuttwülste auf den Hängen von der abgleitenden Firndecke.	Unter den NO-Wänden des Mauthner Mooskofels und auf dem Hinterjoch Wallspuren, 1700—1900.			
24	Linke Gailtalterrassen					
25	Valentintal	Hügelgelände um Maria Schnee u. taleinwärts: Wälle u. Hangverkleidung mit Moränenschutt, 750—1000. Äußerste Ränder teilweise in Dekkung mit den „Alten Gletscherständen“. Plöckenpaß unter Eis begraben. Angertal: Nordhang u. Talschluß: 1400—1500.	In der linksseitigen Hangmulde bei Tillacher-Eder, 1000—1050, auf fallende Anschopfung von Moränenmaterial u. Querwall. 1700—2000.	Ausgedehnte Blockmoräne beim Heldenfriedhof an der Talteilung, 1050—1200. Im Bereiche der Unt. Valentinalm Vereinigung des Valentingletschers mit den Zungen aus dem Eiskar und dem Grünen Tal. Hoheck-Nordkar: Blockwall, 1800. 2000—2100.	Obere Valentinalm: Block- und Schuttwälle, 1400—1600. Zunge aus dem Eiskar noch bis auf den Talboden. Rückzug der Zunge aus dem Grünen Tal bis zur Felschwelle, 1800. Zunehmender Zerfall.	Schneeflecken am Ostfuß des Rauchkofels unter dem Wodner Törl, 1700—1800. F und R. Reichweite des Valentingletschers zunächst noch bis zum Ostfuß des Rauchkofels, der Zunge aus dem Eiskar bis in die Schlucht; im Grünen Tal Firnfeld auf Karhintergrund beschränkt. Dann allmählicher Rückzug in heutigen Bereich, Block- u. Lawinewälle.

Gruppe		G I	G II	G III	D	Anmerkung
26	Polinig—Würmlacher Alm—Griesgraben	Polinigalm, 1340, und unterer Griesgraben, 1200: Moränenschutt. Steile Abzugsrinnen ins Valentintal ausgeräumt.	Obere Misoria Alm: Welliger Moränenschutt, 1480—1500. Im Griesgraben überschläffene Felsschwelle, 1500. Östl. Würmlacher Alm: Hügel u. Blockwerk, 1560—1680.	Schröckgebirgsalm: Kurze Wälle, Wannen, Rundbuckel, 1570—1600. Westliche Würmlacher Alm: Schuttbedeckte Rundbuckel der Karschwelle, 1660.	Nord- u. Ostkar des Polinig: Schuttwälle, Blockwerk u. Rundbuckel, 1950—2050. Spuren durch rezenten Schutt stark verwischt.	Kar nordöstl. Elferspitz ausge-dehnte Schneelage von 1500 aufwärts.
27	Kronhofgraben	Talgraben: Moränenschutt und Rundbuckel, 950—1100. Promoser Törl und Zollner Höhe verfirnt.	Almgebiet des verzweigten, gut geschützten Talschlusses: Wälle, Wülste u. Blockwerk, 1250—1970.			Lawinen im Talgraben nördl. des Promoser Törls, 1600.
28	Rechte Gailtalterrassen beiderseits Nöbling					
29	Findenigkofel	Weidegger u. Ahornacher Alm im östl. Talschluß: Wälle u. Wülste bis etwa 1350 hinab. Collen diall Törl u. Nöbling-Paß (P. di Lodinut) verfirnt.	Unter den Nordwänden des Findenigkofels Wallspurenreste, 1700—1900.			Lawinenreste in der Mündungsschlucht des Nöblinggrabens, 700—800, u. im Fuchsgraben geschlossen von 1350—1450.

Gruppe		G I	G II	G III	D	Anmerkung
30	Straniger Alm— Hochwipfel	Sattelgebiet der Straniger u. Koradin Alm teilweise verfirnt, schwache Wallspuren, 1600—1800.	Hochwipfel: Nordmulde im Hintergrunde des Döbernitzengrabens Wälle, 1800—2100; Westhang Hochwipfel—Schulter gegen Marchgraben breite Schuttvorwölbungen, 1600—1700.			Schneelage in Nordmulde Hochwipfel, 1900.
31	Hochwipfel— Troglkofel	Sattelgebiet der Rattendorfer Alm bis etwa 1700, Tröppolacher Alm bis etwa 1660 firnbedeckt, Spuren in Hügeln u. Wällen. Troglkofelgletscher bis Blockfeld Böser Tritt, 1300—1400.	Troglkofel: im Nordkar, Blockfeld und Blockwälle bis 1600 Kar Hochwipfel—Schulter—Ringmauer: gestaffelte Schuttwälle, 1400—1950. Starke rezente Blockzufuhr.	1750	1800	Tiefster Winterschnee im Troglkofel-Nordkar, 1680. Weiter östlich keine Schneelagen mehr.
32	Rudniksattel— Roßkofel— Madritschen	Talhänge bis etwa 1300 abwärts: Blockwerk und Moränenschutt. Gebiet des Rudniksattels firnbedeckt.	Troglkofel: im Ostkar Blockfeld; Kar Rudniksattel—Roßkofel—Madritschen: Wälle und Blockwerk. In beiden Karen Spuren durch starke rezente Schutttzufuhr sehr verwischt, 1600—1900.			Vom Trogl- und Roßkofel alljährlich Lawinengänge bis auf den Karboden, 1600—1700. Spuren sichtbar.
33	Trögelgraben— Naßfeld	Unterer Hang der Watschiger Alm (Gartnerkofel) u. Südl. Treßdorfer Alm (Madritschen): Wälle u. Wülste; 1400—1700. Naßfeld firnbedeckt.	Watschinger Alm: Höhere Hangwülste, 1800—1900.			Berüchtigte Lawinenhänge am Osthange des Trögelgrabens. Spuren sichtbar.

Gruppe	G I	G II	G III	D	Anmerkung	
34	Gartnerkofel, Garnitzen- und Kreuzgraben	Im Garnitzengraben schmale, lange Eiszunge bis zum Talausgang bei Möderndorf, 600. Moränenschutt bis etwa 1100 aufwärts. Sattel Schulterköfele, 1430, unt. Lawinen.	Kühweger Alm, 1480, u. Garnitzen Alm, 1520, Wälle. Einzelne Wallstücke in den Tal-schlüssen, 1800, u. den Hochkaren des Gartnerkofels, 1700—1970.		Vermutlich oberste Blockwälle in einzelnen Karwinkeln des Gartnerkofels.	Spuren der Lawinenwirkung sichtbar.
35	Hochfläche von Egg bei Hermagor	.				Moränenschutt der „Alten Gletscherstände“.
36	Poludnig	Lokaler Moränenschutt auf dem Nordhang bis etwa 1400 hinab.	Nordkar: Schutt- und Blockwälle, 1700—1760.		.	
37	Kesselwaldgraben	Schutzzungen vom Poludnig, Starhand, Sagraenberg u. Osternig, Reichweite je nach Auslage u. Hangform, stellenweise bis in die umgebenden Tiefenlinien.				
38	Osternig—Göriacher Alm	Osternig SO-Hang: Wälle, 1740—1760, höher oben Blockwerk.				
39	Gailitzdurchbruch					
40	Bergsturzgebiet u. Dobrava von Arnoldstein					

tritt die Frage heran, inwieweit das Eis auf das vorgefundene Relief einwirkte. Die besondere Mechanik des Zusammen-, ja Gegenspieles von Fern- und Lokaleis während so langer Zeit übte naturgemäß auf das nach Baustoff und Form bereits gegebene Relief seinen Einfluß aus. Der Kernpunkt der Antwort liegt in der Abgrenzung des Umfanges der Eiswirkung. Es ist jedoch nicht möglich, eine Grenze zwischen dem jeweiligen Ergebnis der einzelnen Eiszeiten zu ziehen oder wenigstens zwischen dem der letzten Eiszeit und der karnischen Eigenvergletscherung. Wir sehen nur das Endergebnis eines wiederholten Wechsels von Wasser- und Eiswirkung vor uns, das in seinen feinen Einzelheiten nicht mehr auflösbar ist. Bei dieser Erkenntnis muß man sich damit bescheiden, an Hand von Beispielen ein zusammenfassendes Bild der Eiswirkung in dem wechselvollen Gebiete der Karnischen Hauptkette zu entwerfen. Zur Übersichtlichkeit erweist sich wieder eine Gliederung der in Wirklichkeit entwicklungsgeschichtlich eng verschlungenen Vorgänge zweckmäßig. Den Ausgangspunkt der Darstellung bilden die eiszeitlichen Veränderungen der Großformen des Reliefs. Ihnen schließt sich die Herausbildung besonderer Kleinformen an.

A) Großformen.

Die eiszeitliche Änderung des Talnetzes durch Verlegung großer Flußläufe und der Wasserscheiden, der Einfluß auf die Formen des Gebirges und der Täler ergeben drei weitere Gesichtspunkte für die Gliederung.

1.) Das Talnetz.

Im Abschnitt IV, 5.) wurde auf die jungen Krustenbewegungen hingewiesen, denen m. E. in erster Linie die Verlegung des alten Draulaufes vom Gailberg, die Westwanderung der Wasserscheide zwischen Rienz und Drau sowie das Absinken der Gailtalsole samt ihren Folgeerscheinungen zuzuschreiben ist. Die Zusammenfassung dieser Schlüsse besagt: Nach allgemeiner Ansicht zielen die Krustenbewegungen auf Wiederherstellung des Gleichgewichtes ab, das durch tektonische Vorgänge, wie erhöhte Beweglichkeit an der „Naht“, noch anhaltende Wanderung von Gebirgsgruppen und ihre ruckweise Höherschaltung, gestört wurde. Die nordalpine Vortiefe findet in kleinen Verhältnissen ihre tektonischen Gegenstücke in den Einbiegungen der großen Alpentäler innerhalb des Gebirges. Wie das Inntal und andere große Längsfurchen senkten sich im karnischen Bereiche das Gail-, Puster- und das mittlere Drautal als Nachwirkungen der tertiären Gebirgsbewegungen.

Eine zweite Ursache der quartären Krustenbewegungen, in ihren Äußerungen anscheinend schwächer und zeitlich kürzer wirksam, liegt in den wechselnden Eisdrukverhältnissen. Die Strandmarken im Gebiete der nordischen Vereisung wurden als Erscheinungen schon seit dem Beginne des 18. Jahrhunderts aufmerksam be-

obachtet. Als Erster erklärte sie R. Jameson (nach Zittel, *Gesch. d. Geol. u. d. Paläontologie*, 1899, 438) i. J. 1806 (gedruckt erst 1835, jedoch nach Penck, 6, 621, Jamieson, 1865) durch die schwankende Höhenlage des Landes über dem Meeresspiegel infolge der sich ändernden Eislast. Diesen Gedanken führte dann De Geer 1888 ausgestaltend fort. In den Alpen stellte Ampferer (2, 83—84) die quartären Krustenbewegungen erstmalig fest und sah in ihnen tektonische Vorgänge, die unabhängig von den Gehängeverschüttungen und von der Großvergletscherung erfolgt waren. Penck hingegen (5, 249; 6, 617—622) brachte als Erster diese drei Erscheinungen durch Beispiele aus den Nordalpen in engeren Zusammenhang.

Eine über 1000 bis 1500 m mächtige Eismasse mußte durch ihren Druck Einbiegungen des Untergrundes, durch ihr Abschmelzen dessen Wiederaufsteigen zur Folge haben. In beiden Fällen hinkte diese isostatische Krustenbewegung den Druckschwankungen zeitlich nach und interferierte mit den tektonischen Krustenschwingungen. Unseren Beobachtungen ist freilich bloß die Summe dieser Vorgänge erkennbar. Nur wo die Eisdruckverhältnisse am stärksten waren, in den Haupttälern der Alpen, wird man mit einer namhaften Wirkung solcher isostatischer Bewegungen engeren Sinnes zu rechnen haben. Großer Eiszuwachs durch einmündende Seitengletscher führte naturgemäß eine Drucksteigerung herbei, die mehr oder weniger zur Geltung kommen mußte. Es ist vielleicht nicht nur auf tektonische Ursachen zurückzuführen, daß bei Rum, kurz unterhalb der Einmündung des Stubai-gletschers in den *Inngletscher*, die Bohrung in 200 m Tiefe noch nicht die felsige Talsohle erreichte, die sonst, soweit bekannt, höher liegt. Aus dem Mündungsbereiche des Ötztaler und des Zillertaler Gletschers fehlen allerdings Angaben. Immerhin ist aber anzunehmen, daß diese drei großen Seitengletscher die an der tektonischen Naht des Inntales ohnedies herrschende Beweglichkeit noch verstärkten, daß demnach hier eine aus beiden Kräften kombinierte Krustenbewegung wirksam war, deren Gesamtergebnis dann zum Ausdruck gelangte.

In Anwendung dieser Gedanken auf das *karnische Gebiet* fällt die Tatsache auf, daß das Westende der abgesunkenen Gailtalsohle gerade in den Raum zu liegen kommt, wo der Draugletscher sich mit dem Gailgletscher vereinigte und überdies die Eismassen aus dem Valentintal herausdrängten. Diese Feststellung führte ja seinerzeit zu der rein glazialen Erklärung der *Talstufe von Wetzmann*. Etwas andere morphologische und glaziale Verhältnisse herrschen bei der hochragenden *Felsinsel von Egg*. Sie befindet sich allerdings an der Einmündung des aus dem Gitschtal kommenden Draugletscherarmes, wo man — ähnlich wie bei Kötschach—Mauthen — gewiß einen verstärkten Eisdruck erwarten könnte. Nimmt man aber mit mir (IV, 5) eine tektonische Krustenbewegung als Ursache für die heutige Tieflage des mittleren Gailtalbodens an und sieht man in der Felsinsel von Egg gewissermaßen einen Aufhängepunkt zweier angrenzender Teiltröge, dann konnte der vermehrte Eisdruck wohl nicht mehr viel an den ge-

gebenen Verhältnissen ändern, sondern nur mehr eine verhältnismäßig bescheidene Nebenwirkung ausüben. Ein drittes Gebiet besonders vermehrten Eisdruckes lag im Becken von Sillian, wo sich die Eismassen des Pustertaler und Villgrater Gletschers an der Aufwölbung des Kartitschsattels und an der Enge von Abfaltersbach stauten. Auch hier fiel — wie bei Kötschach—Mauthen — eine Anschoppung der Eismassen mit einem tektonischen Senkungsgebiete zusammen.

In allen drei Beispielen fand das Eis schon ein durch Krustenbewegungen geschaffenes Relief vor. Der Eisdruck arbeitete gleichsinnig mit der Absenkung, die Abschmelzung im entgegengesetzten Sinne; immer aber gelangte das Eis erst zeitlich verspätet zur Vollgeltung. Fliedurch wird sich bisweilen eine Interferenz zwischen der isostatischen Bewegung e. S. und der tektonischen Krustenschwingung ergeben haben. Nach den Gesetzen der Mechanik hatte bei schwachem Talgefälle der Eisdruck als statische Komponente mehr Einfluß als der Gletscherschurf, die dynamische Komponente. Dies namentlich dort, wo der Eisdruck auf tektonisch ohnedies leicht bewegliche Nahtgebiete wirkte, und namentlich dann, wenn er gleichsinnig mit der jede Eiswirkung übertreffenden tektonischen Krustenbewegung zur Geltung kam. In den Senkungsgebieten der großen eiserfüllten Alpentäler scheint unter solchen Bedingungen der Eisdruck, das Gewicht des Eises, größere Wirkung gehabt zu haben als der Gletscherschurf des bewegten Eises. Diesem wie der Erosionsarbeit des fließenden Wassers wäre hier daher nur die sekundäre Bedeutung einer Ausgestaltung des durch tektonische Krustenbewegungen bereits geschaffenen Reliefs beizumessen.

2.) Gebirgsformen.

Die Ketten und Stöcke, Schneiden, Kämme und Gipfel der alten Gebirgsoberfläche wurden im Besitzstande ihrer Großformen vom bewegten Eis nicht wesentlich beeinflusst, aber an ihrer Oberfläche leistete der Spaltenfrost ruhender und langsam gleitender Firnmassen reichlich Kleinarbeit. Die zahlreichen Nebenrücken im Abschnitt 1 (Helm—Giramonropaß) endeten auch nach Schwinden des Ferneises wieder über denselben flachen Ausliegern des tieferen Niveaus, ohne größeren Raumverlust in der Ausdehnung ihres Hochgebirgscharakters erlitten zu haben. Durch Unterschneidung trat lediglich eine lokale Versteilung ihrer Ausläufer ein, die häufig Nachbrüche zur Folge haben mochte. Im widerstandsfähigen Devonkalk des Kellerwandabschnittes 2 ersetzte die starke Eigenvergletscherung diese Schleifwirkung des Ferneises. Mauthner Alm und Palgruppe waren unter dem Eis begraben. Die Großform ihrer flachen Obertheile hobelte nicht erst das Eis zurecht, es fand sie schon vor und gestaltete sie nur in gleichmachender Kleinarbeit aus. Karbon und Devonkalk zeigen hiebei ganz verschiedene Wirkungen des Eises. Weiter östlich gewann im Abschnitt 3 mit der zunehmenden Spärlichkeit von Resten der alten Gebirgsoberfläche und mit dem Vorherrschen des weichen Karbons die Schleifwirkung des Ferneises ein immer grö-

ßeres Betätigungsfeld in den Sattelgebieten, wo Eisübertritt nach S stattfand. Ihre infolge des jüngeren Alters und der Gesteinsbeschaffenheit schon vordem flacheren Formen hoben sich nach der Eiszeit noch stärker gegen das schütterere Netz der alten Hochgebirgsformen ab. Diese verschwinden gegen das orographische Ostende der Karnischen Hauptkette im Abschnitt 4 überhaupt und machen endgültig den jüngeren Mittelgebirgsformen Platz. Neben die Schleifwirkung des Eises tritt dann im Bereiche des Gailitzdurchbruches die form-erhaltende Eiswirkung im toten Raume zwischen den beiden Strömen.

Die Aufragungen der alten Gebirgs Oberfläche blieben somit vom Ferneisstrom verschont, dessen Hochstand brandete an ihren Ausläufern. Die Eigenvergletscherung äußerte sich vornehmlich in der Frostverwitterung an den schon vorher meist steilen Formen. Sie wurden häufig zu nordseitigen Halbkarlingen ausgestaltet. Auf die jüngeren Mittelgebirgsformen wirkte das Eis je nach dem Gestein in mehr oder weniger schleifender Kleinarbeit.

3.) Täler.

a) Das Talprofil war im Längs- und Querschnitte bereits präglazial in seinen Grundlinien durch den Verlauf der Haupt- und Nebenrücken gegeben; die Eisbedeckung änderte daran nichts Wesentliches. In den selbst vergletscherten Seitentälern, wo kein Eisübertritt nach S möglich war, führte die Überflutung durch Gaileis zu einem Eisstau, zum Abscheren vom Hauptstrom und nahezu zum Eisstillstande, dem erst mit und nach dem Schwinden des Ferneises ein allmähliches Tal ausströmen der stetig verminderten Lokaleismassen folgen konnte. Es fehlten daher von Haus aus in diesen Nebentälern die Vorbedingungen für einen gesteigerten Eisschurf. Erst mit dem Nachlassen des Staudruckes konnte eine vermehrte Wirkung des angesammelten Lokaleises einsetzen. Wo aber der Grenzkamm einen Eisübertritt gestattete, vollzog sich die Eisbewegung als ein langsames Ansteigen und Überquellen der gestauten Eismassen, dem keine namhaften Hindernisse entgegentraten. Wegen der nach Höhe, Formen und Gesteinen ganz anders als die Zentralalpen garteten Gebirgsbeschaffenheit der Karnischen Hauptkette wirkte das Eis bei weitem nicht so formprägend wie etwa beim Abströmen aus den steilen Talschlüssen der zentralalpiner Hochgebirgstäler. Infolge der zumeist weichen Gesteine der karnischen Transfluenzgebiete hinterließ das Eis hier keine wesentlich geänderten Großformen und beschränkte sich auf deren Abrundung; nur bei härteren Gesteinen trat Zuschärfung und Untersteilung ein. Weitere Angaben enthalten die Punkte 3 b) Talschlüsse, c) Taltrog und B) Kleinformen.

Größer als in den Seitentälern ist jedenfalls die Überformung durch Ferneis an den Begleithängen des Gailtales einzuschätzen,

die noch im Zuge des Haupteisstromes lagen, wo daher Masse und Geschwindigkeit des Eises die Hobelwirkung erhöhten. Aber auch hier deutet kein Anzeichen auf eine Vernichtung oder auch nur teilweise Einebnung alter Hochgebirgsformen hin, sondern nur auf ein oberflächliches Abschleifen der schon vordem nie über sanfte Mittelgebirgsformen hinaus aufstrebenden Auslieger und der sonstigen jüngeren Verebnungen, die bis zu den Felsterrassen des präglazialen Talbodens hinabreichen.

Das vorgefundene Relief behauptete sich somit allen Beobachtungen zufolge auch im Lessach- und Gailtale, wo der stärkste Wirkungsbereich des Eises war, nach Raum und Form in seinem alten Bestande.

b) Talschlüsse.

Schon ihre fluviatile Vorform war in hohem Maße von dem Gestein abhängig und schwankte in zahlreichen Übergängen von der Hochmulde bis zum Großkar. Wie überall im Reiche der Gesteine ergibt sich zwischen diesen beiden Grenzfällen eine Entwicklungsreihe. Die Unterschiede zeigen sich in der verschiedenen Beschaffenheit der Formelemente, der Mulden- und Karböden, der Schwellen, der Rückwitterungswand, der Dachfläche und des Kammes. Durch die vereinigte Wirkung von Lokal- und Ferneis wurde, wenn es das Gestein zuließ, die Vorform der Talschlüsse graduell verschärft und gegen den Grenzfall Großkar hin verschoben. Wegen des verschiedenen Widerstandes der Gesteine gegen das Nachbrechen war aber die Dauerhaftigkeit der Glazialformen in den weichen Silur- und Karbonschiefern weit geringer als im Phyllit, in den Quarziten und in den Kalken verschiedenen Alters. Hier finden sich daher heute auch infolge der sonstigen Gunst der Verhältnisse Großkare. So z. B. unter den Wänden von Königswand, Wildkarleck (Roßkar), Reiterkarspitz, Hochspitz, Steinkarspitz, Torkar- und Randenspitz, Steinwand, dann in der ganzen Kellerwandgruppe, im Hochwipfelgebiet, endlich im Bereiche der drei Massive Trog-, Roß- und Gartnerkofel. Auch die Seitenkämme enthalten bei zutreffender Gesteinsbeschaffenheit häufig solche echte Kare. Dagegen herrschen die End- oder Hochmulden und die ihnen nahestehenden Zwischenstufen im Untersilur des Raumes Helm—Pfnanspitz vor; manchmal sind sie Durchgangskaren oder Kurztrögen ähnlich (vergl. den Namen Ober- und Untertrog im Frauenbachtal). Zur Gruppe der Hochmulden gehören auch die Talschlüsse unter dem Tilliacher und Winkler Joch, der Mooser Scharte u. a. Mittelstellungen nehmen z. B. die Luggauer Böden, die Frohn- und Obergailalm ein. In den großen Sattelgebieten östlich des Kellerwandabschnittes und vollends im Bereiche der weiter östlich folgenden Längstäler bergen die geräumigen Hochmulden nur mehr die in ihrer Großform kaum veränderten Almräume.

Die zahlreichen Quertäler enthalten zumeist nahe dem Talschluß infolge der quer durchziehenden härteren Gesteinsschwellen die wiederholt genannten Stufen und Riegel. Ihre bereits voreiszeitlich teilweise bloßgelegten Rippen wurden durch die Eisarbeit noch weiter herausmodelliert und versteilt, weniger abgescrägt. Beispiele hierfür bieten die Wasserfallstufe unter der Obstanser Alm und der Frauenhügel am Wolayer See. Die Eisüberformung der Felsstufen nimmt taleinwärts zu wegen der längeren Wirkungsdauer der Eisbewegung und -bedeckung. Eine auf die fluviatile Vorform geteilter Quelltrichter hinweisende Kammerung des Talschlusses wurde durch das Eis mitunter zu schroffen Felsbastionen ausgestaltet. Sie sind immer an härtere Gesteine gebunden. Beispiele hierfür finden sich im oberen Hollbrucker Tal (Phyllit), im Schuster- und Raabtal (untersilurische Quarzite und Grauwacken).

c) Taltrug.

Im Vergleiche zu den Zentralalpen sind die Trogformen in der Karnischen Hauptkette im allgemeinen weit schlechter ausgebildet; verhältnismäßig am besten im Phyllit, Devonkalk und Diabas des Abschnittes 1, dann im Kalk des Kellerwandgebietes und der drei Kofel, wo die Trogschlüsse in Form von Karen erhalten sind. Sonst herrschen die Endmulden vor. Außer der eigenartigen Eismechanik kommt hiedurch die enge Abhängigkeit dieser Formen vom Gestein klar zum Ausdruck.

Trogschultern und Trogwände sind nur dann noch zu unterscheiden, wenn sie gerade mit quer oder entlang streichenden harten Gesteinsschwellen zusammenfallen; andernfalls tritt an ihre Stelle ein gleichmäßiger, meist flach geböschter Hang. Seine Schuttbedeckung nimmt von den Oberteilen der Nebenrücken, ob sie nun kuppig oder gratig sind, gegen den Hangfuß an Mächtigkeit zu. Der Talquerschnitt erhält hiedurch zwar eine U-Form, die jedoch nicht als glaziale, in festes Gestein geschnittene Trogform im engeren Sinne anzusehen ist. Ab und zu treten festere Hangleisten hervor, zumeist aber sind sie verkümmert oder fehlen gänzlich. Nicht weil sie durch die Eiswirkung beseitigt worden wären, sondern weil die verhältnismäßig weiche Gesteinsbeschaffenheit schon der vor- und zwischeneiszeitlichen Hangabtragung keinen nachhaltigen Widerstand entgegenzusetzen vermochte und weil überdies in dem gleichen Sinne die rezente Verwitterung wirkt. Fern- und Lokaleis überarbeiteten daher nur die Reste, die von der fluviatilen Stockwerklandschaft noch übrig geblieben waren.

Der Trogboden ist heute fast durchwegs von Aufschüttungen aus umgelagertem Moränen- und Hangschutt bedeckt. Nur inselgleich treten stellenweise Felsschwellen aus ihm hervor, während sonst die Felssohle in unbekannter Tiefe liegt. Sie erreicht anscheinend ihren größten Wert in den durch Wasser und Eis ausgekolkten, hierauf wieder mit Schutt aufgefüllten Becken unterhalb der Felsstufen, die für die

zahlreichen karnischen Quertäler so bezeichnend sind. Verlässliche Zahlen lassen sich aber hiefür wie auch in anderer Richtung derzeit in unserem Gebiete nicht angeben.

Zumeist nur in den Talschlüssen konnte das Eis bei entsprechender Gesteinsbeschaffenheit und wegen seiner längeren Wirkungsdauer eine nachhaltig verschärfende Wirkung ausüben, die bis zum endgültigen Schwinden der Gletscher anhielt und noch heute trotz aller Veränderungen der Nacheiszeit erkennbar ist.

B) Kleinformen.

Die überformende Art der Eiswirkung äußerte sich mithin am deutlichsten in den Talschlüssen, deren fluviatile Ursprungsgestalt je nach den örtlichen Verhältnissen und der Gesteinsbeschaffenheit mehr oder weniger verändert wurde. Immer aber schimmert die voreiszeitliche Form noch durch. Die ganze fluviatile Übergangsreihe von den sanften Talanfangsmulden bis zu den Steilkaren spiegelt sich auch nach der Eisüberarbeitung in ähnlichen Formen wieder. Bei der im Verhältnis zu den Zentralalpen weit geringeren Widerstandskraft der Gesteine ist freilich, wie erwähnt, eine ziffernmäßige Angabe der abtragenden Kleinarbeit des Eises ohne willkürliche Annahme nicht möglich, sie unterbleibt daher besser. Bloß schätzungsweise könnte bei den Einzelformen vielleicht auf einen höchstens wenige Zehner von Metern betragenden Gesteinsverlust durch die Eisarbeit geschlossen werden. Er schwankt selbstverständlich zwischen den Grenzfällen der harten Kalke, Phyllite, Quarzite und der weichen Silur- und gar erst der Karbonschiefer. Streichen, Fallen und Klüftung der Gesteine erleichterten oder erschwerten wie immer die Angriffsverhältnisse des Eises.

Hinsichtlich der Talrichtung begünstigte die vorherrschende Nordlage am nachhaltigsten die Wirkungsdauer und damit zum guten Teile den Wirkungsgrad des Eises. Die nach O geöffneten Talschlüsse waren im allgemeinen gegen die verzehrende Nachmittags-sonne besser geschützt als ihre nach W schauenden Gegenstücke. Steigerten sich in diesen die für die Frostsprengung entscheidenden Temperaturschwankungen, so war in jenen wieder die Dauer der Eiswirkung größer. Im übrigen nahmen Höhe und Richtung der Umwallung, Größe und Gestaltung des Firnraumes so starken örtlichen Einfluß, daß eine weitere grundsätzliche Abschätzung und Reihung zum gekünstelten, spielerischen Schema würde. Es ist ja ohne weiteres klar, daß Königswand, Wildkarleck (Roßkar), Biegegebirge, Eiskar, Grünes Tal, Mooskofel und Polinig, dann der ostgewendete Felsbogen Hochwipfel—Schulter—Ringmauer oder die Kare unter den Abstürzen der drei Kalkkofel ganz unvergleichlich günstigere Verhältnisse für die Eisarbeit boten als etwa die sanften Endmulden auf der Johanniseben, im Angertal, unter dem Findenigkofel, am Straniger oder am Rattendorfer Sattel.

In all diesen Hohlformen schritt trotz ihrer Verschiedenheiten im-

mer die Rückwitterung gegen die Umrahmung vor. Sie erreichte nach rezenten Beobachtungen an der Grenze zwischen bewegtem und nahezu ruhendem, an den Felsleib angefrorenem Firn, also am Bergschrund nach Distel, ihre größte Wirkung der Versteilung. Von dem Gestein ist es jedoch abhängig, ob diese unter günstigen Verhältnissen erreichbaren Formen sich zu erhalten vermochten oder ob sie schon bei Arbeitsbeginn abglitten und zusammenbrachen. Dann kam es nie zur Ausbildung von Steilformen, sondern es konnten sich nur ausgedehntere Endmulden bilden und erhalten. Immerhin wurden aber durch die Rückwitterung die vorgefundenen fluviatilen Verflachungen stets stärker herausgearbeitet; sie ähnelten zwar noch der Urform, waren jedoch ausgedehnter. Dem früheren Relief entsprechend, erfolgten diese Vorgänge häufig in mehreren Stockwerken, teils gleichzeitig, teils nacheinander. Wo es nach dem Gestein möglich war, verstärkte die Rückwitterung die Versteilung der Schlußstufen, sonst überformte sie nur durch Abtrag den früheren Längsschnitt zu einem ähnlichen. In beiden Fällen knüpfte sie an die Vorformen an. Bereits vorhandene Steilen verschärfte sie zu einem stärker durchhängenden Seilprofil, schon bestehende Verebnungen dehnte sie bergwärts aus.

Auf diese buchstäblich millimeterweise vorbereitete Flächen, die bald anstiegen, bald rückfällig eingesenkt waren, wirkte dann sofort die Bodenbearbeitung des Eises. Sie äußerte sich zuletzt, aber am sinnfälligsten, in der Ablagerung von Geschieben und Moränen (II, 1—40). Deren Lage und Beschaffenheit bildete eine sehr starke Stütze des Urteils über den Ablauf der Eiszeit (IV, 1—6). Auch der Rundhöcker und der sonstigen abtragenden Bodenbearbeitung durch Glättung, Aufrauhung und Aushebung des anstehenden Untergrundes wurde jeweilig schon gedacht (II, 1—40).

Unter den Formen der Bodenbearbeitung erheischen zunächst besonderes Interesse die Rundhöckerfluren. Über sie hat zuletzt Flückiger einige bemerkenswerte Gedanken geäußert, die zwar bis jetzt noch mehr den Charakter von Arbeitshypothesen haben. Sie konnten in den Karnischen Alpen begreiflicherweise nicht auf ihre Richtigkeit überprüft werden, regten aber zu Vergleichen an. Nach Flückiger geht die langsame, tastende Haftbewegung des Sohleneises nach aufwärts allmählich in leichtere Beweglichkeit des Eiskörpers über. An der Berührungsfläche des strömenden Eises mit seiner Unterlage ergibt sich hiedurch wie sonst beim Wechsel des Mediums ein Wellengang. Er vor allem verursacht die bewegte Rundhöckerflur. Nach dieser Mechanik sind ihre Formen keine Reste präglazialer, kantiger Felsvorsprünge, keine unfertigen Gebilde, sondern Dauerformen. Gegenüber der Wellenbewegung treten Schichtkopflage, Härte und Klüftung des Gesteins sowie Gliederung des Felsgrundes durch prä- und subglaziale Wassergerinne zurück.

Nach meinen langjährigen Beobachtungen namentlich an den rezenten Gletschern der Ötztaler Alpen behalten aber

Beschaffenheit und Lagerung der Gesteine wenigstens in den Ostalpen nach wie vor den ihnen bisher allgemein zugeschriebenen Einfluß. Ein basaler Wellengang des über sie hinwegschreitenden Gletschers ist zwar wahrscheinlich, in seinen Einzelheiten jedoch bisher noch nicht ausreichend unmittelbar beobachtet. Die Rundhöcker sind unfertige, auch von Zeit und Kraft der Eiswirkung abhängige Gebilde, Restformen kantiger Felsunterlagen.

Gletscherschliffe mit eingetieften Schrammen und Rillen konnten wiederholt wahrgenommen werden. So z. B. im Hollbrucker Tal, am Raimunda Törl, am Frauenhügel, am Nordufer des Wolayer Sees, auf den Rauchkofelböden, auf der Terrasse von Krieghof, bei der Kirche von Feistritz und auf der Hochfläche von Seltzach. Sie sind alle dem Haupttale zugewendet oder im Zuge des Gailgletschers gelegen. Aber auch an den Überfließungsstellen nach S, z. B. am Plöcken und am Pal, sind trotz aller Klüftung und Verwitterung des Gesteins Schurfrinnen in geglätteten Felsflächen zu finden. Erst im Karbonschiefer und -sandstein fehlen selbst solche dürftige Spuren; dafür wird dort die Zurundung der Formen auffälliger. Hierbei muß aber der Eisanteil dahingestellt bleiben, da schon die übernommene fluviatile Vorform zweifellos sanfte Böschungen und Rundkuppen aufwies.

Die Schurfwirkung des Eises und die Rückwitterung schälten ferner die festeren Gesteine als „Wandeln“ heraus, die früher unter wenig widerstandsfähiger Bedeckung noch verborgen waren. Derart treten z. B. im Karbongebiete des Rattendorfer Sattels die schroffen Kalkrippen nach Beseitigung der weichen Gesteine zutage. Auch im Silurbereiche wurden die festeren Stufen der harten Einlagerungen noch mehr freigelegt und versteilt. In den Kleinformen des Reliefs trat daher eine Verschärfung der Gegensätze durch petrographische Selektion ein.

Bei dem zum landschaftlichen Wahrzeichen des unteren Gailtales gewordenen postglazialen Bergsturze des Dobratsch (II, 40) spielte die Unterschneidung durch das Ferneis eine vorbereitende Rolle. In geringerem Maße äußerte sich die vorangegangene Eiswirkung an den Bergstürzen der Karnischen Hauptkette, so z. B. am Hocheck, dann am Mürbenknoten, an den Wilden Karlspitzen, am Widerschwing, am Fäll- und Heretkofel und an den Weißen Lungern. Ihr Niederbruch erfolgte größtenteils erst als späte Nachwirkung der Eiszeit in der geologischen Gegenwart.

Schließlich hängt die Seebildung aufs innigste mit der Wirkung der Eiszeit zusammen. Frech (2, 371—378) kannte eine Anzahl der Seen und gliederte sie nach ihrer Entstehung in: a) Seen glazialer Rotation: Obstanser S., Stuckensee (beide mit verlandetem Nachbarbekken), Wolayer, Zollner und der vertorfte Naßfeld-See. Von ihnen sind die Seen glazialer Korrasion (einfache Ausschürfung durch den Gletscher) zu unterscheiden: die fünf kleinen Seeaugen am Südatbänge der Elferspitz und die zwei Sumpfseen nördlich vom Collen diaul Törl, der Pro-

moser See und das Torfbecken nördlich vom Findenigkofel. b) Glazialschuttseen: Egger Almsee, Moore auf der Hochfläche von Seltschach. c) Abdämmungsseen der Eiszeit (keiner des Bereiches). d) Schuttkegelseen: Pressegger See und Sumpf zwischen Draschitz und Maglern.

Frechs Viergliederung der Entstehungsursache einstiger oder heutiger Seen auf der Nordseite des Karnischen Hauptkammes wurde an Hand eigener Beobachtungen erweiterten Umfanges nachgeprüft. Das Ergebnis ist in der Übersicht dargestellt. Die Einteilung Frechs läßt sich nur unter einer Reihe von Einschränkungen aufrechterhalten. Besonders über die erste Gruppe seien noch einige Wahrnehmungen aus dem karnischen Bereiche angeführt.

Nach Frech gerieten bei der glazialen Rotation die Eismassen ähnlich wie die Schmelzwässer in einem Gletschertopf infolge des Zusammenfließens von verschiedenen Seiten in kreisende Bewegung und höhlten das schon vor der Eiszeit bestandene seichte Becken weiter aus. — Dieser Vorgang setzt daher zunächst eine kesselartige Hohlform voraus, deren wenig geschartete Ränder so hoch lagen, daß das konzentrisch einströmende Eis sehr lange am Austritte gehindert wurde. Durch den steten Nachschub geriet dann die vorerst nur auf die Hohlform beschränkte Eismasse in kreisende Bewegung. Das Becken wurde hierdurch nach Tiefe und Umfang vergrößert. Erst nach Erreichung der Umrandung trat wieder die strömende Abwärtsbewegung des Eises in Tätigkeit. Diese Vorbedingungen treffen bei den von Frech hierher gerechneten Seen nicht oder nur in ganz unzureichender Weise zu, wie aus meinen Beobachtungen bei den betreffenden Gruppen ersichtlich ist (II, 5, 8, 20, 29, 33). Zu Beginn der Vereisungen können solche Bewegungen stellenweise gewiß eingetreten sein, nach den örtlichen Verhältnissen ist ihnen aber nur ein untergeordneter Anteil an der Aushöhlung der Seebecken zuzuschreiben.

Ähnlich verhält es sich mit den Seen, die durch „glaziale Korrasion“ entstanden. Sie ist in ihrer Mechanik weitgehend von der Vorform des Hohlraumes, dem Gestein und dessen Zustand abhängig und daher in ihrer Wirkung noch weiter unterscheidbar. Alte tektonische Hohlformen, Dolinen aller Art und die tiefgründige, transportbereite Verwitterung des Bodens aus der Tertiärzeit und den Zwischenzeiten leisteten eine nicht zu unterschätzende Vorarbeit für die Aushöhlung der Seebecken. Ferner verringert kammnahe Lage von Endmulden unter flach geböschten und nur wenig überhöhenden Oberteilen die zur Herausarbeitung von Seebecken nötige Kraft des Gletschers ganz bedeutend. Hingegen vermögen manche Karböden, die nach Lage und Beschaffenheit der Umrahmung für langwährende Firnhaltung trotz ihrer geringen Größe sehr gut geeignet waren, der Steigerung von Eisdruck und -geschwindigkeit oft nur schwächeren Widerstand entgegenzusetzen. Bei gleichem Gestein kommt es daher dann in den weiten, flachen Endmulden nur zu seichten Wellenfurchen, bei den kleinen Karen aber zu tiefen, trichterartigen Höhlungen, die zu Seeaugen wurden. Ferner wird festes Gestein millimeterweise niedergeschliffen und ge-

schrammt, bei entsprechender Kraft des Gletschers an Klüften durch Druck und Zug gewaltsam ausgerissen, zerpflügt und abgesaugt. Aber ein verwittertes, von Anbeginn an wenig widerstandsfähiges Gestein, wie es in der Karnischen Hauptkette häufig, u. zw. gerade bei Seebecken, vorkommt, wurde vom Gletscher, besonders wenn es sich um Firnmassen oberhalb der Firnlinie und nicht um Eisströme handelt, einfach abgeschürft und mitgenommen. In diesem Falle wird man daher besser nicht vom Ausschleifen, sondern nur vom Ausschürfen, Ausräumen der älteren Hohlformen geringerer Tiefe und Umgrenzung sprechen. Deren tektonisch-fluviatile Vorform war der späteren glazial überarbeiteten Gestalt schon ähnlich, nur zumeist in ihren Ausmaßen bescheidener als nach der glazialen Bearbeitung. Im Karnischen Hauptkamme haben wir es nach diesen Gesichtspunkten in der Regel nur mit einem Gletscherschurf zu tun, der leichte Arbeit hatte, nicht mit einem mehr oder weniger selbsttätigen Ausschleifen von Hohlformen durch den Gletscher. Außer dieser für die Zeit größter Eiswirkung anzunehmenden Schurfarbeit ist ferner die weitere Ausgestaltung der Becken durch das zurückbleibende und in geschützter Lage nur langsam abschmelzende Toteis in Rechnung zu stellen; dann durch die hartnäckige Firnauflagerung und die nur ganz allmählich schwindenden Lawinenmassen auf den die Seen tragenden Verflachungen. Diese zum Teil schon der abklingenden Eiszeit und der Gegenwart angehörenden Kräfte mußten auf die der Zersetzung zumeist leicht zugänglichen Gesteine der Karnischen Alpen ihren nachhaltigen Einfluß ausüben und die Hohlformen bis zu einem gewissen Grade vor der Vernichtung schützen. Daß diese erhaltenden Kräfte aber trotzdem langsam unterliegen, zeigt die häufige Verlandung der Hochseen und ihre schrittweise Umwandlung zu Seeaugen, Tümpeln, Lachen, Sumpfflächen, Mooren und schließlich zu besser begrüntem Senken. Einzelheiten über die Seen enthält die Gruppenbeschreibung II und die Übersicht.

Nach diesen Feststellungen hat die Vereisung der Karnischen Hauptkette weniger neue Hohlformen geschaffen, die sich später mit Seen füllten, als vielmehr die vorgefundenen Becken zumeist durch Abfuhr des Verwitterungsschuttes weiterausgestaltet. Neben diesem Gletscherschurf und manchmal in erster Linie wirkten Toteis, zähe Firnauflagerung und — bis in die Gegenwart — Lawinenschnee, wenn auch mit abnehmender Kraft, erhaltend gegen die Zuschüttung.

Das heutige Landschaftsbild der Karnischen Hauptkette erhielt durch die Eiszeit und ihre Nachwirkungen die schönsten Zierden zu Füßen seiner schroffen Felszinnen: den Gletscher im Eiskar, den Wolayer und Valentinfirn, den Obstanser und Wolayer See. Im wirkungsvollen Gegensatz zum ersten Hochgebirge wurzeln tiefer unten in den fruchtbaren Ablagerungen der Eiszeit die Almen, Wälder, Felder und Siedlungen — der Segen und Wohlstand des Tales.

See- und Staubecken
auf der Nordseite der Karnischen Hauptkette.

Tabelle 5.

Nach Lage $\left. \begin{array}{l} \text{G Gipfel-} \\ \text{H Hang-} \\ \text{J Joch-} \\ \text{K Kar-} \\ \text{T Tal-} \end{array} \right\}$ seen und verwandte Bildungen.

Fortl. Zahl	II, Gruppe	Seehöhe in m	Becken, derzeitiger Zustand, Lage	Entstehung
1	1	2370	Östlich Helm 2 Seelein in Verlandung. G	Trogbildung durch postglazialen Doppelgrat
2	2	2337	Füllhornsee. K	Kammnahe Lage in gleichmäßigem, wenig widerstandsfähigem Untersilurschiefer. Verfrachtung des Verwitterungsschuttes durch Druck und Zug des Eises auf den Boden der karartigen Talschlüsse, nachstehend als Gletscherschurf bezeichnet. Weiterbildung der Hohlformen durch Toteis, Frostsprengung und Lawinengänge, nachstehend nur bei besonderer Begünstigung hervorgehoben.
3		2433 2340–2360	Hollbrucker See. Obermahd mit Seeaugen, Tümpeln und Torf. K	
4	3	2420–2460 2250, 2320	Hochgräntensee in Verlandung. Seeaugen auf Schlußstufen. K	
5	4	2000	Oberes Schustertal, verlandetes Staubecken. T	Abdämmung durch paläozoische, harte Gesteinsschwelle mit Moränenauflagerung.
6	5	2299	Obstanser See. K	Gletscherschurf im Untersilur an der Grenze gegen den härteren Obersilurkalk. Zungenbecken.
7		1957	Obstanser Alm, verlandeter See. K	Wie vorhin an Gesteinsgrenze gegen Devonkalk. Verlandung durch größeren Einzugsraum der Schutzzufuhr. Älteres Zungenbecken.

Fortl. Zahl	II, Gruppe	Seeköhe in m	Becken, derzeitiger Zustand, Lage	Entstehung
8	7	1808	Schöntalsee. T	Abdämmung durch Bergsturz vom Hoheck.
9		2120–2130	Schöntalwiesen, naß. J	Geringes Gefälle, Wassersaugung des verwitterten Silurschiefers.
10	8	1880	Leitner Tal, ehem. See oberhalb der Wasserfallstufe abgeflossen. K	Vorübergehende rezente Abdämmung durch Bergsturzböcke.
11		1926	Vorderer Stuckensee in Verlandung. K	Gletscherschurf im Silurschiefer infolge Stauung an dem querenden härteren Gesteinsriegel der paläozoischen Quarzite. Älteres Zungenbecken.
12		2041	Hinterer Stuckensee. K	Gletscherschurf nahe der hohen Umwallung. Zungenbecken.
13		2220–2270	Filmoor, Sumpfadern, Torf. J	Geringes Gefälle der Rundhöckerlandschaft im Untersilurschiefer.
14	9	1650	Obertilliacher Tal, verlandeter Stausee. T	Abdämmung durch Moränenschutt und Bergsturzböcke.
15	10	2000	Obernkär im Raller Tal, verlandeter Tümpel. K	Gletscherschurf. Reste von Glazialseen auf Talschlußstufen unter Steilwänden.
16	11	2050	Weitkar im Winkler (Erler) Tal, Tümpel in Verlandung. K	
17	12	1970	Mitterkar im Raabtal, Tümpel. K	
18	13	1186	Mündungssee des Seebaches im Gailtal verlandet T	Talenge infolge des steilen Herantretens widerstandsfähigen Kristallins, daher Stausee.
19	14	2273	Luggauer See bei Golpe. K	Schattige Sattelage unter dem 200 m hohen Abfall der Steinkarispitz. Gletscherschurf im weichen Untersilur.

Fortl. Zahl	H, Gruppe	Seehöhe in m	Becken, derzeitiger Zustand, Lage	Entstehung
20	14	2160	Luggauer Böden, stellenweise ver- sumpft. K	Flacher Karboden, Gestein wie vorhin, La- winenhänge.
21		2226	Seelein am Luggauer Törl in Ver- landung. K	Gletscherschurf unter den Steilwänden Weiße Lungern und Torkarspitz. Prallstelle, Verbin- dungssattel der Firnräume.
22	18	1960	Gossenbachgraben, Tümpel auf 3. Terrasse. K	Gletscherschurf unter Steilwänden. Rest eines Glazialsees.
23	19	1998	Lahnerjoch (Niedergailtal) ver- sumpft. J	Langwährende Firnbedeckung des weichen Untersilurs auf den breiten Sätteln unter Steilwänden. Wirkung von Toteis und La- winen.
24		2003	Niedergailjoch, Tümpel. J	
25		1974—1990	Giramondopaß, versumpft. J	
26	20	1951	Wolayer See. K	Abdichtung des tektonischen Beckens (Quer- bruch) durch Karbonschlamm. Gletscherschurf infolge starker Überhöhung, lange Eisbedek- kung als Zungenbecken.
27	21	1880	Mauthner Alm, Oberteil stellenweise versumpft. G	Wirkung von Toteis der Fernvergletscherung auf dem flachgelagerten Karbonschiefer.
28	25	1208	Plöckenboden, Seen verlandet. T	Nordabschluß durch Obersilurschwelle, Glet- scherschurf im weichen Untersilur, Toteis und Lawinen im Zungenbecken.
29		2000	Südseite Elferspitz, Seeaugen und Tümpel. K	Kamnahe Lage an Gesteinsgrenze der Lauch- eckstörung (Karbon-Devon). Gletscherschurf tritt ganz zurück hinter Toteiswirkung und Firnlage auf günstigem Untergrunde der Ver- flachungen.

Fortl. Zahl	II, Gruppe	Seehöhe in m	Becken, derzeitiger Zustand, Lage	Entstehung
30		1970	Nördlich Mte Skarnitz Seeaugen auf Oberer It. Skarnitzalm. K	Verflachung unter steiler Nordwand. Durch Schutzlage lange Erhaltung von Eis, Firn und Lawinen, Zersetzung des Silurschiefers.
31	27	1800 1726	Collen diall Törl, verlandete Seelein am Grenzzaum, Sumpfsen nördlich davon auf Karbonplatte. J	Geringe Höhenunterschiede, leicht verwitterndes Karbon, Übertritt des Ferneises, Hauptwirkung durch Toteis, lange Firnbedeckung und Abgleiten der Schneedecke in die Auslaugungssenken; weit weniger Gletscherschurf als Zersetzung des Gesteins und Vertiefung der flachen Hohlräume bei langsamer Abfuhr des Detritus durch Schmelzwasser.
32		1770	Zollnersee, Sumpfufer in Verlandung. J	
33	29	1810 - 1820	Zwischen Collen diall Törl und Nöblingpaß zahlreiche Sumpfsenken am Grenzzaum. J	
34	29	1760 - 1780	Nordöstlich Findenigkofel Sumpfbecken am Talschluß. T	Gesteinsgrenze am Talschluß (Silurkalk-Karbon) begünstigte Aushöhlung im toten Winkel.
35		1760	Nöblinger Höhe, ein Seelein auf dem flachen Oberteil. J	Wirkung von Toteis und langer Firnüberlagerung des weichen Karbons.
36	30	1560 1650	Straniger Sattel, zahlreiche Sumpfsenken. Gugel, 2 Tümpel. J	Eisübertritt nach S. Gletscherschurf tritt zurück hinter Toteis, Firnbedeckung und lösender Wirkung auf das Karbon zwischen Kalkrippen.
37		2120 1877	Hochwipfel und Kirchbacher Wipfel je ein gipfelnahe Seelein. G	Keine Schurf-, nur Dauerwirkung von Firn- und Schneelagen auf Karbon.
38	31	1828	Kar Schulter-Ringmauer, verlandeter See im „Kessel“, Abfluß durch Karstloch. K	Lokaler Gletscherschurf und Dauerwirkung auf ältere Karstbecken zwischen Kalkrippen.
39		1780	Rattendorfer Sattel zahlreiche Sumpfsenken. J	Wie am Straniger Sattel.

Fortl. Zahl	II, Gruppe	Seehöhe in m	Becken, derzeitiger Zustand, Lage	Entstehung
40	32	1940	Rudniksattel, nahe dem Kamm ein offenes, ein verlandetes Seelein. J	Kein Gletscherschurf, nur Dauerwirkung von Firn und Lawinen auf Karbonschiefer.
41		1890	Madritschen, ein gipfelnahes See-auge. G	Wie auf dem Hochwipfel.
42		1690	Obere Treßdorfer Alm, Tümpel auf Hangleiste. H	Dauerwirkung von Firn und Schnee unter den Steilwänden auf das Karbon der Verflachung.
43	33	1530	Naßfeld, Sumpfsenke. J	Eisübertritt und Toteis vertieften die vorgefundene Karbonsenke, haben sie aber nicht geschaffen, sondern nur ausgestaltet.
44		1107	3 Bodenseen nördl. Reppwand, in Verlandung. H	Verflachung unter Steilwänden, Abdämmung durch Blockmoränen und Bergsturztrümmer auf Karbon.
45	36	1399	Egger Almsee u. Umgebung, Sumpfer in Verlandung. H	Stau durch Moränen im tektonischen Längstal.
46	35	560	Pressegger See, Schilfwuchs, Sumpfer in Verlandung. T	Stausee durch Erhöhung des Gailbettes in dem durch Schuttkegel und Laufverlegung zu einem toten Tal gewordenen Mündungsgebiet östlich Hermagor.
47	39	636	Südlich Draschitz-Hohenthurn, Sumpfbecken in Verlandung. T	Reste von eiszeitlichen Seen im Zuge eines verlassenen Tales, bezw. auf der 500 bis 700 m unter dem Grenzkamme gelegenen Felsplatte von Seltschach.
48		720 – 750	Hochfläche von Seltschach, 3 Sumpfbecken, zeitweise trocken. H	
49	40	560	Östlich Arnoldstein Sumpftal südlich der Dobrava. T	
50	25 – 40	700 – 500	Gailtalsole von Mauthen abwärts zunehmend versumpft. T	Tektonische Südneigung durch Vormarsch der Karnischen Hauptkette, Stau durch zahlreiche Schuttkegel und durch Bergsturz des Dobratsch. Stellenweise Ablagerung von Bänder-tonen (Ziegeleien).

V.

Nacheiszeitliche Vorgänge.

Anscheinend erfolgte auch in den Südalpen der Rückzug des Daunstadiums im Wege eines längeren Haltes, den Kinzl (119) das *Eggessenstadium* nannte. Nach diesen Zeiten des schwindenden Eises dürfte die Torfbildung Filmoor in 2200 bis 2300 m Höhe auf der flachen Rundbuckellandschaft westlich der Stuckenseen entstanden sein. Letzte Reste des Eiskargletschers überdauerten vielleicht dank der besonderen Ortsbegünstigung auch die noch wenig erforschte postglaziale Wärmezeit. In historischer Zeit beschränkten sich etwaige Gletschervorstöße auf geringen Umfang im Kellerwandgebiet; wenigstens deuten keine Beobachtungen auf größere junge Schwankungen hier oder gar in den westlichen Nachbargebieten hin und keine Sage, keine Chronik berichtet bekanntlich über eine zeitweise Vereisung und nachfolgende Ausaperung von Talschlüssen und Jöchern, Verschüttung und Wiederbesitznahme von Bergbauen und Almen, wie wir es in den Zentralalpen finden.

Die Verwitterung konnte somit ungestörte Arbeit leisten. Sie äußerte sich wie schon vorher in den Zwischeneiszeiten örtlich am stärksten in den am längsten vom Eis besetzten Räumen, den Talschlüssen und an gut geschützten Stellen der durch Hohlformen zerschnittenen Seitengehänge. Ihre Formen blieben hiebei immer in engster Abhängigkeit von der Beschaffenheit und Lagerung der Gesteine. Kare und ihnen verwandte Formen boten der Verwitterung natürlich bessere Angriffspunkte als flache Endmulden; unterschrittene Hänge verloren ihren Halt und brachen nieder. Härtere Gesteine wurden als Riegel, Stufen und Rippen noch schärfer als bisher herausgeschält; Schichtköpfe gestatteten steilere Böschungen als Schichtplatten; Klüftung wies der Verwitterung die Wege und die Gesteinszusammensetzung beeinflusste Form, Größe, Zerfall und Beweglichkeit der Verwitterungserzeugnisse.

Ausgehend von diesen allgemein bestätigten Gesichtspunkten, kann in der Karnischen Hauptkette eine Gliederung der Verwitterungsformen in großen Zügen vorgenommen werden.

Das Bergsturzblockwerk ist durchwegs an verhältnismäßig härteres Gestein geknüpft. Beispiele hiefür sind, von W nach O diesen Rippen folgend, im Abschnitt 1 nachstehende Gesteinsarten: Quarzphyllit: Nordabhang Helm, Mürben-(Moos-)knoten, Wilde Karlspitzen, Demut—Schöntalhöhe. Paläozoische Schiefer: Rieslahner, Wiederschwing, Fällkofel, Heretkofel, Letterspitzl. Untersilurische Quarzite und Grauwacken: Hocheck (am ausgedehntesten), Golpe (Luggauer

Böden). Obersilurische Kalke und Kalkphyllite: Weißer Knoten (Saulahner), Sonnstein (Mooser Tal). Devonischer Riffkalk: Gatter- und Maurerspitz, Königs- und Liköflwand, Wildkarleck, Porze, Weiße Lungern. Diabastuffe und paläozoische Schiefer: Westl. und Östl. Rauden spitz, Steinwand.

Die aus Bergstürzen verschiedener Größe hervorgehende Blockwerkbildung dehnte sich bisweilen (z. B. Liköflwand, Gatterspitz) zu Blockfeldern und -strömen aus. Sie ist offenkundig an die verquerenden harten Gesteinszonen gebunden und umfaßt, deren Verlauf entsprechend, sowohl die Nebenrücken wie die Talschlüsse unter dem Hauptkamme.

Ähnlich neigt im Abschnitt 2 der Devonkalk zur Blockbildung in den zahlreichen echten Karen. Der junge Bergsturz vom Mooskofel verschüttete z. B. den Almboden im Hintergrunde des Sittmooser Tales nördlich des Raimunda Törls. In den Abschnitten 3 und 4 sind es wieder die Kalke verschiedenen Alters, die unter Blockwerkbildung verwittern: die karbonen Kalkrippen der vier großen Sattelgebiete, dann besonders der Permokarbonkalk der Trogkofelkare, der Devonkalk des Roßkofels und der Triaskalk des Gartnerkofels. Angaben über den Bergsturz des Dobratsch enthält II, 40.

Das Blockwerk zerfällt unter Verhüllung der Glazialformen verhältnismäßig langsam zu groben, steil geböschten Schutthalde n, auf denen die Vegetation nur zögernd vorrückt. Manche Blöcke erhalten sich aber noch bis zu Heuhüttengröße, wenn die Ausbruchsnische auch schon längst ein stark verwittertes Aussehen angenommen hat.

Die weniger widerstandsfähigen Gesteine, wie Untersilur-, namentlich aber Karbonschiefer, bilden einen sanfter geböschten Schuttmantel. Er weist kleinere Bruchstücke auf, verwittert rascher und begrünt sich schneller. Auch das karbonen Quarzkonglomerat zerfällt leicht in seine gerundeten Bestandteile, die den Augensteinen ähneln. Auf geeigneten Stellen des Talbodens und der Talschlüsse vermengt sich der Jungschutt mit dem Moränenmaterial, von diesem oft kaum zu unterscheiden. Die Beweglichkeit dieser kleinverwitternden Massen ist größer als die des Blockschuttes.

Der rezenten Schneewirkung ist auf der Nordseite der Karnischen Hauptkette infolge der klimatischen und morphologischen Begünstigung ein erheblicher Anteil an der Formgestaltung im kleinen zuzuweisen. Breit abgleitende Schneefelder und schmale Lawingassen verursachen oft Gehängerutsche und reißen in den Schuttmantel samt seiner Vegetation Lücken, die sich an manchen Stellen alljährlich vertiefen, verbreitern und das natürliche Schuttkriechen beschleunigen. Häufige Erscheinungen, die mit den Lawingängen in Verbindung stehen, sind ferner: Stauung von Bachläufen, Verrammeln von Talengen mit Schutt, Blockwerk, Baumstämmen und fest gepreßtem Schnee, moränenartige Fußwälle in den Talschlüssen, Lawinenschliffe u. a. m.

Auf die Wirkung der Frühjahrschmelzwässer und starker Regengüsse ist das breiige Bodenfließen (z. B. bei Niedergail, Nostra, in der Hochwipfel-Nordmulde) und die damit öfter verbundene grabhügelartige Wellung am flachen Fuße steilerer Gehänge zurückzuführen. Dieser Vorgänge wurde im Zusammenhange mit den Viehgangeln in Almnähe bereits gedacht (II, 36).

Die Doppelgrate sind nach meinen Beobachtungen im Helmsgebiete (II, 1) durch die gemeinsame Wirkung mehrerer Kräfte entstanden: ruckweises Absitzen von Steilhängen an Klüften durch Zug, Rückwitterung durch Spaltenfrost in den derart entstandenen Schneewannen, deren langwährender Schutz vor Zuschüttung durch Überwächung, Windwirkung durch Ausblasen des feinen Gesteinsstaubes nach dem Ausapern der Wannen, Verschwemmung des gröbereren Schuttes in die Klüfte durch Schmelzwasser und dadurch Abdichtung der Längsenken. Die Doppelgrate haben daher anscheinend junges, vermutlich postglaziales Alter und sind noch in Weiterbildung begriffen.

Die Verkarstungserscheinungen beschränken sich auf das Kalkgebiet und kommen auf den durch das Eis zermürbten und zersetzten, meist flacher gelagerten Partien zum Ausdruck. Das typische Beispiel hierfür ist das Devonkalkgewölbe des Palzuges (II, 25 c); auch Plenge, Trogkofel und Kapinberg westlich des Gailitzdurchbruches (II, 21, 31, 38) weisen auf ihren flachen Oberteilen Karstformen auf. Junge Karrenbildungen erscheinen z. B. an der Blockmoräne beim Heldenfriedhof im Valentintal, am Raimunda Törl und bei der Oberen Wolayer Alm. Die karbonen Kalkrippen im Bereiche der vier großen Sattelgebiete umschließen häufig dolinenartige, manchmal noch wassergefüllte Auslaugungs- und Einsturzbecken.

Die erosive Wasserwirkung kämpft mit der Schuttbildung seit präglazialen Zeiten. Durch allmähliche Höhershaltung der Stockwerklandschaft wurde zwar die Erosionskraft der Seitenbäche, aber auch ihre Schuttlast vermehrt. Nur wo durch spätere Senkung der Erosionsbasis das Gefälle wieder anstieg, vermochten die Bäche ihre derart entstandene Mündungsstufe in einer Schlucht zu durchschneiden und auf dieser stärker geneigten Bahn ihren Schutt talaus zu schaffen; wo diese Vorbedingung aber fehlte, blieb der Bach ohnmächtig gegen die ständig vermehrte Schuttlast. Bei Annahme der von mir in den vorangegangenen Abschnitten vertretenen interglazialen Einbiegung des Gailtales von Mauthen abwärts wird hiedurch auch die Ausräumung der südlichen Nebentäler von hier an bis zur Gailitz erklärlich.

Die rückschreitende Erosion der Gail drang im Gefolge der Absenkung westwärts etwa bis Maria Luggau bisher vor. Sie zog die Bildung von Mündungsschluchten der karnischen Nebentäler nach sich. Deren Wasserkraft reichte jedoch nicht mehr zur Ausräumung hin; daher kennzeichnen breite, mit Moränen- und Hangschutt bedeckte Talböden diesen Abschnitt. Die gleiche Be-

schaffenheit des Innern der Nebentäler hält etwa bis Kartitsch an, wobei jedoch, der nur schwach eingetieften Gail entsprechend, Mündungsschluchten fehlen. Erst vom Hollbrucker Tal an kehren sie unter ähnlicher Schuttauffüllung der Nebentäler wieder. Daraus geht die Bedingtheit der Wasserarbeit von den Krustenbewegungen hervor, die das Gail- und Pustertal ergriffen.

In Übereinstimmung mit diesen entwicklungsgeschichtlich folgerichtig an ältere Vorgänge anknüpfenden Erscheinungen bauen die Nebentäler von Mauthen abwärts in das wieder aufgefüllte Gailtal ihre Schuttkegel vor. An deren Flanken liegen die großen Siedlungen. Im Lessachtale nehmen sie die mit Glazialablagerungen bedeckten Felsterrassen ein. Obertilliach erhebt sich auf einem großen Murschuttkegel, da der kleine Bachlauf die Schuttmassen aus der Golzentippmulde nicht wegschaffen konnte. Westlich davon erfolgten die Ansiedlungen wieder auf den durch ihre Schotter- und Moränenauflage fruchtbaren Felsterrassen.

Von den Tälern bis auf die höchsten Zinnen des karnischen Grenzwalles sind schließlich die letzten gewaltsamen Zeugen menschlichen Eingreifens zu verfolgen, die Spuren des Weltkrieges.

Krustenbewegungen, Eiszeit und Nacheiszeit haben somit gemeinsam die Vorbedingungen für die Kulturarbeit der Gegenwart geschaffen. Schwer genug wird um ihre Erhaltung im endlosen Kampfe mit den Elementen gerungen. Am gewaltigsten aber ist der bis in die Gegenwart hineinreichende tektonische Vormarsch der Karnischen Hauptkette nach N; denn er bildet die Hauptursache für die südgeneigte Schiefstellung und zunehmende Versumpfung des sonst fruchtbaren unteren Gailtales. Dieses gefährdete uralte Siedlungsgebiet vor übermächtigen, langsam, aber beharrlich wirkenden Naturkräften nach Möglichkeit zu schützen, bildet derzeit ein gemeinsames Betätigungsfeld der geologischen Wissenschaft und der auf ihr fußenden Kulturtechnik.

VI.

Übersicht der Ergebnisse.

Das Ziel der Arbeit bildete das erstmalige Studium der jüngeren Formentwicklung, des Ablaufes der Eiszeit und ihrer Wirkungen auf der Nordseite des Karnischen Grenzkammes vom Helm bis zum Wurzner Paß.

Auf Grund eingehender Geländebeobachtungen ergab sich nach geologisch-entwicklungsgeschichtlichen Gesichtspunkten eine neue Längsgliederung des Gebirges in vier Abschnitte und die Einheit mit den Westkarawanken. (I., II.)

Die Betrachtung des präglazialen Reliefs (III.) führte unter ausdrücklicher Betonung der unzureichenden Vorarbeiten zur Annahme des engen Zusammenhanges mit der paläozoischen Gebirgsbildung. Die west-östliche Achsensenkung und schließlich der Achsenknick im Tor der Gailitz prägen sich auch in den Nachfolgeformen des heutigen Landschaftsbildes aus. Unter den alttertiären Reliefresten der alten Gebirgsoberfläche liegen drei jüngere Oberflächensysteme. Sie haben bei zusammenfassender Gliederung mittel-, jungtertiäres und jüngsttertiäres bis quartäres Alter. Wie aus der Verfolgung dieser vier Formengruppen durch die ganze Gebirgskette ersichtlich, gewinnen mit zunehmender Ostlage immer jüngere Systeme steigenden Einfluß auf die Oberflächenformen. Die Vorstellung einer Gipfelflurtreppe ist anwendbar. Die heutige Karnische Hauptkette hat zwar jugendliches, aber nicht in allen Teilen gleiches Alter. Es verringert sich von W nach O durch späteren Eintritt der Höferschaltung. Bei Beginn der Eiszeit waren die Hoch- und Mittelgebirgsformen bereits ähnlich wie heute entwickelt, das Talnetz wies jedoch hinsichtlich der Wasserscheiden noch sehr wesentliche Änderungen gegen die Folgezeit auf.

Das präglaziale Relief beeinflusste weitgehend den Ablauf und die Wirkung der Eiszeit (IV.). Klima, Lage im Raum und Oberflächenformen ließen eine heutige Schneegrenze von durchschnittlich 2700 m annehmen, sie schwankt jedoch infolge der örtlichen Verhältnisse. Die eiszeitliche Schneegrenze lag daher im Mittel auf 1500 m, war aber gleichfalls den besonderen Eigenheiten des Gebirges angepaßt und kam hiedurch stellenweise bedeutend tiefer zu liegen. Untersuchungen über das Eisstromnetz brachten einige neue Ergebnisse über die Zusammensetzung des Gailgletschers, den Verlauf der Strömungslinien und die Geschiebeführung. Bei der Mechanik des Zusammenwirkens von Fern- und Lokaleis konnte je nach dem Relief Eisstau, Überfließen der Wasser-

scheide in den präglazialen Sattelgebieten und Abwärtsdrängen der Lokalgletscher zum Gailtal unterschieden werden. Hierbei kommt vor allem der andauernd großen Ortsgunst, in geringerem Maße und zeitlich beschränkter auch den Nachwirkungen des Eisstaus eine noch beim Rückzuge der Eigenvergletscherung ausschlaggebende Wirkung zu hinsichtlich der Eismasse, ihrer Reichweite, Bestandsdauer und der örtlichen Schneegrenzlage. Für den Eisübertritt nach S ließen sich bestimmte Angaben beibringen. Aus all diesen Verhältnissen erklärte sich auch der Mangel zentralalpiner Geschiebe auf der Nord- und auf der Südseite der Karnischen Hauptkette, ausgenommen das Helmgebiet und den Bereich des Gailitzdurchbruches; sie machten ferner die talwärtige Verschleppung der Fusulinenkalkblöcke ins Gailtal verständlich. Eigene Beobachtungen über die Fundorte von Raibler Porphyrgeschieben führten zu der Annahme ihrer bereits tertiären Verfrachtung an die Nordseite des Karnischen Hauptkammes, wo sie durch Eis und Wasser weiter getragen wurden. Die eiszeitliche Überformung der Talflanken ergänzte die Vorstellung über die räumliche Ausdehnung des Gailgletschers. Er stand zwar begreiflicherweise dem Inn-gletscher an Bedeutung nach, hatte aber namentlich nach der Vereinigung mit dem Draugletscher eine sehr ansehnliche Größe, die durch Annäherungszahlen gestützt wurde. Darnach betrug die größte Eismächtigkeit des Gailgletschers etwa 1200 m. Die Entwicklung des hocheiszeitlichen Landschaftsbildes zeigte die Anpassung des Eisstromnetzes an das vorgefundene Relief.

Wie das Anschwellen ließ auch der Rückzug der Großvergletscherung auf eine eigenartige Eismechanik schließen. Hievon sei nur die Umkehr der Strömungsrichtung am Kartitschsattel, der nunmehr ungehinderte Vorstoß seitlich aufgestapelter Firnmassen, dann das allmähliche Schmälerwerden des Gailgletschers und sein Zerfall in Toteisschollen bei Ablehnung der alten Annahme eines großen Stausees im Lessachtale hervorgehoben.

Aus den zwischeneiszeitlichen Vorgängen folgte zwar die Erkenntnis einer Mehrzahl der Eiszeiten auch in den Südalpen; jedoch sind auf der Nordseite des Karnischen Kammes nur die Spuren der letzten Vereisung erhalten geblieben. Unter den Ablagerungen, den Tonen, Lehmen, Mergeln, Gehängebreccien, Nagelfluhbildungen und Schieferkohlen, nehmen die Schotter den ersten Rang ein. Ihr Einschluß zwischen Moränen war aber innerhalb des dermalen untersuchten Gebietes wegen der vorherrschenden Mischzonen nicht einwandfrei nachzuweisen; erst weiter östlich liegen hierfür einige Anhaltspunkte vor.

Nach dem derzeit noch lückenhaften Stande der Kenntnis waren die jungen Krustenbewegungen der Zwischeneiszeiten auf die Formentwicklung und den Ablauf der Eiszeitvorgänge von größtem Einfluß. Sie zielen auf die Wiederherstellung des Gleichgewichtes ab, das durch Gebirgsbewegung und auch durch Eisbelastung

gestört wurde. Die Untersuchung der Verhältnisse des nordkarnischen Bereiches stellte im Gegensatze zu früheren Anschauungen erstmalig die entscheidende Bedeutung der negativen Krustenbewegungen in den Vordergrund. Die Westwanderung der Wasserscheide Rienz—Drau, die Umwandlung des Isels- und Gailberges zu Talrumpfen, die Öffnung der Enge von Abfaltersbach (nach Geyer vielleicht auch der von Sachsenburg), dann die örtliche Schranke der Stufe von Wetzmann sind diesen Gesichtspunkten zufolge in erster Linie auf weiträumige Taleinbiegungen zurückzuführen. Die Gailtalterrassen von Kötschach—Mauthen abwärts sind daher, seien sie nun nachträglich verstellt oder nicht, Reste des präglazialen Talbodens, dessen Mittelteil abgesunken ist. So entstanden die Stufe von Wetzmann und der Gailbergsattel nicht durch Hebung, sondern sie sind die von der Einbiegung verschonten Überbleibsel der alten Talung. Als wahrscheinlichster Beginn dieser Bewegungen kommt das Altquartär, spätestens die Mindel-Riß-Interglazialzeit in Betracht.

Aus dieser negativen Krustenbewegung ergaben sich als Folgen des Tieferlegens der lokalen Erosionsbasis Entwicklungsgeschichtlich dann die Auffüllung des sinkenden Gailaltrogtes, die Mündungstufen der Nebentäler, ihre Zerschneidung zu Schluchten, die Ausräumung der Seitengraben infolge des gesteigerten Gefälles bei zu reichender Wasserkraft und die von Wetzmann rückschreitende Erosion der Lessachtalschlucht.

Die Spuren der letzten karnischen Eigenvergletscherung in den Nebentälern führten zur Stellungnahme in der Frage „Rückzugsstadien oder Schlußvereisung?“ hinüber. Die Antwort lautete: Diese Alternativfrage ist nicht nur vom Standpunkt einer vorübergehenden Klimaänderung mit Ja oder Nein zu beantworten. Es gibt keinen allgemein gültigen Rückzugsrhythmus der Vereisung. Er ist von den örtlichen Verhältnissen weitesten Sinnes abhängig, die Entscheidung liegt in der morphologischen Beschaffenheit und der sonstigen Eigenart des Gebirges. Auf der Nordseite der Karnischen Hauptkette verblieb nach allen Anzeichen im unmittelbaren Anschluß an den Rückzug der Fernvereisung die durch die Ortsgunst und vorerst auch noch durch den früheren Rückstau vermehrte Eigenvergletscherung. Sie reichte zunächst noch stellenweise bis in das Haupttal hinab, zog sich aber dann trotz zeitweiser kurzer Halte und untergeordneter Vorstöße allmählich und endgültig ins Innere des Gebirges zurück. Eine selbständige, interstadial abgrenzbare sog. Schlußvereisung kam hier nicht zu stande.

Die Spuren des Rückzuges ließen sich in die üblichen Stadien gliedern. Durch die Summe der örtlichen Begünstigungen, auch durch die zu Beginn noch fühlbaren Folgen des Rückstaus, wurde die Schneegrenze dauernd unter die sonst geltende Höhenlage hinabgedrückt. Erst die starke Berücksichtigung dieser Ortsverhältnisse weitesten Sinnes er-

gibt ein annähernd richtiges Bild vom Rhythmus des nordkarnischen Rückzuges. Die „Alten Gletscherstände“ schließen zeitlich und räumlich ohne Unterbruch an die schwindende Großvergletscherung an. Bühlund Schlernstadium lassen sich hiebei nicht voneinander trennen. Sie sind aber nur stellenweise in Terrassenlandschaften des Lessachtales erhalten und gehen dann an verschwommener Grenze in die Endmoränen des Gschnitzstadiums über. Bei diesem konnten drei Phasen (I—III) unterschieden werden; ihnen folgt ein gestaffeltes Daunstadium. Im allgemeinen steigen die Zeugen dieses einheitlichen Rückzuges gegen O infolge der geringeren Erhebung des Gebirges und der örtlich höheren Schneegrenze an. Je jünger das Stadium, um so weiter weichen die Spuren der Eigenvergletscherung auch nach W am Gebirgskamme zurück. Osternig, Poludnig und Gartnerkofel kennzeichnen die jeweilige äußerste Reichweite der abnehmenden Vergletscherung nach O im Gschnitz- und im Daunstadium. Größere Vorstöße in historischer Zeit sind weder durch Beobachtungen noch durch Sagen oder Chroniken zu belegen, solche kleineren Ausmaßes aber in der Kellerwandgruppe anzunehmen.

Aus einer zweijährigen Beobachtung ging ferner hervor, daß gegenwärtig im Eiskar der einzige wirkliche Gletscher der Karnischen Hauptkette liegt. Wegen besonderer Ortsgunst haben seine eiszeitlichen Reste möglicherweise sogar die postglaziale Wärmezeit überdauert. Eine Entscheidung hierüber kann derzeit noch nicht gefällt werden. Hingegen bergen die Schlußkare des Wolayer und Valentintales heute nur mehr Firnfelder.

Bei Verfolgung der Moränen zeigte sich nach Lage, Form und Erhaltungszustand nicht nur der Einfluß der örtlich ohnedies meist hinabgedrückten Schneegrenze, sondern auch eine weitgehende Abhängigkeit von den Nachwirkungen des Rückstaues und noch mehr von der morphologischen Eignung des Einzugsgebietes. Die talweisen Unterschiede werden hiedurch erklärlich. Im Innern der Täler traten deutliche Endmoränen hinter gestaffelten Spurenzonen zurück.

Das Urteil über die Eiswirkung brachte nebst der wechselnden Mechanik von Fern- und Lokaleis besonders die Bedeutung des bereits vorgefundenen Reliefs und der Gesteinsverhältnisse zum Ausdruck. Wegen des geringen Gefälles kam im Haupttalle, der Mittellinie des Kraftfeldes, mehr als die Bewegung des Eises dessen Gewicht formändernd zur Geltung. Durch die Ortsgunst und den Rückstau wurde die Kraft der Eiswirkung noch vergrößert und ihre Dauer weit in die Rückzugszeit hinein verlängert. Trotzdem vermochte aber das Eis an den übernommenen Großformen weder des Hoch- und Mittelgebirges noch der Seitentäler viel zu ändern. In den Kleinformen äußerte sich je nach dem Relief, der Lagerung und der Beschaffenheit des Gesteins eine größere oder kleinere, immer aber mäßige Schleif- und Schurfwirkung. Letztere namentlich dann, wenn sie auf wenig widerstandsfähiges und bereits tief verwitter-

tes Gestein traf. Übereinstimmende Beweise hiefür erbrachte die Untersuchung der jetzigen und einstigen Seebeck en. Deren weitere Ausgestaltung besorgten Toteis, langwährende Firnauf lagerung und Lawinenschnee. Sie schützten die Becken teilweise vor Zuschüttung. Die Vereisung verschärfte im allgemeinen die Kleinformen durch druckartige Herausarbeitung der Gesteinsunterschiede.

Die eiszeitliche Überformung des Reliefs wird in anderer Art, aber gleichfalls in enger Abhängigkeit vom Gestein, durch die Vorgänge der geologischen Gegenwart fortgesetzt. (V.) Blockwerkbildung und Schuttmantel sind die beiden Grenzfälle der Verwitterung im Gebirgsinnern, Schuttkegel die bezeichnende Äußerung im Haupttale. Dem prähistorischen Bergsturz von der Villacher Alpe entsprechen auf der Nordseite der Karnischen Hauptkette kleinere Gegenstücke. Die Verkarstung fand durch die vorangegangene Eisarbeit im flachliegenden Kalk günstige Vorbedingungen. Bei der Entwicklung der Doppelgrate wirkten die rezenten Schnee verhältnisse mit, die auch sonst auf die Umgestaltung der Kleinformen Einfluß nehmen. Die erosive Wasserarbeit kämpft andauernd mit der Schuttbildung und baut die interglazialen Vorgänge weiter aus.

Auf der Grundlage des allmählich gewordenen präglazialen Reliefs schufen derart Krustenbewegungen, Eiszeit und Nacheiszeit das heutige Landschaftsbild, die entwicklungsgeschichtlichen Vorbedingungen für die menschliche Kulturarbeit der Gegenwart und für den Schutz der Heimat.

Schriftenverzeichnis.

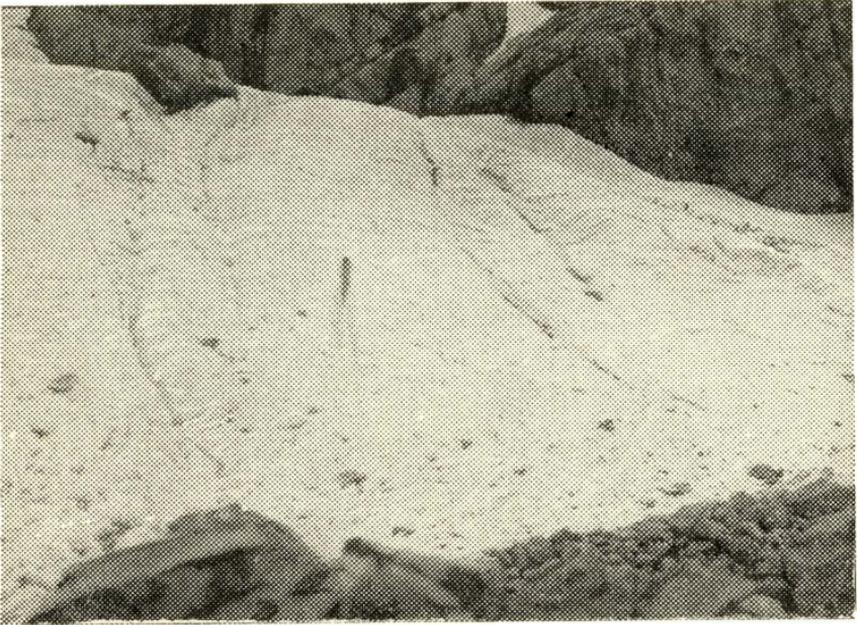
Wichtigste Abkürzungen: DÖAV Deutscher u. Österr. Alpenverein — Geol. R Geologische Rundschau — Glkde Gletscherkunde — Jb. R (St, B) A Jahrbuch der Geol. Reichs-(Staats-, Bundes-)anstalt — VR (St, B) A Verhandlungen . . . — NJb. Neues Jahrbuch für Min. — Z. Zeitschrift — Zbl. Zentralblatt.

- Aigner A. Bemerkungen über die Beziehungen zwischen Klüften und Doppelgraten. — Z. f. Geomorph, 7, 1933.
- Ampfere O. 1 Über die Bedeutung der Überschiebungen für die Bewegung der Gletscher. — Z. f. Glkde, 9, 1915.
- 2 Über die Bohrung von Rum bei Hall in Tirol. — Jb. StA 1921.
- 3 Über Wachstumsunterschiede zwischen Fern- und Nahgletschern. — Die Eiszeit, 2, 1925.
- Brinkmann R. Gipffelur und Lagerstättenstockwerke in den Alpen. — Nachr. Ges. d. Wiss. Göttingen, 1928.
- Brückner E. Siehe Penck, Alpen im Eiszeitalter, 3. Bd., 1909.
- Canaval R. 1 Mineralogische Mitteilungen aus Kärnten. — Carinthia II, 1900
- 2 Anthrazit in den Karnischen Alpen. — Carinthia II, 100, 1910.
- Desio A. 1 Osservazioni glaciologiche nelle Alpi Carniche e Giulie. — In Alto, 32, N. 1—3, Udine 1921.
- 2 L'evoluzione morfologica del bacino della Fella in Friuli. (Studi di Geomorfologia.) — Atti Soc. It. Sc. Nat., v. 65 (1926), Pavia 1927.
- Diener C. Die Karnischen Alpen. — In: E. Richter, Die Erschließung der Ostalpen, 3. Bd., 1893/94.
- Finsterwalder R. Wissenschaftl. Ergebnisse der Alai-Pamir-Expedition 1928.
- Teil I. Geodätische, topographische und glaziologische Ergebnisse, Bd. I. — Berlin (Reimer-Vohsen) 1932. — Bespr. Z. f. Glkde, 21, 1933, 205.
- Flückiger O. Glaziale Felsformen. — Pet. Mitt., Erg. Nr. 218, 1934.
- Frech F. 1 Aus den Karnischen Alpen. — Z. DÖAV, 1890.
- 2 Die Gebirgsformen im südwestlichen Kärnten und ihre Entstehung. — Z. Ges. f. Erdkde Berlin, 1892.
- 3 Die Karnischen Alpen. Ein Beitrag zur vergleichenden Gebirgstektonik. — Halle 1894.
- Gaertner H. R. v. 1 Vorläufige Mitteilung zur Geologie der Zentralkarnischen Alpen. — Mitt. Natw. Ver. f. Steiermark, 63, 1927.
- 2 Geologie der Zentralkarnischen Alpen. — Denkschr. Ak. d. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 102, 1931.
- 3 Die Eingliederung des ostalpinen Paläozoikums. — Z. D. Geol. Ges., 1934.
- Geyer G. 1 Kellerwand und Monte Coglians. — Österr. Alpenztg, 15, 1893.
- 2 Über die geologischen Verhältnisse im Pontafeler Abschnitt der Karnischen Alpen. — Jb. RA, 1896. — S. a. VRA, 1894 (Vortr.).
- 3 Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Gailtaler Alpen in Kärnten. — Jb. RA, 1897.
- 4 Über die Hauptkette der Karnischen Alpen. — Z. DÖAV, 1898.
- 5 Über die geologischen Aufnahmen im Westabschnitte der Karnischen Alpen. — VRA, 1899.
- 6 Geolog. Spezialkarte Oberdrauburg und Mauthen 1:75.000 samt Erläuterungen. — Wien 1901.
- 7 Geolog. Spezialkarte Sillian und St. Stefano d. Com. 1:75.000 samt Erläuterungen. — Wien 1902.

- Geyer G. 8 Exkursion in die Karnischen Alpen. — In: IX. Internat. Geol.-Kongr., Führer f. d. Exkurs., Nr. XI, Wien 1903.
- 9 Bericht über die Exkursion (XI) in die Karnischen Alpen. — Comptes Rendus IX Congr. géol. internat. de Vienne 1903.
- 10 Bericht über die Untersuchung der künstlichen Kriegsaufschlüsse entlang der aufgelassenen Südwestfront am Kamm der Karnischen Hauptkette in Kärnten und Tirol. — Anzg. Ak. d. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 56, 1919.
- Gortani M. u. Vinassa de Regny P. 1 La trasgressione neocarbonifera nelle Alpi Carniche e nelle Caravanche. — Rend. R. Acc. d. Linc., cl. di sc. fis., mat. e nat., v. 23, s. 5, Roma 1919.
- Gortani M. 2 I bacini della Bût, della Vinaccia e del Chiarsò in Carnia. — Pubbl. N. 104 d. Uff. Idrogr. d. R. Mag. a. Acque di Venezia, Venezia 1920.
- Graber G. Sagen und Märchen aus Kärnten. — Graz (Leykam) 1935.
- Grohmann P. Aus den Karnischen Alpen. — Z. DÖAV, 1870.
- Haberfelner E. u. Heritsch F. Obersilurische Lydite am nördlichen Valentintörl, Karnische Alpen. — VBA, 1932.
- Hauser K. Bar. Die Römerstraßen Kärntens. — Mitt. Anthrop. Ges. Wien, 16, 1886.
- Hecht V. Aus den Julischen und Karnischen Alpen. — Z. DÖAV, 1883.
- Heilmann A. Vom Spitzkofel zur Kellerwand. — Z. DÖAV, 1893.
- Heritsch F. u. Schwinner R. 1 Zur Geologie der Karnischen Alpen. — Jb. RA, 1925.
- Heritsch F. 2 Versteinerungen aus der „hellen Bank“ des nördlichen Valentintörls, Karnische Alpen. — VBA, 1932.
- 3 Über die Nordgrenze der Karnischen Alpen. — Anzg. Ak. d. Wiss. Wien, 69, 1932.
- F. u. H. 4 Malchite aus dem Gailtal. — Mitt. Natw. Ver. f. Steiermark, 69, 1932.
- 5 Gebirgsbildende Bewegungen im südlichen Kärnten. — Grazer Tagespost, Nr. 15 v. 15. 1. 1933.
- H. Aufnahmen im Kristallin des Gailtales. — Anzg. Ak. d. Wiss. Wien, 21 v. 1931.
- Hernaus Fr. Sagen aus dem Glocknergebiet. — In: Festschr. Glocknerhaus der Sekt. Klagenfurt DÖAV, 1926.
- Hernegger F. 1 Eine Eishöhle in der Nähe der Obstanser Seehütte. — Austria-Nachr., 1932.
- 2 Eishöhle beim Obstanser See. — Mitt. über Höhlen- u. Karstforschg, 1933, H. 1.
- Hess H. Über die Dicke des Fedtschenkogletschers. Mit Betrachtungen über den eiszeitlichen Inngletscher. — Z. f. Glkde, 20, 1932.
- Ilešič S. Planine ob dolenji Zilji. Die Almen des unteren Gailtales. — Geografski Vestnik, 7, Ljubljana 1931.
- Kahler F. 1 Kleine Beiträge zur Versteinerungskunde Kärntens. — Carinthia II, 1926.
- 2 Karawankenstudien II. Die Herkunft des Sedimentes der Tertiärablagerungen am Karawanken-Nordrand. — Zbl. f. Min., Abt. B, 1929.
- 3 Zur Geologie der Karawanken. — Anzg. Ak. d. Wiss. Wien, 21 v. 1932.
- Keller L. Beiträge zur Flora von Kärnten. — Verh. Zool.-Bot. Ges. Wien, 49, 1899: 50, 1900: 51, 1901.
- Kieslinger A. Karawankenstudien I. Die Tektonik der östlichen Karawanken. — Zbl. f. Min., Abt. B, 1929.
- Killian K. Die Obstanser Eishöhle. — Mitt. ü. Höhlen- u. Karstforschg, 1935, H. 4.
- Kinzl H. Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. — Z. f. Glkde, 17, 1929.
- Klebersberg R. v. 1 Glazialgeologische Erfahrungen aus Gletscherstollen. — Z. f. Glkde, 11, 1920.
- 2 Probleme der alpinen Quartärgeologie. — Z. D. Geol. Ges., 76, 1924.
- 3 Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten. — Z. D. Geol. Ges., 79, 1927.
- 4 Quartärablagerungen im obersten Drautal (Pustertal, Tirol). — Z. f. Glkde, 16, 1928.

- Klebersberg R. v. 5 Geolog. Führer durch die Südtiroler Dolomiten. — Sammlg. geol. F., XXXIII, Berlin (Borntraeger) 1928.
- 6 Geologische Einführung (Karn. Alpen). — In: Der Hochtourist in den Ostalpen, DÖAV, 1930, VIII.
- 7 Grundzüge der Geologie Tirols. — In: Tirol, Land, Natur, Volk und Geschichte, hggeg. v. DÖAV, München (Bruckmann) 1933.
- Krebs N. Länderkunde der österr. Alpen. — Stuttgart 1913.
- Küpper H. Jungpaläozoische Sedimentation und Orogenese im Bereiche der Karnischen Alpen. — NJb. Bbd. 57 B, 1927.
- Lehmann O. Bericht über die Exkursion des Wiener Geographischen Institutes nach Südtirol im Juli 1905. — Geogr. Jahresber. a. Österr., 1907.
- Lex F. Der geologische Aufbau von Kärnten. — Carinthia II, 1918.
- Lindner H. G. Das Karrenphänomen. — Pet. Mitt., Ergh. Nr. 208, 1930.
- Malaschofsky A. Zur Morphologie des oberen Gailtales und unteren Lesachtals. — Ungedr. Diss., Wien 1931.
- Marinelli O. 1 Elementi geografici dei principali laghi delle Alpi Carniche. — Udine 1893.
- 2 Visita al ghiacciaio del Kellerwand (5 agosto 1897). — In Alto, marzo 1898.
- 3 Studi orografici nelle Alpi Orientali. — Mem. Soc. Geogr. It., v. 8, p. 2, 1898.
- 4 I ghiacciai dell' Alpi Venete. — Mem. Geogr., N. 11, Firenze 1910.
- Mojsisovics E. v. Der Kollinkofel. — Mitt. ÖAV, 1863.
- Morawetz S. O. 1 Beiträge zur Geomorphologie der Kreuzeck- und Reißeckgruppe. — Veröff. Geogr. Inst. Univ. Graz, 1930.
- 2 Eiszeitliche Vergletscherung und eiszeitliches Einzugsareal in den Tauern. — Z. f. Gldke, 20, 1932.
- Müllner J. Eiszeitliche Untersuchungen auf dem Toblacher Feld und im Sextentale. — Mitt. DÖAV, 1897.
- Paschinger V. 1 Doppelgrate auf Kärntner Bergen. — Carinthia II, 1923.
- 2 Untersuchungen über Doppelgrate. — Z. f. Geomorph., 3, 1928.
- 3 Kärnten als geographische Einheit. — Carinthia-Sonderheft, Naturgeschichtliches aus dem Abstimmungsgebiet, Klagenfurt 1930.
- 4 Nehmen die Niederschläge in Kärnten ab? — Meteorol. Z., H. 3, 1931.
- 5 Doppelgrate. — Deutsche Alpenztg, 27, 1932.
- 6 Die relativen Höhen von Kärnten. — Pet. Mitt., 1934.
- Patéra L. Die südlichen und westlichen Talgefülle der Lienzer Dolomiten (Unholdengruppe). — Wien 1926.
- Penck A. 1 Der Erfolg des Preisausschreibens der Sektion Breslau. — Mitt. DÖAV, 1890.
- 2 Die Glazialschotter in den Ostalpen. — Mitt. DÖAV, 1890.
- u. Brückner E. 3 Die Alpen im Eiszeitalter. — 3. Bd., 1909.
- Penck A. 4 Die österreichische Alpengrenze. — Z. Ges. f. Erdkde Berlin, 1915.
- 5 Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen. — Sber. Preuß. Ak. d. Wiss., 1922.
- 6 Die letzten Krustenschwingungen in den Alpen. — Geol. Föreningens i Stockholm, 44, 1922.
- Peters K. Bericht über die geologische Aufnahme in Kärnten. . . im Jahre 1855. — Jb. RA, 1856.
- Philipp H. 1 Untersuchungen über Gletscherstruktur und Gletscherbewegung. — Geol. R, 5, 1915.
- 2 Geologische Untersuchungen über den Mechanismus der Gletscherbewegung und die Entstehung der Gletschertextur. — NJb., Bbd. 43, 1920.
- Pichl E. Führer durch die Karnische Hauptkette. — Wien (Artaria) 1929.
- Pichler Aug. Vortragsbericht (über Lignitflöz bei Feistritz a. d. Gail). — Beilage z. Österr. Z. f. Bg.- u. Hüttenw., 1890.
- Prohaska K. 1 Spuren der Eiszeit in Kärnten. — Mitt. DÖAV, 1895.
- 2 Über die alpinen Arten der Gattung Paederota L. — Carinthia II, 1895.
- 3 Beitrag zur Flora von Kärnten. — Carinthia II, 1895.
- 4 Zweiter Beitrag zur Flora von Kärnten. — Carinthia II, 1896.

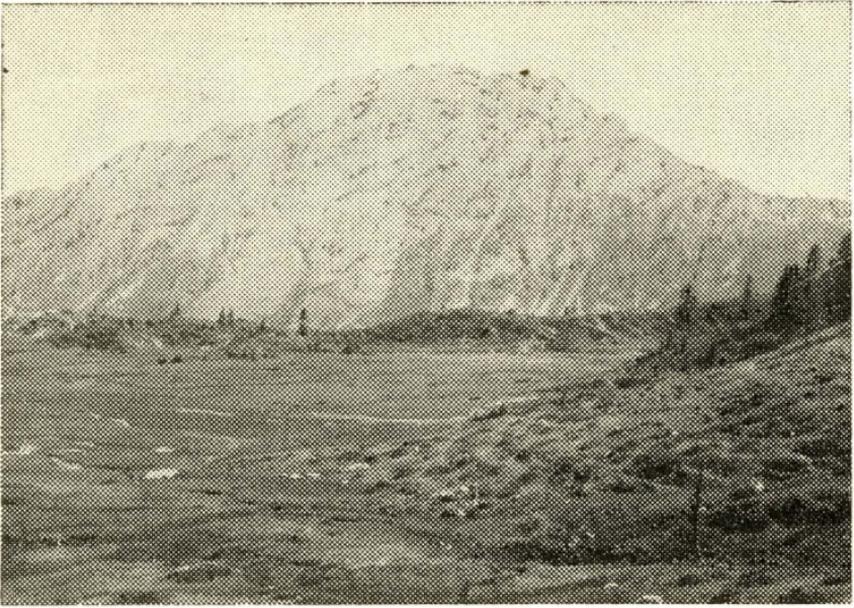
- Richter E. 1 Die Gletscher der Ostalpen. — Stuttgart 1888.
— 2 Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. — Pet. Mitt., Ergh. Nr. 132, 1900.
- Richter M. Zum Problem der alpinen Gipfelflur. — Z. f. Geomorph., 4, 1929.
- Rinaldini B. v. Die Kitzbühler Alpen. — Ostalp. Formenstudien, Abt. 2, H. 3, 1923.
- Sabidussi H. Zur Flora des Osternig. — Carinthia II, 1899.
- Schmidt H. Geologie der Königswandgruppe in den westlichen Karnischen Alpen. — Jb. BA, 1930.
- Schwinner R. u. Kubart B. 1 Interglaziale Schieferkohlen von der oberen Gail (Südwestkärnten). I. Geolog. Teil. II. Botan. Teil. — Österr. botan. Z., Wien 1923.
- Schwinner R. u. Heritsch F. 2 Zur Geologie der Karnischen Alpen. — Jb. BA, 1925.
- Schwinner R. 3 Ein exotischer Block in Karbon(?)schiefern bei Feistritz an der Gail. — VBA, 1929.
- 4 Geologisches. — In: E. Pichl, Führer durch die Karnische Hauptkette, Wien 1929.
- 5 Karnische Hauptkette. Geologisches. — In: Der Hochtourist in den Ostalpen, DÖAV, 1930, VIII.
- Senarclens-Grancy W. v. Stadiale Moränen in den Deferegger Alpen (Osttirol). — Z. f. Glkde, 20, 1932.
- Sölch Ilse. Geographie des Iselgebietes in Osttirol. — Badische Geogr. Abhandlungen, 1933.
- J. 1 Studien über Gebirgspässe. — Forschgen z. Deutschen Lds- u. Volkskunde, 17, Stuttgart 1908.
- 2 Das Formenbild der Alpen. — Geogr. Z., 31, 1925.
- Spitz A. 1 Die Gastropoden des karnischen Unterdevon. — Beitr. z. Paläont. u. Geol. Österr.-U. u. d. Or., 20, Wien und Leipzig 1907, H. 2 u. 3.
- 2 Geologische Studien in den zentral-karnischen Alpen. — Mitt. Geolog. Ges. Wien, 2, 1909.
- Srbik R. R. v. 1 Glazialgeologische Beobachtungen in den Lienzer Dolomiten. — Z. f. Glkde, 18, 1930.
- 2 Gletscherbeobachtungen in der Karnischen Hauptkette 1930. — Z. f. Glkde, 19, 1931.
- 3 Gletscherbeobachtungen in der Karnischen Hauptkette 1931. — Z. f. Glkde, 20, 1932.
- Stache G. Photographische Aufnahmen geologischer Spezialobjekte und Landschaftstypen in Kärnten . . . (Vortr.) — VRA, 1892.
- Stiny J. 1 Zur Frage der Doppelgrate. — Z. f. Geomorph., 1, 1926.
- 2 Einiges über Gesteinsklüfte und Geländeformen in der Reißbeckgruppe (Kärnten). — Z. f. Geomorph., 1, 1926.
- Sueß E. Über Zerlegung der gebirgsbildenden Kraft. — Mitt. Geolog. Ges. Wien, 6, 1913.
- Taramelli T. 1 Osservazioni stratigrafiche sulle Valli dell'Aupa e della Fella. — Ann. sc. d. R. Ist. Tecnico di Udine, II, 1868.
- 2 Osservazioni stratigrafiche sulle Valli del Degano e della Vinadia in Carnia. — Ann. sc. d. R. Ist. Tecn. di Udine, III, 1869.
- 3 Osservazioni stratigrafiche sulle Valli del Bût e del Chiarsò in Carnia. — Ann. sc. d. R. Ist. Tecn. di Udine, IV, 1870.
- Till A. Das große Naturereignis von 1348 und die Bergstürze des Dobratsch. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, 1907.
- Visser Ph. H. Gletscherüberschiebungen im Nubra- und Shyock-Gebiet des Karakorum. — Z. f. Glkde, 20, 1932.



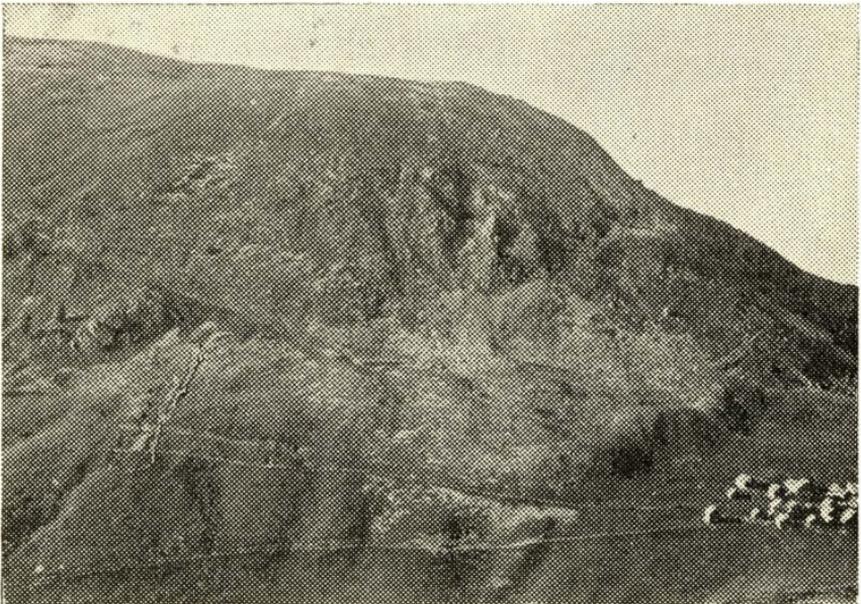
Eiskar am Fuße (2360 m) der Nordwände des Kollinkofels (2742 m), außer Firnfeldern der einzige noch erhaltene Gletscher der Karnischen Hauptkette. Gletscherspalten stark verschneit. Im Vordergrunde Blockmoräne.



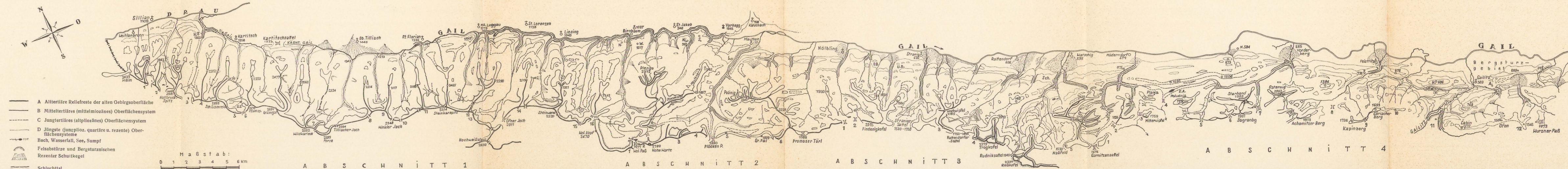
Zollner See (1770 m), entstanden durch die Eisarbeit des Gailgletschers, der zwischen dem Zollner (Collen=dial=) Törl und dem Möblingpaß (P. di Lodinut) in etwa 2 km Breite nach Süden den Gebirgskamm überströmte. Im Hintergrund links Hoher Trieb (2199 m).



Maßfeld (1530 m). Eisübertritt nach Süden in $1\frac{1}{2}$ km Breite und über 200 m Mächtigkeit. Abschluß des vertorsten ehemaligen Seebeckens durch einen Moränenwall. Im Hintergrunde jenseits des Bombaschgrabens Malurch (1899 m).



Osternig (2052 m) mit der Feistrißer Alm (1722 m). Links oberhalb von ihr als östlichste Wahrzeichen der Karnischen Eigenvergletscherung Moränenwälle (1740 und 1760 m). Die Grenze geht mitten durch das Almdorf, so daß die Quelle auf italienischem, das Gasthaus (Hotel Osternig) auf österreichischem Gebiet liegt.



Höhenangabe in m

Helm — Giramondopaß

- | | |
|-----------------------------|-------------------------------|
| 1 Füllhorn 2445 | 10 Mooser Scharte 2223 |
| 2 Hornscheck 2551 | 11 Hochspitz 2581 |
| 3 Hochgräten 2429 | 12 Weiße Lungern 2486 |
| 4 Schöntalhöhe 2634 | 13 Torkarspitz 2573 |
| 5 Cima Frugnoni 2561 | 14 Westliche Raudenspitz 2507 |
| 6 Gartenschaufelsattel 2453 | 15 Lahnerjoch 1998 |
| 7 Roßkarspitz 2511 | 16 Giramondopaß 1971 |
| 8 Kesselscharte 2293 | H. Hollbruck |
| 9 Reiterkarspitz 2421 | O.S. Obstanzer See |

Giramondopaß — Promos

- | | |
|-------------------------------------|---------------|
| 1 Seekopf 2554 | L. Lamprecht |
| 2 Seewarte 2595 | N. Nostra |
| 3 Kollinkofel 2742 | Ni. Nischwitz |
| 4 Cellonkofel 2238 | R. Rauchkofel |
| 5 Kl. Pal 1866 | S. Sittmoos |
| 6 Hocheck (Tischlwanger Kofel) 2218 | W. Wodmaier |

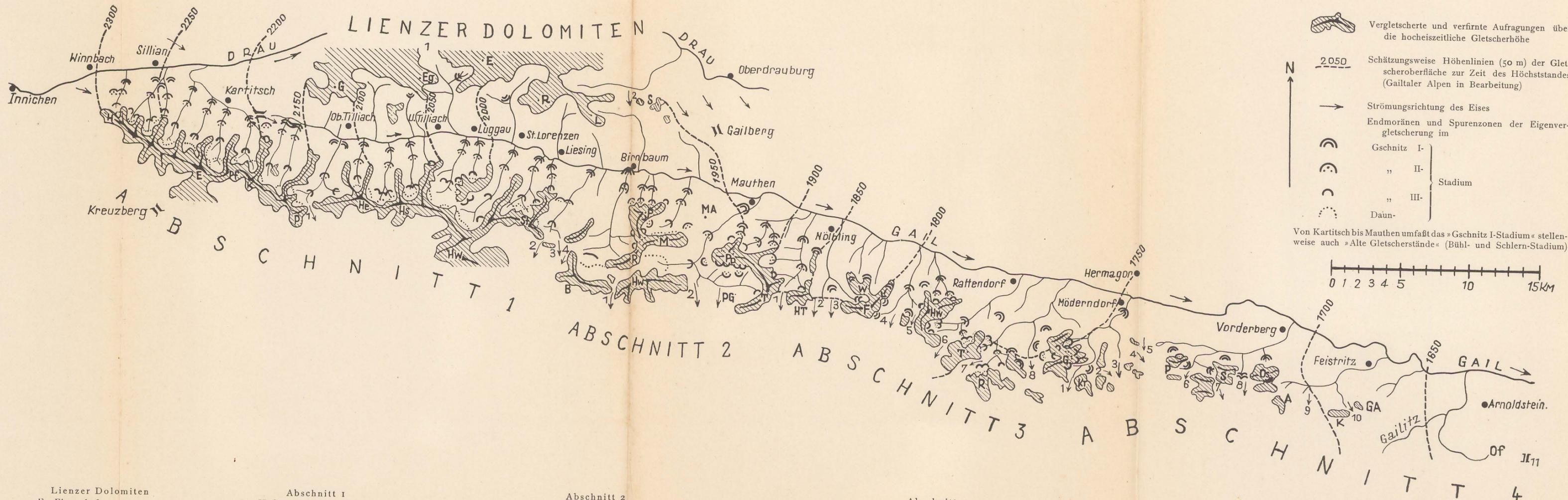
Promos — Gartnerkofel

- | | |
|-----------------------------|--------------------|
| 1 Collen dial Törl 1797 | G. Gartnerkofel |
| 2 Nöblingpaß (Lodinut) 1809 | O.B. Oberbuchach |
| 3 Ringmauer 2017 | Sch. Schlanitzen |
| 4 Zottachkopf 2032 | U. B. Unterbuchach |
| 5 Auernig 1825 | |

Gartnerkofel — Wurznerpaß

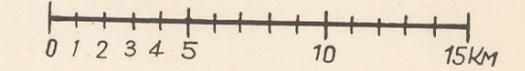
- | | |
|----------------------------|---------------------------|
| 1 Krone 1832 | 9 Jessergrabensattel 1578 |
| 2 Schulterköfele 1432 | 10 Kapin 1528 |
| 3 Fürstenwegsattel 1496 | 11 Kolmwiese 766 |
| 4 Schloßhüttensattel 1453 | 12 Hahnwipfel 1546 |
| 5 Kesselwaldsattel 1477 | A. Arnoldstein |
| 6 Kalter-Brunn-Sattel 1692 | E.A. Egger Almsee |
| 7 Lomsattel 1460 | H. Hohenthurn |
| 8 Bartolosattel 1168 | N. Nampolach |

Glazialgeologische Skizze der Nordseite des Karnischen Kammes



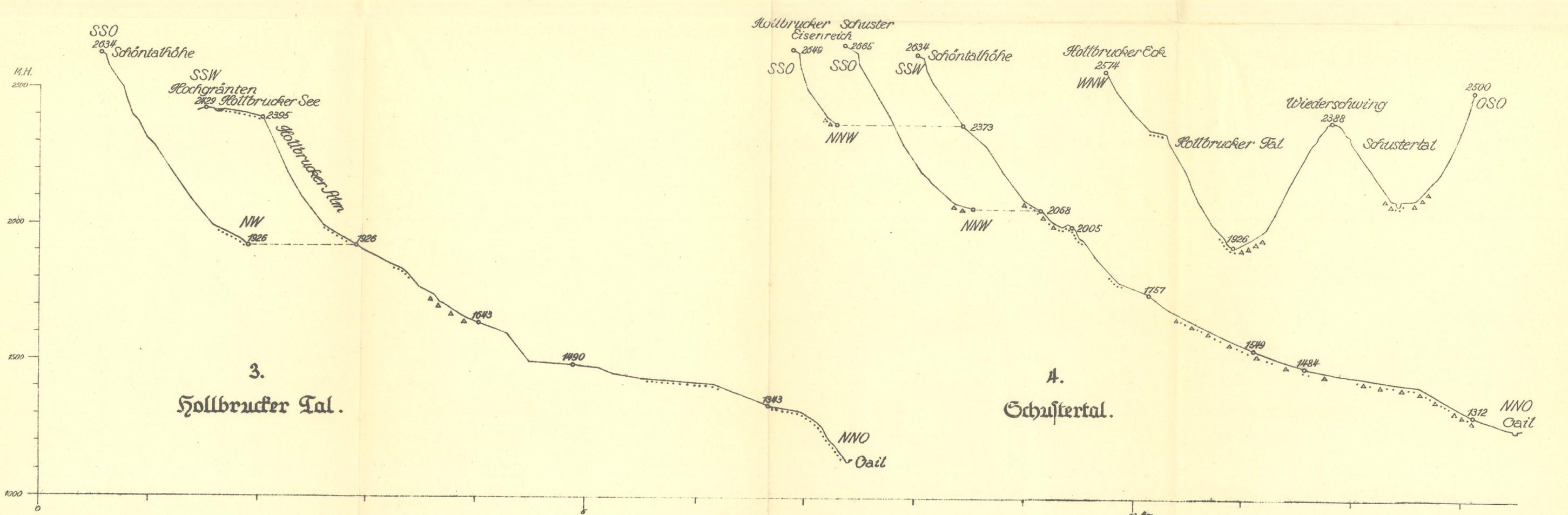
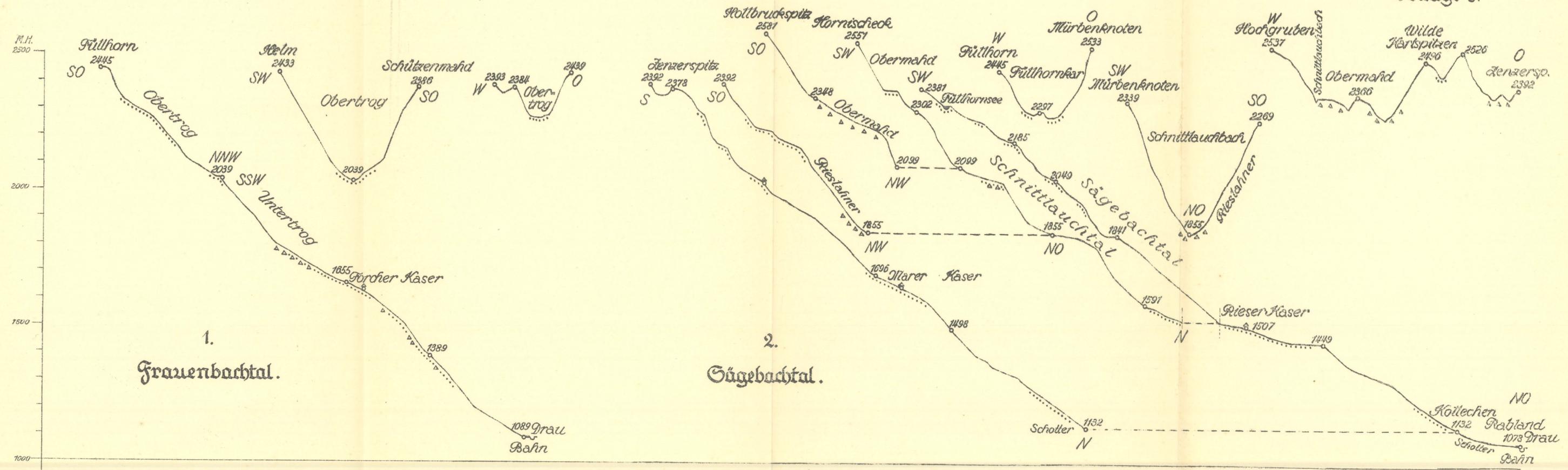
Vergletscherte und verfirnte Auftragungen über die hocheiszeitliche Gletscherhöhe
 2050 Schätzungsweise Höhenlinien (50 m) der Gletscheroberfläche zur Zeit des Höchststandes (Gailtaler Alpen in Bearbeitung)
 → Strömungsrichtung des Eises
 Endmoränen und Spurenzonen der Eigenvergletscherung im
 Gschnitz I-
 " II- Stadium
 " III-
 Däun-

Von Kartitsch bis Mauthen umfaßt das »Gschnitz I-Stadium« teilweise auch »Alte Gletscherstände« (Bühl- und Schlern-Stadium)



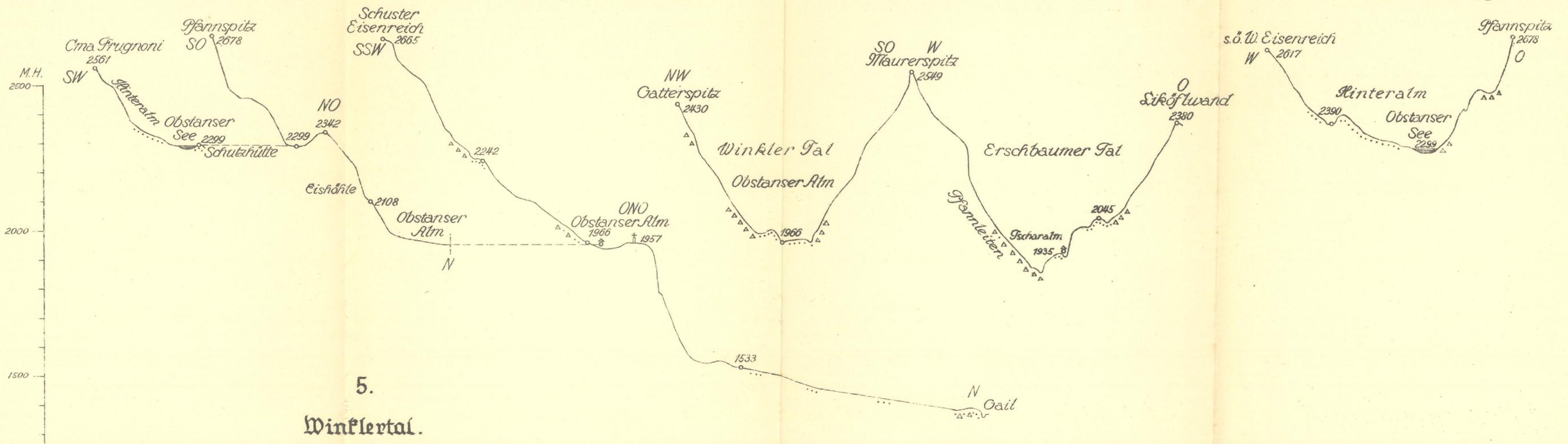
- | | | | | |
|---|--|---|---|--|
| <p>Lienzer Dolomiten</p> <ul style="list-style-type: none"> E Eisenschuß Eg Eggenkofel G Golzentipp L Lumkofel R Riebenkofel S Schatzbühel 1 Kofelpaß 2 Pirkacher Schartl | <p>Abschnitt 1
Helm-Giramondopaß</p> <ul style="list-style-type: none"> E Eisenreich H Helm He Hocheck Hs Hochspitz Hw Hochweißstein K Königswand P Porze Pf Pfannspitz St Steinwand 1 Tilliacher Joch 2 Lahnerjoch 3 Niedergailjoch 4 Giramondopaß | <p>Abschnitt 2
Giramondopaß-Promos</p> <ul style="list-style-type: none"> B Biegengebirge HW Hohe Warte M Mooskofel MA Mauthner Alm P Plenge PG Palgruppe Po Polinig R Rauchkofel T Tischlwanger Kofel 1 Wolayer Paß 2 Plöcken | <p>Abschnitt 3
Promos-Gartnerkofel</p> <ul style="list-style-type: none"> T Trogkofel W Weidigger Höhe 1 Promoser Törl 2 Collen dial Törl 3 Nöblingpaß (P. di Lodinut) F Findenigkofel G Gartnerkofel HT Hoher Trieb Hw Hochwipfel L Leiterkofel R Roßkofel 4 Straniger Sattel 5 Kordinalm 6 Rattendorfer Sattel 7 Rudniksattel 8 Naßfeld | <p>Abschnitt 4
Gartnerkofel-Wurzner Paß</p> <ul style="list-style-type: none"> A Achomitzer Berg GA Görriacher Alm K Kapinberg Kr Krone Of Ofen (Peč) Os Osternig P Poludnig S Starhand-Sagranberg 1 Garnitzensattel 2 Schulterköfele 3 Fürstenweg- } sattel 4 Kersnitzen- } 5 Schloßhütten- 6 Kesselwald- 7 Kalter Brunn- 8 Lom- } sattel 9 Bartolo- 10 Jessergraben- 11 Wurzner Paß |
|---|--|---|---|--|

Aus: Zeitschrift für Gletscherkunde. Band XXIV

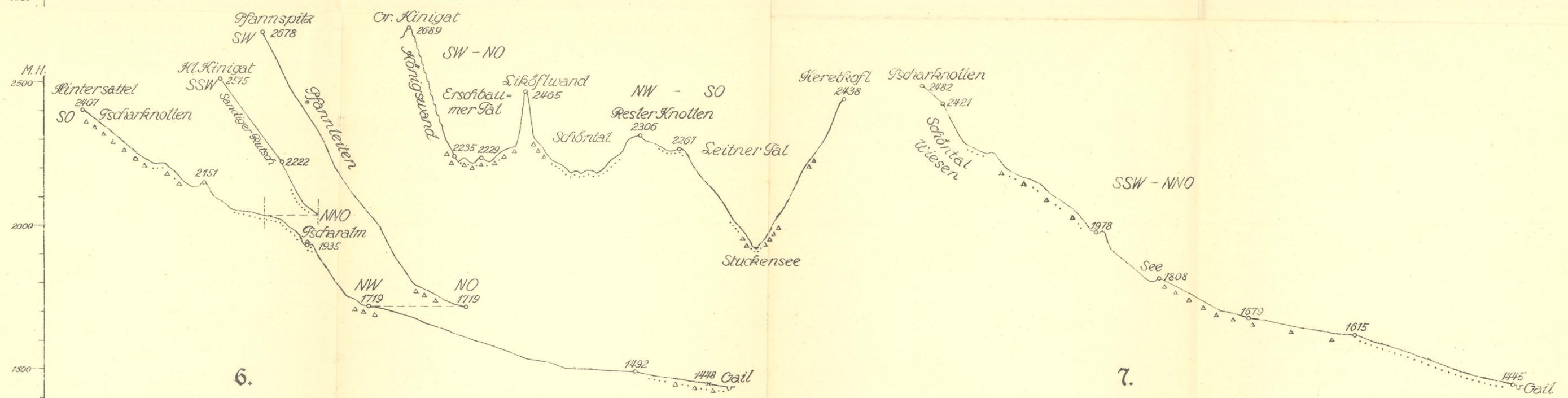


Maßstab: Längen 1:25.000, Höhen 1:10.000.

Anmerkung: Blockwerk durch Dreiecke, Moräne (meist mit Hangschutt gemischt) durch Punkte bezeichnet. Giltig für alle Profile.

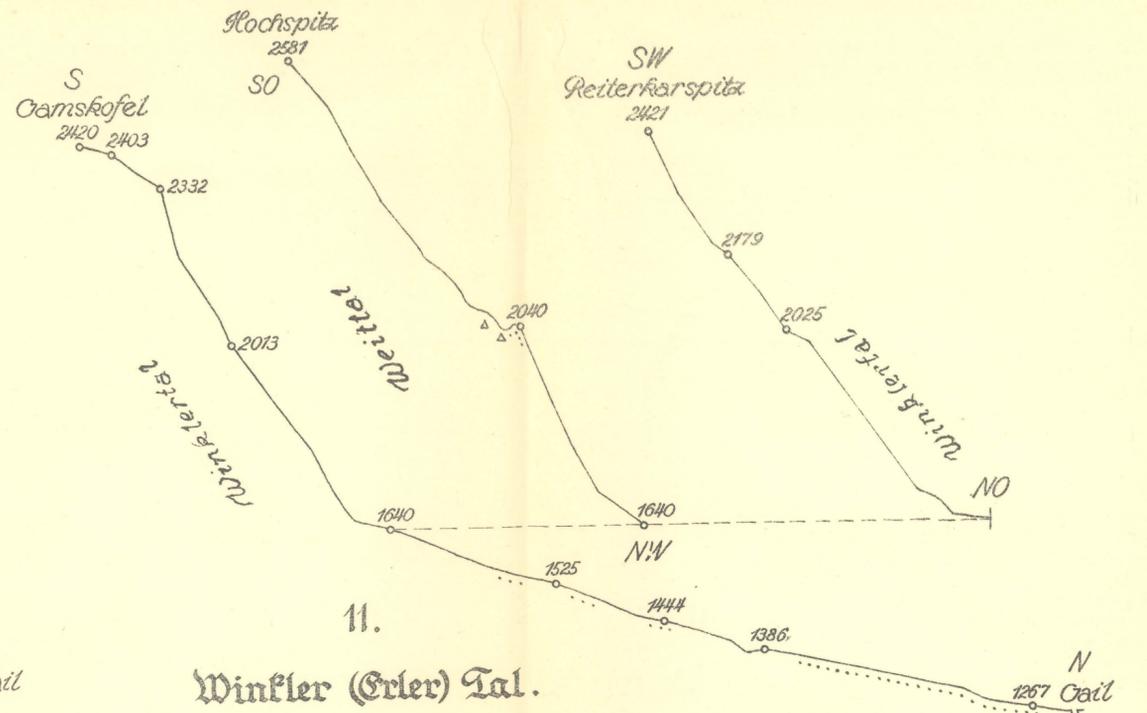
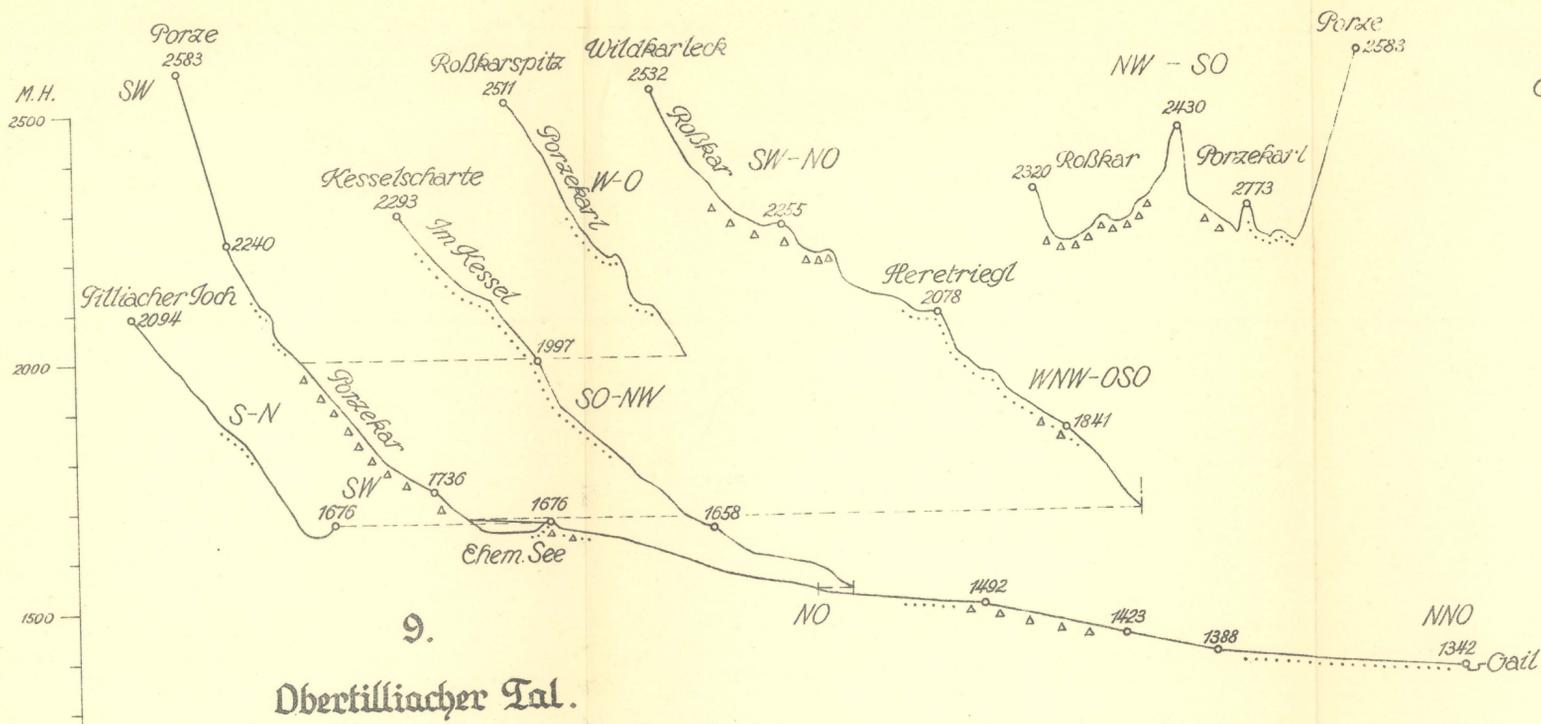
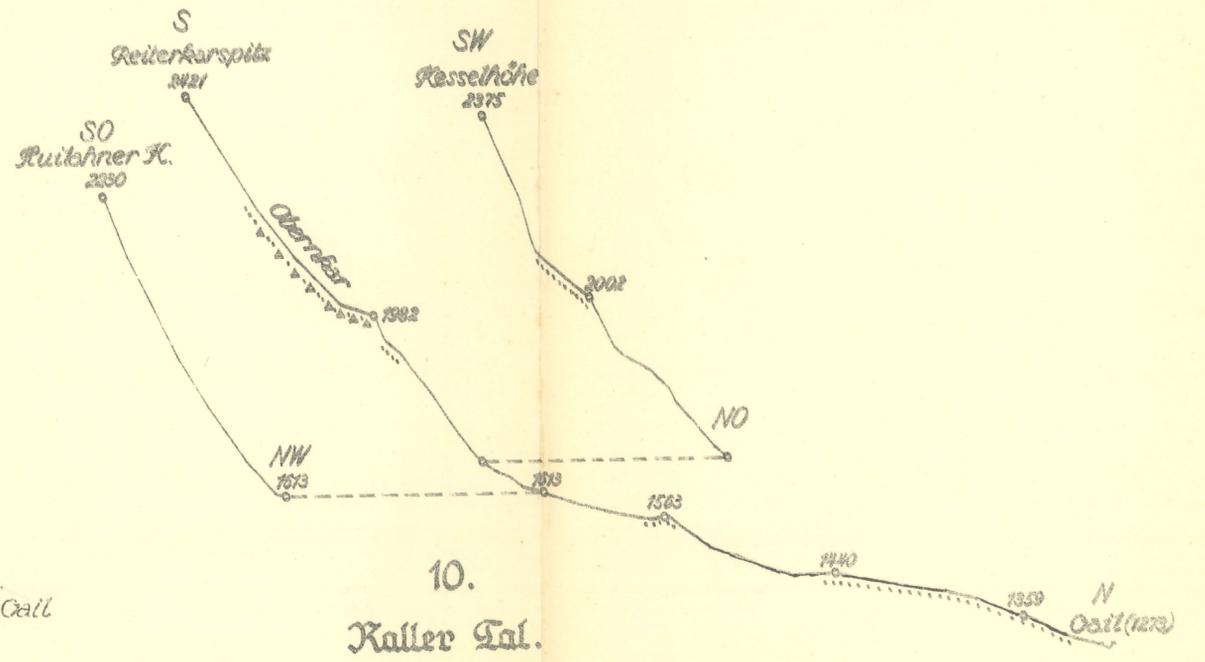
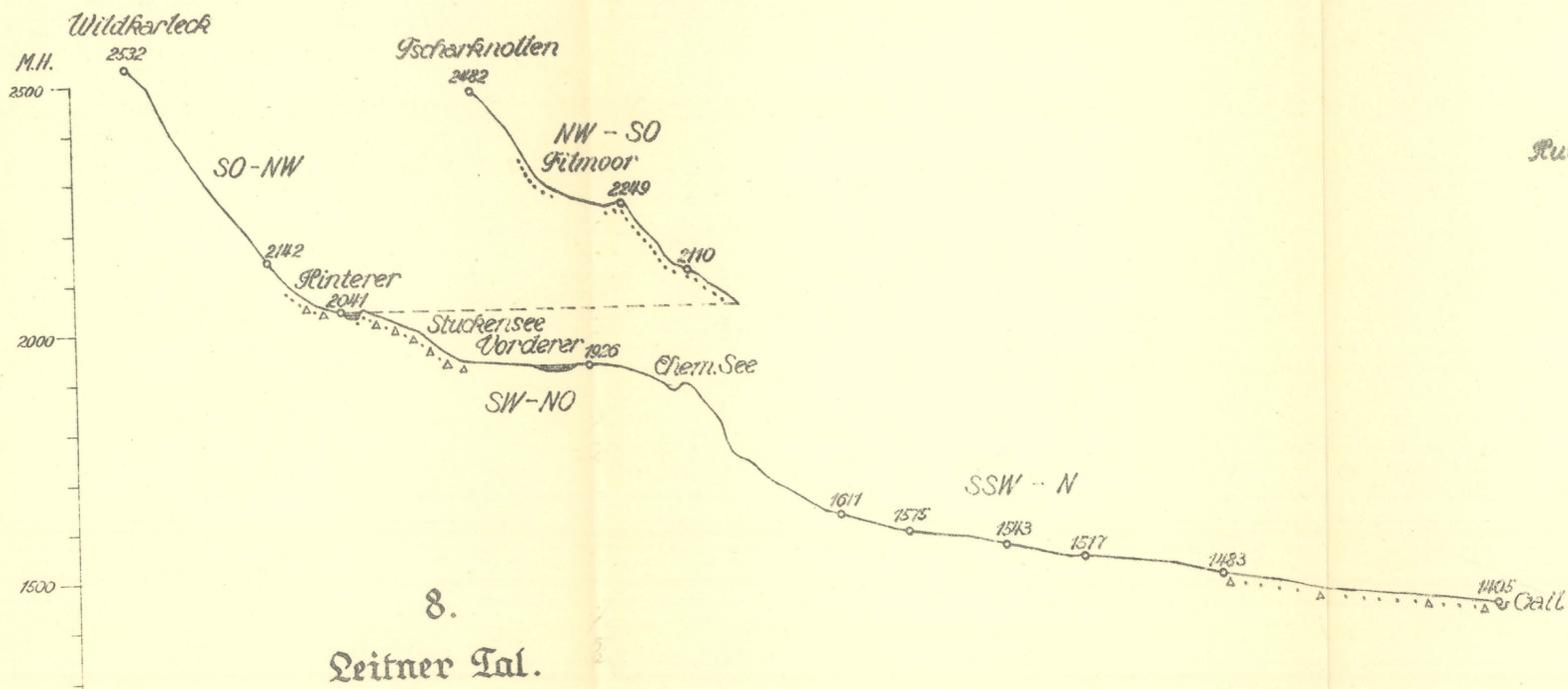


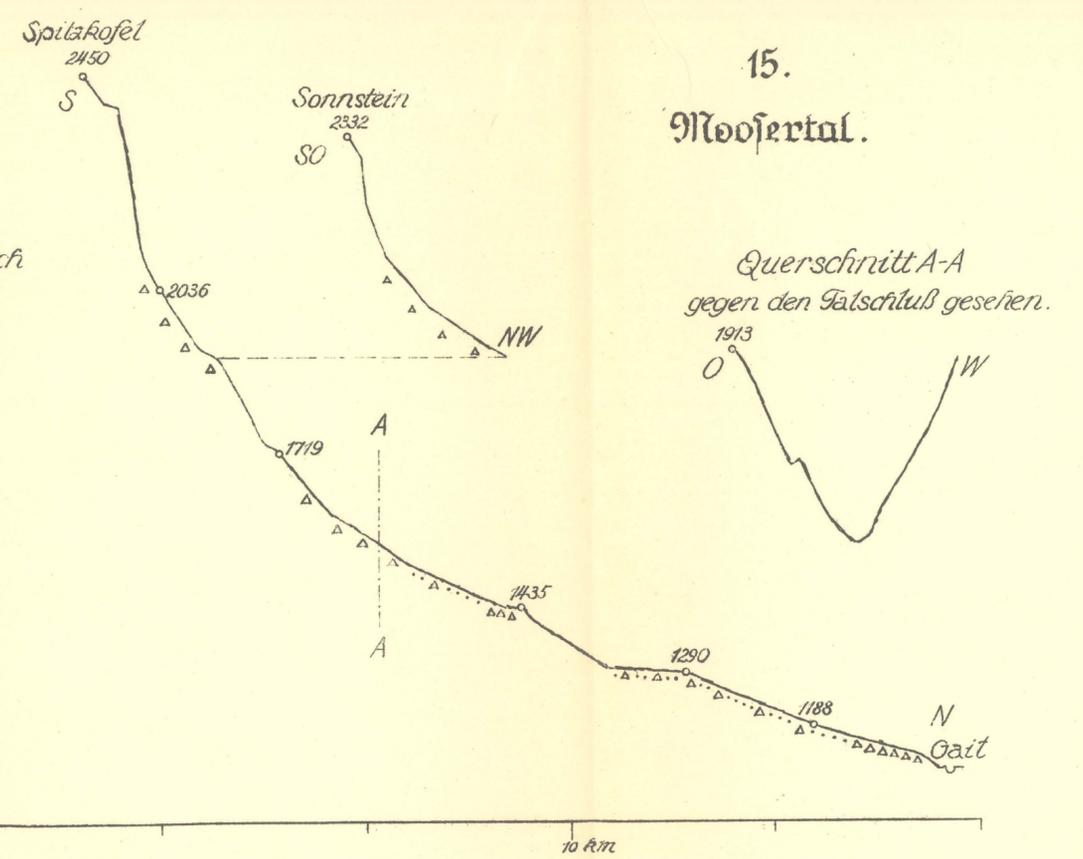
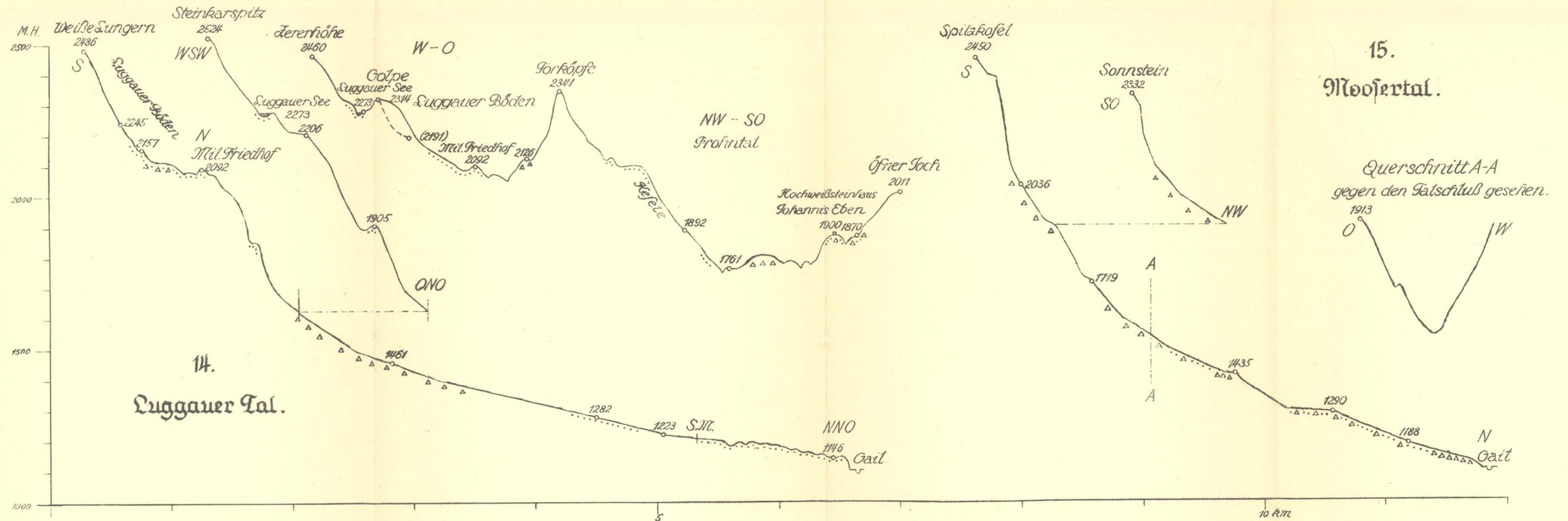
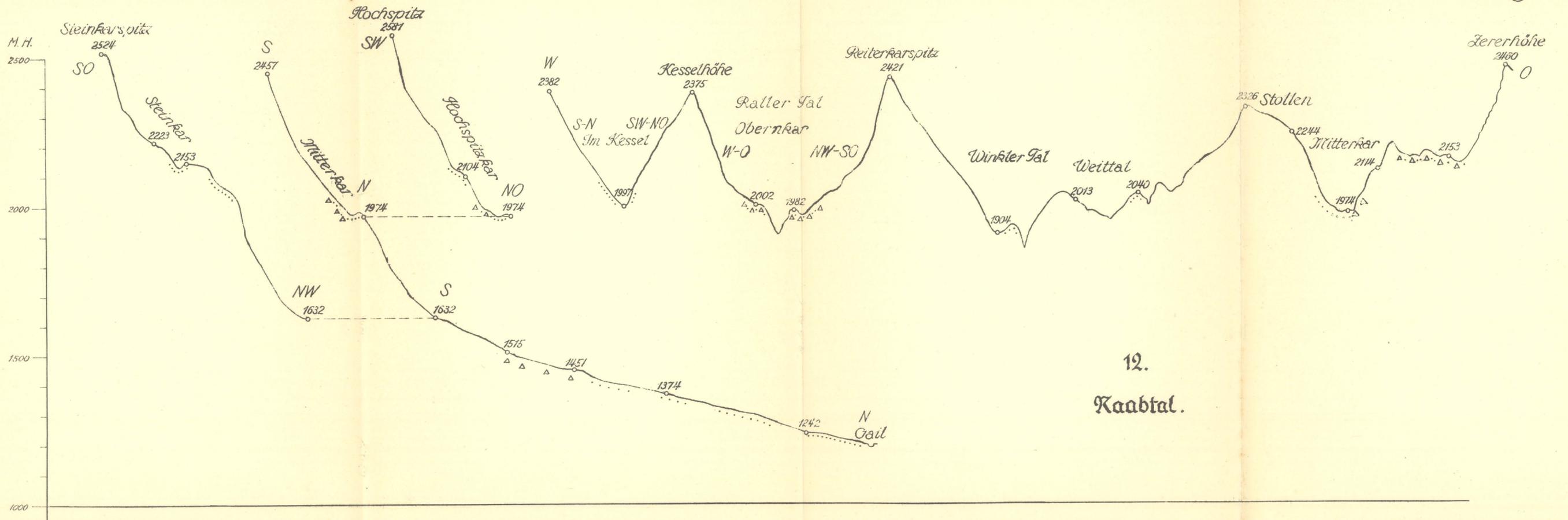
5. Winklertal.

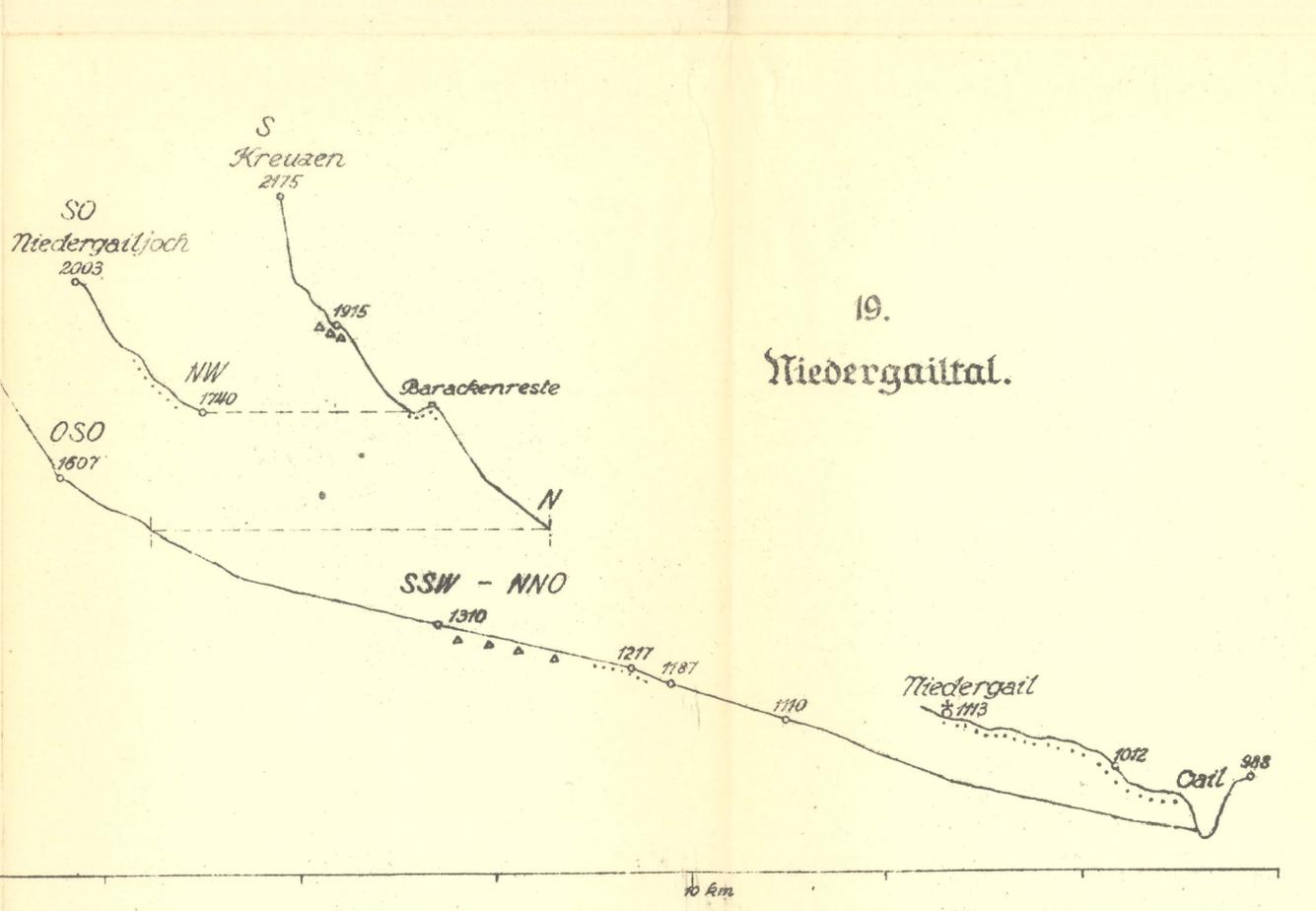
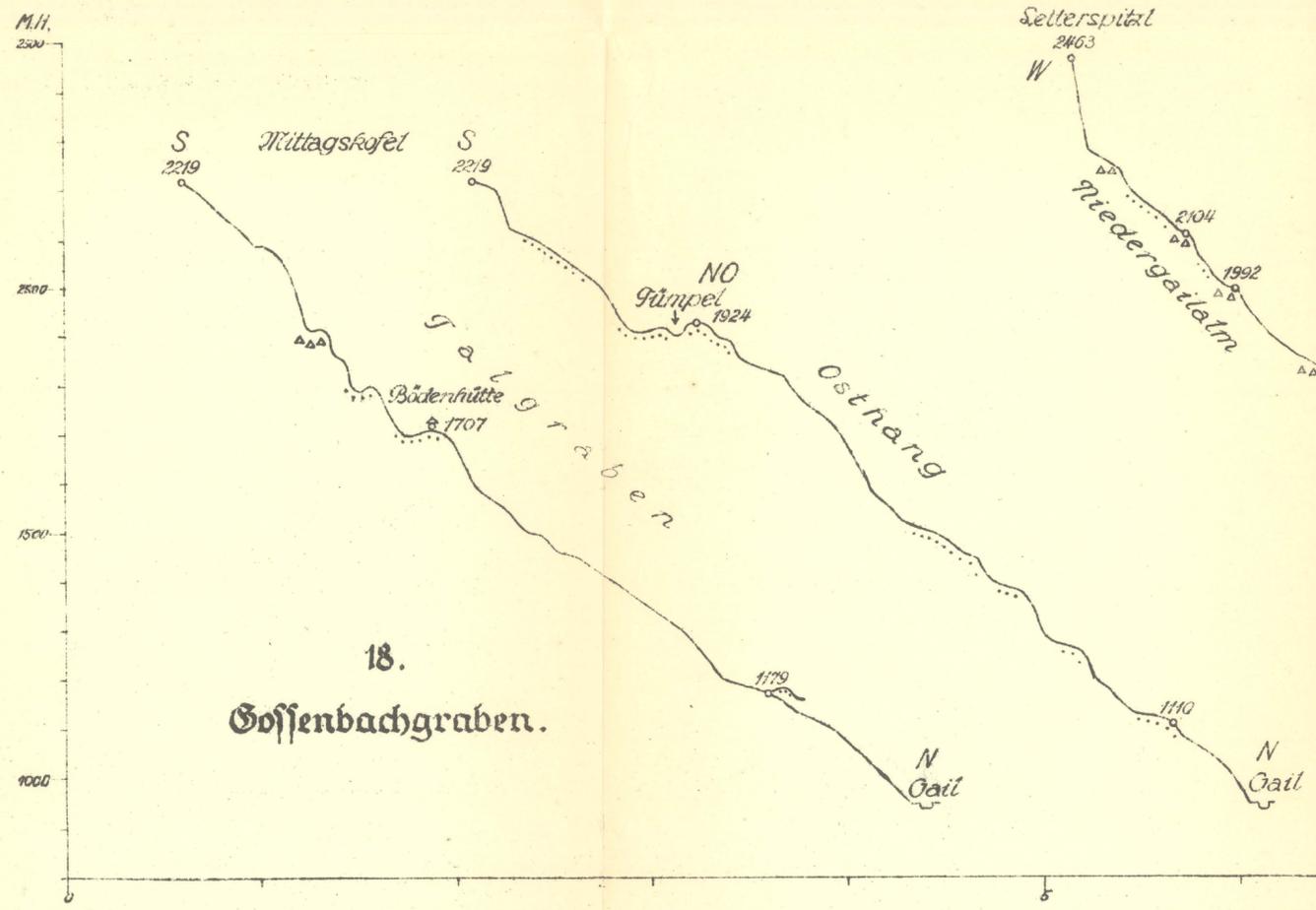
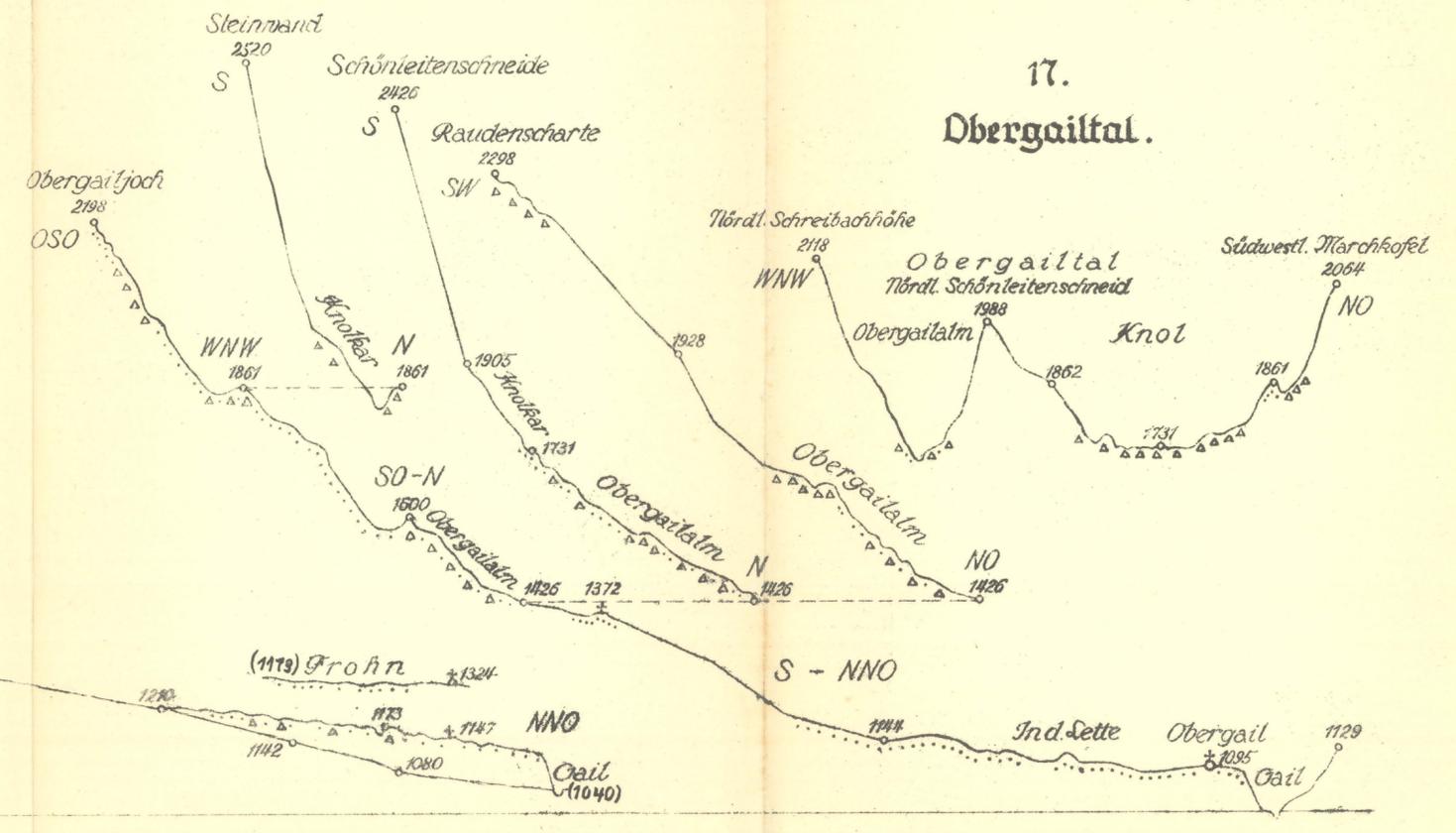
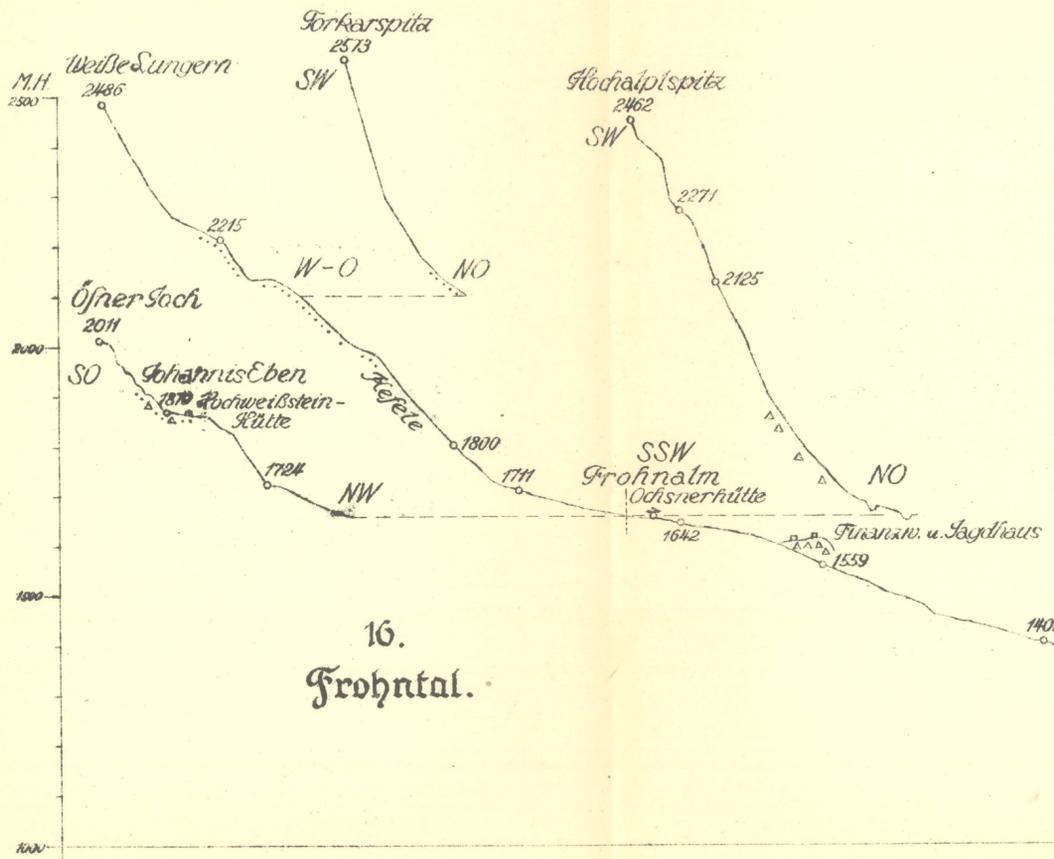


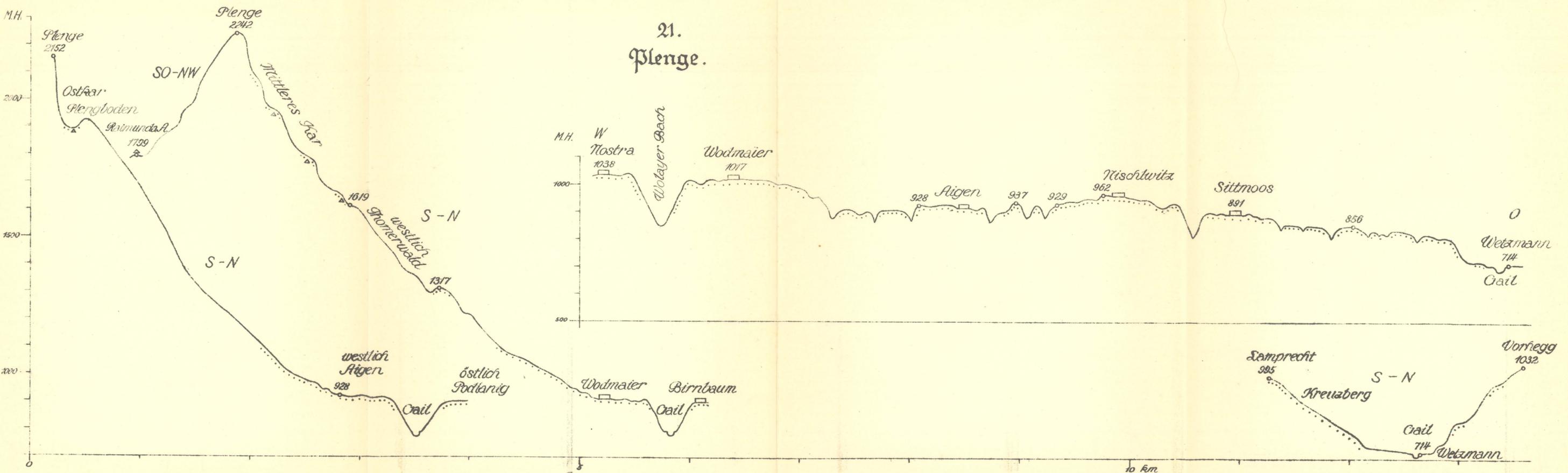
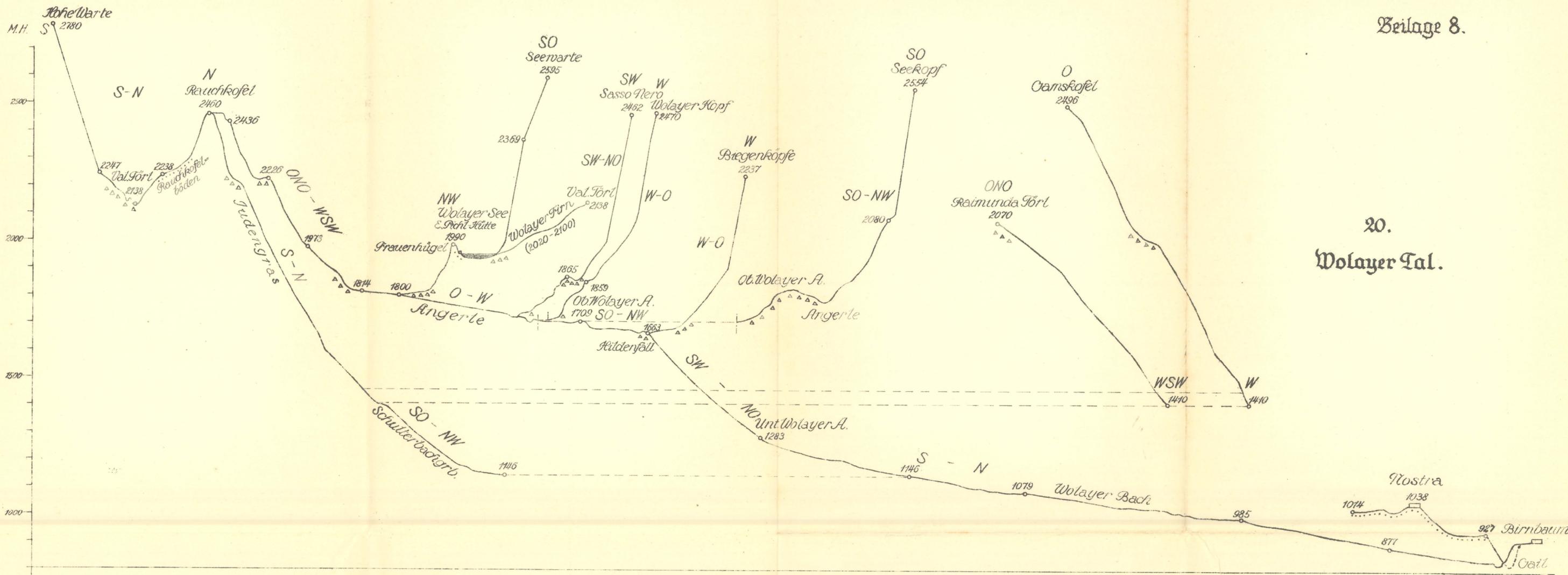
6. Erschbaumer Tal.

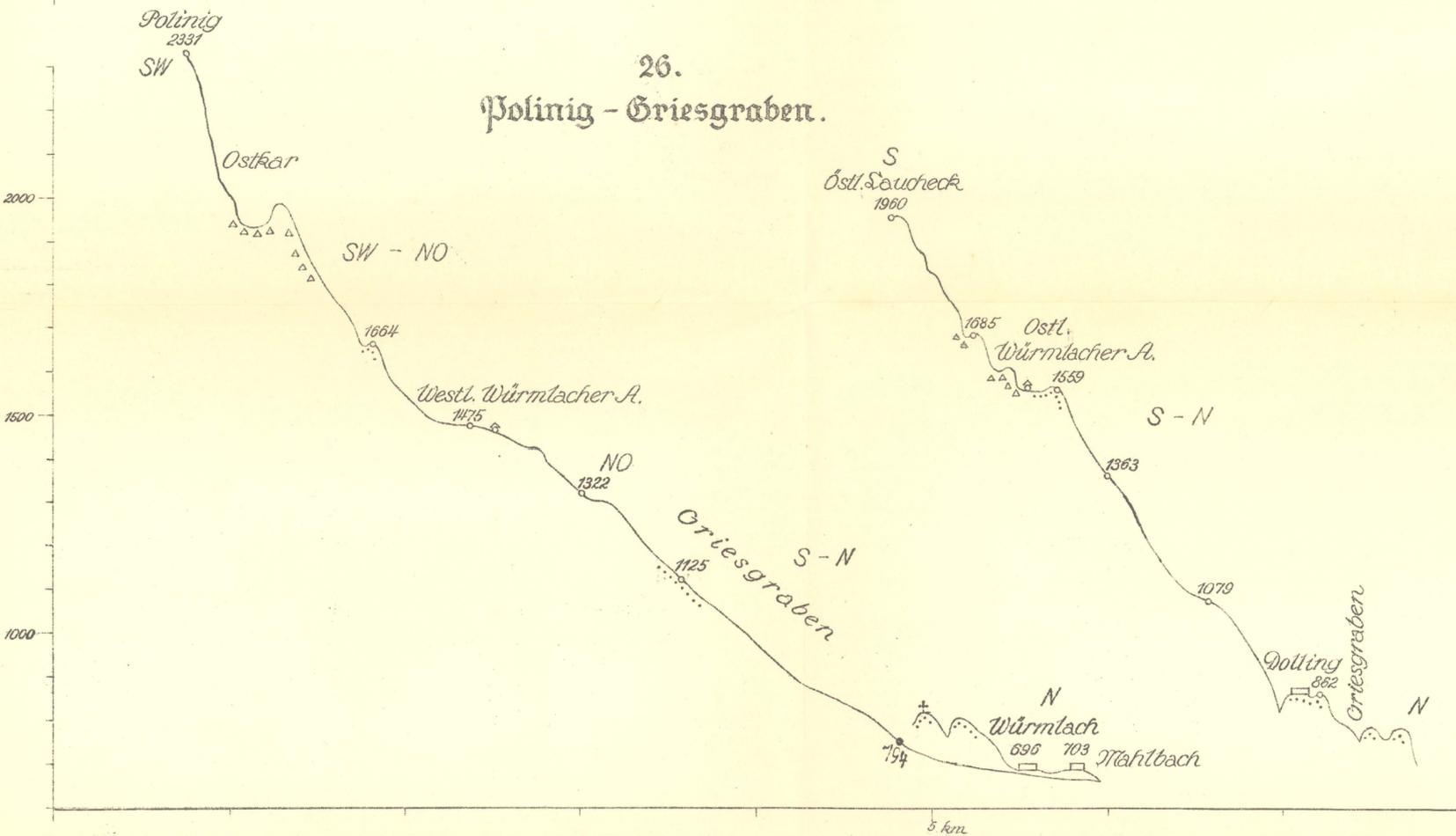
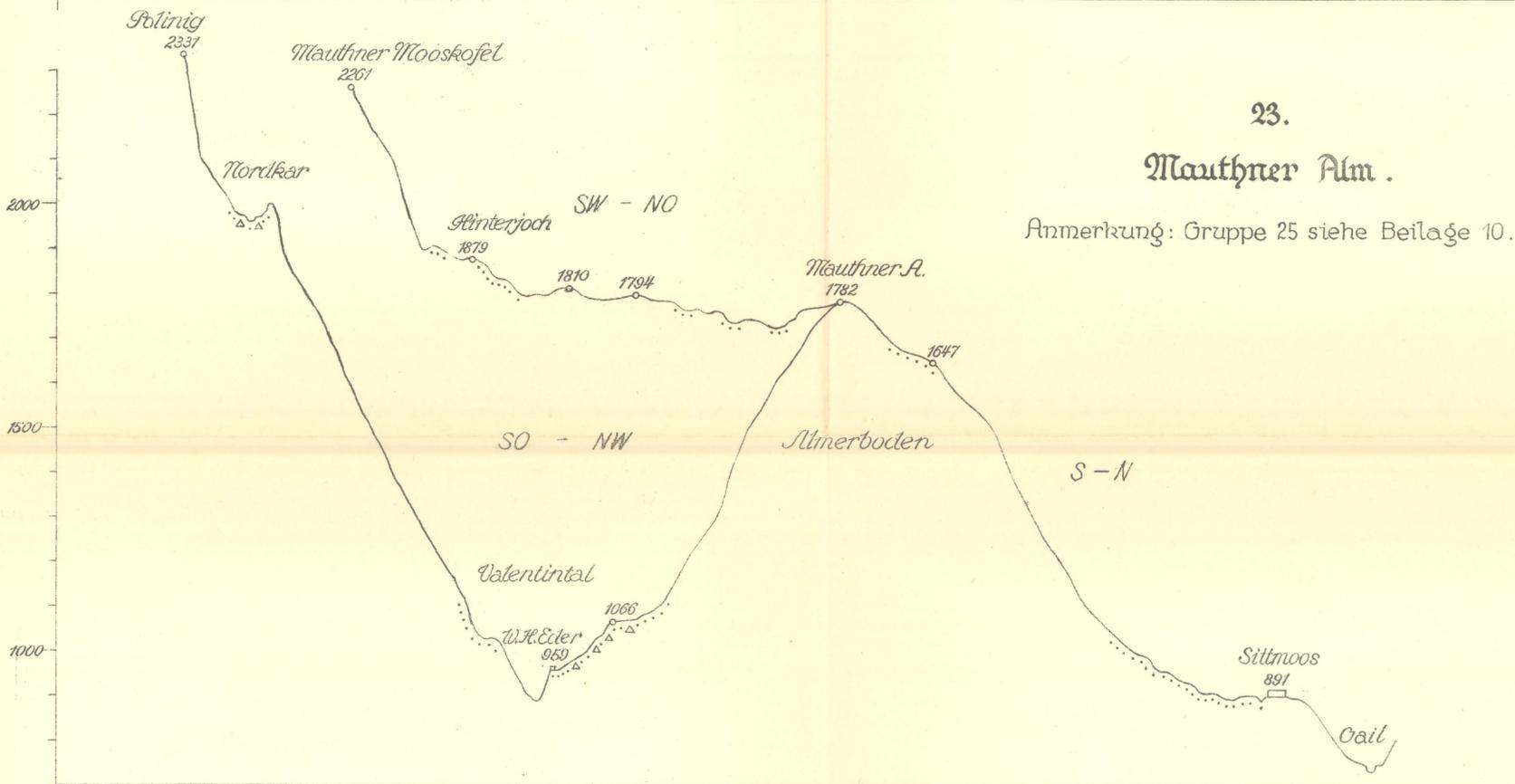
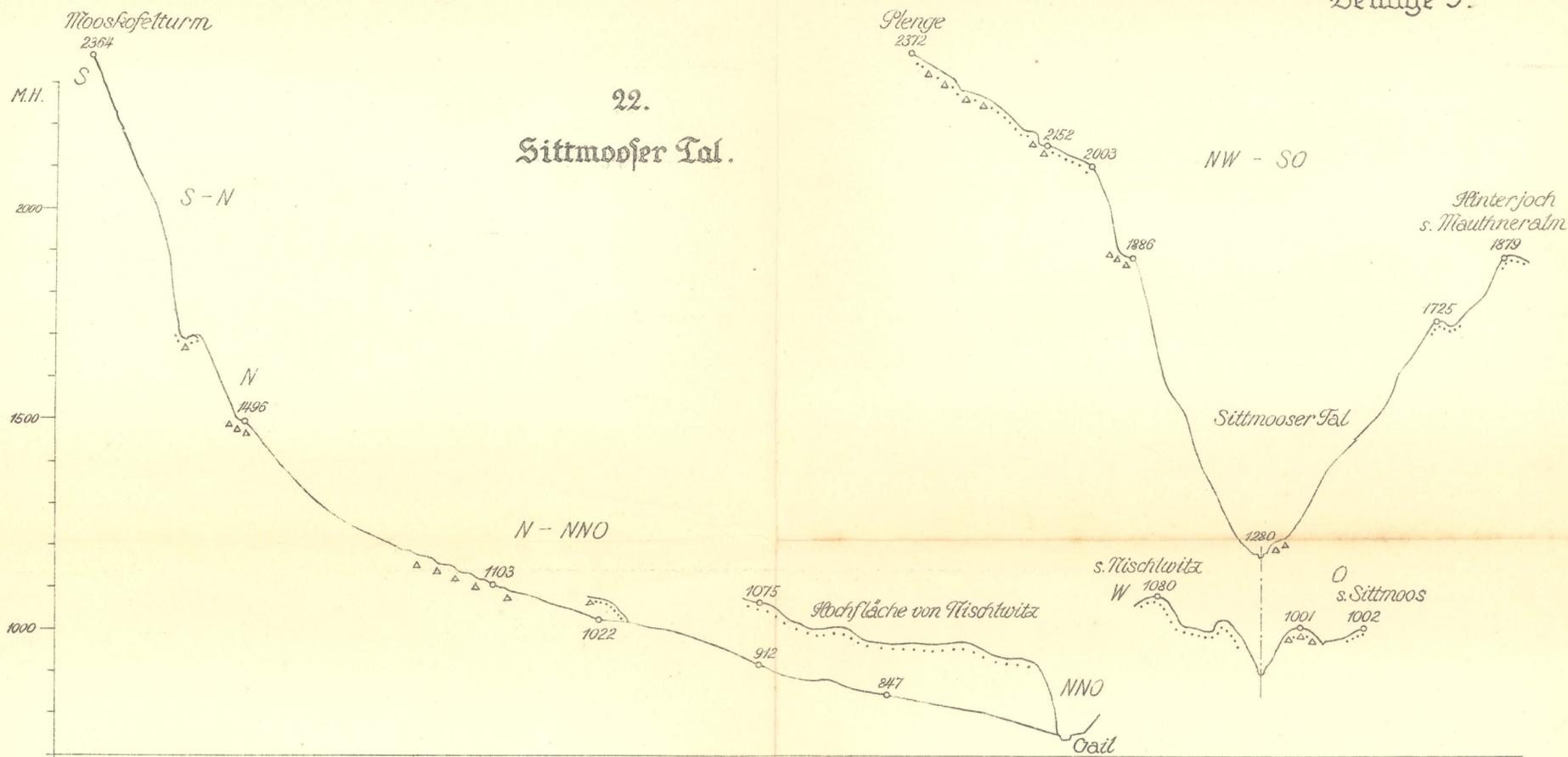
7. Schönthal.



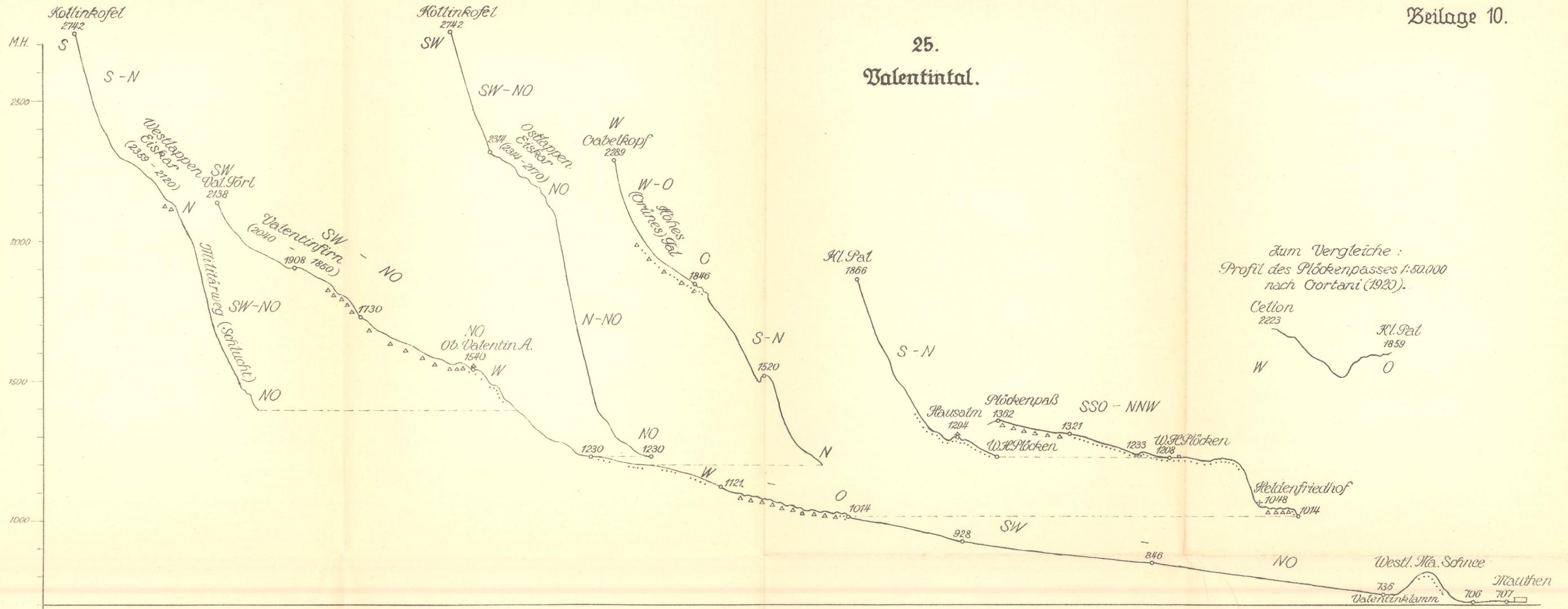




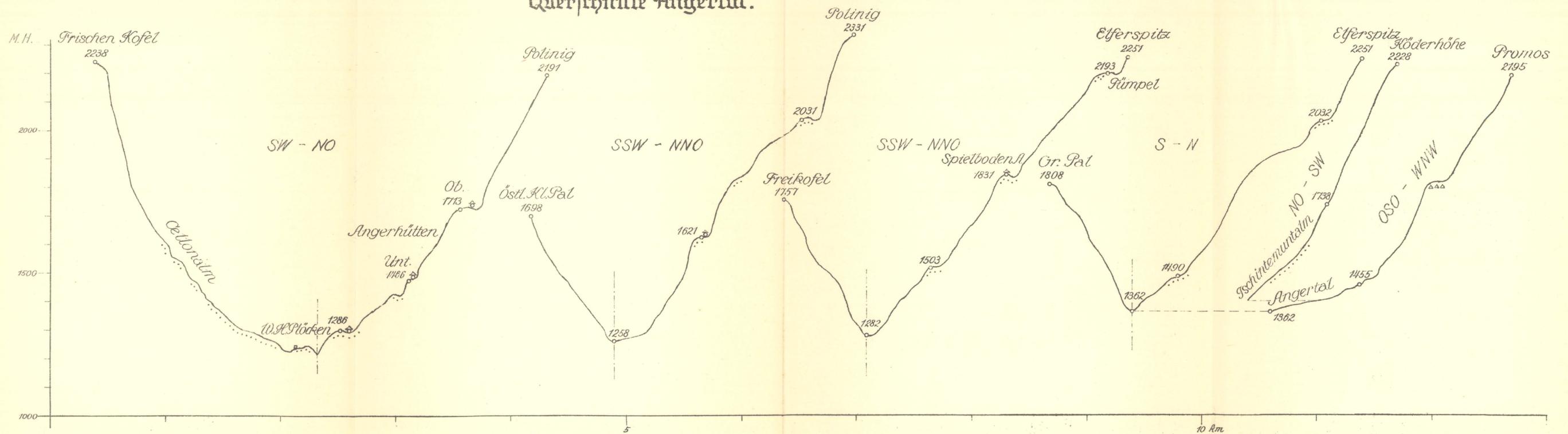


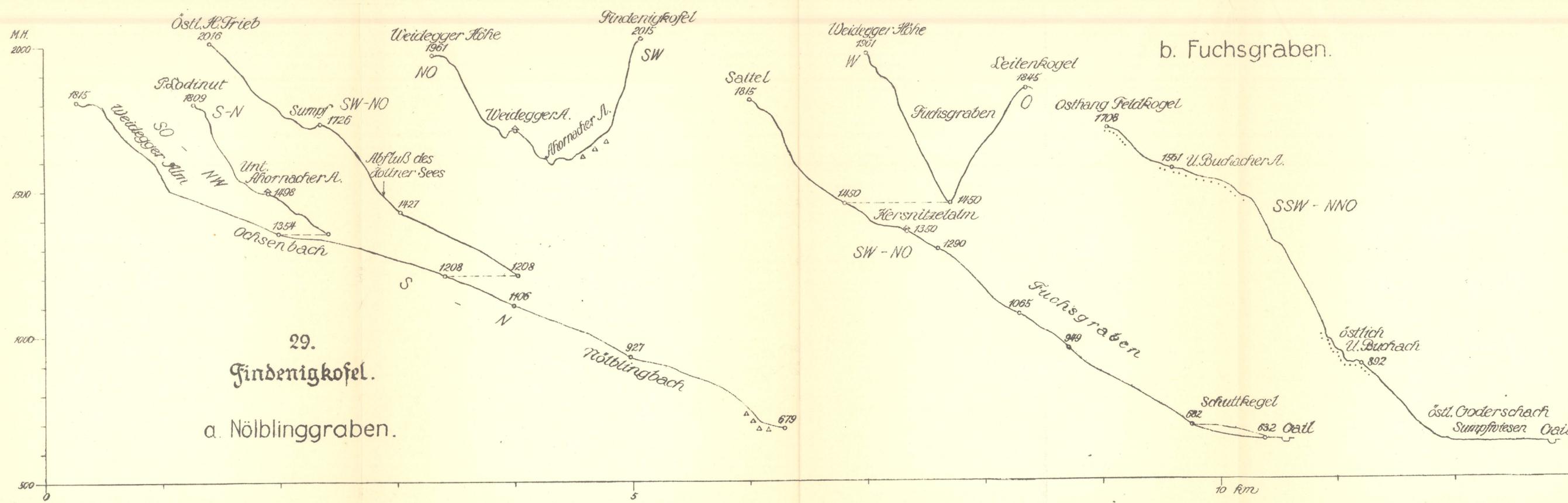
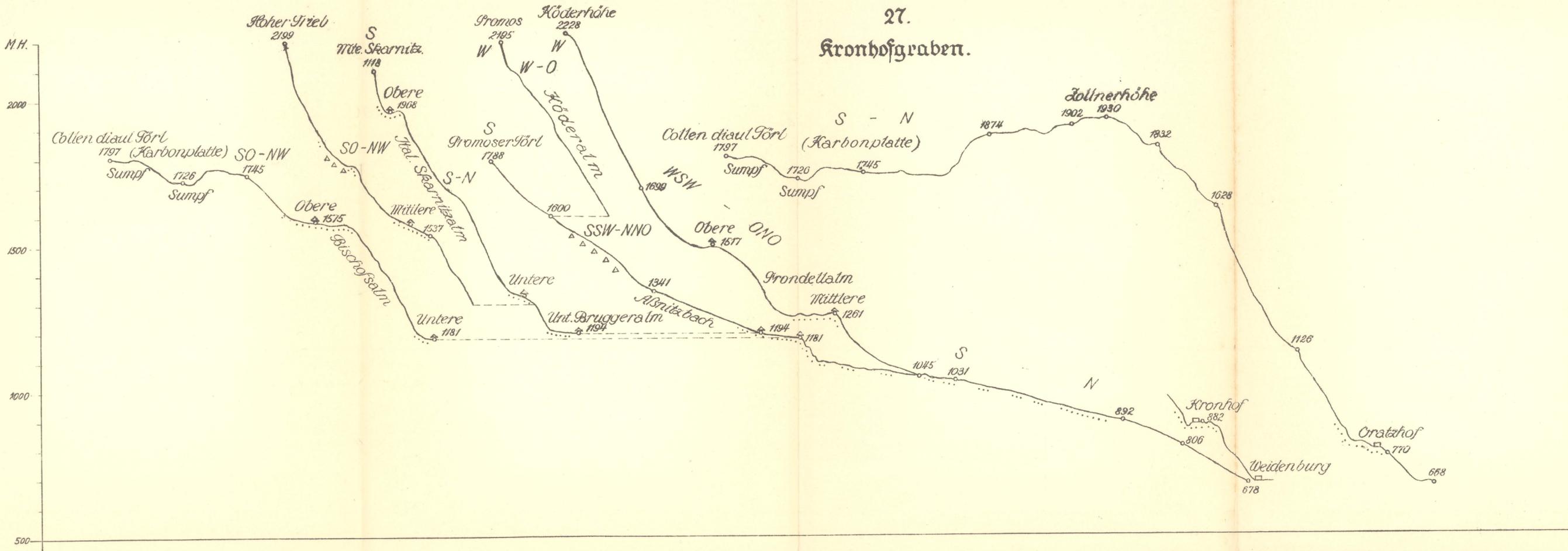


25.
Valentintal.



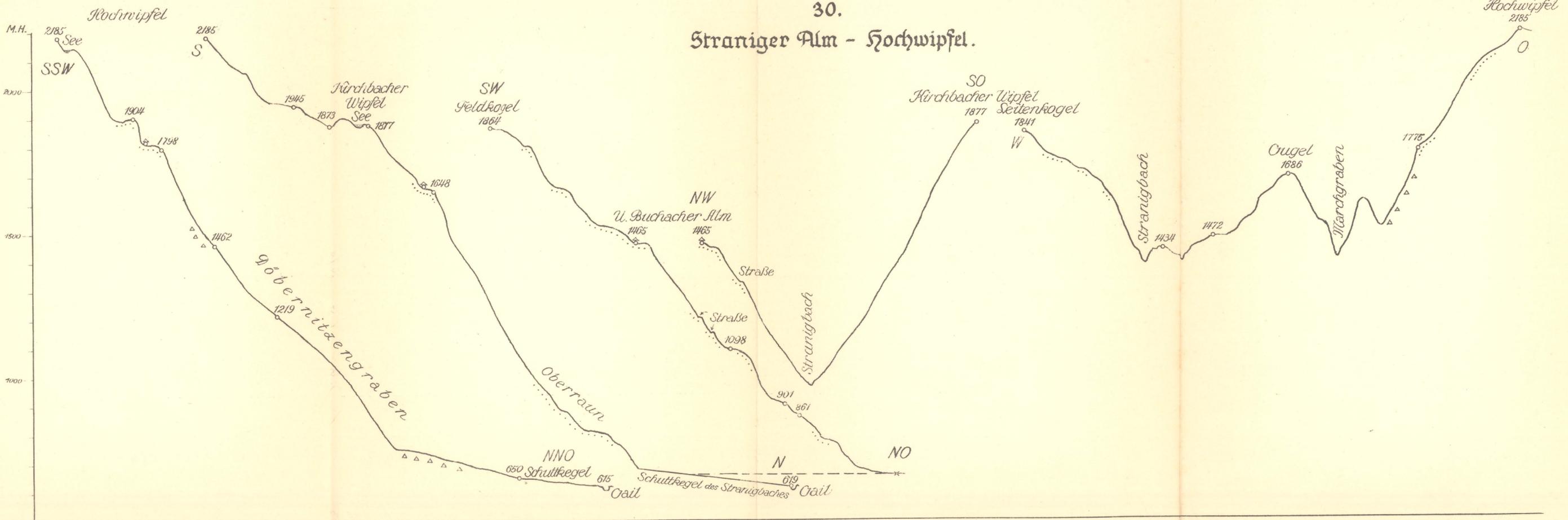
Querschnitte Angertal.





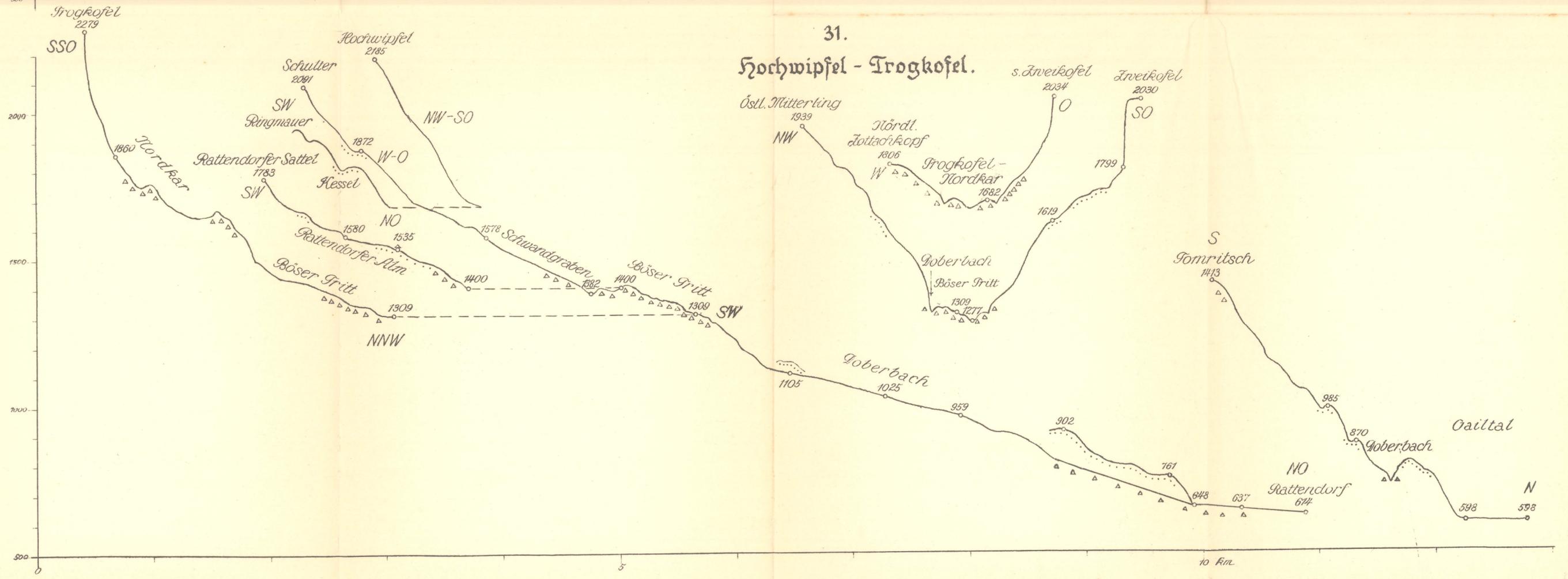
30.

Straniger Alm - Hochwipfel.

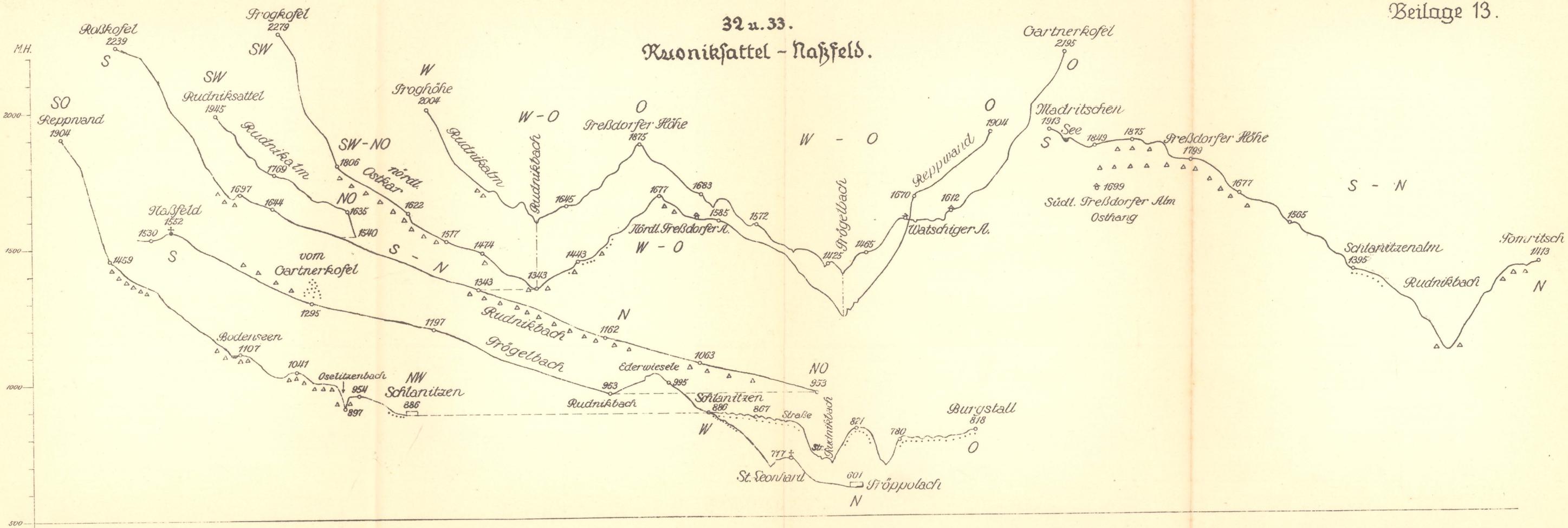


31.

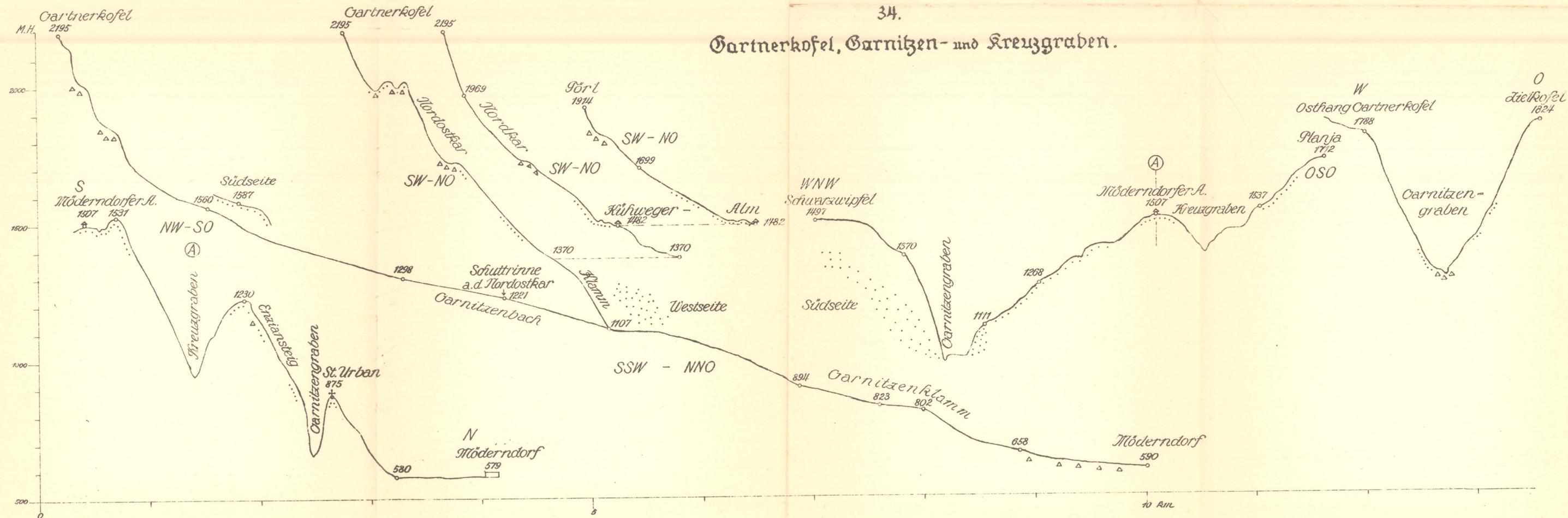
Hochwipfel - Trogkofel.



32 u. 33.
Kroniksattel - Naßfeld.

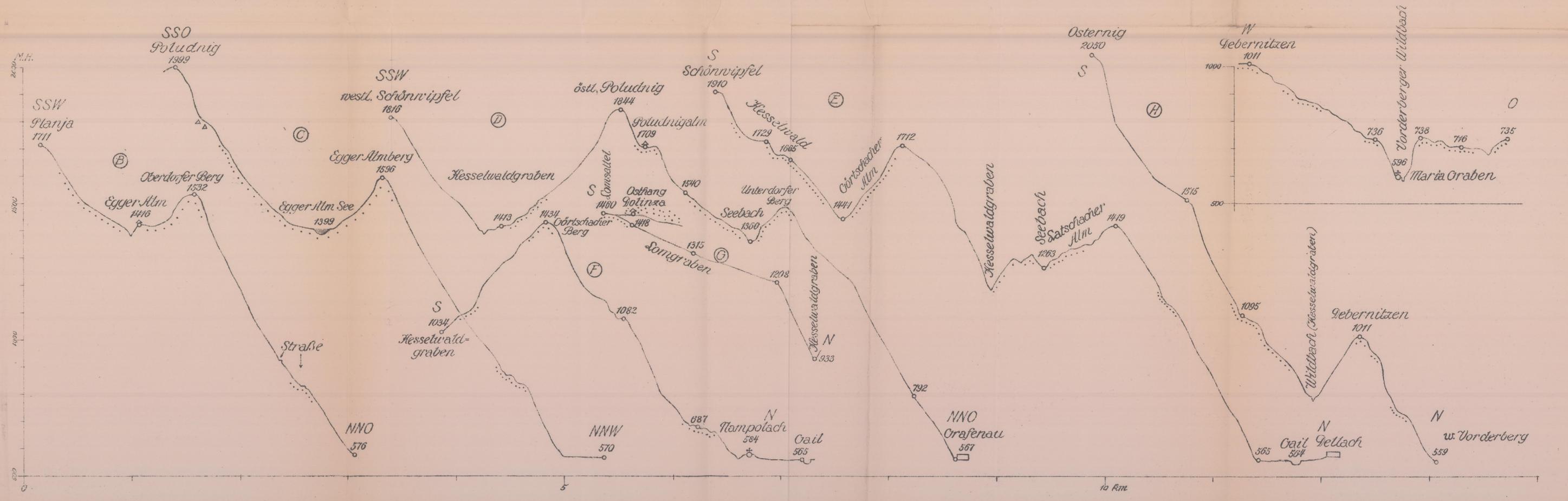
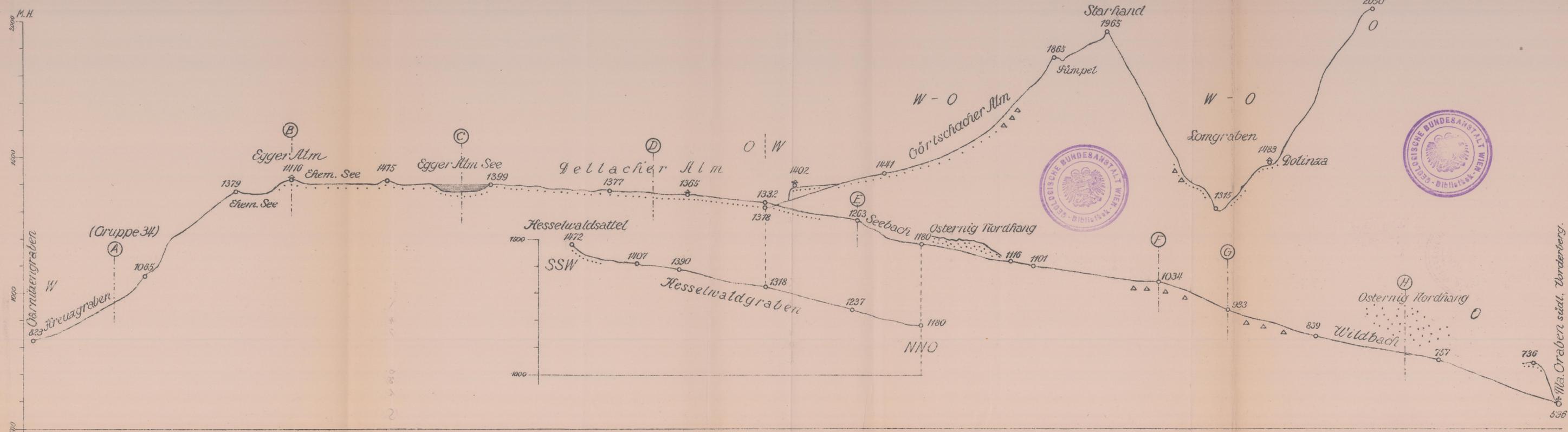


34.
Gartnerkofel, Garnitzen- und Kreuzgraben.

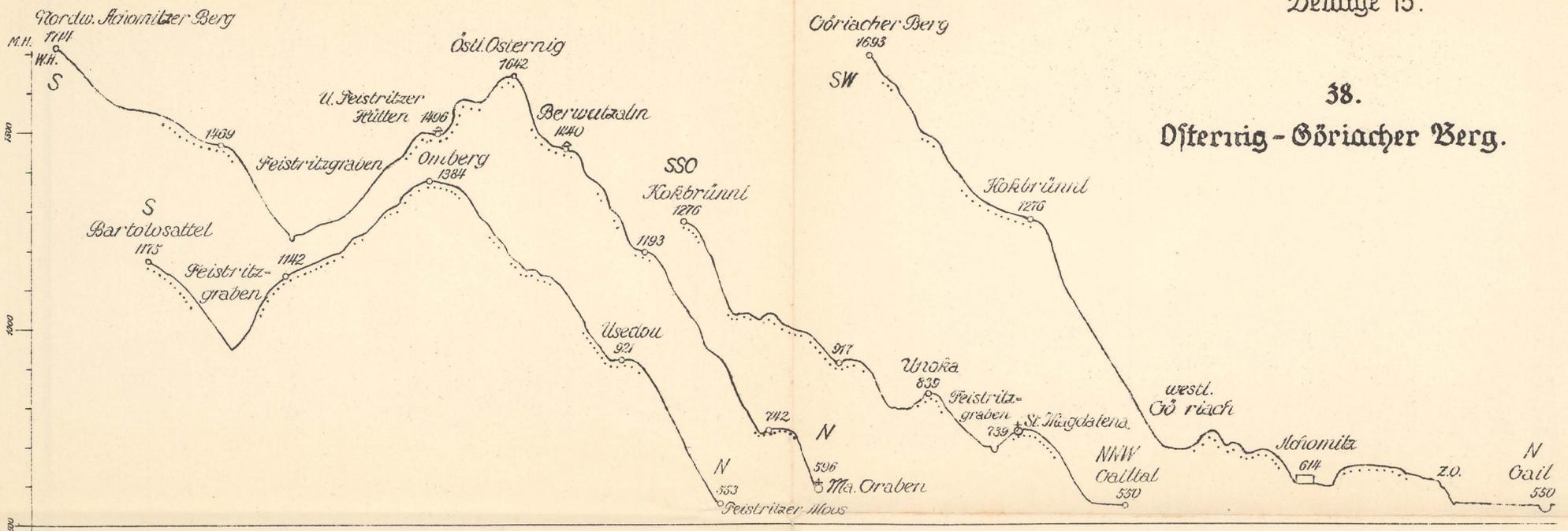


Poludnig - Kesselwaldgraben.

333 8^o

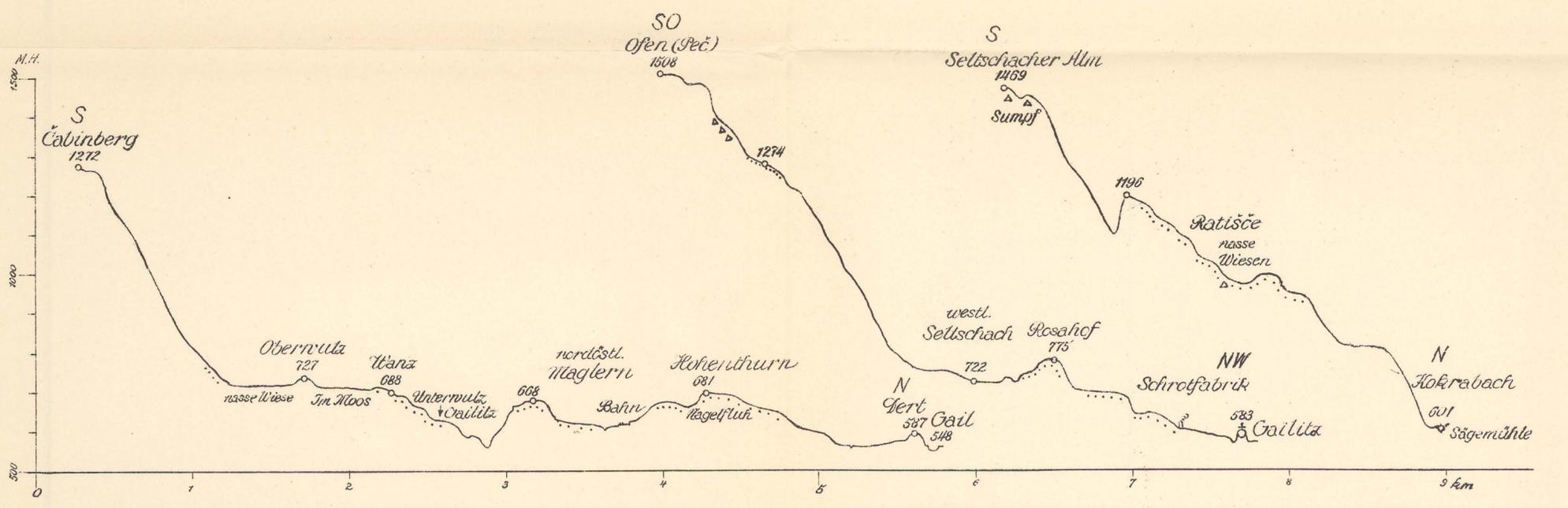
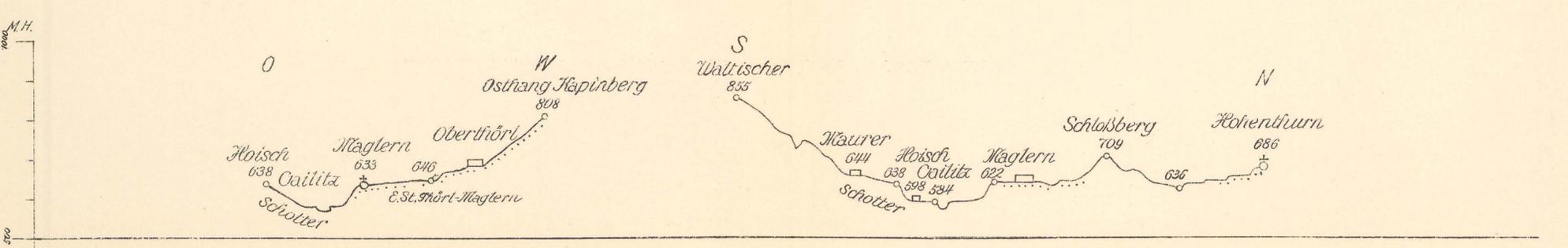
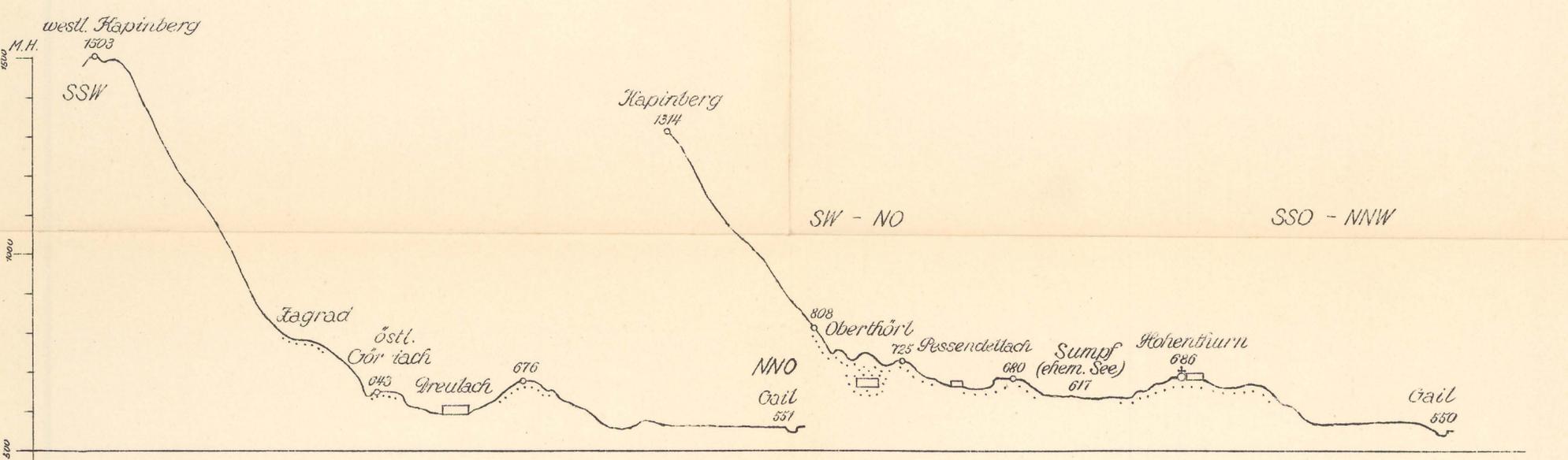
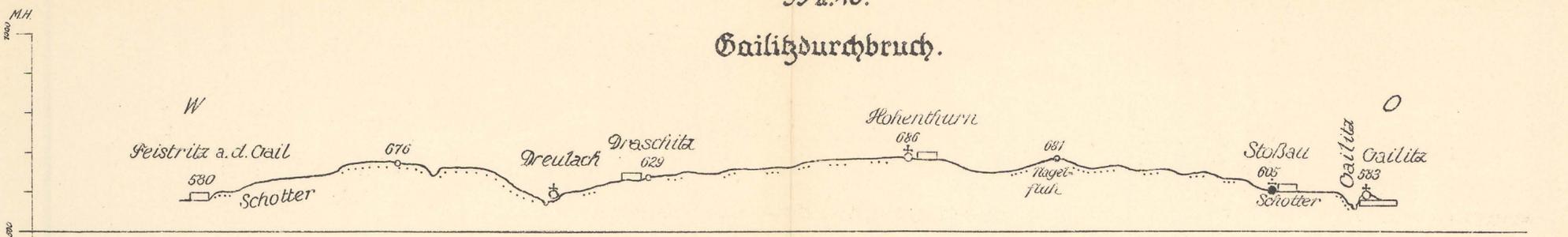


Osterrig - G6riacher Berg.

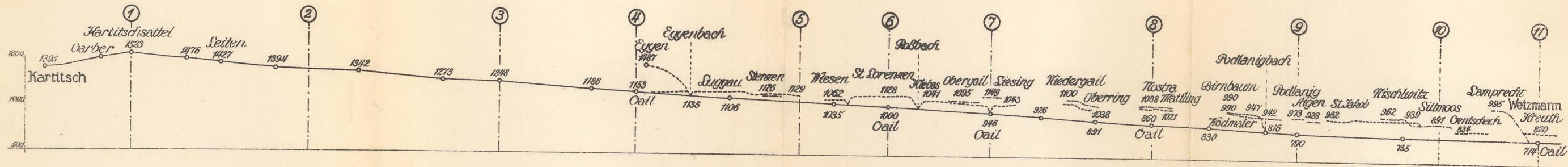


39 u. 40.

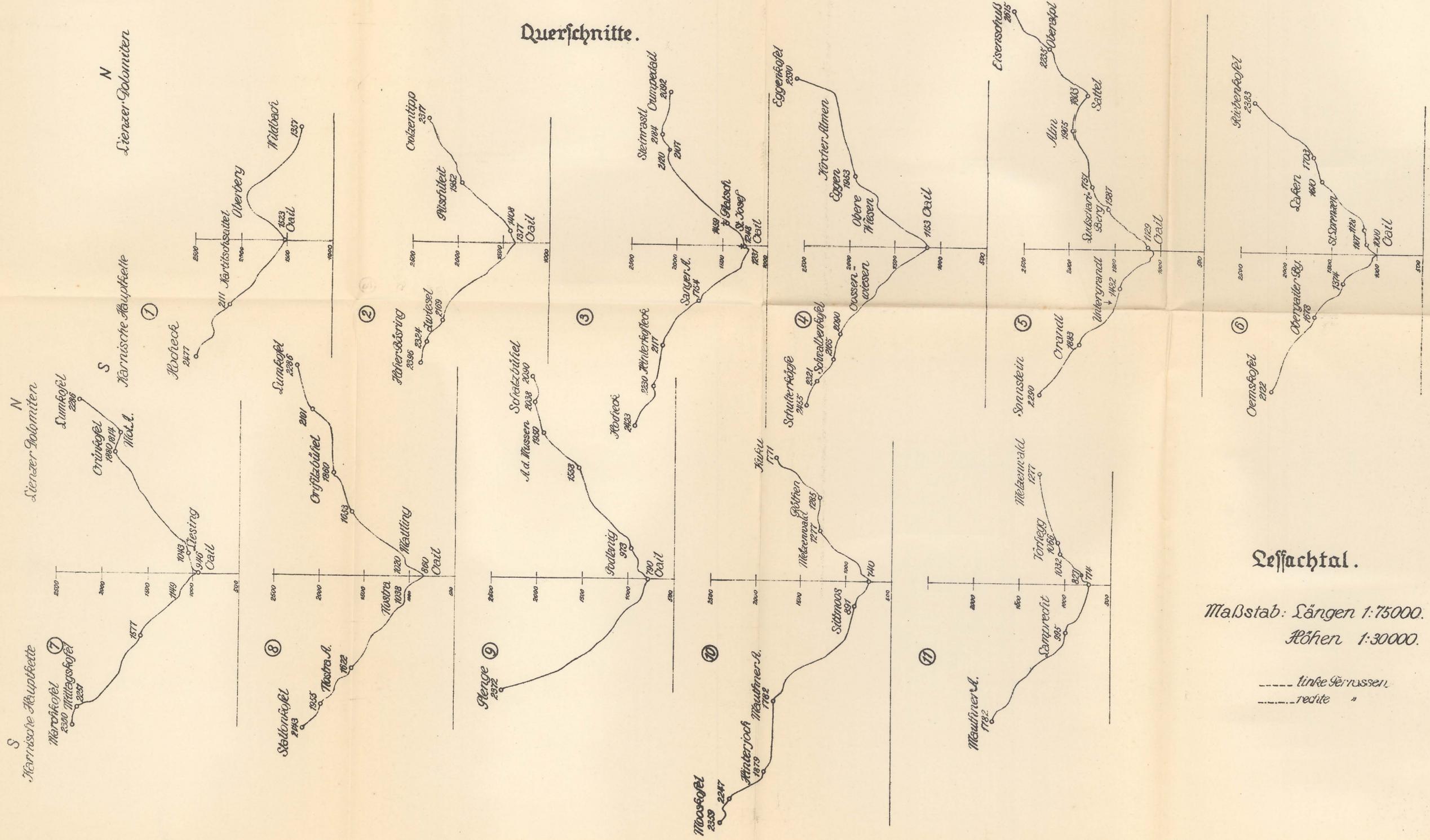
Gailitzdurchbruch.



Längsschnitt.



Querschnitte.



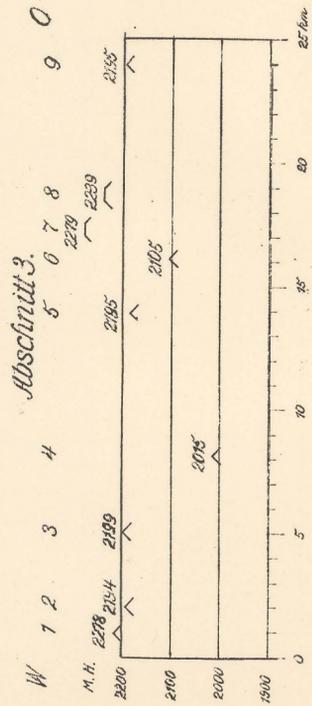
Leffachtal.

Maßstab: Längen 1:75000.
Höhen 1:30000.

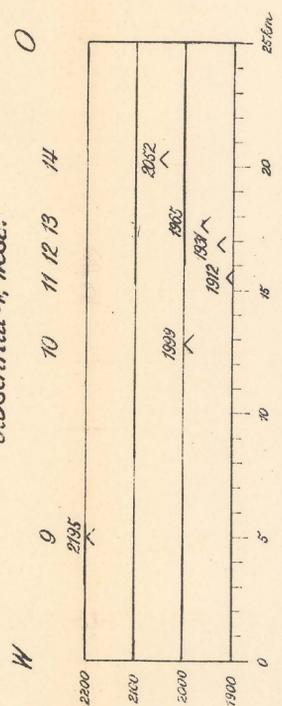
--- linke Terrassen
- - - rechte "

Gipfelfur.

Beispiele.



Abschnitt 4. West.



- 1 Fischlanger Köpfel 5 Hochköpfel 9 Gartnerköpfel 13 Starwand
 - 2 Promos 6 Zötschköpfel 10 Pollatnig 14 Osternig
 - 3 Höher Frieß 7 Grogköpfel 11 Schörrköpfel
 - 4 Winderköpfel 8 Hoßköpfel 12 Sagrauberg
- Entfernungen 1-9 = 23 km, 9-14 = 15 km

Flußveränderungen
vom Jungtertiär bis zur Gegenwart.

1:750000.

