

Neues Jahrbuch

für Mineralogie, Geologie und
Paläontologie

Sonderband III

Glazialgeologie der Kärntner Karawanken

Von

Robert Ritter von Srbik

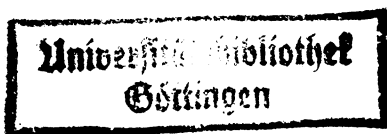
Mit 3 Tafeln, 8 Beilagen und 2 Skizzen im Text

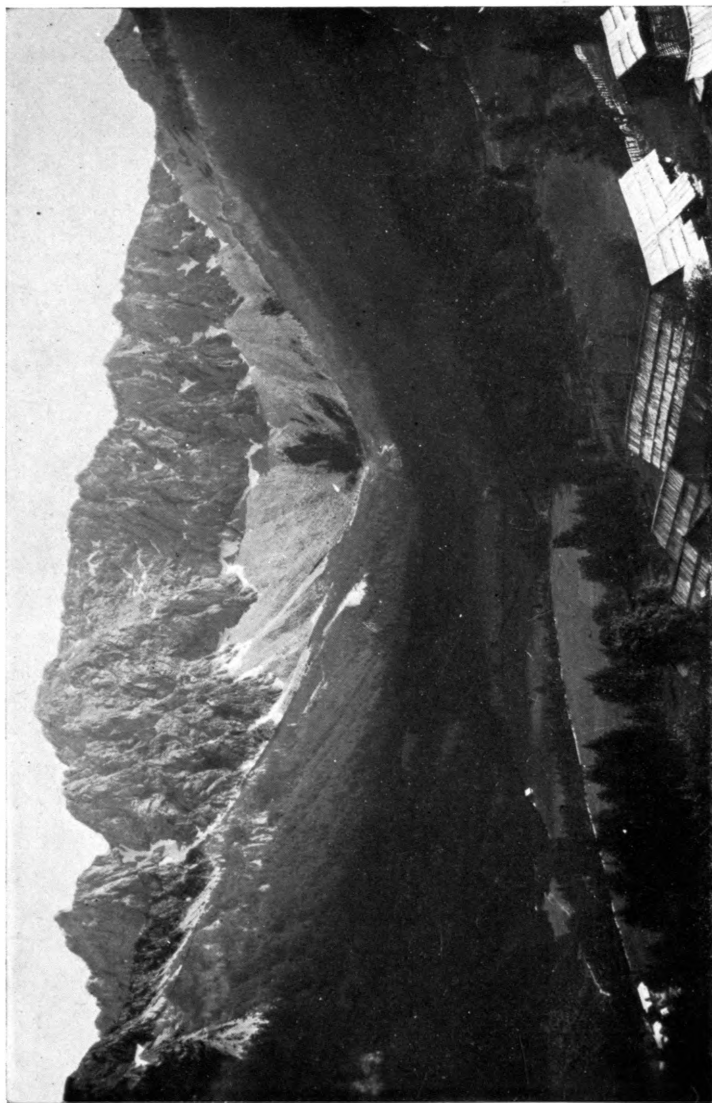


STUTT GART 1941

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele)

Alle Rechte, auch das der Übersetzung, vorbehalten
Printed in Germany





Aufn. L. Tschauko, Ferlach.

Vertatscha (Deutscher Berg, 2178 m).
Blick von Oštine ins Bodental.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorwort	VII
Einleitung	1—3
I. Gliederung und Landschaft der Kärntner Karawanken	4—10
II. Geländebeobachtungen und unmittelbare Folgerungen	
Wurzner Paß — Petzen. Gruppen 1—26	11—217
1. Wurzner Paß	11
2. Korpitschgraben	14
3. Feistritz- und Goritschergraben	16
4. Rauscher- und Rohicagraben	18
5. Greuth- und Worounzgraben	22
6. Vorbergzone. Kleiner Mittagskogel-Rosenbach	27
7. Faaker See und Umgebung	30
8. Rosenbach und Umgebung	41
9. Rosenbach—Mittagskogel—Kahlkogel	52
10. Maria Elend—Kahlkogel—Bärentaler Kotschna	58
11. Bärental—Hochstuhl	66
12. Singerberg—Bodental—Vertatscha	79
13. Hollenburger Senke	91
14. Loibltal	95
15. Waidisehtal—Koschuta West	107
16. Randhöhen des Rosentales von Rauth bis Abtei	121
17. Freibachtal—Koschuta Ost—Zell	130
18. Obir und Altenberg Nord	138
19. Zungengebiet Jauntal	143
20. Unteres Vellachtal	154
21. Vellachtal Miklauzhof—Eisenkappel	171
22. Eisenkappel West	175
23. Eisenkappel Süd	179
24. Eisenkappel Ost	190
25. Vorland Topica—Petzen	201
26. Petzen	209
III. Voreiszeitliche Formen	218—250
A. Grenzkamm	218—231
1. Geologische Grenze zwischen Karnischen Alpen und Karawanken	218
2. Gliederung	220
Abschn. 1. Techantinger u. Gr. Mittagskogel— Kahlkogel	221

	Seite
Abschn. 2. Hochstuhl—Vertatscha	225
Abschn. 3. Koschuta	228
Abschn. 4. Seeberg—Ushowa	229
3. Zusammenfassung	231
B. Zwischenzone	232—239
C. Nordkette	239—250
Zusammenfassung	250
IV. Ablauf und Wirkungen der Eiszeit	251—339
1. Schneegrenze	251
2. Die nordseitige Vereisung der Karawanken	259
3. Hocheiszeitliches Landschaftsbild und Altformen des Reliefs	278
4. Rückzug der Südflanke des Draugletschers	286
5. Rückzug der nordseitigen Eigenvergletscherung der Karawanken	298
6. Zwischeneiszeitliche Vorgänge	309
7. Wirkungen der Vereisung	327
V. Nacheiszeitliche Vorgänge	340—344
VI. Übersicht der Ergebnisse	345—367
Schriftenverzeichnis	368—382
Verzeichnis der Übersichten	
1. Die Südflanke des Draugletschers zur Würmeiszeit	
a) Höhe und Mächtigkeit des Eises, Zu- und Ab- strom, Gefälle	264—265
b) Rahmenüberhöhung, Teilströme, Gliederung	266—267
2. Rückzug der Eigenvergletscherung auf der Nord- seite der Karawanken	304—308
Verzeichnis der Tafeln	
I. Vertatscha	I
II. Abb. 1 u. 2. Gletscherschliffe beim Illitsch	16
III. Abb. 1. Reliefschliff des tertiären Pechkohlen- xylits bei Rosenbach. — Abb. 2. Hochstuhl	50
Verzeichnis der Textskizzen	
1. Rückzug des Draugletschers aus dem unteren Freibachtal	127
2. Gefälle der Südflanke des Draugletschers am Kara- wankennordrand	262
Verzeichnis der Beilagen	
1. Gliederung der Eiszeitformen im oberen Jaun- und unteren Vellachtal als Anhang	
2. Glazialgeologische Skizze der Kärntner Kara- wanken „ „	
3.—8. Eiszeitliche und formenkundliche Profile „ „	
3. Worunz-, Gratschützengraben „ „	

4. Bärental, Strugarcagraben	als Anhang
5. Querschnitte durch das Eisstromnetz, Bodental
6. Loiblthal, Hainschgraben, Waidischtal
7. Freibach-, Trögern-, Ebriachtal, Seeberg- terrassen
8. Vellacher Kotschna, Petzenkare

Vorwort.

Die Arbeit setzt meine glazialgeologischen Untersuchungen in den Karnischen Alpen fort (VI. Sonderheft der „Carinthia II“, Klagenfurt 1936). Meine mit Unterstützung des Deutschen Alpenvereins vorgenommenen Aufnahmen in den Karawanken fallen in die Jahre 1932 und 1933. Nach jahrelangen Bemühungen ist es aber erst jetzt dank der Unterstützung durch die Akademie der Wissenschaften in Wien und wieder zu wesentlichem Anteil durch den Deutschen Alpenverein gelungen, die Arbeit in Druck zu bringen.

Ich bitte die Akademie der Wissenschaften in Wien, den Deutschen Alpenverein und Herrn Universitätsprofessor Dr. R. VON KLEBELSBERG, meinen aufrichtigsten Dank für die stete Förderung meiner Arbeit von ihrem Beginn an entgegenzunehmen. Als bescheidenes Zeichen meiner Erkenntlichkeit widme ich sie dem Deutschen Alpenverein.

Innsbruck, im Juli 1940.

Während des Druckes meiner Arbeit vereinigten die siegreichen deutschen Waffen im Frühjahr 1941 auch die seit dem Weltkrieg zu Jugoslawien gehörende Südflanke der Karawanken und deren Vorland mit dem Deutschen Reiche. Die geänderten Grenzverhältnisse konnten von mir nicht mehr berücksichtigt werden. Künftiger deutscher Arbeit bleibt es vorbehalten, dieses Gebiet auch in glazialgeologischer Hinsicht genauer zu untersuchen.

Innsbruck, im Juni 1941.

Einleitung.

Räumlich umfaßt das Arbeitsgebiet die Kärntner Karawanken, mithin nicht den seit dem Weltkrieg zu Jugoslawien gehörigen Anteil des Gebirges. Es entfällt daher die ganze Südflanke der Karawanken, die an Hand des slowenischen Schrifttums nur in einigen Streifungen begangen werden konnte, sowie der übrigens schon von KIESLINGER (2, 24)*) eiszeitkundlich bearbeitete Raum östlich der Linie Petzen—Lavamünd. Diese Beschränkung war durch den Grenzverlauf und die strengen Übertrittsbedingungen geboten. Im W ergab sich der unmittelbare Anschluß an meine bis zum Wurzner Paß geführte Arbeit über die Karnischen Alpen. Die Südflanke und das Zungengebiet des Draugletschers verlangten jedoch ein Hinausgreifen über den Fuß des Gebirges bis weit ins Vorland. Es wurden daher auch die wichtigsten Eiszeitererscheinungen des Faaker Seegebietes, der Sattnitz, der Hochfläche von Rückersdorf und des Jauntales einbezogen.

Die glazialgeologische Erforschung der Karawanken und ihres nördlichen Vorlandes weist einige recht kennzeichnende Züge auf. SEELAND, dann PENCK und HÖFER verzeichneten schon in den 80er, bzw. 90er Jahren des vorigen Jahrhunderts einige wichtige Spuren des Draugletschers und seiner Zunge. TELLERS Aufnahmen in den Karawanken und Steiner Alpen (1896) unterschätzten noch die Zeugen der Eiszeit im Gebirgsinnern; stärker kamen die der Randzone in seiner Tunnelarbeit (1910) zur Geltung. Erst HERITSCH beschäftigte sich eingehender mit den glazialen Erscheinungen im unteren Drau- und Vellachtale (1905 und 1906). LUCERNA entdeckte die Spuren des alten Vellachgletschers am Nordfuße der Steiner Alpen

*) S. Schriftenverzeichnis. Die schräg gestellte Ziffer gibt bei mehreren Werken des Verfassers die betreffende Arbeit an, die aufrechte Ziffer stets die Seite. Nur bei PENCKs sehr häufig zitierten „Alpen im Eiszeitalter“, 3. Bd., 1909 (1) wird die Seite allein genannt.

(1906). Dann erschienen PENCKS auch heute noch grundlegenden Beobachtungen über die Vereisung der Karawanken und über den Draugletscher in den „Alpen im Eiszeitalter“ (3. Bd., 1909). LUCERNA folgte bald mit einer Studie über den Loibl- und Bodentalgletscher (1911). Damit schließt der erste Abschnitt der glazialgeologischen Erforschung unseres Raumes. Erst nach mehr als zwanzig Jahren (1932) begann ich dort meine einschlägige Arbeit, die aber erst jetzt im Druck erscheinen kann. Mittlerweile hatten seit 1927 in diesem Gebiet un-
gemein rege Untersuchungen eingesetzt. Insbesondere die stratigraphisch-tektonischen Verhältnisse der Karawanken bearbeiteten bis in die Gegenwart vor allem HERITSCH, KAHLER und KIESLINGER, einzelne eiszeitliche Fragen im weiteren Vorlande PASCHINGER (1930) und STINY (1931).

Nach Stoff und Raum ergab sich hiedurch ein gelegentliches Berühren und Übergreifen mit meinen eigenen Beobachtungen aus den Jahren 1932 und 1933. Es ist selbstverständlich, daß ich bei meiner jetzigen Darstellung auch das neuere Schrifttum anführe, dabei aber stets die geistigen Eigentums Grenzen peinlich genau beachte.

Die topographische Grundlage für die planmäßige Begehung des ganzen Geländes bildeten die Originalaufnahmen¹⁾ 1:25 000 der Spezialkarten²⁾ 1:75 000 5351 Tarvis, 5352 Klagenfurt-Villach, 5353 Völkermarkt, 5354 Unterdrauburg, 5452 Radmannsdorf und 5453 Eisenkappel. Zur Ergänzung dieser zum Teil älteren Aufnahmen diente mir die neue Österreichische Karte³⁾ 1:25 000 5352 W Aufnahmeblatt 6 Velden, 7 Goritschach, 8 St. Jakob, 5452 W Aufnahmebl. 2 Kahlkogel; ferner die neue Österreichische Karte 1:50 000, 200 Arnoldstein und 201 Villach. Die „Karte des Grenzverlaufes und der anschließenden Gebietszonen“ 1:25 000, aufgenommen vom Österr.-Jugoslaw. Grenzregulierungsausschuß, war zum Unterschied von den Karnischen Alpen für den Karawankenbereich nicht erhältlich. Gut verwendbar war endlich die Touristenkarte 1:100 000 Blatt 23, Kärntner Seen, von FREYTAG und BERNDT.

¹⁾ Abkürzung OA.

²⁾ Abkürzung SpK.

³⁾ Abkürzung ÖK.

Als geologische Grundlage meiner Arbeit dienen, von W nach O fortschreitend, die Karten 1:75 000: GEYER, Manuskriptkarte Blatt Tarvis (1900 bis 1902); TELLER, Karte des Karawankentunnels (Mallestiger—Hochstuhl, 1910); PETERS, Manuskriptkarte (Kahlkogel—Hochstuhl—Loibl, im N bis zur Drau, 1854—1855); VETTERS (nach TELLER, KOSSMAT, AMPFERER u. a.), Manuskriptkarte Bl. Radmannsdorf (1934); TELLER, Geologische Karte der Ostkarawanken und Steiner Alpen (1896). Bei Verwertung dieser Karten in meiner Arbeit werden die verschiedenen Auffassungen über tertiäre Konglomerate, Eiszeit-schotter und Moränen hervorgehoben.

Bei der strittigen Schreibweise slowenischer Namen folgte ich den amtlichen Karten.

Die große räumliche Ausdehnung meines Arbeitsgebietes und der Umfang des Stoffes erfordern schließlich eine erläuternde Übersicht. Abschnitt I enthält die geologische und daher auch landschaftliche Gliederung des Raumes. Im Abschnitt II folgen die eiszeitlichen und formenkundlichen Geländebeobachtungen, gegliedert in 26 Gruppen, die Stellungnahme zu dem etwa vorhandenen Schrifttum und die bereits im Einzelgebiete zu ziehenden Schlüsse. Der Inhalt dieses Beweismaterials für die folgenden Abschnitte kann bei Neuaufnahmen und als glazialgeologischer Führer verwertet werden. Der Abschnitt III erörtert auf Grund der stratigraphisch-tektonischen Verhältnisse die voreiszeitlichen Formen. Sie bilden das Grundgerüst für die Darstellung des Ablaufes und der Wirkung der Eiszeit im Abschnitt IV. Die bis in die geologische Gegenwart reichenden nacheiszeitlichen Vorgänge faßt Abschnitt V zusammen. Eine Übersicht der Ergebnisse in Abschnitt VI beschließt die ganze Darstellung. Sie behandelt somit den geologischen Entwicklungsgang dieses Raumes vom Jungtertiär durch die Eiszeit bis in unsere Tage und zeigt den tiefgreifenden Einfluß der geologischen Verhältnisse auf das heutige Landschaftsbild und das gesamte Kulturleben der Gegenwart.

I. Gliederung und Landschaft der Kärntner Karawanken.

Die geologische Ostgrenze der Karnischen Alpen liegt nicht, wie die gebräuchliche topographische Gliederung besagt, in dem Depressionsgebiete des Gailitzdurchbruches, sondern auf den östlichen Begleithöhen des Wurzner Passes (SRBIK, 5, 1). Erst hier beginnen, wie im Abschnitt III noch näher erwiesen wird, geologisch die Karawanken. Ihre Längserstreckung in W—O-Richtung auf deutschem Gebiet mißt von hier bis zur Drau bei Lavamünd rund 100 km Luftlinie oder mindestens 120 km im Gelände. Diese Ausdehnung entspricht, ähnlich wie die der Karnischen Hauptkette, vergleichsweise in den Zentralalpen den Hohen Tauern vom Brenner bis zum Großglockner oder in den Niederen Tauern von der Arlscharte bis zum Paltental, in den Nördlichen Kalkalpen der langen Kette des Wetterstein—Mieminger—Karwendel- und Sonnwendgebirges samt dem Pendlinzug von der Zugspitze bis zum Inndurchbruch bei Kufstein. Die größte S—N-Breite von etwa 20 km erreichen die Kärntner Karawanken erst in der Linie Seebergsattel—Vellachdurchbruch, somit erst weit im O. Der Kärntner Anteil an den Karawanken hat somit keilförmige Gestalt.

Die Großgliederung dieses ausgedehnten Gebietes nach Länge und Breite ergibt sich aus übereinstimmenden orographischen, geologischen und formenkundlichen Gesichtspunkten. Der wasserscheidende Grenzkamm im S und die drauwärtige Nordkette bilden die hochragenden, triadischen Schenkel des Keiles. Sie werden durch eine aus paläozoischen und kristallinen Schiefer, Graniten, Tonaliten und anderen Aufbruchsgesteinen gebildete Zwischenzone weit geringerer Erhebung getrennt, die sich gegen O immer mehr trompetenförmig verbreitert.

Eine Quergliederung dieser somit nach Gestein und Bau verschieden gestalteten Landschaft folgt aus der Schartung des Grenzkammes und aus dem sich anschließenden Talnetz. Hiedurch reihen sich im Grenzkamme die kennzeichnenden Formen mehrerer großer Berggruppen aneinander. Sie steigen alle zumeist ohne Einschaltung einer abtrennbaren Mittelgebirgszone mit einer Überhöhung von wenigstens 1000—1500 m aus den Haupt- und Nebentälern auf. Im W leiten die an Höhe zunehmenden Schrofenwände der Trias allmählich zum massigen Pfeiler des Großen Mittagkogels (2143 m) hinan und ebbten erst am Kahlkogel wieder ab. Ähnlich, nur weit höher und geschlossener, umgürten langgestreckte Wandfluchten und Schuttströme die alle anderen Karawankengipfel überragende Bastion des Hochstuhls (2238 m). Ihm schließt sich die mit Felsplatten umpanzerte Vertatscha (2178 m) an. Sie steigt in der mit Zinnen bewehrten Zelenica (2027 m) zum Loiblpaß (1366 m) ab. Östlich von ihm erstreckt sich auf 15 km Länge die nur nordseitig schroffe, von wuchtigen Türmen gekrönte Mauer der Koschuta (2000—2100 m), während sie nach S in begrünzten Steilhängen abfällt. Von dort aus gesehen, ist vor allem die Koschuta der typische „Wiesenstein“, wie man den Namen „Karawanka“ für das ganze Gebirge aus dem Keltischen übersetzt hat. Das ungleich sanfter geformte paläozoische Seeberggebiet überragen wie selbständige Bergfesten nur mehr einzelne Kalkaufbauten. Nach diesen Höhenverhältnissen birgt der Grenzkamm der Karawanken heute natürlich keine Gletscher mehr. Von der starken winterlichen Schneebedeckung erhalten sich bis zum Hochsommer alljährlich kaum einzelne, gut geschützte Schneefelder geringen Umfanges auf den Schutthalten unter den Nordwänden des Hochstuhls, der Vertatscha und der Koschuta, sowie nur wenige Firnstreifen in tiefschattigen Karwinkeln und Felsrissen.

Die Nordkette wird durch klammartige Engtalstrecken in bald klotzartige, bald langgestreckte Kettenglieder aufgelöst. Sie fallen nordwärts steil, oft felsig ab und übertreffen gegen O im Pfeiler des Hochobir (2141 m) und in der Eckbastion der Petzen (2114 m), dem letzten Zweitausender der Karawanken, an Höhe das südlich von beiden Gipfeln gelegene Seeberggebiet des Grenzkammes.

In diesen doppelten Hochgebirgsrahmen ist die nach Bau und Landschaft gegensätzliche *Zwischenzone* eingesenkt. Durch Relief und Boden bildet sie das *innere Kultur- und Siedlungsgebiet* der Kärntner Karawanken. Ein *äußeres*, nach Ertrag und Volkszahl weit bedeutenderes Gebiet dieser Art umsäumt den *Nordfuß* des Gebirges in einer *Aufeinanderfolge* von *Niederungen und Terrassen*. Sie beginnen schon an der unteren Gail und setzen sich südlich des Faaker Sees ins Rosental fort, das weiterhin bis zum Obir den Berghang begleitet. Dann stellt das Wildensteiner und untere Vellachtal über die Sonnegger Seen die *Verbindung* mit dem von Eiszeitschottern erfüllten Jauntal her, das durch die Bleiburger Berge abgeschlossen wird.

Nördlich dieser durchlaufenden Randsenke liegt die *Vorbergzone*, gegliedert in das Faaker Seegebiet, in die durch die Hollenburger Senke geteilte Sattnitz und in die Hochfläche von Rückersdorf. Die wenn auch nur *großzügige Einbeziehung* dieses Raumes in die Eiszeitgeschichte der Karawanken ist durch seine Lage am Nordsaume der Randsenke und seine engen Beziehungen zu dem südlich vorgelagerten Gebirge begründet.

Ein umfassendes Bild des *inneren Zusammenhanges* nicht nur des hier besprochenen Kärntner Anteiles der Karawanken mit seinem nördlichen Vorlande, sondern des gesamten Gebirgszuges mit seinem weiteren Anland im N und S, dessen Kerngebiete noch das Villach—Klagenfurter und das Laibacher Becken übergreifen, ist PASCHINGER (3) zu danken. Er gelangte auf Grund seiner Untersuchungen über die vier Geofaktoren Relief, Klima, Boden und Besiedlung des ganzen Raumes zu dem wichtigen Ergebnis, daß die Karawanken eine ausgesprochene *Strukturgrenze* bilden zwischen ihrem beiderseitigen Fußgelände. Hierbei ergibt sich aus der Übereinstimmung der Geofaktoren eine deutliche *Zonengliederung*. Der wasserscheidende, meist gratförmige Karawankenfirst des Grenzkammes trägt die Reichsgrenze. Auf der für uns in Betracht kommenden Nordseite — wie übrigens auch im S — folgt die 2 km breite Zone I mit vorwiegendem Hochgebirgscharakter, aus dem insbesondere die trennende Wirkung des Grenzkammes als natürlicher Grenzwall hervorgeht. Die anschließende Zone II in durchschnittlich 9 km Breite reicht bis

zur Linie Gail—Faaker Seetal—Tafelberge östlich des Sees—Drautal—untere Vellach und verläuft weiter von deren Austritt aus dem Gebirge über Sonnegg entlang des Karawankenfußes in östlicher Richtung. Dieser Streifen umfaßt daher einheitlich sowohl die Zwischenzone als auch die Nordkette sowie den größten Teil der Niederungen und Terrassen. Die folgende Zone III in 8 km Breite enthält bereits die Vorbergzone vom Faaker Seegebiet über die Sattnitz bis zur Hochfläche von Rückersdorf und das Jauntal. Ähnlich symmetrische Raumstreifen, die nach Beschaffenheit der Geofaktoren zusammengehören, ergeben sich auch auf der Südseite der Karawanken. Die Verhältnisse für den Kärntner Bereich des Grenzzuges zeigt nachstehende Übersicht nach den Angaben PASCHINGERS. Seine erläuternden Diagramme erweisen überdies den Anteil der einzelnen Zonen an den Abstufungen von Relief, Klima, Boden und Besiedlung.

Abschnitte	Mittl. Höhe	Höchste Gipfel ¹⁾	Tiefste Sättel ²⁾	Kultur-land	Wald	Weide	Fels
	in m			v. H.			
Wurzen-Loibl	1766	2236	1366	—	28,5	20,4	51,1
Loibl-Seeberg	1736	2134	1216	1,1	35,4	7,5	56,0
Seeberg-Paulitschhöhe	1751	2429	1337	—	47,5	7,0	45,5
Wurzen-Paulitschhöhe	1755	2288	1308	0,3	33,5	14,6	51,6

Anmerkung: ¹⁾ Hochstuhl, Koschutnikturm, Rinka (Steiner Alpen).

²⁾ Loibl, Seeberg, Paulitschhöhe.

Das Relief der Nordseite wird durch den Verlauf der Höhenkurve von 500—1000 m gekennzeichnet. Sie beherrscht das Hügelland der Zonen III und II, sinkt aber in der Zone I gegen den Grenzwall sehr steil ab. Hier strebt hingegen die Kurve 1000—1500 m jäh empor und überragt — ähnlich wie auf der Südseite — bei weitem die nächstfolgende, die alle höheren Erhebungen enthält.

Die Bedeutung der Karawanken als Klimascheide geht schon aus dem Vergleich der Temperatur hervor. Die Nordseite gehört mit einer Jahresamplitude von 24—25° C zu den kontinentalsten Gegenden Mitteleuropas, während die noch mediter-

ran beeinflusste Südseite mit 20—21° C weit zurückbleibt. Besondere Unterschiede zeigen jedoch die Niederschlagskurven. Die 2000-mm-Linie beschränkt sich im N nahezu ganz auf die Hochgebirgszone I, während sie im S, wenn auch sehr stark abgeschwächt, das ganze Krainer Anland durchzieht. Desgleichen erreicht hier die 1400—2000-mm-Linie noch durchwegs 60 bis 80 v. H., im N aber sinkt sie schon an der Grenze von Zone II und III auf einen ganz geringfügigen Anteil herab. Hingegen erhebt sich hier die 1000—1400-mm-Linie sogar auf 100 v. H., während sie im S kaum bis zu 40 v. H. aufsteigt.

Trotz der somit geringeren Wärme- und Niederschlagssummen in Kärnten ist jedoch die Bodenbedeckung, die Verteilung von Kulturland und Wald sowie der Pflanzenwuchs (AICHINGER, 1, 3) kaum anders als in Krain, da im N die Häufigkeit der Niederschläge, die starke Taubildung und die hohen Temperaturmaxima die obigen Nachteile ausgleichen.

Das Kulturland nimmt hiebei Teile der Becken, Niederungen und Talweiten ein. Seine größte Verbreitung von 50 v. H. des Bodens hat es im Hügelland und in den Ebenen der Zone III. Mit dem Höhenanstieg über 500 m in Zone II sinkt sein Anteil rasch auf 20 v. H., in der Zone I verschwindet er nahezu gänzlich. Umso größer wird hier das Waldgebiet. Es erreicht in Grenznähe sogar 80 v. H. und vermindert sich auch in den beiden Anschlußzonen II und III nur auf 50 und 40 v. H. Da der Mischwald auf den Steilhängen der Karawanken überdies von dichtem Unterholz, von Fels und Schutthalden durchsetzt ist, bildet er einen mindestens 12 km breiten Hindernisgürtel. Durch die nahezu gleichen Verhältnisse der Südseite wird die Waldzone zu einer Grenzwildnis von insgesamt etwa 25 km Breite beiderseits des Karawankenfirstes.

Das Weidegebiet der Nordseite ist geringer als auf der viel sanfteren Südabdachung des Gebirges. Es steigt vom Hügellande der Zone III gegen den Bergfuß in Zone II zwar etwas an, erreicht aber selbst hier nicht einmal 20 v. H. und sinkt mit der Annäherung an den Grenzkamm sogleich stark ab. Die wenigen Almen liegen teils auf Waldblößen, teils im Kampfgebiete des Waldes, wo auch die Lärche nicht mehr fortkommt und die Latsche zur Gewinnung von Weideboden gerodet wurde. Am höchsten steigen die Almen noch im paläozoischen Gebiet

östlich des Wurzner Passes empor, wo sie selbst bis auf den breiten Kamm in 1650 m Höhe reichen; sonst aber bleiben sie unter 1600 m. Über den Altnomadismus siehe H. SPREITZER.

Die Berechnung des Ö d l a n d e s zeigt eine fast gerade Linie von kaum 10 v. H. des Bodens in den Zonen II und III. Es besteht hier aus See- und Sumpfflächen, sandigen Flußbetten und ausgedehnten Schotterfluren. Erst gegen den Karawankenfirst steigt die Kurve im Durchschnitt freilich nur wenig an, dafür nimmt das aus Fels und Schutthalden bestehende Ödland im Koschutagebiet sogar 56 v. H. des Bodens ein und sinkt selbst im wald- und weidereichen Seeberggebiete nur auf 45.5 v. H.

Für die nordseitigen B e s i e d l u n g s v e r h ä l t n i s s e sind die Dichtekurven kennzeichnend. Sie passen sich ganz den anderen Geofaktoren an, besonders der Höhenlage. Aber der unfruchtbare Kalkboden der Karawanken, die verminderte Besonnung der Nordabhänge, dann Steilheit, Fels, Wald und Wasserarmut drücken die obere Siedlungsgrenze auf durchschnittlich etwa 1200 m hinab, somit weit tiefer als sonst in Kärnten. Die Dichtekurve 26—75 nimmt in den niedrigen Vorbergen und noch mehr in der für Siedlung und Kultur günstigen Randsenke des Rosentals und seinen Fortsetzungen nach W und O. mithin in Zone III und dem Anschlußstreifen der Zone II. nahezu 80 v. H. der Flächen ein. sinkt jedoch mit Annäherung an die Zone I schroff ab. Die Linie der dichtesten Besiedlung, die 75 überschreitet, zeigt den Vereinigungsraum der besten Grundlagen für einen Daueraufenthalt des Menschen an. Darnach umfaßt diese Kurve an der Nordgrenze der Zone III fast 20 v. H. der Fläche, senkt sich nur allmählich in Zone II und reicht selbst noch in den Grenzraum der Zone I hinein. Der Grund dieser auffallenden Tatsache liegt außer in den vorgenannten vier Geofaktoren hier auch noch in ihrer menschlichen Ausnützung durch Verkehr, Industrie und Bergbau. Den Großsiedlungen der Randsenke, wie Faak, Rosenbach, Maria Elend, Feistritz, Ferlach, St. Margarethen, Abtei, Globasnitz u. a., reiht sich in der bis zu 1000 m Höhe kultivierten Zwischenzone des Gebirges der alte Markt Eisenkappel an, der wirtschaftliche Mittelpunkt für die zahlreichen zerstreuten Hofsiedlungen der Umgebung. Seine neuzeitliche Entwicklung als kultureller Grenzposten wurde jüngst wieder von GLAUERT (3) dargestellt. Das un-

bewohnte Gebiet beschränkt sich nicht nur auf die Hochgebirgszone I, wo es 60 v. H. des Bodens einnimmt, sondern die Linie durchzieht, rasch auf etwa 10 v. H. absinkend, im vollen Einklange mit den Bodenverhältnissen auch die Zonen II und III.

Die Verkehrsfeindlichkeit der Karawanken kommt schließlich darin zum Ausdruck, daß der Kärntner Grenzwall nur von drei weit voneinander entfernten Straßen (Wurzner Paß, Loibl und Seeberg) überschritten und nach Aufgabe der Loibl- und Seebergprojekte aus geologisch-technischen Gründen nur von der Bahn Rosenbach—Aßling in einem 8 km langen Tunnel unterfahren wird.

Nach den vier Gesichtspunkten Relief, Klima, Boden und Besiedlung sind somit die Karawanken ein Grenzwall, eine Wetterscheide, Grenzwildnis und Grenzeinöde. Sie werden hiedurch zum natürlichen Schutzwall für die Südmark Kärnten des Deutschen Reiches.

II. Geländebeobachtungen und unmittelbare Folgerungen.

Wurzner Paß — Petzen. Gruppe 1—26.

Hiezu Profiltafeln, Beilagen 3—8.

1. Wurzner Paß.

Die über $2\frac{1}{2}$ km breite und 3 km lange tektonische Senke des Wurzner Passes (1073 m) ist zwischen dem Hahnenwipfel (1556 m ÖK; Petelinek, SpK; Patalinek, 1546 m OA) im W und dem Steinberg (1656 m ÖK) oder Steinwipfel (Kamen vrh, neuere SpK, Kamnat vrh, 1655 m ältere SpK und OA) im O rund 500 m tief eingesenkt. Mit den dortigen Verhältnissen zur Eiszeit beschäftigte sich zuerst PETERS (3, 646, 647). Er stellte das Fehlen von julischen Kalken, allerdings auch jede Spur von kristallinen Gesteinen unter den Trias- und Karbongeschieben der Umgebung fest, glaubte daraus aber trotzdem auf eine im allgemeinen von N nach S gerichtete Eisbewegung schließen zu dürfen. PROHASKA (272) stimmt ihm bei. BRÜCKNER (1046) brachte eine Reihe weiterer Angaben. Darnach war der Wurzner Paß zur Zeit des Hochstandes unter Eis begraben, dessen Oberfläche über 1520 m reichte. Eine Eisbewegung fand jedoch mangels eines Eisgefälles wahrscheinlich überhaupt nicht statt, da sich der Paß in der Richtung der Eisisohypsen erstreckte, ähnlich wie im Gailitztal nördlich von Tarvis. BRÜCKNER erkannte im Wurzner Paß ein ausgeschaltetes, in Verschüttung begriffenes Talstück. Nach PENCK (1075) reichte das Draueis in der Paßgegend „über 1500 m“ hinauf. DESIO (341, 342, 430) gelangte zu dem Ergebnis, daß der durch Gaileis, das den Karnischen Kamm überstieg, verstärkte Fellagletscher die schwankende Wasserscheide bei Ratschach überschritten und, durch julisches Eis weiter genährt, im oberen Sawetal sich von W nach O bewegt habe. MELIK (98—100) erbrachte neue Angaben über die Eishöhe des Sawegletschers. (S. Gruppe 9.) Aus allen neueren Forschungen ergibt sich, daß der Gailitzdurchbruch nördlich Tarvis im toten Winkel zweier großer Paralleleisströme lag, die im Raume Göriacher Alm—Ofen (Peč) die Höhe von mindestens 1650 m erreicht haben. Meine Beobachtungen (SRBIK, 5, 107—114) am Ostende der Karnischen Alpen konnten dies bestätigen und durch zahlreiche Geschiebefunde ergänzen.

Die Obergrenze der Erratica erreicht noch den Ofen (1508 m). Auf dem etwa 2 km östlich gelegenen Hahnenwipfel (1556 m) sind keine mehr zu finden. Er war aber wohl gerade noch vom Ferneis bedeckt. Bei Annahme eines Gefälles von 10⁰/₀₀ gelangte auch BRÜCKNER zu einer Eishöhe in der Umgebung des Wurzner Passes „über 1520 m“. Die Berge östlich des Passes sind um 100 m höher als der Hahnenwipfel. Daher zwang der Steinwipfel und sein spornartig über die Riegersdorfer Alm nach SW vorspringender Ast (1621 m) die bisher durch eine tote Eiszone verbundenen Paralleleisströme zur endgültigen Teilung in zwei getrennte Gletscher. Sie wiesen auch weiter im O keinerlei Verbindung mehr auf, denn die Karawankenmauer schob sich lückenlos zwischen sie ein.

Meine Beobachtungen auf der Nordseite des Wurzner Passes und der östlich anschließenden Karawankenhöhen zeigen bisher unbeachtete Spuren des Gailgletschers und überbrücken somit die etwa 12 km lange Strecke bis zum Jepitzasattel (Jepca-S. der älteren Karten) westlich des Mittagkogels, wo PENCK (1075) als nächstes Anzeichen des Gletscherstromes bei der Samonig-Alpe einen Blockwall „in wenig über 1400 m“ verzeichnete. Die geologischen SpK von GEYER und TELLER zeigen in dem Zwischenraum einige Glazialablagerungen, die an entsprechender Stelle hier zur Sprache kommen werden.

a) Nordfuß des Wurzner Passes.

Im W geht die normal wenig Wasser führende Kokraschlucht beim Austritt aus dem Gebirge in den großen Schuttkegel von Pöckau über, wo der Bach durch Verbauungen eingeengt ist. Am Südfuße der Dobrova (Schreibweise nach der ÖK) wendet sich die Kokra mit scharfem Knick nach O entlang der von mir bereits geschilderten Aufschlüsse (SRBIK, 5, 114—117). Ihre westlich Neuhaus nasse Niederung trennt die Arnoldsteiner Dobrova von dem durch die Orte Lind, Riegersdorf, Radendorf umschriebenen länglichen Vorbau. An dessen kurzen Flanken ist beiderseits, bei Lind und Siebenbrunn, je eine nasse Mulde eingestülpt, so daß der Vorbau seitlich eingeschnürt wird. Über die Bodenbeschaffenheit bemerkte schon PETERS (3, 616) zutreffend, daß von Pöckau an unter den Schuttkegeln und Halden vor der Mündung der Quertäler ein Terrassendiluvium, bestehend aus Schottern und Lehmablagerungen, längs der ganzen Gebirgskette hinziehe. GEYER stellte es in der geologischen SpK von Tarvis (Manuskript) als „Glazialschotter und Moränen“ dar, TELLER unterschied im östlichen Nachbarbereiche (Geologie des Karawankentunnels) „jungtertiäre Randbildungen mit Glazialschuttbedeckung“ und Moränen. In der Natur fällt vor allem der Steilrand des Vorbaues nach N auf. Er erreicht bei Tschau die Höhe von 60 m über der versumpften Kokraniederung. Seine gut kultivierte Oberfläche ist durch breite, W—O streichende Wellen und nasse Niederungen gegliedert. Südwestlich Lind tritt ein isolierter Rundhügel an der Grenze des Glazialschuttes und

der jungen Talauffüllung hervor. Seine Rasendecke durchstoßen Kalk- und Schieferblöcke (Silur und Devon). Hier und auf dem Vorbau finden sich nebst Geschieben dieser Gesteine auch rote Porphyrgerölle.

b) Steinwipfel Nordhang.

Südlich Tschau breitet sich der große, rezente Schuttkegel von Krainegg aus. Er endet am Steilrand einer W—O durchziehenden Längsmulde des Vorbaues. Der Ort (645 m) liegt auf dem flachen Scheitel. Die Klaubsteine bestehen hier aus gut gerollten Silur- und Devongeschieben (Schiefer und Kalke). Das Fehlen erdiger Bestandteile deutet auf gute Waschung des Schuttes hin. Die im Sommer unbedeutende Wasserlinie steht im Mißverhältnis zu der Größe des Schuttkegels. Dessen Aufschüttung ist auf die zahlreichen, nur zur Zeit der Schneeschmelze Wasser führenden, sonst aber ganz ausgetrockneten Wildbäche zurückzuführen, die den Nordhang des Steinwipfels in der Richtung auf Krainegg durchfurchen. Die hier beginnende Straßensteile überwindet auf 2½ km nahezu 350 m. Sie durchschneidet anstehenden Silurkalk. Die Radabweiser sind aus roten Werfener Gesteinen verfertigt, die auf dem Kämme der Vojsca anstehen. Zahlreiche Blöcke von ihnen sammelten sich in dem östlich benachbarten Ort Korpitsch. Am Westhange der Kokraschlucht erscheinen blaugraue Silurabrisse, die mit weißem Kalkschutt untermischt sind. Auf der Verebnung am Nordosthange des Hahnenwipfels (1040 bis 1060 m) enthält der Almboden wellige Glazialformen. Sie setzen sich nach W in die von Ratišče fort (SRBIK, 5, 114).

Östlich der Kokraschlucht liegt die glaziale Verebnung von Krainberg (1014 m), eine wellige Kulturhochfläche, im S durch eine nasse, schmale Senke vom Berghange getrennt und durch Hügelzüge in W—O-Richtung gegliedert. Außer Lokalgeschieben und Werfener Schieferrn finden sich im Ort und in dessen Umgebung große Blöcke aus Nagelfluh und aus gut gerundetem Porphyrr. Auf dem sanft gewölbten Rihov vrh (1067 m) liegen über dem anstehenden Silurschiefer auch gut gerollte Kalkblöcke. Gleich beschaffen wie die Verebnung von Krainegg ist die östlich benachbarte beim Hof Platzer (911—997 m). Sie findet ihre Fortsetzung nach O auf der breiten, stellenweise wallartigen Verflachung östlich P. 966 am Kamm gegen den Ullerichgraben. Die Bedeckung dieser drei Verflachungen stellte GEYER den Tatsachen entsprechend als Glazialschutt und Moränen dar. Auf den beiden von N zum Steinwipfel emporziehenden Rücken (auch über den östlichen führt ein in den Karten fehlender Fußweg) liegt klein geriebener Silurschutt. Ich fand auf dem westlichen in 1130 m Höhe ein rotes Porphyrgeschiebe, auf dem östlichen Nagelfluhblöcke (1020 m) und ein eigroßes, ganz gerundetes Silurgeschiebe (1220 m). Die zerfurchte Mulde des Nordhanges bedeckt dichter Wald. Der durch kuppige Einzelformen belebte Oberteil des Steinwipfels trägt keine Erratica mehr. Ebenso fehlen sie auf der gleich beschaffenen Riegersdor-

fer Alm (1560—1580 m). Kirschgroße Silurzerreißel auf dieser flachen Höhe erweisen die wiederholten Umlagerungen des Schuttes durch Schmelzwässer der Firnkappe. Infolge der hoch aufragenden, strahlenförmigen Bergform des Steinwipfels und der tief eingreifenden Talgräben erreichte der Ferneisstrom nicht mehr den Scheitel dieses Pfeilers. Auch in PENCKs Karte (1073) kommt dies zum Ausdruck.

c) Paßhöhe.

Westlich Krainberg steigt die Straße zunächst nur wenig an (P. 982—991). Nach Übersetzung der tief eingerissenen, wasserlosen (Juli 1932) Kokraschlucht beginnt abermals die Steile. Hier strandete ein $\frac{1}{4}$ m großer, gerundeter, roter Porphyrblock. Der Höhenrand (1060 m) bricht gegen N und gegen die Kokraschlucht im NO steil und etwas rückfällig ab. Die Paßfurche streicht somit blind aus. 500 m über dem Gailtal. Im Nordwestwinkel erhebt sich eine frei stehende, kleine Waldkuppe. Sie gehört samt den verwaschenen Formen ihrer Umgebung zu den von BRÜCKNER (1046) erwähnten Moränen nördlich des ehemaligen Wirtshauses Polana (SpK Polaneg, wie der Bildstock seit den Abwehrkämpfen Ruine). Dieses Gelände ist nur wenige Meter höher als die vorhin genannte Glazialverebnung am Nordosthange des Hahnenwipfels westlich der Kokraschlucht. Die Aufwölbung der Polanahöhe wird von der auf einem Schuttkegel liegenden Grenzhöhe P. 1073 durch eine nach NW sich senkende Wiesenmulde getrennt. Sie ist am Westrande stellenweise versumpft und trägt auch lichten Wald. Die beiderseitigen steilen Waldhänge des Sattels sind durch Furchen gegliedert, in denen viel rezenter Schutt herabbefördert wird. Er besteht vorwiegend aus fein zerriebenen Silurkalken (manchmal eisenschüssig) und -schiefern. Sandsteinen, seltener aus Werfener Brocken und Quarzknollen. Auf dem jungen Schuttfeld östlich der Straße knapp diesseits der Grenze fanden sich zwei sehr stark verwitterte Porphyrgeschiebe.

Die Gesamtheit dieser Befunde beweist die Richtigkeit von BRÜCKNERS Annahme hinsichtlich der Höhe und Richtung des Eisstromes sowie der Verschüttung des heute ausgeschalteten Talstückes.

2. Korpitschgraben.

Zwischen den beiden einspringenden Grenzpfählern Steinwipfel (1656 m) und Blekova (1746 m ÖK; 1750 m O.A) der nach S ausbiegenden Karawankenkette ist der stark verzweigte Korpitschgraben gelegen mit seinem vom Steinwipfel herabkommenden Seitental, dem fast gleichwertigen Ullrichgraben, beide in tief und felsig eingerissenen Furchen. Sie sammeln Niederschläge und Schutt aus der steilen Waldmulde und bauen den Schuttkegel von Korpitsch auf das mit Glazialschutt bedeckte Vorland hinaus. In diesem ist der wie eine Klippe allein stehende, vom Eis überformte Rundhöcker

P. 565 östlich Friesnitz sehr bemerkenswert. Von hier bis auf den Berghang finden sich außer oft gut gerollten Silurschiefer- und -kalkblöcken auch gekritzte Kalkgeschiebe und vereinzelte Quarzkonglomerate, ferner gerundete, rote Porphyrböcke und -geschiebe. Diese kommen auch auf der glazialen, im Talzwiesel gelegenen Verflachung des Hofes Trabina (865 m) vor. Sie senkt sich terrassiert nach N und steht in Beziehung zu den beiderseits der Talgräben gelegenen Terrassen, westlich des Ullerichgrabens mit der schon erwähnten Platte nächst P. 966, östlich des Korpitschgrabens mit den Terrassen von Oitz (994 m) und Arneutz sowie mit ihrer nördlichen Vorstufe auf 780—800 m. Die gerundeten, gut kultivierten Glazialformen dieser Verflachungen tragen außer Lokalgeschieben wieder bis $\frac{1}{2}$ m große Blöcke und Geschiebe von rotem Porphyr sowie karbonates Quarzkonglomerat. Die Terrasse von Oitz östlich des Korpitschgrabens steigt nach N an; vom steileren Berghang ist sie durch eine beckenartige Längssenke getrennt. Die Hutweidesättel südlich Pridou (1305 m, nicht Wiese der OA) und P. 1276 südlich davon enthalten nur mehr örtliche Gesteine, bestehend aus Blockwerk, Kleinschutt und Konglomerat (Kalk und Werfener Schiefer). Desgleichen fehlen alle Fremdgeschiebe dem von Trabina aufsteigenden Gaiserrücken, auf dessen Nordwesthang nächst des Weges in 1300 m Höhe eine in den Karten nicht enthaltene, wegen der sonstigen Wasserarmut aber wichtige Quelle liegt. Die Fremdgeschiebe fehlen auch auf den gerundeten Formen der Radendorfer Alm (1449 m). Wo der breite Grenzkamm nächst P. 1559 (Grenzzeichen 173) abgeholt ist, erscheint fein zerriebener Silurschutt und wellige Hutweide. Auf dem tief eingesenkten, aber vom Ferneis nicht überschrittenen Schwarzriegelsattel P. 1538 treten zahlreiche Blöcke aus Triaskalk dazu. Der steile Nordabfall zu dem bewaldeten, von jungen, großen Schuttanrissen zerfurchten Hintergrunde des Korpitschgrabens verflacht sich nur kurz auf der in Werfener Schichten gelegenen Korpitscher Alm. Das Weidelande des breiten, stellenweise grubigen Grenzrückens nächst dem Wachhaus und dem Gipfel der Vojšca (1736 m ÖK, 1737 m OA, 1738 m SpK) dehnt sich erst südlich der Grenze aus. Die Blekova (1746 m) trägt auffallend üppigen Graswuchs, enthält im Sattel südwestlich des Gipfels einen Tümpel und am Nordhang (P. 1633 ÖK, 1629 OA) Almgelände (Hutweide, nicht Wiese der OA). Diese Erscheinungen sind auf die Beschaffenheit der Werfener Schichten zurückzuführen.

Fremdgeschiebe des Ferneises konnten somit nur bis etwa 1000 m hinauf verfolgt werden, obgleich die Eishöhe nach der Gesamtlage viel höher anzusetzen wäre. Die Steilhänge, dichte Waldbedeckung und Wildwässer wirkten der Erhaltung und dem Auffinden von Fremdgeschieben stark entgegen. Nach den vorgefundenen Spuren war der Grenzkamm zur Hocheiszeit verfirnt.

3. Feistritz- und Goritschergraben.

Ähnlich wie westlich von diesem Raume begrenzen auch hier wieder zwei nach N vorspringende Gipfel, die Blekova (1750 m OA, 1746 m SpK u. ÖK) und der Mallestiger (1801 m), mit ihren Abhangsrücken die weite, stark gegliederte Mulde des Feistritz- und des Goritschergrabens.

a) Die Basiszone nehmen südlich der Linie Susalitsch—Techanting—Goritschach, bis auf etwa 800 m am Bergfuß ansteigend, Bachschutt, Moränen und das Gebiet der „jungtertiären Randbildungen mit Glazialschuttbedeckung“ (TELLER) ein. Die letztgenannten Aufschüttungen treten in unserem Abschnitte bereits stärker hervor. Abseits der beiden jungen Bachschuttkegel breitet sich ein stark gegliedertes Moränengelände aus, in dem SW—NO bis O gestreckte Hügelzüge und breite Mulden vorherrschen. Glazialschuttbedeckung größeren Ausmaßes liegt zunächst am Nordrande der Hochfläche von Susalitsch, bestehend aus ortsfremdem, gleichmäßig kleingeriebenem Silurschiefer und Kalk. Aus dem zum Teil umgelagerten Moränenmaterial tritt hier eine Schwefelquelle zutage. Glazialschutt liegt ferner zwischen Stobitzen und dem Weiher südlich vom Stiegerhof, mit Porphyrgeschieben durchsetzt; ferner südlich Techanting auf der Höhe Holicah (651 m). Hier fördert ein Aufschluß an der Westseite der breitwellig auf- und absteigenden Höhe nächst einer wannenartigen Vertiefung lehmige Grundmasse, gemischt mit kantengerundeten paläozoischen und triadischen Geschieben zutage, also Moräne, nicht Schotter. Ferner liegt Moräne östlich des Goritscherbaches auf der Hutweidenhöhe P. 717, die sich nach N sanft gegen Goritschach senkt. Auf der Verflachung und auf ihrem Nordabhange in 670 m Höhe fanden sich außer dem Schutt vorgenannter Zusammensetzung auch Geschiebe von kristallinem Schiefer und bemerkenswerterweise auch von dem südwestlich, auf der Höhe jenseits des Baches, anstehenden Tonalit. Über diesen und seine Geschiebe siehe PETERS (3, 630), FRECH (11, hier hat es statt „im Goritscher Bach bei der Höhenkote 674“ zu lauten „im Feistritzbach ... 644“), GRABER (1, 225; 2, 43), dann namentlich TELLER (6, 7—10), ferner SCHWINNER (2, 142).

b) Höhere Glazialterrassen liegen am Südrande der jungen Basiszone, bereits von paläozoischen Gesteinen umgeben und durch deren Lagerung bedingt. So auf der gut kultivierten Verflachung nahe Hubach (874 m) westlich des Feistritzgrabens. Der Glazialschutt besteht hier aus gut abgeschliffenen Schiefen und Kalken (Silur und Devon), Konglomeraten von Quarz (Karbon) und Untertrias: bis etwa 790 m finden sich auch große, gerundete, rote Porphyrböcke. Es zeigt sich daher eine Mischung von Fremd- und Lokalgeschieben.

Zwischen dem Feistritz- und dem Goritschergraben befindet sich eine weitere Verflachung, die den Hof Kopainig und seine Felder trägt (im Mittel 800 m). Ein Aufschluß erweist außer den vorgenannten



2 Aufn. R. v. Srbik.



1 Aufn. R. v. Srbik.

Abb. 1 u. 2. Gletscherschliffe beim Illitsch.

Gesteinen lehmige Grundmoräne mit gekritzten und polierten Kalkgeschieben; die Quarzkonglomerate erreichen Faust- bis Kopfgröße, wie im Tertiär häufig. Ein nußgroßes, ganz abgeschliffenes, rotes Porphyrgerölle fand sich auch noch in 850 m Höhe auf dem Wege zum Hof Truppe (1001 m), der auf einer höheren, wellig ansteigenden Verflachung liegt (P. 1088). Unter dem Schutt bisheriger Zusammensetzung herrscht hier der Kalk vor. Ein Tonalitgerölle bei der dortigen Kapelle weist möglicherweise darauf hin, daß dieses Intrusivgestein auch noch höher ansteht, als es TELLER fand. Die Al m T r u p p e (1427 m) auf einer kleinen Verflachung des Rückens nahe dem Talschluß des Feistritzgrabens enthält hingegen keine Fremdgeschiebe mehr; sie verdankt ihre Lage dem Gesteinswechsel zwischen Silur und Perm (TELLER, 6, 11, 22), den auch FRECH (11) erwähnte. Bei der Säge in der Bachtiefe (P. 860) östlich vom Hof Truppe liegt ein etwa 1 m großer Block aus karbonem Quarzkonglomerat, kleinere noch weiter östlich. Sie zeigen keine Spuren weiten Transportes, es dürfte daher im näheren Bereiche anstehen.

Die nächste Glazialterrasse ist die beim Gasthof Illitsch (etwa 920 m). Der Abhang zu dem tief eingerissenen Goritschergraben bringt paläozoisches Kleingeschiebe in lehmiger Grundmasse zum Vorschein. Die wellig bewegte Oberfläche trägt Kulturen. Sie enthält ausgedehnte, im geologischen Schrifttum aber bisher noch nicht bekannte Gletscherschliffe (TELLER, 6, 11 samt Profil; SRBIK, 3. 89). TELLER erwähnte hier lediglich kurz „Moränenreste, Grundmoräne und ver-rutschtes Moränenmaterial“, aber keine Gletscherschliffe. Meine Beobachtung ergab: der obersilurische Bänderkalk (P. 936) bricht mit einer Felswand nach N ab, während er sich sanfter nach O und S zu einer flachen Mulde senkt. In ihr treten unter der stellenweise auch absichtlich entfernten Rasendecke auf- und absteigende Rundbuckelformen zutage. Der geglättete, aber von Karren und Klüften durchzogene Fels war 1932 etwa an einem Dutzend Stellen freigelegt, jede mit mehreren Metern Flächeninhalt. Die Felsoberfläche zeigt hier W—O verlaufende, seichte Schrammen und eingekehrte Riefen, etwa 7 cm breit und 3 cm tief. Stoß- und Leeseite sind trotz der Verwitterung noch erkennbar. Nördlich unterhalb der durch den Gletscher geschliffenen Fahnenhöhe (P. 936) liegt im Bänderkalk eine Höhle (etwa 900 m). Sie erstreckt sich auf 9 m in N—S-Richtung, 4,5 m senkrecht darauf in W—O-Richtung und ist in der Mitte 3 m hoch. Die Decke senkt sich von hier allseitig. Höhlenlehm und Steinzeit Spuren fehlen. Nach Mitteilung des Herrn RUDOLF GREGORI aus Müllnern fand er bei einer Grabung in der Höhle vor einigen Jahren mehrere Knochen und einige kleine Scherbenstücke. Näheres hierüber ist nicht bekannt (Tafel II).

Im Vergleiche zu dem jetzigen, sehr bedauerlichen Zustande der Gletscherschliffe bei St. Margarethen im Rosental (Gruppe 16) sind die Gletscherschliffe beim Illitsch um so wertvoller. Ich habe seinerzeit angeregt, sie unter Naturschutz zu stellen. Dermalen rühmt sie nur ein

Flugblatt des Gasthauses in launiger Form. Die betreffenden Stellen seien hier angeführt:

„Nach kleiner Rast besteige die schöne Illitschwand.
 Du siehst hier fast ganz Kärnten, dies einzig schöne Land.
 Nun zu den Gletscherschliffen! Sind einzig, sehenswert.
 Sonst nirgends so zu finden, der Geolog dies lehrt!
 Und wenn man weiterziehet, zur Illitschquell' man kommt;
 Es ist ein heilend Wasser, das Jung' und Alten frommt.
 Zum Schluß besuch' die Höhle, die ist sehr interessant.
 Da hat man aus der Steinzeit gefunden allerhand.“

4. Rauscher- und Rohicagraben.

Diese beiden Gräben nehmen ihren Ursprung in der Großmulde zwischen dem nach N vorspringenden Felskopf des Mallestiger (1801 m) und einem Querrücken (P. 1505), der von der Ausbiegung des Schwarzkogels (1612 m ÖK) oder Cerno vrh (P. 1639 OA) abzweigt. Wie bisher sind die Glazialspuren am besten im Vorland und auf der südlich anschließenden Terrassenzone zu verfolgen. Die tektonische und stratigraphische Lage dieses Raumes ist mittlerweile durch HERITSCH (8, 59—61) und KAHLER (9, 181—183) geklärt worden. Darnach herrscht hier ein steil gestellter, nach NW abschwenkender Schuppenbau aus Jungpaläozoikum, Trias und Tertiär. Die tektonische Bewegung hat auch noch das überdeckende Diluvium ergriffen. Die aus ihm hervorsehenden Klippen sind Schubsplitter. Sie wurden durch die selbst noch im Quartär vorrückende Koschutaeinheit vom Grundgebirge und von ihr selbst abgestreift, vor ihr hergeschoben und in das Tertiär eingepreßt. Auf den stratigraphisch tieferen kohlenführenden Schichten liegen vermutlich noch bis ins Altquartär reichende Kalkkonglomerate, die aus den Karawanken stammen (HERITSCH u. KAHLER, 10, 83).

a) Das Vorland umfaßt die Höhen im Mündungsgebiete beider Gräben, somit die Erhebungen südöstlich Mallestig, den Kanzianiberg, die Berge zwischen Altfinkenstein und Pogöriach sowie ihre Fortsetzung östlich des Rohicagrabens bis gegen Untergreuth. Sie sind durch das breite Schotterbett des Rauscherbaches und das grabenartige Tal der Rohica voneinander getrennt. Beide Bäche haben ausgedehnte Schuttkegel in ihr Mündungsgebiet vorgebaut. Desgleichen der bei Mallestig mündende, in den Karten ungenannte Bach, dessen Schotterbett unter den Felswänden des Kanzianiberges liegt (Mallestigerbach).

Am Südostausgang von Mallestig ist das Tertiär in den dort endenden Höhen der „Haubitze“ bereits deutlicher als weiter im Westen unterscheidbar. Es sind im Anhub gelbrote, bei Verwitterung dunkelgraue Konglomerate, manchmal locker, häufig aber, namentlich im Untergrunde der Neubauten sichtbar, stark verfestigt durch ein kalkiges Bindemittel und sehr widerstandsfähig. Die Gesteinstrümmen sind zu meist kugelförmig oder eirund gerollt, Nußgröße herrscht vor, manche

sind aber auch größer oder kleiner. Die Gesteine bestehen aus Kalk (Trias und Paläozoikum), Silurschiefer, Werfener Schichten, auch ein $\frac{1}{4}$ m großer, roter Porphyrblock fand sich in dieser Gesteinsgesellschaft. Stellenweise, wie auf dem alleinstehenden Rundhügel P. 601 knapp westlich des Schuttkegels an der Mündung des Rauschergrabens, tritt kohlenführendes Tertiär zutage. Die Oberfläche der NW—SO streichenden, teils breiten, teils scharffirstigen, auffallend parallelen Hügelläuge und typischen Rundbuckel der Hauptzue ist meist mit Glazialschutt bedeckt, der Kulturen oder wenigstens dichtes Gebüsch trägt. Seine Geschiebe entstammen der näheren Umgebung. Gleich seiner Unterlage ist auch der Glazialschutt durch tektonische Bewegungen stellenweise in stark geneigte Lage gebracht. Die Aufschlüsse bei Neubauten ergeben die bloß oberflächliche, seichte Bedeckung des Tertiärs mit Glazialschutt. Der Nordrand dieser Ablagerung ist in TELLERS Karte vielleicht etwas zu weit südlich gezeichnet. Er fällt steil zur Straße Mallestig—Latschach und zum Schuttkegel des Rauscherbaches ab. Im SW treten an dem steilen Höhenrande die drei Kuppen P. 619, 705 und deren Fortsetzung (700 m) wie ein Rückgrat scharf hervor.

Die hier buchtartig eingreifende, tiefe Längssenke trennt das Tertiärgelände von der Klippe des Kanzianiberges ab. TELLER hielt dessen Gestein für devonischen Riffkalk, nach KAHLER ist es Trogkofelkalk. Den Felsklotz krönte schon eine prähistorische Siedlung. Einst vermutlich vorhandene Glazialschuttspuren sind durch Verwitterung entfernt. Die Klippe fällt nach S wandartig zum Mallestigerbach ab (in den Karten unbenannt). HARTMANN (14. 31), der eines der Rinnale Murnabach nannte, vermutete in diesen Tiefenlinien ein altes Bett des Rauscherbaches, der es später infolge der Verbauung durch seinen eigenen Schutt verlassen habe. Da der heutige Höhenunterschied zwischen dem breiten Schuttbett des Rauscherbaches (P. 724) und dem Sattel südwestlich P. 774 (wenig über 730 m) nur etwa 6 m beträgt, ist diese Annahme gewiß möglich. Östlich der Kirche durchschneidet eine nach NNO verlaufende, nasse Niederung den Kalk und das Tertiär. Die dem Rauscherbach näher gelegene Kalkzone enthält nächst der Kreuzung durch den Weg Pogöriach—Illitsch einen großen Abriß, in dem wie Zucker fein zerfallender, mylonitartiger, hellweißer Kalk zutage tritt. Er wird von glänzenden, kleinen Harnischflächen in verschiedener Richtung durchsetzt und zerbröckelt leicht. Ähnliche Aufschlüsse liegen auch östlich des Rauscherbaches bis nach Alfinkenstein hin. Das Vorkommen erinnert zwar stellenweise an Moräne, ist aber ein tektonisches Zerrüttungs- und oberflächliches Verwitterungsprodukt des Anstehenden. Ursache und Zustand dieses Dolomits gleicht in der Natur und nach der Beschreibung vollkommen den Angaben TELLERS (6. 12. 44. 46) über den Schlerndolomit auf dem Grenzkamme zwischen dem Mallestiger und dem Schwarzkogel nächst Verebnung P. 1524 und beim Nordportal des Karawankentunnels. Der Befund östlich des Kanzianiberges bestätigt die Auffassung des tektonischen Vor-

maresches der Karawanken in geologisch junger Vergangenheit. Der gleiche Kalk und Dolomit erscheint als Schutt in der großen Sandgrube nächst dem Westausgange von Pogöriach. Er ist hier deutlich geschichtet, von rostroten Verwitterungstreifen durchzogen, fällt nach W bis NW ein, wird an Ort und Stelle zu Zementziegelsteinen verarbeitet und bildet in der ganzen Umgebung ein beliebtes Baumaterial.

Im breiten, nur bei Hochwasser erfüllten Schotterbett des Rauchscherbaches sind außer Geschieben der Umgebung auch solche von Hornfels und Serpentin. Unter normalen Wasserverhältnissen versickert der Bach im Schutt und durchweicht die Mooswiesen am Südufer des Seebaches.

Die Kirche von Pogöriach (601 m) steht auf einem breitfirstigen, nach O gestreckten Moränenhügel, dessen verwaschene Oberfläche mit erbsengroßem Lokalschutt bedeckt ist. Brunnengrabungen im Orte stießen in etwa 3—6 m Tiefe auf Wasser, etwas weiter westlich erst auf 21 m, in einem Falle wurde auf 25 m der Schutt noch nicht durchbohrt (HARTMANN, 30). Bei der Kirche ist ein gerundeter, roter Porphyrblock als Randstein verwendet. Mylonitischer Kalksand wie bei Pogöriach erscheint auch in Aufschlüssen des Nordhanges der flachen Höhe 729 südlich des Ortes. Ein sehr ausgedehntes Sumpfbeckchen auf den östlich anschließenden Höhen südlich Ratnitz liegt in moränenartigem Schutt. Porphyrfindlinge kommen ferner am Nordabfalle der felsigen Ruinenhöhe von Altfinkenstein vor (831 m, nach TELLER Trogkofelschichten). Das Baumaterial der Ruine besteht aus Schiefer, Kalk und Rauhacken, also aus Gesteinen der Umgebung. Im Burghof liegt, nur zum Teil aus Schutt und Rasen hervorsehend, als Findling ein unbehauener, gerundeter Block aus Biotitgranitgneis von 1 m Länge und $\frac{1}{2}$ m Breite. Die welligen Wiesenhöhen westlich der Ruine bestehen aus Auernigschichten (nach TELLER). Das häufige Vorkommen karboner Blöcke und Geschiebe im Gebiete von Altfinkenstein begründete SCHWINNER (2, 141, Anm. 2) richtig nicht wie TELLER durch Antransport aus dem Gailtal, sondern durch vermutlich ausgedehnteres Anstehen dieser Gesteine in der dortigen Gegend. KAHLER und HERITSCH erbrachten mittlerweile hierfür die Beweise.

Die beiderseitigen Hänge des Rohicagrabens südlich Latschach enthalten gut gerollten Kalk- und Schieferschutt, manchmal poliert und gekritzelt in lehmiger Grundmasse, mithin Moräne. Aufgearbeiteter Sandstein weist auf das liegende Tertiär hin, das auch durch kleine Kohlenschmitzen kennbar ist. Der bisweilen gefährliche Wildbach ist verbaut. Der reich gegliederte Karbonrücken (nach TELLER Auernigschichten) nördlich Hof Samonig bildet das orographische Gegenstück von Altfinkenstein östlich des Rohicagrabens. Das graue, dolomitartige Gestein zerbröckelt stark, daher auch der Name Malna skala (Bröckelfels) dieser Höhe. Sie fällt nach N stellenweise in Wandeln ab, der rezente Schutt überwiegt daher.

b) Die bergige Vorzone dacht nach S steil zu einer den ganzen Abschnitt quer durchziehenden Senke ab, die nach Formen und Geschieben starke Glazialüberarbeitung zeigt. In TELLERS Karte ist dieser Raum wegen des natürlich auch vorhandenen jungen Schuttes als rezent bezeichnet. Die Senke beginnt im W am steilen Südabfalle des Kanzianiberges als trichterförmig ansteigende Hutweidemulde, umgibt dann einige Rundhügel (P. 757) des Riffkalks und überschreitet das flache Gelände südlich des vorgenannten Sattels. Östlich der Schotterflur des Rauscherbaches folgt die trogartige Senke von Altfinckenstein (P. 772). Nördlich von ihr liegt die dem Kanzianiberg entsprechende Schuppe mit der Ruinenhöhe (P. 841). Südlich des Troges erhebt sich über einer waldigen, erosiv stark zerschnittenen Steilstufe (Riffkalk) eine Verebnung mit den Höfen Z w a n z g e r, Trattnig und Wukounig (Wirtshaus Baumgartner) zu einer Höhe von 880 bis 980 m. Östlich des Rohicagrabens folgen die beiden durch den Höhenzug P. 894—901 getrennten Terrassen von S a m o n i g (810—850 m) und von A r r i c h (854 m) — O u t s c h e n a (892 m). Alle sind erziegbare Kulturträger. Die teilweise auch durch den Gesteinscharakter bedingten sanften, bisweilen wallartigen Oberflächenformen weisen zwar vorwiegend Lokalgeschiebe auf (Paläozoikum, karbone Quarzkonglomerate und Trias), sie sind aber zumeist gut gerollt, in mehreren Aufschlüssen auch gekritzelt und poliert (Kalkgeschiebe), was auf weiteren Transport hindeutet, und stellenweise noch in lehmige Grundmasse eingelagert. So z. B. auf der Terrasse der drei genannten Höfe südlich Altfinckenstein, dann besonders bei den Höfen Samonig und Kliner (östlich Arrich). Nasse Wiesenmulden (Samonig) und überschliffene, teilweise von Rasen bedeckte Rundbuckel (Kliner) ergänzen die deutlich glaziale Überformung.

c) Im höheren Hang- und im Kammergebiete fehlen solche Anzeichen. Die dichte Wald- und Krummholzbedeckung (daher der Name Mallestig und Cerno vrh. Schwarzkogel) weicht allmählich zahlreichen, jähren Schuttabrissen. Aus ihnen förderten die bis zur Kammlinie hinauf reichenden, wirt verzweigten und tief eingerissenen Wildbachfurchen massenhaft Schutt zu Tal. Das Bett des Rohicabaches und seiner Zubringer ist daher bis unter die Nordabstürze des Schwarzkogels verbaut. Im Winter 1937 brach abermals von der Nordseite des Mallestiger Mittagsgogels ein Bergsturz nieder. Steile Felsrippen und -klötze gliedern den Kamm und die anschließenden Hangpartien, die zerschlissene Felstürme und steile Schutthalden aufweisen; denn die härteren Dolomitbänke wittern aus den leicht zerstörbaren Rauhwacken als Pfeiler und Gesimse heraus. Erst bei der jugoslawischen Alm Grajšica (1647 m) ist welliges Hutweidegebiet (Schlerndolomit) mit moränenartigen Formen und einem Tümpel. Auf der Nordseite liegt nur nächst der schon genannten Verebnung P. 1524 knapp oberhalb des weit sichtbaren Schuttabrisses im hinteren Rauschergraben eine dürf-

tige Schafalm mit bereits verlandetem Tümpel (Muschelkalk und Werfener Schichten).

Infolge der Kammhöhe und Hangbeschaffenheit stürzten die eiszeitlichen Niederschläge als Lawinen auf den nach der allgemeinen Lage in etwa 1400 m Höhe sich vorbeischiebenden Eisstrom hinab. Durch die Geländebeschaffenheit und die Bodenbedeckung sind aber dessen Spuren nur bis etwa 1000 m sichtbar.

5. Greuth- und Worounzgraben.

Das Einzugsgebiet dieser beiden Gräben, in den älteren Karten Kropiuna- und Worounicagraben genannt, liegt im Bereiche des Mittagkogels (2143 m), der höchsten Erhebung des Grenzkammes in den Westkarawanken. Der von den Verzweigungen des Felsgrates Kl. Mittagkogel-Türkenkopf ausstrahlende große Schuttkegel des Worounzgrabens begrenzt diesen Abschnitt im O. Beide Gräben vereinigen sich in tief eingeschnittener Schlucht südlich des Aichwaldsees und leiten die Niederschläge nach scharfem Laufknick durch einen flachen Schuttkegel über die Mooswiesen in den Faaker See als dessen größte Zuströmer.

Die vorwiegend aus tertiärem und jüngerem, verfestigtem Altschutt der Karawanken bestehenden, glazial überformten Hochflächen von Ober- und Unteraichwald, Ober- und Untergreuth, Terpiňiak oder Doberňigg (650—900 m) bilden eine untere Zone glazialer Beobachtung am Karawankenfuß; die Terrasse südöstlich von Outschena (1000—1200 m) folgt als mittlere im unteren Hangbereiche. Höher oben liegt in den Talschlüssen, bereits tief im Gebirge, eine obere Zone.

a) Untere Zone.

Die in der Vinza (685 m) gipfelnde Hochfläche von Aichwald besteht meinen Beobachtungen im Jahre 1932 zufolge aus gut gebankter, gegen N geneigter Nagelfluh aus Karawankengesteinen, die mit zumeist kulturtragenden Glazialablagerungen bedeckt ist. HARTMANN (26) unterzog die Vinzanagelfluh als Erster einer genaueren gesteinskundlichen Untersuchung. PENCK (1106) hob ihre Ähnlichkeit mit der Rosenbacher Nagelfluh hervor. HERITSCH (7, 10) erkannte mittlerweile den jungen Nordschub des dadurch tektonisch stark gestörten Tertiärs an die Vinzanagelfluh, vermutete aber in dieser nicht Tertiär, sondern eine interglaziale Ablagerung, die älter wäre als die Förderlacher Schotter. STINY (6, 66) hielt diese Annahme auf Grund der Lagerung, des Gesteinsbestandes und der Wasseruntersuchungen für zwar nicht ausgeschlossen, es fehlten ihm aber noch zwingende Beweise hierfür. Ich konnte seinerzeit außer meinen mit HERITSCH übereinstimmenden Beobachtungen bei Gruppe 7 für den engeren Bereich noch ergänzend feststellen: Die Oberflächenformen der Vinza sind anscheinend glazialen Ursprunges. Seichte Längsmulden und breite Rücken streichen in W—O- bis SO-Richtung und setzen allseits mit meist

bewaldeten Steilhängen, nur östlich des Aichwaldsees mit Terrassen, gegen das Umland ab. Die Bankung der harten, nordfallenden Nagelfluh ist besonders gut ersichtlich in den alten Steinbrüchen am Ostabhange der Vinza, dann am Nord- und Südabhange der benachbarten Höhe P. 669 von Oberaichwald. Stellenweise sind Sandsteinbänke zwischengelagert. Die Nagelfluh wird häufig gleich der Höttinger Breccie für Bauten verwertet. Dieser Festigkeitsgrad und die Pflanzenfunde von H. HERITSCH könnten möglicherweise für das altquartäre Alter der Vinzanagelfluh sprechen. Die Glazialschuttbedeckung setzt sich aus Lokalschutt (paläozoische Schiefer und Kalke, Triaskalke, stark zerlöcherter Rauhacke) und aus Fremdgeschieben zusammen. Von solchen fanden sich: kristalline Schiefer auf der Vinza, ein vereinzelter Serpentin am Nordhange der Hochfläche, rote Porphyrgeschiebe allenthalben. Während bei Unteraichwald die Geschiebe schotterartig gut gerollt und gewaschen vorkommen, erscheinen im Raume Vinza—Oberaichwald an mehreren Stellen polierte und gekritzte Geschiebe in lehmiger Grundmasse eingebettet, also Moränen.

Die Tiefenlinie *L a t s c h a c h* — Aichwaldsee beginnt südlich des Ortes, dessen Kirche auf einem mit Moränenschutt überkleideten, länglichen Schotterhügel steht (639 m), mit einer sich verengenden Steilmulde, einer ehemaligen Bucht des alten Faaker Sees. Dann folgt eine kleine Querschwelle und hierauf eine röhrenförmige, sanft ansteigende Trockenrinne. Terrassen begleiten diese Senke, Linartitschtal genannt, die sich von ihrem Scheitel (640 m) nur schwach zum Aichwaldsee (634 m) senkt. Sie steht mit ihm auch entwicklungsgeschichtlich in Verbindung. Der See empfängt jetzt seine dürftigen Zuflüsse von der südlich gelegenen Hochfläche Untergreuth, sein Abfluß erfolgt in den Worounzbach. Dessen Schuttkegel drängt den See immer mehr zurück. KAHLER (1, 35—37; 11, 93) beschrieb ein in diesem Schutt merkwürdigerweise gefundenes Eozängerölle. Das Ost- und namentlich das Westende des Aichwaldsees ist versumpft und verschilft. Hier sind die Verlandungserscheinungen bereits so stark vorgeschritten, daß die Wasserfläche des schmalen Westteiles schon nahezu abgetrennt ist, der sich in der Richtung des Linartitschtales erstreckt. Nach allen Anzeichen bildete es einst einen Zuflußweg zu dem glazialen Zungenbecken des Aichwaldsees und erhielt erst mit abklingender Eiszeit durch Umkehr der Strömungsrichtung das entgegengesetzte Gefälle zum Faaker See (siehe auch Gruppe 7).

Die etwas tiefere Fortsetzung der Glazialterrasse von Samonig nach O ist die von Untergreuth (791 m). Sie dacht nach N in Stufen zum Aichwaldsee ab. Die meist breit gerundeten Oberflächenformen tragen Kulturen, während Wald die tief eingerissenen, aber wenig Wasser führenden Tiefenlinien umgürtet. Trotz der spärlichen Aufschlüsse ist die Überdeckung des tektonisch stark gestörten, oft steil gestellten Tertiärs und Altquartärs durch jüngeren Glazialschutt allenthalben gut erkennbar. Er liegt auf dem tertiären Sandstein

und den gut gerollten Karawankenkalken bis zu Kartoffelgröße in der erdig-rötlichen Bodenkruste und besteht aus meist gerundeten, stellenweise ausgesprochen schotterartigen, manchmal wieder polierten und gekritzten Kalkgeschieben und paläozoischen Schiefeln, beide in lehmiger Grundmasse eingebettet; dann aus triadischen Rauhwaeken, einzelnen roten Porphygeröllen und -blöcken, ferner aus Glimmerblättchen, Geschieben von kristallinen Schiefeln (z. B. beim Hof Ulbing nordwestlich der Kirchengöhe) sowie aus Quarzkonglomeratblöcken (z. B. auf der Höhe 776). Er ist also von sehr wechselnder Zusammensetzung. Bei der Kirche (791 m) sind einzelne Nagelfluhblöcke im Rasen halb verborgen. Hier strandete auch ein glatt geschliffener Block aus Grauwacke, 1 m lang, $\frac{1}{2}$ m breit und mindestens ebenso mächtig. In der Schottergrube beim Hof Wucherer (nördlich Ulbing) werden die sandigen Zerreibsel der faustgroßen Rollstücke zu Bauzwecken verwertet. Eine scharfe Trennung zwischen aufgearbeitetem Tertiär, Schottern und Moränen ist nicht durchführbar, da deren Mischung stattgefunden hat.

Zwischen den tiefen Schluchten im Talwiesel des Greuth und Worounzgrabens liegt die ähnlich beschaffene Verebnung beim Wirtshaus Ischnig (770 m). Ihre wellig bewegte Oberfläche enthält außer den meisten vorgenannten Gesteinen auch gekritzte und polierte Kalkgeschiebe in lehmiger Grundmasse. Die hier fast ununterbrochene Folge der Abrisse in der Tiefe der beiden Talgräben gestattet wertvolle Aufschlüsse über die Schichtfolge. KAHLER (2. 246) untersuchte sie im Worounzgraben zuerst genauer und kam zu folgendem Ergebnis: Die etwa 80 Grad südfallenden Tertiärschichten bestehen im Nordteile dieses Gebietes aus fein verteilten Glimmertonen, stellenweise angereicherten Glimmerschüppchen und kleinen Quarzgeröllen, also aus Urgebirgsmaterial; im Südteil aus gröberem Kalkgeröllen. Im Hangenden folgen als Diluvium nahezu waagrecht geschichtete, mithin diskordante, auffallend gröbere Wildbachschotter, darüber feine Sande und fluviale Gerölle. Darüber „wahrscheinlich Moräne“ Meine Beobachtungen an den Aufschlüssen im Talwiesel von Ischnig konnten KAHLERS Wahrnehmungen ergänzen. Einer der größten Aufschlüsse liegt östlich unter dem eben genannten Hof, nächst dem Steg zum Gehöft Aschim (Ožem). Die beiden unteren Drittel des schätzungsweise 30 m hohen und mindestens ebenso breiten Abrisses zeigen eine harte, durch Wasserfurchen zerschnittene, lehmige, mehr oder weniger glimmerige Grundmasse. In sie sind kleine, eckige und runde, manchmal polierte und gekritzte Geschiebe aus Kalk, paläozoischem Schiefer, seltener aus Kristallin, eingebacken. Aus dieser moränenartigen Decke sieht aber häufig, namentlich an den durch Erosion freigelegten Rippen, das liegende Tertiär klippenartig hervor in der von KAHLER beschriebenen Zusammensetzung. Diese Schichtfolge entstand durch Nachbrechen der oft überhängenden Vegetationsdecke und Rutschungen ihres Wurzelgebietes. Hiedurch gelangte die Moräne als Schuttmantel auf

sekundärer Lagerstätte über die tieferen, flacheren Tertiärpartien des Abrisses. Dessen oberes, steileres Drittel zeigt die Diskordanz der nahezu horizontal geschichteten, groben Schotter, die durch Verfestigung stellenweise vorkragende Simse bilden; ferner gut geschichtete Sandlagen, graue und gelbe Bändertone, gleichfalls in waagrechter, sehr feiner Warwenschichtung. Darüber folgt die unversehrte, ungeschichtete Moränendecke. Diese Dreigliederung in liegendes Tertiär, hangende Terrassensedimente, bestehend aus Schottern, Sanden und Bändertonen, und darüber die hangende Moräne, ist freilich nur an einzelnen, räumlich beschränkten Stellen einwandfrei sichtbar; denn zumeist ist diese Reihenfolge durch Rutsche gestört. In der Bachtiefe nächst P. 752 wird die durch das Wasser freigelegte und zusammengeschwemmte Tertiärkohle von den Bauern gesammelt und im Hof Aschim am Ostufer als Brennmaterial verwendet.

Ein breiter Geröllstrom aus Bergsturzböcken und Wildbachschutt, der aus dem wüsten, stark verzweigten Kar zwischen dem nördlichen Vorgipfel des Kl. Mittagkogels und dem Türkenkopf herabkommt, trennt die Verflachung von Dobernigg (Terpiñiak, etwa 730 m) ab. Auch hier lagern auf dem Tertiär die Terrassensedimente und darüber Moränenschutt. Der terrassierte Nordhang zeigt die ver-rutschten Grenzen dieser Schichtfolge. Am Südfuße der Verebnung dämmte das Schutt- und Blockgebiet eine Sumpfmulde ab.

b) Mittelzone.

Südlich des schmalen Riffkalkkrückens P. 894—901, der die Längsenken von Samonig und Arrich—Outschena trennt, am linken und südlich Ischnig am rechten Ufer des Greuthbaches setzen sich die von Altfinckenstein bis hierher verfolgten Glazialterrassen in ähnlicher Weise bis zum Worounzgraben fort. Die Verebnungen steigen auch hier wellig auf 900 m an, Formen und Schutzzusammensetzung ändern sich nicht. Auch Porphyrgeschiebe kommen hier wieder vor, so z. B. südlich vom Koflerhof (820 m). Höhere Terrassen bilden dann oberhalb einer Riffkalkstufe die gestaffelten glazialen Verflachungen südöstlich Outschena um P. 1032. Sie liegen bereits auf bewaldetem Silur. Kleinschutt und Blockwerk von Kalk, Schiefer und Quarzkonglomerat findet sich häufig. Fremdgeschiebe sind sehr selten. Die flachen Wellen und nassen Mulden dehnen sich nach S sogar bis zum Jagdhaus bei P. 1217 aus, also noch weiter, als die Karte TELLERS Moränenbedeckung angibt. Diese sicherlich glazial überarbeiteten Geländeformen kommen in den Karten 1:25 000 sehr gut zum Ausdruck.

c) Obere Zone.

Der Talschluß der beiden Gräben liegt bereits im Vereisungsbereich des Mittagkogels. In dem südlich Outschena zunächst schmalen Greuthgraben schneidet nahe der Sohle die von W her streichende permotriadische Schichtfolge am Silur ab. Außer Hangschutt

dieser Gesteine wurden keine kennzeichnenden Geschiebe gefunden. Hoch oben am Westhange ist nächst der in Werfener Schichten liegenden *S a m o n i g - A l m* (1382 m) auf etwa 1400 m Blockwerk und Schutt lediglich aus Karawankengesteinen wallartig zusammengeschoben. *PENCK* (1075) erblickte darin zutreffend ein Anzeichen für die Eishöhe des *Draugletschers*, der den Gebirgskamm somit nicht mehr erreichte. Der Blockwall ist eine *R a n d b i l d u n g* an der Grenze des Eisstromes. Am bewaldeten Gegenhang entspricht einem solchen Eisstande anscheinend die Aufeinanderfolge flacher, von Fremdgeschieben freier Rasten bis zu dieser Höhe. Bewaldeter Gehängeschutt bedeckt den Talschluß bis zu den Felsabstürzen des *M i t t a g s k o g e l s* (2143 m). Dessen schmaler Grat geht bei der nächst der abgebrannten *Bertahütte* neu erbauten *Annahütte* (1587 m) nach W in einen breiten, abgewehten, durch Verfirnung grubig-höckerigen Hutweiderücken über (tonreiche *Raibler* Schichten). Westlich des schmalen, waldigen *J e p i t z a s a t t e l s* (1438 m ÖK, *Jepcasattel*, 1441 m OA) steigt der Grenzkamm zu dem bereits erwähnten Seitenast P. 1642—1505 des felsigen *Schwarzkogels* an, ohne glaziale Spuren zu zeigen.

Im hinteren *W o r o u n z g r a b e n* ist die Beschaffenheit des Schuttes und der Formen beiderseits des Weges zur neuen *Bertahütte* wegen der fraglichen Höhe des Ferneises sehr bemerkenswert. Die aus den zerschründeten Felsabstürzen der Nordseite des *Mittagskogels* nur zur Schneeschmelze reichlich herabschießenden Wildwässer haben hier eine tiefe Rinne ausgenagt. An sie grenzt bei 900 m im O eine Schuttvorwölbung, die sich aufwärts verbreitert und mit Laubwald bestanden ist. Sie geht an ihrem Südrande zwischen 1100 und 1200 m in die waldfreie Verflachung der *Unteren Ferlacher Alm* über. Deren Gelände ist durch kleine Hügel und kurze, talwärts gestreckte Rücken gegliedert. Auf dem Hutweideboden liegen einzelne Kalkblöcke und zahlreiche graue und grau-grüne Sandsteinbrocken in Nußgröße. Sie sind etwas kristallin, im frischen Bruch dunkler, manchmal eisen-schüssig und stehen höher oben an. Nach *TELLERS* Karte gehören sie zur „tonreichen Schichtgruppe im Hangenden des *Schlerndolomits*“, also zur *Raibler Fazies*, wofür auch ihre lehmige Verwitterung spricht. Keinesfalls ist es *Moränenlehm*; auch Fremdgeschiebe fanden sich nicht. Abseits der breiten, zum Sattel hinaufführenden, rezenten Schuttrinne bedeckt den durch Rasten gegliederten Hang kleiner, in diesen Verwitterungslehm eingebetteter Kalkschutt anscheinend jungen Alters. Eine starke Quelle tritt in diesem Bereiche an lehmfreier Stelle auf etwa 1400 m aus, ihr Ablauf versickert jedoch bald. Der Sattel (1533 m) mit der neuen *Bertahütte* (1560 m) liegt im *Muschelkalk*, dessen klein zerriebener Schutt zwischen Felsrippen den Wald- und Hutweideboden überstreut.

Zur Hocheiszeit lag der Sattel etwa an der Schneegrenze. Vom *Mittagskogel* gelangte hierher nur ein vergleichsweise geringer Bruchteil der Schneemassen, die sich in den zahllosen Runsen des

Nordkars ansammelten, es auspolsterten und bis auf den Südrand des Draugletschers hinabsanken. Es fehlen jedoch örtliche Anhaltspunkte, in welcher Höhe er sich befand. Nach seinem Schwinden führen die Lawinen tiefer zu Tal und blieben noch geraume Zeit auf den verschiedenen Hangverflachungen der großen Mulde liegen, wo sie zahlreiche Kleinformen hervorriefen. Der gleiche Vorgang vollzog sich in dem wilden Felskessel, der zwischen dem Grate des Kl. Mittagkogels und dem Türkenkopf nordseitig eingesenkt ist. Auch das kleinere, westschauende, südseitig vor Besonnung geschützte, steile Kar in diesem Grat war ein guter Schneebehälter. Derart entstand am Ostgehänge des Worounzgrabens durch Lawinen und Wildwässer der große Schuttvorbau. Er verhüllt nahezu gänzlich die eiszeitlichen Spuren.

6. Vorbergzone. Kleiner Mittagkogel — Rosenbach.

Durch den Höhenzug Türkenkopf—Kl. Mittagkogel—Gratschützen (Graënica der älteren Karten) vom Karawankenhauptkamme getrennt, liegt dieser Abschnitt gänzlich im Bereiche des Draugletschers. Hiedurch tritt er in engen Zusammenhang mit dem Faaker Seetal und dem Delta von St. Jakob (PENCK, 1105) am Ausgange des Rosenbachtales.

Östlich des ausgedehnten Schuttfeldes des unteren Worounzgrabens erhebt sich auf einer terrassierten Steilstufe die Hochfläche von Kopein (828 m). TELLER bezeichnete sie in der Karte als rezente Schutterrasse, brachte ein Profil des südlich davon durchziehenden Hochwipfelbruches (6, 18) und führte die von Blockwerk durchsetzten welligen Formen des Kulturbodens auf einen Bergsturz zurück, der vom Türkenkopf niederbrach. Der Augenschein ergibt, daß die meisten und größten Ausbruchsstellen zwar derart liegen, daß ihr Blockwerk nicht nach Kopein gelangen konnte, sondern nur in die heute von verwildertem Wald umgebenen tiefen Einrisse in dem südsüdöstlich von Kopein gelegenen Quellgebiete des Mallenitzbaches; immerhin aber ist es gewiß auch ein Teil des Bergsturzmaterials vom Vorgipfel P. 1240 des Türkenkopfes, das aus dem Boden stellenweise hervorsieht und in verdeckter Lage dessen auf- und absteigende Formen sowie die geschlossenen, abflußlosen Wannen verursacht. Die Ausbruchsnischen machen keinen verhältnismäßig jungen, sicher nacheiszeitlichen Eindruck. Alljährlich brechen jedoch noch immer kleinere Nischen aus und erzeugen frische Bruchflächen in den großen, alten Ausbruchsnischen, die verwittertes Aussehen haben. Durch diesen Umstand, ferner durch die verwaschenen, sanften, von Glazialschutt und Verwitterungskrumme überdeckten Formen im Ablagerungsgebiete wird es wahrscheinlich, daß der Bergsturz zwischen-eiszeitliches oder wenigstens späteiszeitliches Alter hat und daß sein Ablagerungsgebiet nachher noch vom Draugletscher und seinen

Schmelzwässern überformt wurde. Das derart beschaffene Gelände setzt mit rückfälligem Steilwulst von etwa 800 m Höhe gegen den drauwärtigen Berghang ab und senkt sich dann erst in flachen Wellen nach N und NO. Auch auf der durch eine Tiefenlinie abgetrennten Höhe P. 796 nördlich des Hofes liegen noch halb versteckte Kalkblöcke. Soweit die Kulturen Aufschlüsse zulassen, besteht der unter der Humusdecke abseits des Blockwerkes lagernde Kleinschutt aus gut zerteiltem Kalk, Schiefer, Sandstein, dann einzelnen grünlichen und rotbraunen Porphyren und Tuffen, die, wie TELLER feststellte, gleich südlich des hier durchziehenden Hochwipfelbruches anstehen. Diese Gesteine einschließlich der roten Porphyrböcke werden beim Hof Kopein zu Bauten verwendet. Die manchmal zu beobachtende gelbe, lehmige Verwitterungsschicht scheint nicht nur von den zerfallenen Porphyren herzurühren, sondern auch der Grundmoräne anzugehören. Demnach überformten Bergsturz, Draueis, glaziale Schuttbedeckung, Verwitterung und schließlich die ausgleichende Hand des Menschen dieses Gebiet zu seiner heutigen Gestalt. Das Liegende bildet nach allem Anschein im S Untersilur und, nach N an Mächtigkeit zunehmend, Tertiär und Altquartär. Dessen Konglomerate und die Decke aus Glazialschutt (Kalk, paläozoische Schiefer, Quarzbrocken, Serpentin- und Amphibolitgeschiebe) finden sich auch weiter im O und NO auf den Höhen und, mit Jungschutt und Schwemmland vermischt, in den Tälern des Raumes P a r d e i s (640 m) — M a l l e n i t z e n. Die trogartige, nach O sanft geneigte Wiesenmulde daselbst (nach TELLER rezent) ist eine ehemalige Schmelzwasserrinne am Rande des schwindenden Draugletschers. Sie wird im N durch den gerundeten Rücken P. 678—654 abgeschlossen (Tertiär mit Glazialschuttdecke).

Die meist tief eingerissenen Quellgräben des Mallenitzenbaches kommen aus der weit verzweigten Mulde Türkenkopf—Kl. Mittagkogel—Graue Wand. Wegen ihres Wildbachcharakters findet sich hier zumeist nur rezenter Schutt. Die G r a u e W a n d (1054 m) baut sich in zwei Stufen auf. Am Fuße der unteren (obersilurischer Kalk nach TELLER, wahrscheinlich aber zentralalpine Trias nach WORSCH, 2, 47—48) liegt das von TELLER (6, 19) erwähnte große Trümmerfeld aus scharfkantigen, polyedrischen Blöcken. An dieses Bergsturzgebiet schließen im N wieder die glazial überformten Tertiärwellen (Wiese) an. Die obere Stufe aus Schlerndolomit (TELLER), die eigentliche Graue Wand, fällt schroff nach N ab, senkt sich aber nach S mit einer Rundkuppe sanft zu der im Schlerndolomit gelegenen R o ß a l m (1079 m). Dieser Abfall enthält Kalktrümmer im Hutweideboden und durch Eis geglättete, erst durch spätere Verwitterung aufgeraute Platten des anstehenden Gesteins. Südlich einer nassen Mulde erhebt sich auf einem der zahlreichen Rundhügel die Almhütte, umgeben von welliger Hutweide und Wiese (Mahd).

Gegen den Sattel P. 1177 zwischen den Ausläufern des Kl. Mittagkogels und dem Hang der G r a t s c h ü t z e n mehrten sich die siluri-

schen Fremdgeschiebe oberhalb der starken Quelle. TELLERS Funde (6, 19, Fußnote) vereinzelter Irrblöcke von schwarzen Silurschiefern und grünlichen, harten Grauwacken auf der Westseite des schmalen, kuppig ansteigenden Sattels bis auf 1300 m Höhe konnten auch auf der Ostseite bestätigt werden. Denn die von 1200 bis 1220 m reichende Verebnung (schütterer Wald und Hutweide), aber auch noch der Hang bis nahe (1320 m) zum Gipfel der Gratschützen tragen Kleingeschiebe von paläozoischen Schiefen, Sandsteinen und Quarzkonglomeraten. Sie beweisen den Übertritt des Draueises über den im Schlern-dolomit liegenden Sattel in den Gratschützengraben. Die Breite dieses Eisstromes betrug somit etwas mehr als 1 km, seine größte Mächtigkeit 150 m. Auf der steilen Südseite des Sattels herrscht hingegen rezenter Schutt vor. Der nach N schroff abfallende, stark verwitterte, schmale Gipfel der Gratschützen (1359 m) enthält keine Spuren des Ferneises; anscheinend wurde aber der drauwärtige Gipfelaufbau nordseitig durch das Ferneis versteilt. Der eckige Dolomitgrus des Gipfels ist stellenweise zu Breccien verfestigt. Die dichte Bewaldung des Nordhanges verhüllt die zu erwartenden Geschiebe des Draugletschers.

Die Hochflächen von Tschernitzen—Kanin (650—720 m) sind äußerlich durch einen zumeist trockenen Graben getrennt. Die Westgrenze der Verebnung bildet der Derve-(Tschernitzen-)bach. Er erreicht durch die Lücke bei Winkl das Drautal bei Mühlbach. TELLER stellte diesen Abschnitt als rezent dar. Doch ist der enge Graben des Dervebaches südlich der Eisenbahnbrücke mit Moränenschutt und Schotter stark angestopft (Geschiebe von Silur, Trias, Quarz, Amphibolit, Serpentin). Der Nordabfall der Hochfläche enthält ferner entlang des gut verbauten Eisenbahneinschnittes die auch PENCK (1106) bekannten Aufschlüsse von Nagelfluh. Er hob deren bunte Zusammensetzung und braunrote Färbung als Unterschied gegen die Nagelfluh im Raume Rosenbach—St. Jakob hervor. Ihre auffallend unregelmäßige Schichtung erinnerte ihn an nebeneinander gelagerte Deltas. Im Liegenden der Moränendecke nahm er westlich und nördlich Kanin die ostwärts gerichteten Gletscherschliffe wahr. Diesen Beobachtungen wäre beizufügen: Farbe und Zusammensetzung der Nagelfluh entlang des Bahneinschnittes nördlich Tschernitzen sind auf die südlich anstehenden Gesteine zurückzuführen. TELLER (6, 19) verzeichnete hier grüne Phyllite und violette Schiefer des Untersilurs, bunte Kalkkonglomerate der anisischen Stufe sowie grüne porphyrische Gesteine und Tuffe. Ähnlich wie nach der Farbe eine rote und weiße Höttinger Breccie unterscheidbar ist als Wirkung des Einzugsbereiches, ohne aber deshalb allein einen Schluß auf die Bildungszeit zu ermöglichen, verhält es sich wohl auch hier. Die unregelmäßige Bankung der nordfallenden, stellenweise senkrecht zerklüfteten Nagelfluh erinnert tatsächlich an eine Deltabildung, an Einschüttung des bunten Karawankenschuttens von S in eine große, wenig bewegte, seeartige Wasserfläche.

Die Hochfläche von Tschernitz—Kanin erstreckt sich vom oberen Dervebach ohne Unterbrechung bis in die Umgebung von Schlatten und hebt sich morphologisch vom steileren Gratschützenhang deutlich ab. Bodenform und Schuttinhalt bekunden die glaziale Überarbeitung des Tertiärsockels. Erst im Raume Winkl—Strelitz (nordwestlich Schlatten) taucht infolge anderer tektonischer Verhältnisse ein kalkiger Rücken (Silur nach TELLER, zentralalpine Trias nach WORSCH) mit der Ruine Thurn klippenartig aus der Tertiärbedeckung auf, ganz ähnlich den Klippen Kanzianiberg und Altfinckenstein. Die Mächtigkeit des tertiären Konglomerates schätzte TELLER (6, 23—24) hier auf etwa 400 m.

7. Faaker See und Umgebung.

Das den Abfluß des Sees enthaltende Faaker Seetal beginnt bei Müllnern (500 m), wo die Gail in scharfem Knick aus der östlichen in die nördliche Richtung umbiegt. Sie bricht hier zwischen der Faaker Dobrova (ÖK. Dobrava nach den älteren Karten) und der nur lose mit dem Ostfuße des Massivs der Villacher Alpe (Dobratsch) verbundenen Höhe Graschlitzen durch und fließt dann in nordöstlichem Laufe der Drau zu. Östlich des Faaker Sees und der Lücke von Egg—Bogenfeld reicht das Seetal jetzt, als Einzugsgebiet betrachtet, entlang der Tafelberge in südöstlicher Richtung bis zur flachen Wasserscheide (605 m) zwischen Ledenitzen und Unterferlach, die durch den großen Schuttkegel des Worounzbaches gebildet wird. Formenkundlich setzt sich die alte Talfurche aber unter Beibehaltung ihrer Richtung weiter zunächst bis in die Gegend von Mollenitzen fort; hier wendet sie sich nach NO. teilt sich in mehrere schmale Tälchen, von denen das von Winkl die größte Tiefe hat, und erreicht endlich bei Mühlbach das Drautal (etwa 467 m). Hiedurch gelangt sie in die Nachbarschaft der Rosenbachmündung bei Feistritz (453 m).

Die ursprüngliche Einheit des ganzen Talzuges noch zur Diluvialzeit älterer Vorstellung erkannte bereits PETERS (3. 616—617): „Ein eigentliches Terrassendiluvium . . . gibt es im Gailtal von Pöckau (östlich von Arnoldstein) an, wo sowohl Schotter als Lehmlagerungen längs der ganzen Gebirgskette hinziehen, unter den Schuttkegeln und Halden vor der Mündung der Quertäler. Es sind dies sämtlich niedrige Terrassen von höchstens 40 bis 50 Fuß Höhe über der jetzigen Talsohle, welche einerseits an das höhere Draudiluvium bei Villach sich anschließen, andererseits über Mallestig und Faak bei Bogenfeld und in genau östlicher Richtung über Unterferlach—Gorintsehach die Inselberge der Drau umschließen und sich mit dem Terrassendiluvium des mittleren Drautales identifizieren. Es scheint, daß der hohe Draudiluvialstrom das tertiäre Konglomerat der Dobrova bis zu einer Meereshöhe von 1900 Fuß (also rund 635 m) überflutet hat, bei Federaun aber vom Gailtale abgeschlossen war; daß demnach der Gailstrom zur Zeit

des Terrassendiluviums mit weniger hoch gehenden Wogen in gerade östliche Richtung abfloß und zwischen den Inselbergen aus Dolomit und tertiärem Konglomerat und der Gebirgskette (der Karawanken) sich mit jenem südlich von Rosegg vereinigte.“ — Diesen Gedanken, denen freilich nur die Vorstellung von Wasserfluten, aber nicht von Vereisungen zugrunde lag, führte HARTMANN näher aus. Seine und PENCKs Beobachtungen und Schlüsse kommen an entsprechender Stelle zur Sprache.

Meine eigenen ergänzenden Beobachtungen am Südrande der alten Talfurche sind in den vorhergehenden Abschnitten enthalten. Es wäre hierbei besonders hervorzuheben, daß bei der Beurteilung der eiszeitlichen Verhältnisse die von der Nordseite der Karawanken in die Talung vorgebauten Schuttkegel wegzudenken sind, weil sie erst aus späterer Zeit stammen. Sie verleihen aber dem Talbilde seine heutige Gestalt. Von ihr ausgehend, ergeben sich die folgenden, unscharf begrenzten Abschnitte.

a) Faaker Seetal.

a) Sein Westende ist auch der Beginn des eiszeitlichen Faaker Sees. Die durch den Gletscher aus dem Gailtale vereinzelt gebrachten Gneis- und Porphyrböcke werden in Gödersdorf (531 m), das auf dem Schuttkegel des bei Stobitzen sich vereinigenden Feistritzer- und Goritscherbaches liegt, zu Bauzwecken verwendet. Östlich über dem Ort und südlich der Bahn erhebt sich der bis 13 m hohe Steilhang einer nach W geneigten und im N erosiv abgeschnittenen Schotterterrasse. Sie wird im S von dem Aufbau überragt, der auf seiner flachen Oberseite das Schloß Neufinkenstein trägt. Ein ausgedehnter, lehmiger Anschnitt auf der steilen Nordseite und die Zusammensetzung der Geschiebe erweisen diese Terrasse als eine von der Erosion verschonte Moräneninsel. Den breiten Oberteil bedeckt abseits der Kulturen paläozoischer Schiefer- und Kalkschutt. Wie HARTMANN (30) mitteilte, wurde hier 1885 bei einer Brunnengrabung in 19,8 m Tiefe Wasser erbohrt. Das Aushubmaterial bestand hauptsächlich aus blaugrauem, sandigem Lehm mit Gesteinsdetritus aus den benachbarten Karawanken. Für Neubauten beim Schloß (Jagdhaus) dient der weiße, grusige Kalksand von Pogöriach als geschätztes Material.

Der flache Schuttkegel von Mallestig, den der Mallestiger-, Murna- und Rauscherbach aufschütteten, ummantelt als Einheit den Fuß der SO—NW gestreckten Höhe Haubitze. In ihrer orographischen Fortsetzung liegt der gleichfalls aus tertiärem bis altquartärem, festem Konglomerat bestehende Höhenkomplex Goritschitz (587 m) zwischen St. Stefan und Neufinkenstein. Den geologischen Zusammenhang beider Erhebungen verdecken die jungen Schotter- und Schuttkegel, in denen auch ganz zermorsches Kristallin vorkommt. Die Goritschitz gliedert sich in auffallend parallele, schmale, stellenweise mit Moränenresten bedeckte Rücken und tiefe, enge Tälerchen, beide

Formen verlaufen in SO—NW-Richtung. Die Höhen steigen nur von Mallestig sanft auf, sonst fallen sie allseitig steil ab, zum Durchbruchstal des Seebaches sogar in bewaldeten Felswänden. Nach STINY (6, Karte) endet das tertiäre Konglomerat bereits am Südufer des Seebaches. Meinen Beobachtungen zufolge erscheint die Nagelfluh aber auch noch auf der Nordseite des schluchtartigen Einschnittes zwischen St. Stefan und Müllnern, in dem der Bach und die Bahn verlaufen, wie einige tief gelegene Anschnitte zeigen. Namentlich nördlich der Sägemühle und oberhalb der Spiritusfabrik bei Müllnern ist sie sehr gut erschlossen. Ihre meist nußgroßen, fest verkitteten Gerölle bestehen vor allem aus Karawankentrias (Kalk und Werfener Schichten), dann aus Paläozoikum, einzelnen Kristallin- und Quarzgeschieben sowie aus gerundeten Porphyrböcken. Die Nagelfluh ist gut, fast waagrecht oder schwach, stellenweise auch stärker, ostwärts fallend gebankt; daher nicht nur verrutscht, sondern sicher auch tektonisch gestört. Ihre verwitterte Oberfläche ist dunkelgrau, fest und hart, manchmal mit hohlen Eindrücken versehen. Diese Nagelfluh wird stellenweise bei Zwischenschaltung einer Sandschichte von hellem, weit weniger festem, jüngerem Schotter bedeckt, der in einzelnen Anschnitten der Bahn erscheint und die nördlich anschließende, fast ebene Kulturfläche P. 546 bildet. Er ist gut gerollt, deutlich geschichtet und ähnlich wie die Nagelfluh zusammengesetzt, enthält aber weniger Kristallin und ist etwas aufgelockert. Die Überlagerung und Schichtung ist besonders klar bei der Spiritusfabrik. Über diesen jungeszeitlichen Schottern folgt auf den Höhen nördlich Müllnern—St. Stefan die lückige Moränendecke der Dobrova. Weiter östlich ist der Schotter samt der liegenden Nagelfluh tektonisch gestört.

Die Beobachtungen von PENCK (1102) über das Konglomerat am Ausgange des Seetales sowie die nachträgliche Verbauung der Senke durch Schotter und deren teilweise Wiederentfernung durch Erosion (HARTMANN, 7. 35), ferner die mittlerweile durch STINY (6) erfolgte Neuaufnahme dieses Raumes wurden durch meine Beobachtungen somit teilweise bestätigt und in einigen Punkten ergänzt.

b) Faaker Dobrova.

Die Grenzlinien bilden die untere Gail von Müllnern bis zur Mündung, die Drau bis zur Mulde von Bogenfeld, der Faaker See und das Seetal. Die mittlere Höhe dieses stark bewegten, durch sein Waldkleid unübersichtlichen Berglandes ist etwa 600 m. Der höchste Punkt Polana (661 m) liegt in der Mitte des rhombischen Umrisses, SW—NO bis O gerichtete, aber nicht zusammenhängende Tiefenlinien gliedern die Oberfläche in die Höhen um den Schwarzkogel nordwestlich des Ortes Faak, in eine Anzahl von Längsrücken und Kuppen im mittleren Teile der Dobrova und in eine Hochfläche im N. Nur der Ostabfall im Bereiche des Faaker Sees ist flacher, sonst, gegen das See-, Gail- und Drautal, herrschen stark zerschnittene Steilabfälle vor. Mit dieser

Oberflächengestaltung stehen die eiszeitlichen und sonstigen Ablagerungen in einem nicht nur äußerlichen Zusammenhange. Hierbei ergibt sich eine Gliederung in den Südostteil der Dobrova, die Hochfläche selbst und ihre steilen Randzonen.

1. Der Südostteil der Dobrova, die Umgebung des Schwarzkogels samt den inselartigen Höhen bei Faak und auf der Insel im See, sind heute durch das Seetal vom Fußgelände der Karawanken getrennt; nur die Vinza hat den Zusammenhang bewahrt. Alle Erhebungen dieses Raumes nimmt größtenteils ein festes Konglomerat ein. Es galt nach seiner Beschaffenheit bis vor einigen Jahren für gleichaltrig mit dem der Sattnitz, das die Inselberge östlich des Sees bedeckt. Den Hauptbestandteil der Faaker Konglomerate bilden aber Gesteine der östlichen Karnischen Alpen, vor allem jedoch Karawankenkalke; außer ihnen fallen noch vereinzelt gut geschliffene, gelbe Quarze auf. Kristallin kommt seltener vor; im Gebiete des Schwarzkogels ist es stellenweise angereichert. Das sehr harte, kalkige Bindemittel hat gelbrote Farbe. Auf dem Konglomerat finden sich allenthalben einige Moränennester. Am Südfalle gegen das Seetal, von Müllnern über Höfling bis Dorf Faak, geht der gemischte Gesteinsbestand der verschiedenen Ablagerungen immer mehr in Karawankenkalk über, der dann in der Vinza vorherrscht.

In letzter Zeit machte HERITSCH (7, 11), wie vorhin erwähnt, für die Nagelfluh der Vinza und auf den Gesteinsinseln bei Dorf Faak, auf der Seeinsel und am Südrande des Schwarzkogelgebietes jungtertiäres bis altquartäres, vielleicht zwischeneiszeitliches Alter geltend. Hingegen hielt er das Taborkonglomerat östlich des Sees wie bisher für echtes Sattnitzkonglomerat. Es ist nach dem Gesteinsbestande tatsächlich von obigen Vorkommen und von dem Aufbau des Höhenzuges Haubitze—Goritschitzka zu unterscheiden, wo die tertiären, kohlenführenden Schichten von jüngeren Kalkkonglomeraten der Karawanken bedeckt werden. STINY (6, 66, 84) faßte jedoch die gesamten Ablagerungen der Goritschitzka, am Schwarzkogel, bei Faak, auf der Vinza und dem Tabor noch einheitlich als tertiäre Ablagerungen zusammen, da er keine überzeugenden Beweise für ihre zeitliche Unterscheidung vorfand. Dieser Auffassung möchte ich mich nach meinen bisherigen Angaben nicht anschließen. Eine endgültige Beurteilung wird sich erst aus meinem Überblick an späterer Stelle ergeben.

2. Die unruhig auf- und abschwankende Oberfläche der Dobrova jenseits des Schwarzkogelgebietes nimmt größtenteils Glazialschutt ein. PENCK (1109) vermutete in ihm Förderlacher, dem R-W-Interglazial angehörende Schotter; die dichte Waldbedeckung hinderte ihn jedoch an der näheren Untersuchung. Soviel ich beobachtete, handelt es sich auf der Hochfläche selbst um verschiedenartige Ablagerungen, ohne daß es möglich wäre, sie räumlich scharf zu trennen; zeitlich gehören sie überwiegend der Würmvereisung und ihrer Folgezeit an und bedecken vermutlich ältere Eiszeitablagerungen. Die

sichtbaren Absätze gliedern sich in Grundmoränen und Schotter. Die Grundmoränenendecke ist zumeist verwaschen, umgelagert, gelblich verwittert und nur an geschützten Stellen in Flecken und Nestern unverseht erhalten. Die Geschiebe bestehen im Süddeile größtenteils aus Kleinmaterial paläozoischer Schiefer und Kalke, manche von diesen sind poliert und gekritzelt, seltener aus Kristallin und kleinen Glimmerschüppchen. Im Nordteil ist das Verhältnis eher umgekehrt. Mitunter sind die Geschiebe der Grundmoränenendecke, unter denen sich auch vereinzelte rote Porphyre fanden, noch in grauen Lehm eingebettet. Bessere Aufschlüsse dieser Art liegen z. B. in der gut kultivierten Umgebung der Villa Karawankenblick südwestlich von Drobollach, wo der Moränenschutt bis zum See hinabreicht. Die Verbreitung der verschiedenen gut erhaltenen Grundmoränenendecke nimmt schätzungsweise den größeren Teil der Hochfläche ein. Die gut gerollten Schotter enthalten außer den vorgenannten Geschieben im Südostteile der Hochfläche auch aufgearbeitetes Konglomerat; im N verstärkt sich der Anteil an Kristallin, wie Gneis, Quarz, Serpentin, dann an Porphyrit u. a. Die einzelnen Geschiebe sind auf den ebenen Teilen der Hochfläche nur lose durch Verwitterungskrumme miteinander verfestigt, stärker bei entsprechender Neigung. In manchen Senkungen, wo sich die Schmelzwässer sammeln konnten, sind Spuren von Bänder tonen erhalten.

Die Verteilung und der Verwitterungsgrad von Grundmoränenendecke und Schottern bestimmt wie immer die Form der Talungen, den Wasserreichtum, die Bodenbedeckung und die Lage der Siedlungen. Die kulturellen Bedingungen der Hochfläche sind mit Ausnahme der Waldwirtschaft (Kiefern) überall bescheiden, verhältnismäßig am günstigsten an und nördlich der Straße Maria Gail—Drobollach.

3. Von den Randzonen der Dobrova wurden die Abhänge zum Faaker See und zum Seetal bereits gekennzeichnet. Es konnte hierbei festgestellt werden: Das ältere Konglomerat der Goritschitzta wird vom Seebach durchbrochen und auf der Nordseite von jüngeren (R-W), auch gut verfestigten Schottern und Nagelfluhbänken überlagert. Im Hangenden folgen noch jüngere (Würm- und Nachwürm-), weit weniger feste Schotter und die lückige Grundmoränenendecke. Östlich Höflling sind die Förderlacher Schotter samt ihrem liegenden Konglomerat tektonisch gestört. Die jüngeren Würmschotter dünnen hier aus.

Es erübrigt noch die Gliederung der Randzonen entlang der Gail und Drau. PENCK (1094) berichtete nur über würmeiszeitliche Schotter der rechtsseitigen Gailterrassen: „Ihr Schotter zeigt an der Gailbiegung typische Deltastruktur und liegt wenig weiter abwärts auf Grundmoräne auf; mehr gegen die Drau zu wird die Schichtung unregelmäßig. Es scheint hier das Delta eines Sees vorzuliegen, den die Villacher Gletscherzunge im Gailtale bis 530 m aufstaute, sowie die Ablagerungen der zugehörigen Umfließungsrinne.“ Jedoch auch entlang der Gail und Drau sind verschiedene Schotterarten

zu unterscheiden. Die Kreuzhöhe 533 westlich der Spiritusfabrik von Müllnern baut sich aus haselnuß- bis faustgroßen, fest konglomerierten älteren Schottern im Liegenden und loseren, anscheinend würmeiszeitlichen Schottern im Hangenden auf. Entlang des Steilhanges in der Gailbiegung aber treten die unmittelbar von Grundmoränen überlagerten Liegendschotter allein zutage. Das ist aus einer ganzen Reihe von Aufschlüssen ersichtlich, die zum Teil durch Gestrüpp verdeckt und der Sicht entzogen sind. So an der Gailbiegung westlich P. 526, dann zwischen diesem und P. 532 sowie nordöstlich von ihm. Die konglomerierten Schotter bilden stellenweise bis 10 m hohe Wände, die Gerölle sind unten zumeist faustgroß, oben von geringerem Umfang, Kalk herrscht noch vor gegenüber paläozoischen Gesteinen. Sandlagen wechselnder Mächtigkeit sind stets zwischengeschaltet. Man erhält daher sowohl aus der Geröllgröße wie aus den Sandlagen häufig den Eindruck einer zeitlichen Zerteilung der erhärteten Schotter. Besonders verfestigte Partien kragen als Nagelfluhbänke weit vor. Die Schichtung wechselt stark, große Verstürze bilden manchmal ein gestrüppdurchsetztes Trümmergewirr, zwischen dem sich Bestandteile der aus dem Hangenden abgerutschten Grundmoräne befinden. Eine Reihe weiterer solcher Aufschlüsse liegt entlang des steilen, durch eine Anzahl von Wasserrissen zerschnittenen Höhenfußes zwischen den Orten Tschinowitsch und Dobrova. Die abgekollerten Konglomeratblöcke bilden eine förmliche Halde. Bei Tschinowitsch mündet nach einem rechtwinkeligen Knick in einem Hohlweg die bedeutendste, aus der Richtung der Höhe Polana kommende Wasserlinie. Sie durchbricht beim Wirtshaus die festen, zur Gail geneigten Konglomeratbänke und gewährt hiedurch den Aufschluß von harten, dunklen Lehmen, die von Geschieben durchsetzt sind, im Liegenden des Konglomerats. Schluchtaufwärts verlieren sich diese moränenartigen Ablagerungen bald. Nach der Schichtfolge, der Beschaffenheit und der Festigkeit handelt es sich hier nicht etwa um eingeschwemmte Grundmoräne der Hochfläche, sondern um dort noch vor Absatz der verfestigten Hangenschotter abgelagerte Moräne. Ihr Liegendes bilden die festen Konglomerate der Terrasse von Tschinowitsch. Da die hangenden Nagelfluhbänke den Förderlacher Schottern entsprechen, mithin der R-W-Zwischeneiszeit angehören, liegen hier wie bei Wernberg Reste der Ribmoräne vor, die auf noch älteren Konglomeraten aufliegen. Dieser sehr bemerkenswerte Befund stimmt vollkommen mit den mittlerweile erfolgten Beobachtungen von STINY (6, 69) und HERITSCH (10, 23) überein.

Die gailwärts anschließenden, fast ebenen Kultur- und Weideflächen von Tschinowitsch, Turdanitsch und Dobrova liegen auf den jüngeren Würmschottern. Ihr Sockel aber besteht aus den alten Konglomeraten. Diese Terrasse bricht mit einem etwa 20 m hohen Steilrand zum Alluvium der Gailaue ab.

Die Kirche von Maria Gail steht auf älteren, anscheinend Förderlacher Schottern, die als Vorbau knapp an die Gail heranreichen.

Die häufig vorkragenden, festen Nagelfluhbänke überdachten Höhlen, sind zum Flußspiegel geneigt, tektonisch stark verdrückt und wechseln mit Sandsteinlagen. Diese verkitteten Schotter werden von Würmmoräne aus kalkigen und kristallinen Geschieben bedeckt. Südöstlich Maria Gail verschwindet die Würmmoräne, daher wird die Nagelfluh wieder sichtbar. Die Konglomeratterrasse zieht sich bis zur Gailmündung bei Prossowitsch hin und setzt sich auch weiter ostwärts am nördlichen Steilrande der Dobrova fort. Hierbei treten die Nagelfluhschotter in zahlreichen Aufschlüssen entlang der Drau zutage, so z. B. nördlich Großsattel, die auch ПЕНЕК (1109) erwähnte; desgleichen am Ostrand in den beiden steilwandigen Tälern, die aus der Mulde nächst der Ortschaften Drau und Bogenfeld nach W gegen die Höhe von Kratschach hinaufziehen. Auf der Hochfläche sind sie zumeist unter den würmeiszeitlichen Ablagerungen verborgen.

Ein Überblick der Absätze auf der Dobrova läßt somit im allgemeinen erkennen: Die durch den Gletscher wiederholt überformte Hochfläche bedeckt größtenteils Würm-Grundmoräne. Aus ihr taucht im Schwarzkogelgebiet ein den Karawanken entstammendes altes Konglomerat auf. Die Hochfläche umgürtet als steile Randzone, besonders an der Luvseite des Eiszeitgletschers und an den Prallstellen der einstigen Schmelzwässer sowie der jetzigen Gail und Drau, außer den festen Förderlacher Schottern, die der R-W-Zwischeneiszeit entstammen, auch noch ältere Konglomerate. Zwischen beiden tritt an einer tief erodierten Stelle des Westrandes eine Ribmoräne zutage. Auf den Steilhängen der erhärteten Altschotter konnten sich die lockeren Würm- und Nachwürmschotter nicht halten. Sie blieben nur auf der Hochfläche stellenweise liegen und bedecken im Anschluß an die Randzone auch im Vorgelände entlang der Gail langgestreckte, sanft geneigte Terrassen. Deren Sockel bildet ältere, zum Teil aus den Karawanken stammende Nagelfluh. Die glazialen Ablagerungen im Gebiete der Dobrova umfassen somit zwei Eiszeiten und die dazwischen liegende Zwischeneiszeit. Durch diesen wiederholten Wechsel der Vorgänge sind die heutigen Geländeformen und die kulturellen Verhältnisse der Dobrova bedingt.

c) Die Inselberge.

Diese im Osten des Sees gelegene Zone hängt mit der Dobrova durch den über 2 km breiten, welligen Sattel (tiefster Punkt 574) zwischen Drobollach—Egg und Bogenfeld zusammen. Auf ihm sind unter den Klausteinen der Würm-Grundmoränendecke auch gut gerollte Porphyre zu finden. Im großen sind sechs, durch Form und Gesteinsart seit jeher bemerkenswerte Tafelberge zu unterscheiden (Wauberg, Tabor, Rudnik, Bleiberg, Petelin und seine unbenannte Südkuppe P. 794 — Platte 800 m). Sie werden durch tektonisch begründete Tiefenlinien getrennt, die nahezu in den vier Hauptweltgegenden verlaufen.

Am T a b o r (725 m) liegt das Sattnitzkonglomerat auf Dolomit. Der Abfall dieses Tafelberges erfolgt gegen Egg und Petschnitzen in steilen Felswänden und Halden, ähnlich wie die Gipfel des Bleibergeres und des Petelin felsig gegen die Bucht von St. Martin abbrechen. In der basalen Kalk- und Dolomitzone ging dort einst der Bergbau auf Blei, Zinkblende und Schwerspat um. Die meist bewaldete Oberfläche dieser Höhen enthält in spärlichen Aufschlüssen Schutt aus aufgearbeitetem Tertiär sowie stellenweise gekritzte und polierte kleine Kalkgerölle in lehmiger Grundmasse als Reste der Moränendecke. Sie ist besser erhalten in den die Einzelerhebungen trennenden Senken. So in Längswällen (etwa 650 m) zwischen den teilweise verkarsteten Höhen Tabor und Wauberg, ferner auf den beiden nachstehend näher beschriebenen Sätteln und deren Umgebung.

In der etwa 700 m breiten Einsattlung (572 m) von Petschnitzen breiten sich mehrere nach NO gestreckte, flache Moränenhügelzüge aus, deren Oberfläche die Kulturen der Siedlung einnehmen. Am Ostfuße des Tabor liegen in 620 m Höhe bei den äußersten Höfen von Petschnitzen auf dem Triasdolomit rote Tonlager von mehreren Metern Mächtigkeit. Sie setzen sich als schmaler Streifen an die Nordseite des Berges fort. CANAVAL (3, 257) erwähnte sie zuerst, PASCHINGER (1, 135) erkannte sie als tertiär. Darnach sind diese alten Verwitterungsböden im heißen Trockenklima der Tertiärzeit aus den liegenden Kalken hervorgegangen. Sie haben nach PASCHINGER eine chemische Zusammensetzung wie die Terra-rossa des Karstes, aber einen wesentlich höheren Gehalt an Eisenoxyd (rund 24 gegen 13 v. H.), sind somit fossile Terra-rossa. Schützte sie schon ihre Lage zwischen den Inselbergen vor vollständiger Abtragung durch den Gletscher, dessen Schmelzwässer und die seitherige Verwitterung, so wurde sie überdies wesentlich auch durch die Überdeckung mit 1 bis 2 m mächtigen Moränen und Bänder-tonen vermindert. Der Abbau zur Erzeugung von Tonwaren und zur Pflasterung der zahlreichen Kegelbahnen in der Umgebung ermöglichte mehrere frische Aufschlüsse. Am Rande der Tümpel lagert im Hangenden der roten Tone grauer, mergeliger, geschichteter Lehm. Er ist gut zusammengebacken, aber doch leicht mit der Hand zu zerbröckeln. Stellenweise werden die roten Tone auch unmittelbar von Moräne überlagert. Sie enthält gerundeten, glatten Quarz, Porphyr, Glimmerschiefer sowie gekritzte und polierte Kalkgeschiebe. Der Fahrweg von Petschnitzen nach Oberferlach (574 m) schneidet links gelbgraue Grundmoräne mit schön gekritzten und polierten dunklen Kalken an. Rote Porphyrgerölle sind im Wegschutt wiederholt zu finden. Am Abhang gegen die nasse Niederung der Mooswiesen geht die Moräne in Schotter über.

Zwischen dem Bleiberg und der vom Petelin im S durch einen Sattel (P. 708) getrennten, oben flachen, unbenannten Höhe (800 m) liegt die etwa 300 m breite Einsenkung von Ledentzen (P. 615); über den Sattel führt die Straße nach St. Martin. Moränenschutt und

-formen bedecken hier das Sattnitzkonglomerat. Es tritt weiter östlich, z. B. am Hang der Höhen nördlich Unterferlach und am Kirchenhügel daselbst unter der Schuttbedeckung aus Kalk, Quarz und Serpentin-
geschieben zutage. Zwischen Oberferlach und Ledenitzen greift eine nasse Mulde tief nach N gegen den Sattel P. 615 ein. Die nahen Ziegelschläge (600 m) verwerten die lehmigen Terrassensedimente. Hingegen ist am Abfalle der Petelinhöhen gegen NO bei Pirk und Buchheim tertiärer, lignitführender, graublauer Ton erschlossen, den auch HARTMANN (27, 29) kannte. Nach WORSCH (2, 52) hat er helvetisches Alter.

Zwischen den Fuß der unbenannten Südkuppe des Petelin und die Hochfläche von Tschernitz—Kanin schieben sich mehrere langgestreckte Bergzüge ein, die durch zumeist nasse Rinnen getrennt sind: zunächst die durch einen ganz schmalen Sattel (600 m) geteilte Senke Unterferlach—Raun, dann das enge Durchbruchstal des Mallenitzenbaches, das sich über Winkl drauwärts senkt: endlich die von der Straße Mallenitzen—Gorintschach—Mühlbach benützte Lücke. Diese Tiefenlinien trennen die nahe an sie herantretenden, über 600 m hohen, schmalen Bergzüge voneinander. Mit Recht nannte HARTMANN (2, 5, 34) diesen von der Ferne geschlossen erscheinenden Raum die *Talenge von Winkl*. Er sah, kurz zusammengefaßt, hier das Ostende des einstigen Faaker Sees; denn die Berge bei Winkl engten dank der Widerstandsfähigkeit des Sattnitzkonglomerates und der Kalke das vorzeitliche Seetal ein, bis sich das Wasser durch Erosion seine Abflußwege immer mehr vertieft, wodurch der Seespiegel sank.

Meine Beobachtungen im Umkreis der Inselberge werden durch die mittlerweile von WORSCH (1, 2) vorgenommene Neuaufnahme dieses Gebietes bestätigt.

d) Der Faaker See.

Er empfängt in der Gegenwart, wenn man von kleinen Sumpfadern und dem Hochwasserkanal der Rohica absieht, seinen einzigen oberirdischen Zufluß durch den Worounzbach. Die Wasserscheide im SO des Sees verläuft über den Schuttkegel dieses Wildwassers östlich des Hotels Mittagkogel (P. 625—612 an der Biegung der Straße nach Ledenitzen). Von hier an verflacht sich die Scheitellinie immer mehr und zieht gegen P. 605 zwischen Ledenitzen und Unterferlach. Die Spitze des Schuttvorbaues leitet sich im S aus der tiefen, birnenförmigen Abrißnische zwischen dem Kl. Mittagkogel und dem Türkenkopf her. Die Geländestufen beim Hof Dobernigg (Terpiniak) und nördlich davon beeinflussten in der Vergangenheit zeitweise die Richtung des Schuttstromes. Dieser Wechsel bedingte die von HARTMANN (32) als alten und jungen Schuttkegel bezeichneten Ablagerungen. Eine Brunnengrabung in Oberferlach ergab Mitte des vorigen Jahrhunderts unter einer „mehrere Klafter“ mächtigen Schuttdecke des alten Kegels gute, schwarze, lehmige Erde. Hingegen liegt der neue Schuttkegel des Worounzbaches auf der SW-Seite dieses Vorbaues und enthält ein nur schwaches Rinnsal, das in den Mooswiesen, einer verlandeten Seebucht,

stellenweise verschwindet. Der heutige, normal sehr schwache Bachlauf vermeidet aus Schwäche die frühere Scheitelfurche und hat sich am Westhange des Schuttkegels entlang der Hochfläche von Aichwald und der Vinzhöhen ein neues Bett eingetieft.

Auch an der Südwestseite des Sees zeigt sich die Wirkung der Zufuhr von Karawankenschutt durch fortschreitende Verlandung der Ufer. Über den hiebei entstehenden Pflanzenwuchs siehe E. AICHINGER (2). Es verringert sich zusehends die Breite und Tiefe des Kanals zwischen der Insel und dem Röhricht, das die dortigen Konglomeratkuppen, frühere Inseln, umgibt. Zeugen des einst höheren Wasserstandes sind auch die Terrassen und versumpften Flachmulden des Westufers sowie Auslaugungsspuren, die einige Meter über dem heutigen Wasserspiegel an den Steilwänden des Tabor sichtbar sind.

Die letzten eingehenden Messungen des Sees erfolgten vor einem halben Jahrhundert durch HARTMANN (10—15). E. RICHTER (2, 18) berief sich auf ihn. FINDENEGG (2, 42—44) beschäftigte sich vornehmlich mit den hydrobiologischen Verhältnissen des Sees. STINY (6, 72, 77) ergänzte die Messungen HARTMANNs. Eine Zusammenfassung der wichtigsten Angaben ergibt: Das Seebecken erreicht seine größte Tiefe von 29,5 m in einer von der Insel nach NO an den Fuß des Tabor ziehenden Furche. Die größte Tiefe des Südbeckens beträgt 23 m. Die Höhe des Seespiegels verzeichnete die alte SpK, die HARTMANN vorlag, mit 561 m. Auch die sonstigen Höhenangaben dieser Karte und daher auch HARTMANNs sind meist um einige Meter zu hoch angesetzt. Nach neueren Karten beträgt die Meereshöhe des Faaker Sees 554 m; demnach 54 m über dem Gailspiegel bei Müllnern (fast 500 m), 64 m über dem bei Maria Gail (490 m), 76 m über dem Drauspiegel bei Wernberg (478 m), 85 m über dem bei Rosegg (469 m). Der Wörtherseespiegel befindet sich in 440 m Höhe, mithin um 114 m tiefer als der Faaker See. Die Insel ist eine steile Aufragung des Konglomerates, die sich in den Hügeln am Westufer fortsetzt. Zwischen der Insel und dem Ostufer sinkt der Rücken bald bis 18 m Tiefe ab.

Die erste Entstehung des Seebeckens ist sicherlich auf tektonische Störungen (Gegentalbruch) und darauffolgende Krustenbewegungen zurückzuführen. Erst die weitere Ausgestaltung erfolgte durch den Eiszeitgletscher und seine Schmelzwässer. Der Schutzwall der Vinzhöhen verzögert zwar die drohende Verlandung, die der Karawankenschutt mit sich bringt; trotzdem aber geht der See nach geologischem Zeitmaße seiner baldigen Erblindung entgegen.

e) Zur glazialgeologischen Geschichte des Faaker Sees.

Die Zusammenfassung älterer und neuerer Forschungen ermöglicht wenigstens in großen Zügen einen lehrreichen Überblick.

Vor mehr als einem halben Jahrhundert (1886) untersuchte HARTMANN zum erstenmal das Faaker Seetal der Gegenwart und der geologischen Vergangenheit. Seine Beobachtungen im Gelände waren zu-

meist sehr zutreffend, seine Schlüsse sind auch heute noch deshalb bemerkenswert, weil sie trotz der Annahme nur diluvialer Wasserfluten ohne jedwede Eisbildung doch zu einigen richtigen Folgerungen gelangten. HARTMANN (34—35) unterschied folgende drei Abschnitte in der Vorzeit des Faaker Seetales. Während der ersten Phase ist die tertiäre Schwelle Müllnern-Federaun am Südostfuße des Dobratschmassivs noch nicht durchbrochen. Der diluviale Gailstrom nimmt daher die Richtung nach O und staut sich zum See bis zur Talenge von Winkl (jetzt etwa 570 m; auch die folgenden Höhenzahlen der Gegenwart werden bloß als Vergleichswerte angeführt), wo infolge des schmalen Talquerschnittes ein nur langsamer Abfluß erfolgt. Lediglich bei Hochwasser werden die Schwelle von Müllnern—Federaun (Brückendecke 500 m) sowie die Sättel von Drobollach—Egg—Bogenfeld (574 m), von Petschnitzen (572 m) und Ledenitzen (615 m) als Flutbetten überronnen. Durch den Anprall des Flußwassers der Gail an das Westende dieses fast ruhenden Sees wird in der Linie Mallestig—Müllnern aus den Gailgeschieben die noch heute in Terrassenresten erhaltene, dammartige Barre ausgebaut. Sie lehnt sich an die Tertiärhöhen der Haubitze und der Goritschitza an. Die zweite Phase ist nur von kurzer Dauer. Die Schwelle von Müllnern—Federaun wird von der Gail durchbrochen, deren Bett sich immer mehr eintieft; sie wird daher ins Villacher Becken abgelenkt. Infolge der andauernden Schuttablagerung der Gail wächst die Querschwelle südlich Müllnern. Hiedurch wird die Barre an der Westgrenze des Sees verstärkt. Sein Spiegel endet zwar noch wie bisher an der Talenge von Winkl, der eingeschwemmte Karawankenschutt drängt jedoch allmählich das Südufer zurück. Die dritte Phase reicht bis in die Gegenwart. Der See verlandet immer stärker durch die Schuttkegel der Westkarawanken. Der des Worounzbaches baut sich als hohe Wasserscheide bei Ledenitzen vor und begrenzt nunmehr im O den abflußlosen See. An dessen Westende wird die Barre infolge des Wasserdruckes von beiden Seiten schließlich durchbrochen. Die frühere Zustromrichtung verwandelt sich daher in den heutigen Abflußweg zur Gail. Seither schreitet die Verlandung sichtlich vor. Sie wird vielleicht schon binnen wenigen Jahrhunderten mit der gänzlichen Auffüllung des Seebeckens enden. — Nach HARTMANN erfolgte somit die Bildung und das Rückschreiten des diluvialen Faaker Sees nur durch das Zusammenwirken von Wasser und Schutt in einem bereits vorhandenen Becken.

Einen Schritt weiter führen die Angaben von PENCK (1094): „Riesige Schuttkegel der Karawankenbäche nehmen den Boden des (Rosen-) Tales ein. Zwischen solchen Schuttkegeln liegt auch der 29.5 m tiefe Faaker See; doch dürften dieselben nicht hinreichen, um ihn aufzustauen. Wir fassen ihn als stumpfes Ende der übertieften Gailfurche im Klagenfurter Becken auf. Vgl. hiezu auch V HARTMANN . . . Zwischen dem Faaker See und dem Rosentale haben wir ebensowenig Endmoränenwälle wie zwischen Drau und Würthersee.“ Ähnlich wie

das Becken des Wörthersees (1107, übereinstimmend mit TARAMELLI [199]) erklärte PENCK daher auch das des Faaker Sees durch die Schurfarbeit des Eises. Mittelbar ergibt sich bei PENCK (1105, 1107) ferner eine nähere Beziehung zwischen dem alten Faaker See und dem „interglazialen See im Rosental“ durch das Delta von St. Jakob. Es wurde von einem aus W kommenden Fluß in der Mindel-Riß-Zwischeneiszeit bis 580 m Meereshöhe aufgeschüttet. Die Deltaschotter reichen bei Mühlbach nordöstlich der Enge von Winkl sogar bis über 600 m hinauf und bis zum heutigen Drauspiegel (470 m) hinab. Damit gewinnen wir den Anschluß an den urstromartig erweiterten interglazialen Faaker See, dessen Wasser sich zeitweise über die Flutbetten (HARTMANN, 34) in den Rosentaler See ergossen. Zu diesen schmalen, den Abfluß des Sees gewährenden Lücken gehörten vor allem die Furchen in der Talenge von Winkl. In ihnen mußte ein größerer Zug des abfließenden Wassers herrschen. Er riß die Geschiebe des hier seeartigen Gailstromes mit und lagerte sie auf dem Boden des benachbarten Rosentaler Sees ab.

Neue Gesichtspunkte für die Bildung des Faaker Beckens ergaben sich 1927 durch die tektonische Annahme von PETRASCHECK (164). Darnach setzt sich der Draubruch von Villach über den Faaker See bis an den Nordrand der Karawanken fort. Er schart sich hier mit dem Gegendtalbruch, der von NW über die Draustrecke Magdalensee—Rosegg bis Maria Elend verläuft. Zwischen beiden liegen die Tafelberge östlich des Sees. Dort endet das helvetische Sattnitzkonglomerat an der Faaker Bruchlinie. Der Gedanke einer Scharung tektonischer Linien in diesem Gebiete wurde seither von KAHLER, HOLLER, TSCHERNIG, HERITSCH und WORSCH mit Erfolg weitergeführt. Nach meinen Beobachtungen halte ich ferner das an einer Störungslinie eingesenkte Becken des Aichwaldsees (634 m) tektonischen Ursprungs. Ich habe ferner in meiner Arbeit über die Karnischen Alpen (SRBIK, 5. 178—184) die Absenkung und Schiefstellung des unteren Gailtales infolge des Vormarsches der Karnischen Hauptkette hervorgehoben. Es ist sehr naheliegend, daß dieses Hinunterdrücken der Vortiefe sich auch im Bereiche der anscheinend noch mehr beweglichen Westkarawanken geltend machte und daher hier eine Einbiegung und Kippung des alten Faaker Seetales nach W zur Folge hatte. Außer der Wirkung von Wasser und Eis dürfen daher im Raume um Faak als älteste und stärkste Kräfte tektonische Brüche und bruchlose Krustenbewegungen angenommen werden. Auf sie ist die erste Anlage der Beckenlandschaft zurückzuführen. Zu ihnen treten nur ausgestaltend die außenbürtigen Kräfte der Eiszeit.

8. Rosenbach und Umgebung.

Einige glazialgeologische Angaben über die Ablagerungen in diesem Raume fand ich 1932 bereits bei TELLER und PENCK vor. Die seither erschienenen Arbeiten von KAHLER (8) und ANGEL (2) erstrecken

sich vornehmlich auf den Gebirgsbau und die Gesteinsverhältnisse: beide ergänzen meine früheren eigenen Beobachtungen. Ich gliedere sie zur Übersicht nach dem Verlaufe des Rosenbachtals (Feistritzgrabens) zunächst in eine Nord-, West- und Ostgruppe und füge zum Schluß einige Folgerungen bei.

a) Nordgruppe.

Sie enthält das „Delta von St. Jakob“, das PENCK (1105) als eine der großartigsten Bildungen dieser Art in den Alpen bezeichnete. Östlich des Ortes Rosenbach und nördlich des Grabens erhebt sich über dem mit Blockwerk und Gestrüpp bedeckten Talboden (bei der Eisenbahnbrücke 520 m, 300 m oberhalb des Elektrizitätswerkes 530 m) der bis etwa 70 m hohe, von Schrofen durchsetzte Steilhang, dessen Ostteil bei PENCK abgebildet ist. Äußerlich am bezeichnendsten sind die vorkragenden grauen Nagelfluhbänke. Der sichtbare Ausstrich dieser schrägen Längsrippen an der Talwand senkt sich, wie auch PENCK angab, unter 20 bis 30 Grad von W nach O. Die Bänke fallen aber nach N, NO bis O, senken sich also auch in der Richtung Höhe 619 — Lessach (nach älteren Karten Lassach) — Frießnitz. Dieser Umstand ist für den Aufbau des Deltas wichtig und daher sogleich hervorzuheben. Von etwa 580 m an, schon oberhalb des Steilrandes, wird das Ostfallen unter der Vegetationsdecke undeutlich und geht in annähernd horizontale Bankung über. Daraus ergibt sich hier der von PENCK (1106) angemerkte Höhenunterschied von 80 m gegen die Obergrenze der schräg geschichteten Nagelfluh auf P. 663 westlich des Bahnhofes (663—580 = 83). Im Hangenden liegt dann die später zu besprechende Grundmoränendecke.

Die Nagelfluhbänke bestehen vorwiegend aus gerundetem Kalkschotter und eckigem, aber bestoßenem, meist dunklem Kalkgeröll. Sie sind durch helles, gelbliches, kalkiges Bindemittel gut und ohne wesentliche Hohlräume verbunden und oft felsartig erhärtet. Auch Serpentinegeschiebe, Quarzknollen, Silurschiefer und etwas Kristallin sind eingebacken. Diese Nagelfluhgesimse werden in ihrer Längsausdehnung häufig von einem sie querenden System gleich beschaffener, verhärteter Rippen unterbrochen, setzen sich aber jenseits dieser Querrippen in Leisten gleicher oder wenig verschiedener Höhe fort, stets jedoch in der gleichen, nach O fallenden Ausstrichrichtung. Ihre Zwischenlagen bilden lose verfestigter Schotter sowie glimmerhältiger Sand gleicher Zusammensetzung und ebensolcher Schichtrichtung wie die Nagelfluh. Namentlich unter den schützenden Höhlungen der vorkragenden Leisten ist die ursprüngliche, konkordante Lagerung dieses Lockermaterials gut kennbar. Immer wieder wechseln übereinander feste Nagelfluhbänke und ihre lockeren Zwischenschaltungen als kennzeichnender Sedimentationsrhythmus.

Die einzelnen Nagelfluhleisten und ihre Zwischenlagen werden, wie erwähnt, an zahlreichen Stellen und in wechselnder Entfernung von

emem zweiten System stark verfestigter Nagelluhrippen schräge gequert und derart miteinander über den Hang hinab verbunden. Diese ungleich mächtigen *Querrippen* verlaufen entlang der Ränder von Hohlformen. Die Fallrichtung dieses Systems ist nicht nur SW (PENCK), sondern schwankt von SW über S nach SO. Die Hohlformen trennen vorspringende, durch die Erosion noch schärfer herausgearbeitete, feste Schuttkörper. Bald sind es bis etwa 30 m breite, wandartig vortretende Bastionen, bald keilförmige, pyramidenartig zugespitzte Rippen, dann wieder dünne, manchmal sogar nur faustdicke, überdies noch durchlöcherter Platten oder bereits freistehende Pfeiler, die sich wie Orgelpfeifen bachwärts aneinanderreihen, und andere Formen mehr. Infolge der starken Verfestigung ist der Abfall dieser Vorsprünge meist steiler als der sonstige Hang.

Die sie trennenden Hohlformen bewegen sich in allen Abstufungen von der sanft geschwungenen Einmündung bis zum engen, glatten Riß. Die Wandungen dieser einspringenden Gehängepartien bestehen je nach der gequerten Schichtlage aus fester Nagelluh oder aus lockerem Schotter und gepreßtem Sand. Diese Schichten, deren Ausstriche alle ostwärts fallen, werden durch die manchmal groteske Formen aufweisenden Vorsprünge nicht gestört. Denn sowohl das feste Sims als auch die lockere Packung der Zwischenschichten in der einen Hohlform setzt sich über die ausspringenden, verfestigten Schuttkörper hinweg ohne Richtungsänderung in die nächste Einkerbung fort, wo ihre Ausstriche und Schichtfugen in der gleichen, nach O absteigenden Linie wie bisher zu verfolgen sind. Schotter und Sand weisen hier zu meist wieder nur die frühere mehr oder weniger lockere Packung und gleiche Ausstrichrichtung auf. Einige enge, steile Klüfte sind auch nur in harte Nagelluh und festere Schotter eingeschnitten, daher durch Steinschlag und Wasser glatt gefegt. Keine der Klüfte enthält eine fremde, unterscheidbare Ausfüllung. Von der Höhe 619 ziehen etwa fünf solche aus Teilstücken zusammensetzbare Rinnen in radialer Ausstrahlung über den Südhang hinab.

Die festere Verkittung der Querrippen knüpfte sich nach PENCK (1105), „wie es scheint“, an die von ihm alle „Klüfte“ genannten Hohlformen. Wie ersichtlich, unterbrechen und stören sie nachträglich den regelmäßigen Sedimentationsrhythmus des Deltas. Erosion allein hat sie nicht ausgenagt; denn sie queren Schichten ganz verschiedener Widerstandsfähigkeit in der Fallrichtung, ohne sich besonders durch die leichter zerstörbaren etwa durchzuschlängeln. Ihr Ursprung muß daher in jungen tektonischen Bewegungen liegen. Ein Seitenstück hiezu wird uns in dem ungefähr gleichgerichteten Sprungsystem des Ziegelschlages der Ostgruppe begegnen. KAHLER konnte mittlerweile solche junge Vorlandtektonik der Karawanken auch an anderen Stellen nachweisen. Zeitlich diesen Störungen folgend, fand dann die Erosion noch günstigere Angriffspunkte als bisher in dem bereits zerrütteten Südanstrome des Deltas. Der Verfestigungsvorgang

entlang der tektonischen Klüfte könnte etwa folgendermaßen erklärt werden. Die in den Klüften verstärkte Zufuhr von Feuchtigkeit durchtränkte die Kluftwände und verkittete auch die bisher lose geschichteten Schotter und Sande der seitlichen Begrenzung zur Nagelfluh der verbindenden Querrippen; auf der steilen Kluftsohle selbst aber kam es dazu nicht, weil die Niederschläge hier den durchweichten Schutt mit sich rissen und die Kluft andauernd vertieften. Derart haben Gebirgsbewegungen und Verwitterung ihren Anteil an den heutigen Oberflächenformen am Süden des Deltas.

Auf der welligen Scheitelhöhe 619 liegt über der oberen, horizontal gebankten Nagelfluh *W ü r m m o r ä n e*. Die lehmige Grundmasse der ausgedehnten Decke enthält meist Kalkgeschiebe, unter ihnen auch polierte und gekritzte, ferner paläozoische Schiefer, beim Eisenbahndurchlaß nächst dem Schulhaus auch Serpentin, Amphibolit, Quarz und Kristallin. Die Grundmoräne zieht sich auch am Südhang der Höhe 619 bis zum (1932 schadhafte) Portal des Lessachtunnels hinab. Sie lagert hier auf der schräge geschichteten Nagelfluh, deren verrutschte Platten eine Hausruine tragen. Nächst dem Nordportal des Tunnels wird die Moränendecke durch die Abraumhalde überlagert und ruht hier sowie entlang der Autostraße nach St. Jakob auf deutlich N bis NO fallender Nagelfluh auf.

Zwischen *Lessach* und *Schlatten* ist die Nagelfluh in einer schroffen Wand gut erschlossen. Deren Bänke sind bis mehrere Meter mächtig und fallen schwach nach N, der Schichtausstrich ist nahezu waagrecht. Sie überragen eine Reihe von Höhlungen; da die Nagelfluh hier stellenweise von Wasser überronnen wird, ist ihre sonst helle Färbung schwarzgrau. Schotter und Moränenschutt (Kalk, auch Kristallin und zahlreiche Serpentine) bedecken die Nagelfluh der Kulturterrasse von *Frießnitz*. Ein schluchtartiges Tal trennt sie im N von der *Kirchenhöhe St. Jakob P. 529*. An deren Südabfall erscheinen wieder in schönen Aufschlüssen wie bei *Rosenbach* die im Ausstrich ostfallenden, aber nach N bis NO geneigten Nagelfluhplatten. Sie bilden stark vorspringende Gesimse, zwischen ihnen liegen weniger feste Schotter- und glimmerreiche Sandschichten. Im Schutte des nach W führenden Tälchens findet sich auch grüner, phyllitartiger Schiefer, ferner bläulicher, rostig verwitternder Bänderkalk. Er wurde in dem großen Steinbruch unterhalb der Ruine *Thurn* beim Bahnbau ausgebeutet (*TELLER*, 6, 23—24; zentralalpiner, triadischer Kalkmarmor nach *WORSCH*, 2, 46—48). Beide Gesteine stehen in der nächsten Umgebung an. Auch noch weiter westlich sind die Nagelfluhbänke bis in die Umgebung von *Mühlbach* zu verfolgen (*PENCK*, 1105), wo sie bis zum *Drauspiegel* (470 m) hinabreichen. Zusammensetzung und Lagerung ändern sich hiebei nicht wesentlich.

Das *Nagelfluhdelta* ist durch große, viel Karawankenschutt führende Wassermassen aufgebaut worden, die im weiten Bogen aus der Richtung *Faaker See* im W bis zum *Karawankenhang* bei *Rosen-*

bach im S in ein tiefer gelegenes Becken einströmten. Diese Aufschüttung wurde seither durch die Erosion zertalt und besonders an ihrem Südrande durch die junge Gebirgsbewegung der Karawanken gestört.

b) Westgruppe.

Hier beanspruchten die Aufschlüsse beim Bahnhof Rosenbach seit Jahrzehnten bis in die Gegenwart großes Augenmerk in stratigraphischer und tektonischer Hinsicht. Meine glazialgeologischen Beobachtungen ergänzen die älteren Angaben von TELLER und PENCK, an die ich sogleich anknüpfe.

In dem wenig verfestigten Quarz-Lydit-Konglomerat PENCKS (1102, 1106) oder den tertiären Schottern, Sanden und tegeiligen Zwischenschichten TELLERS (6, 41—42) fallen gut polierte und gerundete Quarze auf, dann Serpentinegeschiebe, Amphibolite, morsche Gneise und Glimmerschiefer. ANGEL (2, 96) bestimmte mittlerweile die Herkunft dieser Gesteinsgefölgenschaft aus dem Gebiete an und nördlich der Drau oberhalb Villach bis ins Glocknergebiet. Trotz der Verbauung durch die Stützmauer ist der gewölbeartige Aufstau dieser Serie noch sichtbar. Sie geht ohne scharfe Grenze, meist erst mit lockerem Konglomerat, in die hangende feste Nagelfluh und deren sandige Zwischenlagen über. Beide enthalten außer Kalkschutt und rötlichen Porphyren der Karawanken auch reichlich aufgearbeitetes Material des liegenden Tertiärs. Die stellenweise rötliche Farbe der Rosenbacher Nagelfluh westlich der Bahn ist, wie bei Gruppe 6 angegeben, auf die am Nordhange der Gratschützen anstehenden Porphyre und Tuffe zurückzuführen, also kein Unterscheidungsmerkmal von allgemeiner Bedeutung. Die Nagelfluh fällt in etwa 1 m dicken Bänken unter 20—30 Grad wie ein Delta nach N. Die von PENCK offen gelassene Frage, ob sie die Antiklinale des Quarz-Lydit-Konglomerates mitmache, somit gleich ihrem Liegenden aufgerichtet sei, ist, wie KÄHLER und ich uns gemeinsam überzeugten, dahin zu beantworten, daß in diesen widerstandsfähigen Schichten ein Gewölbebau nicht zu unterscheiden ist. In ihnen äußerte sich der Nordschub der Karawankentrias nur in einem Zerbrechen zu einzelnen nordgeneigten Teilstücken. Diese Nagelfluh taucht im Bereiche der Höhe 647 nächst der Bahnabzweigung nach Villach unter junge Schotter aus Kalk und paläozoischen Schiefeln hinab. Sie erscheint erst wieder nächst dem Schulhaus nördlich und östlich der Bahnabzweigung nach Klagenfurt (s. Nordgruppe).

Auf der Höhe 663 westlich des Bahnhofes treten die meterdicken Bänke der Nagelfluh aus dem schütterten Mischwalde noch hervor. Im weiteren Umkreis aber, im Raume südlich Schlatten und in dem stark gegliederten Gelände bei den Arbeiterhäusern und der Finanzwachkaserne südwestlich der Bahnstation, verschwinden die Bänke unter der meist mit Wald und Kulturen bestandenen Decke aus aufgearbeitetem

Tertiär- und Glazialschutt. Aufschlüsse bei den genannten Gebäuden lassen die Schutzzusammensetzung erkennen: bis kopfgroße, gelbrote Konglomeratknollen und ebenso gefärbter Kleinschutt, dann Geschiebe aus Kalk, von denen manche poliert und gekritzelt sind, aus Schiefer, Porphyr, Serpentin, gut geroltem Quarz, zermürbtem Gneis und Glimmer. Vorherrschend ist die Bedeckung mit Moränenschutt. Etwas weiter taleinwärts, am Ostabhange der Höhe 774, überlagert glazial verfrachtetes grobes Blockwerk, meist Kalk, wie eine Kappe den Dolomit des Grundgebirges. Diese lockere Blockansammlung und die an der Nordgrenze der Trias austretenden Quellen nötigten zur Aufführung einer Stützmauer entlang der Bahn (TELLER, 6, 42—43). Die ausgedehnte, lehmige Grundmoränendecke auf der Höhe P 774 und westlich davon reicht, in sanften Hügelzügen nach S absteigend, bis zu den Arbeiterhäusern gegenüber dem Nordportal des Karawankentunnels hinab. Wegen der am Hang anstehenden Porphyre und Tuffe, die ähnlich wie Moränenlehm gelblich verwittern (TELLER, 6, 19—20), ist hier eine genaue Abgrenzung der Grundmoränendecke recht unsicher.

Der Bahnhof Rosenbach (600 m) und die Geleisanlagen nördlich von ihm bis zur Abzweigung nach Villach liegen auf einer jungglazialen Schotterterrasse, deren Form und Oberfläche allerdings durch die Bahnbauten stark verändert wurden. Trotzdem ist noch ersichtlich, daß eine Einlagerung des Glazialschotter in die Erosionsrinne des Rosenbachs stattfand, die in das Tertiär eingeschnitten ist. Es kommt in den von TELLER beschriebenen (6, 41) Aufschlüssen der Taltiefe wieder zum Vorschein. Sehr bemerkenswert ist hiebei der von ihm bereits festgestellte Unterschied zwischen den groben, diskordant eingelagerten Glazialschottern und den nordfallenden Schichten der meist kleineren, schön gerundeten, glatt geschuerten und polierten Gerölle im Tertiärschotter.

c) Ostgruppe.

Die Aufschlüsse der beiden anderen Gruppen werden hiedurch sinn gemäß ergänzt. Ich beginne beim Tonlager der Ziegelwerke (559 bis 560 m) knapp südwestlich der Eisenbahnbrücke über die Schlucht des Rosenbachs und schreite dann von hier am rechten Ufer und auf seinen Begleithöhen taleinwärts.

Die durch den Abbau an senkrechten Wänden freigelegten gelbgrauen Töne der Ziegerei sind dicht, horizontal fein geschichtet und enthalten zahlreiche kleine, sehr schön gekritzelt und glänzend polierte, dunkle Kalkgeschiebe bis zur Größe von etwa 5 cm sowie einzelne rote Werfener Brocken. Durch den Abbaubetrieb ist ersichtlich, daß diese Geschiebe schon ursprünglich in den Ton eingebacken sind, nicht etwa erst später durch Rutschung der hangenden Moräne in den Ton oberflächlich hineingemengt wurden. Fossilien fanden sich nicht, die PENCK (1105) von den damals anscheinend steinfreien Aufschlüssen der Töne bei Maria Elend und Rosenbach erwähnte. Das

Lager ist von einem auffallenden, SSW—NNO verlaufenden, senkrechten Sprungsystem durchsetzt. Es steht gleich den Klüften im Delta auf der Nordseite des Baches mit der jungen Gebirgsbewegung der Karawanken in ursächlichem Zusammenhang (KAHLER, 5). An der Obergrenze geht der gelbgraue Ton stellenweise in blaugrauen, bis 1 m mächtigen Mergel über. Ton und Mergel schneiden oben an schwach nordfallender, fast gerader Linie in etwa 560 m Höhe ab. Die hangende Moräne enthält in der lehmigen Grundmasse gekritzte und polierte Kalkgeschiebe, dann Partikel von paläozoischem Schiefer, Porphyr, Quarz, vereinzelt Gneis und Serpentin. Ein etwa 2 m großer, abgeschliffener und allseitig gekritzter, heller Kalkblock bezeichnete 1932 ungefähr die Grenze, an der die Moräne nordwärts in eine Schotter- und Sandlage überzugehen beginnt. Auch östlich des Ziegelwerkes ist gut geschichteter, schwach nordfallender Schotter aufgeschlossen, wo das Schleppgeleise die Bahnlinie erreicht. Kleine Tonlager sind ab und zu auch noch westlich des großen Ziegelschlages entlang des Rosenbaches sichtbar.

Hinsichtlich des Alters der Tonabsätze wurden verschiedene Ansichten geltend gemacht. PENCK (1105 und 2, 250) sah in diesem Vorkommen die Fortsetzung der Matschacher Tone, die sich im Liegenden der Hollenburger Nagelfluh befinden. Er stellte sie darnach in die M-R-Zwischeneiszeit als Ablagerungen in das durch Krustensenkung entstandene Rosentaler Seebecken. PASCHINGER hingegen (1, 135) gelangte 1930 zu dem Ergebnis, der „See und seine Matschacher Tone bildeten sich vor der Mindeleiszeit oder vor ihrem, einem stadialen, verbauenden Vorstoß folgenden Maximum“, mithin vielleicht schon in der G-M-Zwischeneiszeit oder wenigstens vor dem Höhepunkte der Mindeleiszeit. 1937 (5, 62) ging er von dieser Datierung ab, da sie ihm, seiner freundlichen Mitteilung zufolge, doch nicht ausreichend gesichert schien, und nahm wie PENCK die M-R-Zwischeneiszeit an. Eine Entscheidung über das genauere Alter der Rosenbacher Tone kann aus den dortigen Ortsverhältnissen allein vorläufig noch nicht getroffen werden. Jedenfalls aber steht fest, daß sie ein zwischeneiszeitlicher Absatz in einem Seebecken sind.

Die westlich an das Tonlager anschließende rechte Talbodeneiste (540 m) des Rosenbaches bricht mit einem steilen Erosionsrande (20 m) gegen das Bachbett ab. Hiedurch ergeben sich dort wichtige Aufschlüsse: Unter dem rezenten Schutt tritt gebankte, nordfallende Nagelfluh zutage. Sie reicht bis auf die schotterige Talsohle hinab. Auf der Nordseite liegt in gleicher Höhe die Basis des Deltas. Es wurde daher in ein Becken hineingeschüttet, dessen Südbegrenzung aus Nagelfluh bestand. Sie bildet das Liegende des Tonlagers, das sich in einer buchtartigen Mulde der Nagelfluh abgesetzt und noch in Resten erhalten hat. Die zwischen den dortigen Einzelsiedlungen verstreuten Nagelfluhböcke des im S aufsteigenden Hanges werden an Ort und Stelle zu

Grus zerschlagen, mit Lösch (Bahnkohlenabfall), Zement und Wasser gemischt, in Quaderformen gepreßt und als Bausteine verwendet.

Bergwärts schließt der stark gegliederte und zumeist dicht bewaldete Nordhang des Dürrkogels (Sucha vrh. 1289 m) an. Vom Talboden bis über 700 m Meereshöhe bildet Nagelfluh das Gestein der sog. Rosenbacher Schweiz mit der Nageleklause und der Kuchel samt den seit dem Bahnbau verlassenen Steinbrüchen. Die Fußzone nimmt das wilde Trümmerfeld der Kuchel ein, das PENCK (1106) abgebildet und — wie auch TELLER (6, 41—42) — beschrieben hat. PENCK fand den Unterschied dieser zu Fels erhärteten, vorwiegend kalkigen Nagelfluh von der lockeren des Deltas am gegenüberliegenden Ufer wegen ihrer größeren Festigkeit „nicht unbeträchtlich“. Der hohe Verfestigungsgrad der Kuchel-Nagelfluh hängt zweifellos auch mit der vermutlich nicht sehr großen Feuchtigkeitszufuhr am Hange des „Dürrkogels“ zusammen. Jedenfalls war sie schon durch den murartigen Bildungsgang der Nagelfluh weit geringer als bei dem benachbarten Seedelta, dessen verminderte Standfestigkeit stets bahnbauliche Schutzmaßnahmen erfordert. Während des Bahnbaues konnte daher nur die Nagelfluh der Kuchel in Steinbrüchen abgebaut und zu leichterem Mauerwerk verwendet werden. PENCK führte ferner die unregelmäßige Schichtung dieser Nagelfluh, die bald senkrecht, bald in unmittelbarer Nachbarschaft ziemlich flach verläuft, auf Schichtstörungen zurück; als deren Ursachen sah er Gleitbewegungen auf den liegenden Tonen, wahrscheinlich auch tektonische Vorgänge an. „Jedenfalls“, fuhr PENCK fort, „ist es ausgeschlossen, daß hier eine ursprünglich schräge Schichtung vorliegt“. TELLER jedoch erblickte in der Nagelfluh pliozänes Sattnitzkonglomerat, wies tektonische Störungen hier merkwürdigerweise zurück und anerkannte als Ursache der Schichtverstellungen nur lokales Gleiten, mit anderen Worten einen Bergsturz. Nach meinen Beobachtungen wirken beide Umstände mit, Gebirgsbewegung als Ursache, Gleitung und Bergsturz als deren Folge. Aber auch ursprünglich schräge Schichtung ist an zweifellos noch anstehender Nagelfluh zu sehen. Denn z. B. in der Nageleklause, einem tief eingerissenen, alten, jetzt trockenen Wildbachbett, das bis etwa 620 m Höhe hinaufreicht, zeigen die von Kolken stellenweise ausgehöhlten Felswände der Schlucht deutlich nordfallenden Schichtausstrich. Die anstehenden, nordseitigen, breiten und zerklüfteten Felswände hier, dann andere oberhalb (700 m) der Kuchel und weitere große, bestimmt nicht später noch abgeglittene Felspartien des Gebietes weisen allerdings auf ihrer Nordseite horizontalen Schichtausstrich auf; an ihren Flanken jedoch kommt das maßgebende Nordfallen mindestens sehr häufig zum Ausdruck. Auch ursprünglich schräge Schichtung ist somit vorhanden, was auch aus der Entstehung der Nagelfluh durch Gleiten und Verfestigung von älterem Schutt am Karawankennordhange erklärlich ist. Anders verhält es sich freilich bei einzelstehenden Nagelfluhblöcken, die durch Gleitung oder Berg-

sturz erst in der Kuchel zur Ruhe kamen; auch sie erreichen oft sehr bedeutende Größe und erwecken daher den Schein des Anstehenden. In solchen Fällen ist das ursprüngliche Nordfallen der Bankung und der — von N gesehen — horizontal erscheinende Schichtausstrich oft bis zu 90 Grad verworfen oder nahezu senkrecht gestellt, manchmal aber doch auch auf dieser sekundären Lagerstätte noch erhalten, je nach der Fläche des Blockes, auf der er schließlich festsaß.

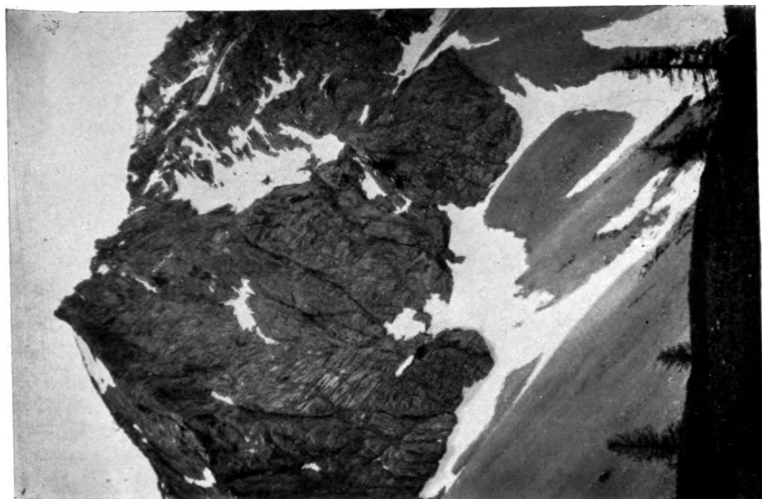
Am anschließenden höheren Gehänge sind die Oberflächenformen stark bewegt, kurze Rücken wechseln mit Rundkuppen und Verflachungen, die durch kleine, grabenartige Tälchen getrennt sind. Auf etwa 700—800 m verflacht sich das Gelände, muldet sich ein und steigt dann erst zwischen 800 und 900 m steiler zum Dürrkogel an. Ungefähr bis zu dieser Änderung im Gefälle reicht die „jungtertiäre Randbildung mit Glazialschuttbedeckung“ der TELLER-Karte. Tatsächlich findet sich, wie zu erwarten, lehmige Grundmasse und Moränenschutt auf der bloßgelegten Nagelfluh und auf dem Vegetationsboden der Rasten und Mulden sowie in den Einschnitten der zahlreichen Holzwege allenthalben verteilt. Der Glazialschutt besteht aus aufgearbeitetem Tertiär, abgeschliffenen Quarzen, polierten und gekritzten Kalkgeschieben, Porphyr, paläozoischen Schiefen (höher oben anstehend), bei einem gegen den Tunnel sehenden Postenstande auf einer der kleinen Kuppen aus einem kopfgroßen, ganz abgerundeten Gneisfindling. Im Hangenden der Nagelfluh liegen daher Reste einer Grundmoränendecke.

Zum Transporte der aus der Kuchel gewonnenen Bausteine talwärts diente eine Rollbahn. Auf ihrem noch erhaltenen Planum führt in der Richtung zum Karawankentunnel ein Fußsteig, der wertvolle Aufschlüsse zeigt. Die bis etwa 10 m hohen Abrisse liegen sämtlich in ungefähr 600—620 m Höhe, knapp östlich des Bahnhofes Rosenbach auf der Gegenseite des Tales. Die Oberfläche der Abrisse ist etwas erhärtet, durch Regenfurchen zerschnitten, steil geböscht, aber noch zu ersteigen; sie setzt dem Bergschuh und dem Hammer keinen nennenswerten Widerstand entgegen. Die Schichtfolge dieses Osthanges umfaßt von unten nach oben: im Liegenden wechselnd Tone, Glimmersande und Kohlenschmitzen, darüber lockeres Konglomerat; im Hangenden Nagelfluhbänke mit Sandzwischenlagen; darüber Grundmoränendecke und loser Moränenschutt. Diese dreifache Gliederung ist jedoch häufig gestört; denn die überhängende Nagelfluh brach stellenweise ab und kollerte in die tonigen Schichten, wo sie durch Hangrutsche eingesedimentiert wurde. Namentlich aber glitt der hangende Moränenschutt über die Tonabbrisse hinab und vermengte sich durch Wasserwirkung mit ihnen. Es ist daher jetzt oft nicht mit Sicherheit unterscheidbar, welchen Ursprung die einzelnen Bestandteile haben. Die Basisschicht besteht aus einer graugelben, sandig-lehmigen Grundmasse, in die zahlreiche Gerölle eingebacken sind. Die schwach nordfallende Schichtung tritt weniger deutlich in den glimmerreichen

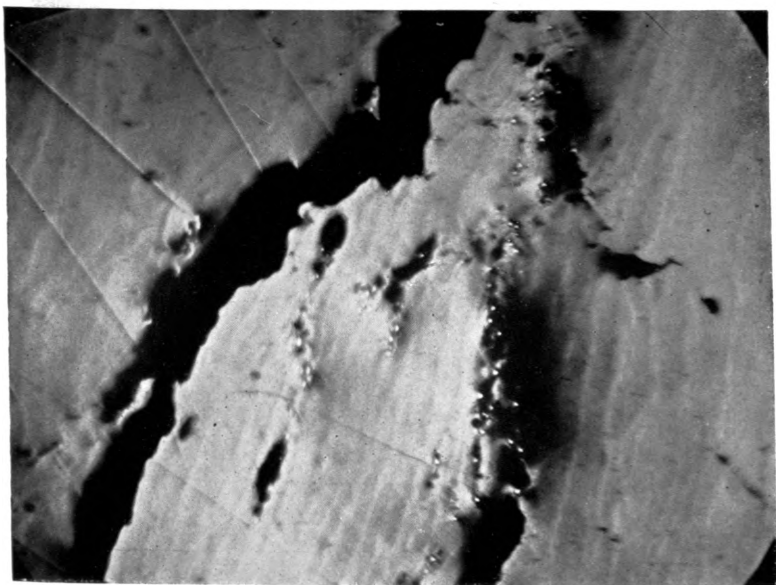
Sandlagen als in den etwa spannenbreiten Ton- oder zu Lehm verunreinigten Schichten zutage. Die Gerölle bestehen aus gut polierten, manchmal auch gekritzten dunklen Kalken, glatt geschliffenen, gelbweißen Quarzen, sogar bis faustgroßen Serpentin und Amphiboliten, kleinen Stücken von Porphy und seltener von zermürbtem Kristallin. (Über ihre Herkunft siehe ANGEL, 2.) Kleingerölle bis zur Größe eines Daumennagels herrscht jedoch vor. Ein vereinzelt faustgroßes Stück eines triadischen Kalkes zeigte massenhafte Gastropoden und Seelilien. An mehreren Stellen treten, meist in der Nachbarschaft einer rötlichen Verwitterungsrinde, bis 1 m lange, 5—10 cm breite, braunschwarze Kohlen schmitzen auf. Nach einem mir in sehr dankenswerter Weise von Professor K. A. JURASKY des Instituts für Brennstoffgeologie an der Bergakademie Freiberg i. S. zur Verfügung gestellten Gutachten meiner Fundproben handelt es sich um stark gagatisierte Pechkohlenhölzer, bei denen die Feinstruktur durch die weitgehende Imprägnierung mit kolloidaler Humussubstanz fast unkenntlich geworden ist. So viel läßt sich jedoch ersehen, daß ihr Ausgangsmaterial Koniferenholz war. Eine genauere Bestimmung der Pflanzenarten und damit im Zusammenhange des geologischen Alters ist nicht mehr möglich. Wissenschaftlich ist diese Kohlenart als Pechkohlenxylyt (Faulschlammkohle) zu bezeichnen. Die Mikroaufnahme zeigt in der durch eine gerade Kluft zerschnittenen Kohle feine Streifen. Sie befinden sich an Stelle der ehemaligen Frühholzgewebe und deuten die Jahresringe an. An ihnen hängen unzählige Pilzfäden, die sich an der Zerstörung der lockeren Frühholzgewebe beteiligt hatten. In der Kohle zeigt sich ferner eine schmale vererzte Zone mit blinkenden Punkten von Pyritkörnern. Die geraden Striche auf Abbildung 1 der Tafel III rechts oben sind Schliffkratzer.

Über dem kohlenführenden Tertiär erscheint manchmal ein mehr oder weniger verfestigtes, gut gerundetes, gröberes Tertiärgerölle bis zu Kartoffelgröße von gelbbrauner Farbe und schwacher Schichtneigung nach N. Im Hangenden folgt je nach dem Aufschluß ebenso geneigte, oft in Wänden abbrechende, feste Nagelfluh oder unmittelbar Moränenschutt, der auch noch aufgearbeitetes Tertiär enthält. Der Oberrand der Aufschlüsse ist häufig überhängend und stürzt samt dem Erlengebüsch und seinem Wurzelgestein über die glatten Steilhänge hinab. Durch das nachkollernde Geröll wird die Schichtfolge bedeckt und daher an solchen Stellen recht undeutlich.

Auch am rechten Talhange läßt sich die glaziale Schotterterrasse des Bahnhofes (580—600 m) entlang des Fußes der vorbeschriebenen Aufschlüsse bis unterhalb des Elektrizitätswerkes und des Personalhauses (beim ehemaligen Tunnelbauspital) taleinwärts verfolgen. Die dortige Platte mit der Kapellenruine aus der Zeit der Abwehrkämpfe und dem Kreuz (640—660 m) besteht noch aus solchem Schotter und Hangschutt vom Dürrkogel. Unter der mit einem Steilrande zur Taltiefe absetzenden Schotterterrasse tritt auch am rechten



Aufn. Verl. F. Schilcher, Klagenfurt, mit Zeißobjektiv.
Abb. 2. Hochstuhl (2238 m). Blick vom
Bielschitzasattel nach SW.



Aufn. K. A. Jurasky, Freiberg i. S.
Abb. 1. Reliefschliff des tertiären Pechkohlen-
xylits von Rosenbach.

Talhänge wie am linken stellenweise die tertiäre sandig-lehmige Schichtfolge und die nordwärts geneigte Nagelfluh hervor. Die Diskordanz mit dem horizontal gelagerten, groben Glazialschotter und der Reichtum an kleineren, polierten und gekritzten Quarz- und Serpentin- geschieben bestätigen sich hier ebenso wie TELLERS Feststellung (6, 41—42) von der Einlagerung eiszeitlicher Schotter in die ganz in das Tertiär eingeschnittene Erosionsrinne.

d) Vorläufige Folgerungen.

Die Gesamtheit der Beobachtungen im Umkreise von Rosenbach läßt es schon jetzt wünschenswert erscheinen, sie nach Alter und Entstehung zu sichten sowie in entwicklungsgeschichtlichen Zusammenhang zu bringen. Dieser Versuch muß sich wegen der verhältnismäßig geringen Ausdehnung des Raumes zunächst nur auf einige Anhaltspunkte beschränken. Die in Betracht kommende Zeitspanne umfaßt den Ausgang des Tertiärs bis in die Nacheiszeit. Hiebei rücken die eisfreien Zeiten in den Vordergrund, die Eiszeiten selbst treten mehr zurück und erscheinen eher als Unterbrechungen des sonstigen Entwicklungsganges.

Die Rosenbacher Nagelfluh ist eine murartige Bildung aus kalkigem Karawankenschutt. Sie ist jünger als das von ihr überlagerte kohlenführende Tertiär und mit ihm tektonisch gestört, wie die Aufschlüsse beim Bahnhof Rosenbach erweisen. Das Delta wurde in ein altes Becken durch einen Fluß hineingeschüttet, dessen Einzugsgebiet den ehemals weit größeren Faaker See und den Nordhang der Westkarawanken umfaßte. Das erhellt aus dem Gesteinsbestand und dem Aufbau des Deltas. Dieser Vorgang ist jünger als die Verfestigung des Schuttes zur Rosenbacher Nagelfluh; denn sie reicht mindestens bis auf den jetzt sichtbaren Grund der Bucht hinab, in die das Delta vorgebaut wurde, und dieses enthält auch aufgearbeitete Nagelfluh. Die Bucht ist ein Westausläufer der Vortiefe, die durch die Nordbewegung der Karawanken abgesunken ist. In der Mindel-Riß-Zwischeneiszeit erfüllte sie der von PENCK festgestellte See im Rosental. Wie aus dem Aufbau des Deltas ersichtlich, lag hier sein Spiegel auf 580 m. In einem ruhigen Winkel der Bucht wurden auf der Nagelfluh die feinen Sinkstoffe als Tone abgelagert, deren Reste sich noch erhalten haben. Die Bildung der Tone erfolgte gleichzeitig mit der des Deltas. Beide sind nur von Würmgrundmoränen bedeckt, ältere Moränen wurden vorher abgeschürft. Tone und Delta sind von einem gleichgerichteten tektonischen Sprungsystem durchsetzt. Da sich in den Klüften keinerlei Spuren von Moränen finden, ist über sie keine Vereisung hinweggegangen, sie haben daher nacheiszeitliches Alter. Dasselbe gilt von dem Niederbruch des Bergsturzes in der Rosenbacher Schweiz, der die Nagelfluh ins Gleiten brachte. Weitere Angaben enthält die Gruppe 10, einen Überblick Abschnitt IV, 6, b.

9. Rosenbach — Mittagkogel — Kahlkogel.

Nächst dem Nordportal des Karawankentunnels spaltet sich das Rosenbachtal in zwei Gräben, in den Gratschützen-(Gračenica-)graben, der vom Mittagkogel herabkommt und knapp vor seiner Mündung den ihm fast ebenbürtigen Ardeschitzen-(Ardešica-)graben vom Mlincesattel aufnimmt, und in den Bärengraben vom Rosenbachsattel, der den Ursprung des Rosenbaches enthält. Es sind daher eigentlich die Spuren der Vereisung in drei Talgebieten zu verfolgen. Der erst 2 km vor der Mündung des Rosenbaches in die Drau dazustoßende Radischgraben wird zweckmäßiger erst bei der nächsten Gruppe besprochen werden.

Vor Eingehen in die glazialen Verhältnisse des derart gegliederten Einzugsgebietes ist jedoch noch ein kurzer Überblick der stratigraphischen und tektonischen Lage südlich Rosenbach nach TELLER (6, 19—23, 41—46) und eigenen Beobachtungen nötig, um die Geschiebeführung und die Bodenformen in diesem Raume richtig zu beurteilen.

Die glaziale Schotterterrasse des Bahnhofes und der rechten Talseite ist auf das Tertiär aufgeschüttet. Es reicht nach den Aufschlüssen in der Taltiefe südwärts etwa bis gegen die Brücke 603 (OA) nächst dem Elektrizitätswerk. In der halben Entfernung vom Bahnhofe bis hierher (1 km) liegt am westlichen Talhange die sattelförmige Aufwölbung des Tertiärs, von der ab die Schichten südfallen. Sie stoßen an der Bahnbiegung mit steiler Grenzfläche an die von Sangeschobene Trias. Diese besteht aus einer Schichtfolge (schwarze Schiefer-tone, bituminöser Dolomit, sandige Rauhdecken, schwarzer Kalk und Breccienkalk), die durchwegs steil aufgerichtet, verdrückt und stark zerknittert ist. An diese nach TELLER dem oberen Muschelkalk und den Buchensteiner Schichten angehörende, oberseits von Glazialschutt bedeckte Zone schließt im S der weiße, steil südfallende Schlerndolomit des Gratschützenkammes an, in den der gleichnamige Graben eng und felsig durch Erosion eingerissen ist. Knapp südlich der Talmündung liegt das Nordportal des Karawankentunnels. Beiderseits von ihm wurde der Steilhang seiner Vegetation vollständig entkleidet, um den blendendweißen, mürben, sandigen Dolomitgrus für Mauerungsarbeiten im Tunnel abzubauen. Der Dolomit ist von Gleit- und Rutschflächen durchsetzt, die sich vielfach durchkreuzen. Die glänzenden, spiegelnden Harnische weisen häufig Streifen und Riefen auf, die Struktur ist mörtelartig zertrümmert. Unter dem Einflusse der Verwitterung entstand auf der Oberfläche der für Bauzwecke verwendete Grus. Die Anzeichen starker tektonischer Beanspruchung des Dolomits sind die gleichen wie zwischen Kanzianiberg und Pogöriach. Den schmalen Rücken zwischen Gratschützen- und Bärengraben umkreist heute noch das Planum der ehemaligen Rollbahn, die den Transport der Werksteine aus dem Bärengraben besorgte. Diese Anlage ergab Aufschlüsse,

aus denen die Fortsetzung der Liegendgesteine des Schlerndolomits auch auf der rechten Talseite ersichtlich ist.

Hinsichtlich der *Vereinigung* bemerkte PENCK (1094): „Die mächtige Kette der Karawanken im S der Zunge des alten Draugletschers hat während der Eiszeit eigene Gletscher getragen, welche jene im W erreichten, aber im O nicht bis zu ihr herabgelangten. Dies erhellt aus einer Anzahl von mehr gelegentlich angestellten Beobachtungen aus den Jahren 1889 und 1890, die zu kontrollieren wir seither keine Gelegenheit hatten. Nach der gesamten Konfiguration kann kein Zweifel darüber sein, daß die Quelltäler des Rosenbaches, von denen der Gračenicagraben vom Mittagskofel (2143 m) kommt, eigene Gletscher bargen, welche das Schwinden des Draugletschers überdauerten; lagert doch im Rosenbachtal eine ziemlich mächtige Schotterterrasse, die eine nach dem Rückzuge der Vergletscherung erfolgte Zuschüttung des Tales um 30—50 m anzeigt, und im Schotter kommen in den Aufschlüssen am Bahnhofe Rosenbach (Druckfehler: nicht Rosental) gekritzte Geschiebe vor.“

Den Übertritt des Draugletschers über den Sattel P. 1177 zwischen dem Kl. Mittagskofel und der Gratschützen bis 1300 m stellte bereits TELLER (6, 19, Fußnote) fest. Seine Beobachtungen hier und die allgemeinen Angaben PENCKs konnten von mir bereits (Gruppe 6) bestätigt und erweitert werden.

a) Gratschützengraben.

Er ist zunächst in Schlerndolomit eingeschnitten, dessen wild zerissene, stark verwitterte, bis 300 m hohe, helle Wände ihn begleiten. Die oft abenteuerlichen Felsformen und pyramidenförmigen Türme umgibt sehr viel rezenter, manchmal geschichteter Schutt. Starke Regengüsse verursachen stets Felsstürze und kleine Murbrüche. Daher verschwinden die Fremdgeschiebe des Sattels 1177 in der Steilmulde seiner Südseite gänzlich unter dem Hangschutt. Auf der schmalen Talsohle fanden sich nur sehr selten Kalkgeschiebe mit Kritzung, auf 850 m ein stark abgerollter, roter Porphy. In etwa 1000 m Höhe, wo die nordwärts überschobene Untertriaszone quer durchstreicht (TELLER, 6, 20), enden im Talzwiesel langgestreckte, breite, meist bewaldete Hügelzüge. Die Aufschlüsse in den sie trennenden tiefen und steilen Wasserrissen erweisen ihre Überkleidung mit bodenständigem Jungschutt. Die kleinen Tiefenlinien beginnen muldenförmig auf der Verflachung, die sich von 1300 m an bergauf über Holzschläge bis zum Hutweideboden der Ferlacher Alm (1468 m, Hütte abgebrannt) südöstlich der Bertahütte (1560 m) erstreckt (Raibler Schichten und Dachsteinkalkschutt).

Den Talschluß umrahmen die gegen Besonnung gut geschützten, nach NO offenen, mauerartigen Fels hänge des Grenzkammes vom Mittagskofel (2143 m) über Hühnerkogel (1974 m ÖK, Gebno, 1976 m OA), Tennspitz (1895 m) bis zum Reißmannkogel (Resmanica, 1735 m). Ihre Beschaffenheit ist für die Firn- und Schneehaltung von

großer Bedeutung. Vom flachen Gipfel des Mittagkogels senken sich die mit steindurchsetzter Hutweide und Latschen bestandenen Schichtplatten bis 1900 m als eine etwa 250 m hohe, steile Gleitfläche nach NO. Sonst aber fällt der Grenzkamm in zerrissenen Felswänden gegen den Talschluß ab. Nur stellenweise schalten sich hochgelegene, kleine Karnischen ein. Flachere Schutthalden greifen bloß gegen den Mittagkogel und den Hühnerkogel bis nahe zur Kammlinie zurück. Hingegen ummanteln sie steil die Felsabhänge der Umrahmung Hühnerkogel—Tennspitz—Reßmannkogel. Erst an ihrem Fuße folgen auf 1700 bis 1600 m etwas flachere Krummholzhänge. Sie umgeben den dürftigen Hutweideboden der Tennalm (1594 m); sonst aber hält der Steilabfall an. Die zahlreichen tiefen und jähren Wildbachfurchen befördern viel Schutt und Schnee in den fingerförmig verzweigten Lawinerinnen zutal. Lediglich im Gebiete der Ferlacher Alm (P. 1468) und auf den östlich anschließenden, heute teilweise abgestockten Verflachungen, mithin erst etwa an der eiszeitlichen Schneegrenze von 1500 m, konnte sich der Lawinenschnee vom Nordgrate des Mittagkogels ansammeln. Er schob bei seinem Abwärtsgleiten den mitgeführten Schutt zu den dortigen Hügelzügen und Wülsten zusammen. Höher oben im Talschluß ist jede Schneespeicherung durch die Felswände und einige steile Gleitflächen gehindert. In häufigen Lawingängen stürzte derart der Firnschnee hinab, riß alles Lockermaterial mit sich, tiefte die Rinnen ein und gelangte im allgemeinen erst an und unter der Schneegrenze zur Sammlung und Vereinigung mit dem Arme des Draugletschers, der über den Gratschützensattel herübergequollen war.

Der Ferneisstrom breitete sich im Gratschützensattel aus; je nach Verhältnissen staute er den aus dem steilen Talschluß abwärts drängenden Zug der Firnmassen auf oder wurde von ihnen überdeckt. Hiedurch wurde der Kessel zeitweise mit fest gepacktem Lawinenschnee mehr aufgefüllt, als es der gefallenen Schneemenge eigentlich entsprach; immer aber wurde auch die Gletscherzunge durch den Lawinenschnee verstärkt.

b) Ardeschitzen- (Ardešica-) graben.

Er mündet in tiefer, junger Klamm, die in den steil südfallenden Triasschichten (Dolomit, Kalk mit Mergel- und Hornsteinzwischenlagen, Werfener Schichten) eingeschnitten ist. Hochgelegene Kolke zeigen das allmähliche Tieferlegen der Schlucht an. Südlich von ihr, in 750 m Höhe, fand sich im Bachbett ein etwa 1 m großer, gerundeter Block von graugrüner Farbe. Er gleicht den Grauwacken, die durch den Draugletscher auf den Gratschützensattel verschleppt wurden. Das Ferneis brachte auch andere Fremdgeschiebe, darunter paläozoische Schiefer, auf den schmalen, vom Tunnel unterfahrenen Rücken zwischen dem Ardeschitzen- und dem Bärengraben. Sie sind auf Höhe 842 und auf der Wiese nördlich davon in lehmiger Grundmasse eingebettet; auch TELLER verzeichnet hier zutreffend Moräne. Die Richtung der

Hügelwellen NW—SO weist auf die Herkunft des Eisstromes aus dem Gratschützengraben hin. Damit stimmt auch die auffallende Verflachung im Talzwiesel zwischen diesem und dem Ardeschitzengraben überein, die sich westlich des Punktes 971 ausbreitet und durch den von W kommenden Arm des Draugletschers überformt ist. Taleinwärts finden sich nur *Lokalgeschiebe*, Dolomit, Kalk, Mergelschiefer, besonders aber die roten Werfener Schichten. Sie treten an der Roten Wand in großen Abrissen zutage und überstreuen den Hang der Černa Verda (TELLER, 6, 20). Der linke Talast ist in den wieder erscheinenden Schlerndolomit tief eingerissen. Im Bereiche der Ardeschitzenalm (1377 m) machen sich die kleinzerriebenen, lehmig verwitternden Raibler Schichten geltend. Ihnen ist der flachwellige, gute Hutweideboden, die Quelle und der Mischwald zu danken. Durch Lawinengassen zwischen Krummholz wird der Dolomitschutt vom Tennspitzkamm auf die Alm hinabbefördert und engt die Weidefläche immer mehr ein. Der firstartige Mlinesattel (1581 m, Hutweide, feinkerriete Raibler Schichten) fällt beiderseits steil ab und verflacht sich erst auf der Ardeschitzenalm.

Die dem Talschlusse wieder in N- und NW-Auslage zugewendeten steilen Felsabhänge des *Frauenkogels* (Baba, 1892 m) zeigen die Schichtköpfe der nach SO fallenden, durch die dunklen Hornstein- und Mergellagen wie aufgemauert erscheinenden Raibler Schichten. Von den Wänden bröckelt ständig Schutt ab. Diese Formen gestatteten keine Schneeansammlungen, sie waren erst am Unterrande der steilen Schutthalden und am Beginne des rechten Talgrabens in etwa 1300 m Höhe möglich, mithin auch hier erst unterhalb der eiszeitlichen Schneegrenze.

Nach Umrahmung, Auslage und vorherrschender Windrichtung war der Talschluß ein sehr guter *Firnbehälter*, der durch Lawinen von unten nach oben aufgefüllt wurde.

c) Bärengraben.

Er durchquert nach der stark zerrütteten Schlerndolomitzone dickbankige Kalke, die beim Tunnelbau in mehreren Steinbrüchen zu Quadern gebrochen wurden, und bunte Werfener Schichten. Beide sind *tektonisch deutlich gestört*. Südlich des Moränenschuttes bei P 842 der Westseite finden sich nur mehr sehr spärliche Fremdgesschiebe. Dann folgt auf der rechten Talseite die große rezente Schutt- und Blockablagerung aus dem Alten Bärenental und dem Graben vom Nordwesthange des Kahlkogels. Südlich P 923, wo ein Steig auf den vom Eis nicht überschrittenen Ekelesattel (1491 m ÖK: Jekelsattel, 1490 m OA) abzweigt, beginnt eine tiefe, etwa 1 km lange Felschlucht, deren senkrechte Wände oft nur mehrere Meter voneinander entfernt sind. Nach einer Wasserfallstufe teilt sich die Schlucht in mehrere felsige Einrisse, die auf 1400 m in das flachere Gelände des Talschlusses nächst der Rosenkogelhütte übergehen.

Die weite, in Raibler Schichten gelegene Mulde wird vom breiten *Grenzkamm* zwischen Frauenkogel (Baba, 1892 m), Rosenkogel (1775 m ÖK, Rožica, 1777 m OA) und Hahnkogel (1753 m ÖK, Petelin, 1754 m OA) umschlossen. Nordöstlich seines tiefsten Punktes, des flachen, einen Tümpel tragenden Rosenbachsattels (Rožicasattel, 1594 m) steigt er im Muschelkalk zugespitzt gegen den Hahnkogel an. Vom ganzen Grenzkamm und auch vom Querrücken des Frauenkogels (P. 1754), der die Mulde im W abschließt, ziehen konzentrisch langgestreckte, flachwellige Hutweidehügelzüge gegen den Gefällsbruch der Rosenkogelhütte hinab. Hangparallele Fließwülste begleiten die Südumrahmung des ganzen Talschlusses. Auf der Nordseite des flachen, kahlgewehten Kammes zwischen Frauen- und Rosenkogel erscheinen stellenweise im Lee der herrschenden Windrichtung kurze Rücken, die durch seichte Längssenken nach Art der Doppelgrate wie im Helmgebiet abgetrennt sind (SRBIK, 5, 6). Am Osthange des Frauenkogels fällt bei P. 1661 ein bogenförmig ein- und ausbiegender Schuttwall auf, der bergwärts einen Tümpel abdämmt und talwärts mit einem Steilrand (etwa 5 m) gegen den flacheren Hang absetzt. Der Wall wird beiderseits durch absteigende, kleine Längsrücken umsäumt, so daß ein nahezu geschlossenes Becken entsteht. Sein Innenraum ist von mehreren Hügeln, Mulden und Wannen durchzogen, seine tiefste Stelle nimmt ein Tümpel ein. Ähnlich ist die tiefe, auf einer Verflachung gelegene Wanne (1450 m) nördlich des Rosenbachsattels beschaffen. Den in Gipfelnähe gut geschichteten Steilhang des Hahnkogels (Muschelkalk) zerkurchen weiter unten ausgedehnte Schuttabriss.

Nach allen Anzeichen war daher die tiefe *Quellmulde* des *Rosenbaches* zur Hocheiszeit ein guter Firnbehälter, in dem die Spuren der Fließwirkung abgleitender Schneemassen erhalten blieben. Die aus ihnen entwickelte *schmale Gletscherzunge* stand durch die damals noch nicht schluchtartig eingetieft, gut beschattete Talrinne des Bärengrabens mit dem Arme des Draugletschers in Verbindung, der über den Gratschützensattel eingedrungen war.

d) Südseite der Karawanken.

Zum Vergleiche führe ich hier, dann bei den Gruppen 14 und 15 die neuen, dem deutschen Schrifttum schwerer zugänglichen Ergebnisse eiszeitlicher Forschungen an, die MELIK (89—101) auf der *Südseite der Karawanken* vornahm. (Freie Übersetzung aus dem Slowenischen, mit einigen Erläuterungen versehen.) Anknüpfend an „Die Alpen im Eiszeitalter“ (1046), stellte MELIK fest, daß BRÜCKNER die Höhen östlich von Birnbaum (Hrušica) nicht mehr untersucht habe, jedoch zu dem Schlusse gekommen sei, daß die Eisoberfläche des Sawegletschers beim Übertritt in das Radmannsdorfer Becken unweit von Jauerburg (Javornik) nicht tiefer als 1000 m lag. (Vgl. hierzu O. AMPFERER, 2, 405—432.) MELIK fährt dann fort: Da ich der Verbindung des Moränenschuttes im Becken von Radmannsdorf und auf den Dobrava-

terrassen (am südlichen Saweifer) nachging, habe ich vorerst die Südhänge der Karawanken westlich vom Hochstuhl und der Bielschitza oberhalb (nördlich) von Jauerburg, Assling (Jesenice) und Birnbaum untersucht und folgende Lage vorgefunden. In Höhen um 1000 m, am Übergang in das Radmannsdorfer Becken, kann nirgends Moränenschutt oder eine ähnliche Ablagerung aufgefunden werden. Östlich des von BRÜCKNER erwähnten Hügels P. 1261 oberhalb (nordwestlich) Birnbaum, der den Namen Na Visokem trägt, sieht man in der Tiefe der eingeschnittenen Gräben in der Höhe von 900—1000 m viel Moränen. Höher oben finden sich jedoch keinerlei Moränen Spuren mehr. In der Umgebung des Dorfes Hohental (Plavski Rovt) sind Moränen in der Höhe von 880—930 m vorhanden, hingegen an der Straße von Assling nach Dorf Alpen (auf die Planina Sv. Križ) in der Nähe des Dorfes Prihodi nicht viel über 850 m. Im Graben des Javornikbaches sieht man oberhalb von Jauerburg schwache Moränen knapp vor der Mündung des Grabens in das Haupttal, nicht über 720 bis 730 m hoch, daher sehr niedrig. Erst unter dieser Höhe sind die Hänge des Haupttales mit kleinerem Moränenmaterial bedeckt. Oberhalb der Dörfer Bach (Potok) und Moste (600, bzw. 551 m) gibt es keinerlei Moränen, ebensowenig über dem erwähnten Moränenstreifen in der Umgebung von Jauerburg Gereut (Javorniški Rovt) auf der Planina Sv. Križ. Obgleich ich bei wiederholten Übergängen das Einzugsgebiet des Javornikbaches (mündet bei Jauerburg) und der Jesenica (mündet westlich Assling) untersucht habe, konnte ich dort keinerlei Moränen Spuren feststellen. Daraus würde folgen, daß entweder die Erosion die Moränen in dem höher gelegenen Gelände beseitigte oder daß der Sawegletscher hier tatsächlich nicht so hoch reichte, als es BRÜCKNER annahm. Die Gletscheroberfläche senkte sich oberhalb Birnbaum schon auf 1000 m, oberhalb Assling auf 900 m und bei Jauerburg—Karner Vellach (Koroška Bela) auf 730 m. Das beweist ein auffallend rasches Absinken des Sawegletschers an seinem Ende, was recht gut mit der Lage der Schotter auf den Dobravaterrassen übereinstimmt. Die erwähnten Randmoränen gehören somit der gleichen Phase an, in der der Schutt am Stirnrande des Sawegletschers bei Blejska Dobrava abgelagert wurde. TELLER (Geol. des Karaw.-Tunnels) verzeichnete nur an zwei Stellen Moränen, und zwar bei Prihodi und Hohental, wo auch ich sie feststellte, sonst aber nirgends. Natürlich war es notwendig, meine Ergebnisse mit den Feststellungen BRÜCKNERS auf der Höhe Na Visokem (P. 1261) nordwestlich Birnbaum in Einklang zu bringen. Ich habe gefunden, daß die längliche Bergform wirklich beim ersten Anblick den Eindruck von Moränen erzeugen kann. Bei näherem Zusehen stellte sich aber heraus, daß sich der Hang aus Werfener Schiefen aufbaut und daß keinerlei Fremdgestein auf seinen Hängen zu finden ist. In dem Karawankenabschnitt westlich des Hochstuhls finden sich häufig undurch-

lässige Gesteine, wie Sandsteine, Mergel und Schiefer, die oft Dachformen und schön ausgebildete Fluren zeigen; daher ist bei einem Blick aus der Ferne eine Verwechslung mit Moränen sehr leicht möglich. So scheint es auch BRÜCKNER bei Na Visokem ergangen zu sein, wie seine Ausdrücke über die „teils als Wall, teils als Terrasse entwickelte Ufermoräne“ vermuten lassen. Hinsichtlich der Moränen, deren westlichste nach BRÜCKNER in der Höhe von 1190 m „an der Rožica-Alp“ liegt, läßt sich nichts Bestimmtes aussagen, weil nicht ersichtlich ist, welche Alm damit gemeint ist. Jedenfalls liegt sie an der Südwestseite der Rožica, wo auch andere sich befinden. Auf den weiten Schieferfluren sind dort zahlreiche Felsblöcke verstreut. Ohne gründliche Untersuchung ist aber nicht zu entscheiden, ob es erratische Blöcke sind oder ob sie von den Kalkwänden der Karawanken abgestürzt sind. Bei Annahme der BRÜCKNERSchen Höhe von 1190 m als Grenze des eiszeitlichen Gletschers zwischen dem Mlinesattel und der Höhe Na Visokem (P. 1261) erhalten wir etwa die gleiche Neigung der Eisoberfläche wie östlich dieses Punktes. Nach PETERS und BRÜCKNER fehlen ferner in den Moränen der Karawanken Erratika aus den Julischen Alpen. Auch ich habe in den Moränen nur Material aus den Karawanken gefunden; schwieriger wird die Frage in der tieferen Zone über dem Haupttal. Möglicherweise kamen diese Gesteine durch Abschürfen unmittelbar vom Boden in die Moräne. Es ist nicht anzunehmen, daß ein Gletscher aus dem Raume der Golica, Rošica oder Baba in den Hauptgletscher gelangt wäre; wohl aber weiter westlich vom Mittagskogel (2144 m, Kepa) und vom Techantinger Mittagskogel (1932 m, Trupejeva gora). Denn im oberen Tal der Belica (Belca) sieht man in der Höhe um 1300 m auf der Belicaalm (1248 m) mächtigen Moränenschutt, in den sich der Bach tief eingeschnitten hat. Hier kann es sich um einen kleinen Lokalgletscher handeln. Talabwärts sind jedoch entlang der Belica keine Moränenspuren zu sehen. Vielleicht werden sich solche einmal im Tale des Hladnik (auch Hodnik, südlich des Mallestigers) oder am Hudi potok (Hlude, südlich des Techantinger Mittagskogels) finden.

10. Maria Elend — Kahlkogel — Bärentaler Kotschna.

Zwischen den östlichen Begleithöhen des oberen Rosenbachtals, dem Orte Maria Elend und dem über 1 km breiten Schuttkegel beiderseits des Kl. Suchagrabens erstreckt sich als Fußgelände ein nach der Karte von TELLER scheinbar einförmiges Gebiet „jungtertiärer Randbildungen mit Glazialschuttbedeckung“; es ist nur durch das Bergsturzgebiet von Maria Elend unterbrochen. Die vom Hauptkamm abzweigenden Nebenrücken umschließen den Radisch-, den Gr. und den Kl. Suchagraben. Hieraus ergibt sich die nachstehende Gliederung in vier Unterabschnitte.

a) Fußgelände.

Schon TELLER (6, 19—26) stellte Nordüberschiebungen in der Trias des Rosenbachgebietes und in der paläozoischen Schichtfolge östlich davon bis zum Loiblpaß fest. KAHLER (8, 1—12) gelang es mittlerweile, solche auch hinsichtlich der tertiären und quartären Ablagerungen in diesem Raume nachzuweisen. Er kam zu dem Ergebnis, daß ein gar nicht unbeträchtlicher Teil der Vorlandstektone in den Karawanken noch in der Eiszeit vor sich gegangen sei. FELSER und SEELMEIER ergänzten 1938 die Beobachtungen TELLERS zwischen dem Kapellenberg bei Maria Elend und dem Grenzkamm.

Die Gleichmäßigkeit des Aufbaues der Fußregion ist nur scheinbar. Wie die Besichtigung der Ablagerungen zeigte, sind deren mehrere zu unterscheiden; KAHLER hat sie vor kurzem genauer aufgenommen. Meine schon 1932 unabhängig hievon angestellten Beobachtungen glazialgeologischer Natur stimmen damit im wesentlichen überein. Ich lasse sie unverändert folgen.

Südlich des Bergsturzesgebietes der Rosenbacher Schweiz liegt die nordfallende Nagelfluh auf dem Hange des Dürrkogels (1289 m ÖK. Suha vrh OA, Suchi vrh alte SpK) bedeutend flacher. Sie ist namentlich in den Mulden und auf den Verebnungen (Wiesenflächen) von Moränenschutt verhüllt, daher erscheint an solchen Stellen die Bodenkrume lehmig. W—O gerichtete, wellige Hügelzüge verdanken der Eisstromrichtung ihre Herausbildung. Vereinzelt silurische Geschiebe stammen vom höheren Abhang, wo das Gestein ansteht, Serpentinigeschiebe aus dem Tertiär, das vermutlich den Untergrund bildet, oder sie sind durch das Eis von W hierher verfrachtet worden. Da das Rosenbacher Tertiär am Westhange des Radischgrabens stellenweise wieder obertags hervortritt, ist nur mehr der Mittelteil des Dürrkogels von der Nagelfluh bedeckt, während sie von den tieferen Flanken gegen W (Rosenbach) und O (Radischgraben) vermutlich durch Erosion entfernt wurde. Im Liegenden der Nagelfluh ist daher das Rosenbacher Kohlentertiär und Konglomerat anzunehmen.

Die sich vom Dürrkogel nach NO gegen den Radischgraben senkende Niederung enthält außer Jungschutt auch herabgeschwemmtes, umgelagertes Moränenmaterial. Diese unverfestigten Absätze konnten sich nur auf den flacheren Hängen halten, von den steileren, durch tiefe Rinnsale getrennten Abhangsrücken wurden sie in die Fußzone durch Wasserwirkung vertragen. Beiderseits des unteren Radischgrabens liegen nächst des von Rosenbach nach Maria Elend führenden Weges ebenso wie bei Rosenbach die schräg geschichteten Deltaschotter. Am Ostufer werden sie in der Umgebung des Hügels 595 auf 580 m Höhe von horizontal gebankten Schottern überlagert. PENCK (1195) erkannte hierin ein Anzeichen der Spiegelhöhe des einstigen Rosentaler Sees.

In der Umgebung von Maria Elend, zwischen dem Radisch- und dem Gr. Suchgrabene, ist zunächst das Bergsturzesgebiet hervor-

zuheben. Es liegt an der durch den Drautalbruch verursachten alten Erdbebenlinie. Die Besichtigung ergab: Eine verhältnismäßig kleine Ausbruchsnische liegt in der Trias des Kapellenberges südlich der Wallfahrtskirche Maria Elend (781 m) auf 900 bis 1000 m Höhe. Von hier aus erstreckt sich Blockwerk und Kalkschutt als schmaler Strom in nördlicher Richtung bis in den Raum westlich der Ortskirche. Diese Zone bildet aber nur die Scheitellinie des ganzen Bergsturzgebietes. Denn beiderseits dieser grobblockigen Zone dehnen sich Geröll- und Blockhalden aus, die nicht aus einheitlich festem Kalk wie beim Bergsturze bestehen, sondern sich aus Breccien, also aus eckigem, kalkigem Gehängeschutt, zusammensetzen. Dieser breite, murartige Geröllstrom reicht im N bis in den Bereich der Straße Maria Elend—St. Jakob: im erstgenannten Orte wird dieses Material zu Bauzwecken verwertet. In höheren Hanglagen ist die Gehängebreccie steil nordwärts gebankt. Sie nahm ihren Ursprung von dem W—O streichenden Kamme des Kapellenberges und reicht im W bis nahe zum Radischgraben. Ihr Ausgangsgebiet ist demnach viel ausgedehnter als die verhältnismäßig kleine Nische des Bergsturzes. Hinsichtlich des Alters glauben die Ortsbewohner von Maria Elend laut Mitteilung des Oberlehrers A. TSCHINKEL, daß der ganze Bergsturz einheitlich aus der genannten Abrißnische im Jahre 1348 im Zusammenhange mit dem Erdbeben erfolgt sei, das den großen Bergsturz des Dobratsch auslöste. Der obige Befund ließ jedoch, ähnlich wie dort A. TILL feststellte, auch hier zwei zeitlich getrennte Bergstürze unterscheiden: einen älteren ausgedehnten, bei dem der Murschutt zu Tal fuhr, der später zur Gehängebreccie verfestigt wurde; dann einen jüngeren geringerer Breite, der aus der Abrißnische stammt. Vor wenigen Jahren erfolgte von dort abermals ein Ausbruch geringeren Umfanges. Über einem Bergsturz bei Maria Elend im Jahre 1348 führen weder H. HÖFER noch F. G. HANN Geschichtsquellen an. Nach dem Wirkungsbereich des damaligen Erdbebens wäre ein hiedurch ausgelöster Bergsturz bei Maria Elend möglich, wegen der altbekannten Gnadenkirche daselbst aber wahrscheinlich doch erwähnt worden. Jedenfalls ist er nahezu zeitlichen Alters. Er könnte vielleicht mit dem Bergsturz in der Kuchel bei Rosenbach in zeitlicher Beziehung stehen. Die ältere Gehängebreccie ist nach Entstehungsart, stellenweise auch nach dem Verfestigungsgrad allerdings mit der Höttinger Breccie vergleichbar, die bekanntlich der M-R-Zwischeneiszeit angehört. Sehr auffallend ist jedoch, daß sich in der Kapellenbergbreccie keine Fremdgeschiebe finden, die eine ältere Vereisung doch hinterlassen haben müßte: auf das Zutagetreten einer Liegendmoräne ist unter den örtlichen Verhältnissen ohnedies nicht zu rechnen. Ferner sind auch am höheren Gehänge des Kapellenberges keine Fremdgeschiebe auf oder zwischen der Breccie sichtbar: das wäre trotz des jungen Hangschutts doch wenigstens stellenweise zu erwarten, wenn die Breccie einer Zwischeneiszeit entstammen würde. Ihre Oberflächenformen zeigen keine Spuren eines

mindestens einmal über sie hinweggegangenen mächtigen Eisstromes. Nach all diesen Gesichtspunkten ist wenigstens für die sichtbare Oberschicht mit großer Wahrscheinlichkeit ihr nahe eiszeitliches Alter anzunehmen. Das schließt natürlich nicht aus, daß ähnliche Bildungen von Gehängeschutt bereits in einer vorangegangenen Zwischeneiszeit erfolgt sind, die unter der jüngerer verborgen sein können.

Die erste Ursache für die Bildung und den Niederbruch des Hangschuttes vom Kapellenberg liegt jedenfalls in dem nahen Draubru ch, dann in den stratigraphischen Verhältnissen und den jungen tektonischen Störungen, die TELLER und insbesondere in letzter Zeit KAHLER für diesen Raum nachweisen konnten. Hiezu trat aber noch die Unterschneidung dieses für das Abgleiten schon vorbereiteten Geländes durch den Draugletscher. Nach dessen Schwinden brach dann der seines Haltes beraubte Hangschutt nieder und verfestigte sich seither zur Breccie.

Ein anderes, sehr bemerkenswertes Vorkommen sind die Tonlager südöstlich von Maria Elend. PENCK (1105, 1107) stellte sie den Matschacher Tonen an die Seite, die unmittelbar vor der sie überlagernden Hollenburger Nagelfluh abgesetzt wurden (M-R-Zwischeneiszeit. — S. Gruppe 8.). Der von PENCK erwähnte Ziegelschlag liegt in der Wiesenmulde südöstlich des Ortes Maria Elend, knapp nördlich der Bahnlinie und ist kaum mehr erkennbar. In dem versumpften Gelände blieb nur eine Hütte erhalten. Die von Gestrüpp umgebenen verstürzten Aufschlüsse reichen von 500 m bis 550 m hangwärts. Ein zweiter, kleinerer, aber besser erhaltener Aufschluß befindet sich südlich der Bahn und nördlich des Gehöftes Mudnitsch am besuchten Plateaurande in etwa 560 m Höhe. Die horizontale, unreine Tonbank ist mehrere Dezimeter mächtig, auf ihrer Oberfläche tritt eine Quelle aus. Oberhalb hievon liegt mäßig verfestigte, sandsteinartige Nagelfluh, deren vorkragende W—O-Platten durch graulehmige Sandlagen getrennt werden. Wegen geringer Verfestigung ist die ursprünglich waagrechte Schichtung verstürzt. Der Ton ist durch Sand und Gesteinsbrocken verunreinigt. Beide stammen anscheinend aus der Nagelfluh. Fossilien fanden sich auch hier nicht (PENCK 1105). Offenbar sind diese Lager nach Beschaffenheit und Alter den Aufschlüssen östlich Rosenbach gleichzustellen, wo jetzt noch Ziegeleibetrieb herrscht. Nach Angabe der Ortsbewohner von Maria Elend wurden die jetzt ganz verwachsenen und verfallenen Ziegelschläge südöstlich des Ortes zuletzt im Jahre 1906 für den Bau der Jubiläumsvolksschule von Maria Elend verwertet, dann aufgelassen und von der Bahnverwaltung erworben.

Auf der Hochfläche von Greuth, im Winkel zwischen der Bahnlinie und dem Gr. Suchagraben, wird, wie Aufschlüsse, z. B. nächst des Bahnhofes erweisen, das verfestigte Konglomerat wieder von reichlichem Moränenschutt bedeckt, in ihm liegen auch etliche Gneisfindlinge. Gegen den Berghang zu tritt das Konglomerat unter

der schütterten Moränendecke häufiger zutage. Die Richtung der Hügelzüge und Wannen der Hochfläche deuten auf die Eisstromrichtung hin.

Nach der Kennzeichnung des Fußgeländes kann nunmehr auf die glazialen Beobachtungen in den südlich anschließenden drei Talgräben übergegangen werden.

b) Radischgraben.

Auf dem Osthange des Dürrkogels hält die bisher verfolgte Moränenbedeckung weiter taleinwärts an. Die höchsten Fremdgeschiebe liegen, was auch PENCK (1076) wahrnahm, oberhalb der Quadiaalm (1121 m) auf etwa 1250 m in Form immer spärlicher werdender, zermürbter Glimmerschiefer und einzelner Serpentine, die vermutlich dem Tertiär entstammen. Die gekritzten Kalkgeschiebe dürften vom Nordhange der Karawanken von weiterher durch das Eis verschleppt worden sein; denn für ihre Herkunft aus dem Bereiche des Kahlkogels ist die Transportweite doch zu gering, um eine Kritzung hervorzurufen. Die nach NO gerichteten Hügelzüge der Quadiaalm werden durch breite Mulden getrennt. Diese Formen deuten auf Wirkungen des Ferneises hin. Nach PENCK (1076) lag hier die Grenze des Eisstromes auf mindestens 1300 m. Der Draugletscher füllte somit den ganzen Talhintergrund aus, gelangte auf den flachen Rücken des Dürrkogels (P. 1289), erreichte vielleicht gerade noch dessen Spitze P. 1355, die aber von Fremdgeschieben frei ist, und überflutete den Nebenrücken Turmalpe—Kapellenberg. Wenn auch auf diesem, vielleicht wegen der Pflanzendecke, keine Fremdgeschiebe zu finden waren, so deuten doch auch hier wellige Formen und zerriebenes Kleinmaterial des Bereiches in den Sattelgebieten (bei der Jagdhütte zwischen P. 1189 und P. 1120, hier auch karboner Graphit nach SEELMEIER, 107) auf ostwärts gerichtete Gletscherbewegung hin.

Auf diese Eisoberfläche stürzten die im Windschatten des nach N steilen Kahlkogelkammes (1836 m) sich sammelnden Schneemassen als Lawinen nieder. Die Schichtkopflage verhinderte größtenteils ihren Halt am Hange; nur die Verebnung bei der Alm 1415 (südlich der Quadia) und der Sattel 1278 südlich der Turmalpe ließen Schneeanstimmungen zu. Die breiten Lawinengassen auf dem erlenbewachsenen Steilhange des Kahlkogels beweisen die heute noch in gleicher Weise sich geltend machende Schneewirkung. Den flachen Südhang hingegen bilden die Schichtplatten der wasserspeichernden Raibler Schichten; daher kann das Gras bis auf die Kammhöhe in der Umgebung der Kadilnikhütte gemäht werden. Nebenbei bemerkt ist die Einsattlung des Grenzkamms bei P. 1732 (SpK und O.A. 1756 ÖK) nur in der alten SpK richtig als Suhisattel benannt, während die O.A. fälschlich den östlicher gelegenen Maria-Elend-Sattel so beschriftet.

Wie in den vorangegangenen Zwischeneiszeiten verlor das im verzweigten Talschlusse bis dahin der Rückwitterung preisgegebene Gestein (ein schmaler Streifen Schlerndolomit, dann namentlich

Muschelkalk und Werfener Schichten) mit dem Schwinden der letzten Großvergletscherung seinen Halt, brach in engen Felsrunsen nieder und wurde als Wildbachschutt verfrachtet. In dem steilen, tief eingerissenen Radischgraben fehlen Moränenwälle begreiflicherweise gänzlich sowohl auf der schmalen Talsohle wie an den dicht bewaldeten Steilhängen. Die auf etwa 800 m vorkommenden Serpentinegeschiebe und gerundeten Gerölle entstammen dem Rosenbacher Tertiär, die Brocken des verkitteten Hangschuttes der Gehängebreccie. Die starke rezente Schuttführung des nur bei der Schneeschmelze bedeutenden Baches verhüllt derart fast gänzlich die zu erwartenden Fremdgeschiebe.

c) Großer Sucha - (Hasen-) graben.

Die Talverschüttung tritt noch weit stärker in diesem östlich benachbarten Graben hervor, der hiedurch geradezu den typischen Charakter als Gerinne eines zeitweise verheerenden Wildbaches mit unfertigem Profil erhält. Die Moränendecke der Hochfläche von Greuth geht nach S am linken Talhang in flach gelagerte Nagelfluh über. An sie schließen die Schrofen der tektonisch steil gestellten Gehängebreccie und der Kapellenbergtrias an. Beide werden in der Taltiefe zu mehreren hintereinander liegenden Felsentoren zerschnitten. An den unteren Hängen sind als Zeugen allmählicher Tieferlegung der Talsohle wiederholt große Kolke herausgearbeitet, die 20 bis 30 m über ihr liegen. Etwas südlich davon finden sich im Bachbett vereinzelt Serpentinegeschiebe, dann im massenhaften Lokalschutt der West- und Osthänge Quarzgerölle und paläozoische Grauwacken. Nach TELLER (6, 24) stehen Auernigschichten nur auf der Ostseite der Muschenikhöhen an; sie könnten möglicherweise auch nach W in den Gr. Suchagraben herüberreichen, wo übrigens das Kohlentertiär stellenweise abgeschlossen ist. Durch den Weg, der in die weite, stark gegliederte Mulde zwischen dem Kapellenberg und der Turmalpe führt, wird Moräne mit gekritzten und polierten dunklen Kalken und roten Werfener Gesteinen angeschnitten. Weiter taleinwärts war i. J. 1932 der einst gute Fußsteig auf dem Westhange des Hasengrabens, wie ich (SRBIK. 1, 232) dargelegt habe, durch Bergstürze und Hochwasser auf weite Strecken abgerissen. Brücken, Gallerien und Tunnels, bis auf einen kurzen, waren zerstört und kaum zu begehen. Diese Rutschungen und wilden Felsabbrüche in den Werfener Schichten und im Muschelkalk steigern sich noch ganz bedeutend in den beiden äußersten Talästen, die vom Verbindungsrücken zwischen dem Grenzkamm und der Turmalpe sowie vom Kotschnasattel herabkommen: erst der Buchenwald am Nordhange des Maria-Elend-Sattels liegt auf Raibler Schichten. In beiden verwilderten Tal schlüssen sind die abenteuerlichen Felsformen und schmalen Rippen zwischen jähren Steinschlagrinnen durch die leicht zerstörbaren Gesteine, die Auslage nach O. bzw. nach N und als Folgeerscheinung der wiederholten Vereisungen erklärbar. Denn bei gleichem Gestein ist der Westhang des Rück-

kens zwischen Turmalpe und Grenzkamm steiniger Almboden, während der gut beschattete Osthang von zahllosen Schluchten zerrissen ist; waren hier zwar die Temperaturunterschiede geringer, so lag in diesem Schattenwinkel dafür die Temperatur durch längere Zeit tiefer als auf der Westseite. Spaltenfrost, Schutzlage und Wirkungsdauer kamen daher in gesteigertem Maße zerstörend zur Geltung. Ähnlich verhält es sich in dem engen Talschlusse des Hasengrabens unter den Nordabstürzen der Kotschna, die später zur Sprache kommen werden. Bei einer Ferneshöhe von etwa 1300 m ragte nur der schneebedeckte Grenzkamm über sie hinaus. Abgebrochene Wächten und Lawinenstürze kamen nur zum geringen Teil auf der kleinen, kammnahen Verflachung nördlich Suhi vrh zwischen 1400 und 1500 m (Almhütten und Ansammlung von Blockwerk) in Ruhelage. Die Hauptmasse aber stürzte auf den eingedrungenen Eisstrom hinab, polsterte den Talschluß aus und bereitete den Gesteinszerfall vor. Die Fels- und Schuttformen in diesem wilden Graben sind das vorläufige Endergebnis wiederholter Vereisungen, zur heutigen Gestalt verschärfte sie die Nacheiszeit.

d) Kleiner Suchagraben.

Ein über 4 km breiter und nahezu ebenso langer Schuttkegel reicht vom Großen Suchagraben bis zum Steilrande der Hochfläche von Matschach. Er übertrifft in seinen Ausmaßen noch den gern als Musterbeispiel angeführten Schuttkegel von Reischach im Gailtal oder gar jenen von Obertilliach. Wie stets sind es eigentlich kleine, nur zur Schneeschmelze bedeutende Wassermassen führende Wildbäche, die nach kurzem Lauf aus steilem Talschluß allmählich so ausgedehnte Schuttmassen ablagerten. Die Flanken solcher Kegel waren häufig bevorzugte, freilich zeitweise auch sehr gefährdete Orte für Siedlungen. Hier sind es St. Oswald im W, Ober- und Unterkrajach und der große Längsort Suetschach im O. In gerader Laufrichtung durchschneidet der den größten Teil des Jahres schwache, bisweilen ganz versiegende Kleine Suchabach den Schuttkegel in einem gegen die Mündung immer tiefer eingesenkten Hochwasserbett. Verlassene, noch stückweise erhaltene Trockenrinnen strahlen radial von der Scheitelfegend aus. Im W begleitet das Hauptgerinne gleichlaufend ein Trockenbett, das im (unbenannten) Muschenikgraben wurzelt. Dichter Wald und Gebüsch machen das wegsame Gelände sehr unübersichtlich. In dem massenhaften Schutt aus Kalk (Schlerndolomit und Muschelkalk) und roten Werfener Schichten des Einzugsgebietes verschwinden Fremdgeschiebe vollständig. Die südöstlich des Schuttkegels liegende Hochfläche von Matschach gelangt beim Bärenal (Gruppe 11) zur Besprechung.

Vor Eintritt in das Innere des Kleinen Suchagrabens wende ich mich dem eben erwähnten Muschenikgraben zu. Am Scheitel seines hier lehmurchsetzten Schuttkegels ziehen in der Richtung

NW—SO von P. 867 gegen P. 805 die von TELLER (6, 24) als Auernig-schichten bezeichneten Gesteine quer durch das Tal (dunkle, rostig verwitternde, fossilreiche Schiefer, Quarzkonglomerate und Fusulinenkalk). Kopfgröße, gerollte Quarze finden sich auch auf dem unruhig gewellten Hutweideboden der Sattelhöhe (980 m) nördlich P. 1014, wo eine Almhütte steht. Hier liegen in Gesellschaft der Quarze ferner gutgerundete, polierte und gekritzte Amphibolite bis Faustgröße, auf der Höhe 1014 Kalkblöcke und paläozoischer Schiefereschutt. Die gleichen Geschiebe bilden am Sattel südöstlich P. 1014 bei den zwei Alm-hütten (die östliche ist Ruine) einen NW—SO verlaufenden Wall, der von den Hütten durch eine Senke getrennt ist und sie um etwa 3 m überhöht. Er endet erst am Abstiege des Fußsteiges in den Muschenik-graben. Nach diesen Formen ist Eisarbeit unverkennbar. Die Ge-steinsgesellschaft spricht für die Fortsetzung des Kohlentertiärs auf den Nordteil des Muschenikrückens. Südlich des durch junge Abhol-zungen erweiterten Almgebietes (Waldgrenzen der Karten stimmen daher nicht mehr) halten auch im Gebiete der Werfener Schichten die paläozoischen Schieferirrlinge bis nahe P. 1095 Muschenik an, dann folgt auf der Rückenlinie nur mehr Kalkschutt. Die wilden, durch scharfe Rippen getrennten Abbrüche zum Hasengraben zwischen P. 1137 und 1204 greifen bis an den schmalen Kamm ostwärts zu-rück. Der ähnlich beschaffene Talschluß bildete einen sehr guten Firnkessel. Die gleichen Verhältnisse zeigen sich auf den zerrissenen Osthängen des kurzen Rückens, der den Muschenikgraben vom Klei-nen Suchagraben trennt. Dessen Nordteil wird vom Karbonzuge TEL-LERS überquert und gleicht hinsichtlich der Geschiebeführung sowie der sanftwelligen Formen dem Almgebiet westlich des bewaldeten Muschenikgrabens. Dieser selbst bietet in seiner verwilderten Trocken-rinne keine bemerkenswerten Aufschlüsse.

Der Kleine Suchagraben tritt durch eine felsige Talenge (Schlerndolomit nach TELLER, Muschelkalk nach FELSER) in den Kessel seines eirunden Einzugsgebietes ein. Unter dem zerschrün-deten Grenzkamm fällt die Verebnung Pod Kočno (durchschnittlich 1200 m) als alter Talbodenrest und günstiger Sammelraum von Block-werk und Winterschnee auf. Die Bärentaler Kotschna (Stružka K., 1940 m SpK, 1914 m OA) senkt sich nach NO zu den Almen der Hochfläche (1600 m), die im Grintove (1652 m) endet. Sie ermöglichte langwährende Schneeauflagerung und trägt in ihren For-men auch deren Spuren. Den von Lokalschutt, Wald und Gebüsch bedeckten Talboden des Kleinen Suchagrabens zerschneiden breite, trockene Wildbachbetten. Schon im Aufstieg zur Gips-hütte (etwa 1450 m, nicht mehr im Betrieb) finden sich in den Werfener Schichten bereits Brocken eines porphyrtartigen Gesteins, das in Übereinstim-mung mit TELLERS Karte nächst des Sattels 1466 ansteht: jedoch kein Oberkarbon, das nur untermittags im Jahre 1895 (TELLER, 6, 25) beim Stollenvortrieb auf roten Gips angefahren wurde. Der flache, abgeholzte

Sattel 1466 bricht nach W mit großen Abrissen im Muschelkalk ab und ist frei von Fremdgesehen. Er wurde vom Ferneis nicht mehr erreicht, war aber noch verfirnt. Die breiten Formen des Sattelgebietes setzen sich bis zu den Felsen des Grintove im S und zu dem Steilhang des oberseits flachen Matschacher Gupfs (Name!) im N fort.

Wie in den wilden Talschlüssen der beiden anderen Gräben konnte sich auch im Kleinen Suchagraben das eingedrungene Ferneis unter dem Mantel von Lawinenschnee verhältnismäßig lange Zeit erhalten.

11. Bärenal — Hochstuhl.

Die gewählte Gliederung dieses Talgebietes in vier Unterabschnitte ergibt sich aus den geologischen und formenkundlichen Verhältnissen.

a) Hochflächen von Matschach und Sinach.

Der aus dem Bärenal kommende Feistritzbach durchbricht in schluchtartigem Gerinne die einheitlich gebaute Hochfläche, die den beiden Torwächtern, dem Matschacher und dem Sinacher Gupf, vorgelagert ist. Sie wird nur äußerlich durch das Bärenal in die beiden Hochflächen von Matschach und von Sinach getrennt. Bei dem alten Eisenindustrieort Feistritz i. R. (JAHNE, 8) fließt der Bach durch die Klamm Im Graben, die zwischen senkrechte, stellenweise sogar überhängende, feste Nagelfluhwände tief eingesenkt ist. Nördlich davon schneidet sich das etwa 200 m breite Schotterbett des Feistritzbaches in seinen vorgebauten flachen Schuttkegel ein. Er verläuft im großen Bogen von Suetschach über Unterfeistritz—Sala bis westlich Hundsdorf.

Die Aufschlüsse Im Graben von Feistritz, bei der dortigen Kirche und auf der Hochfläche von Matschach, namentlich aber am nordwestlichen Höhenrande bei Oberkrajach, zeigen eine große Ähnlichkeit der aus verfestigtem Karawankenschutt entstandenen Nagelfluh mit der Höttinger Breccie hinsichtlich der felsharten Beschaffenheit, der Standfestigkeit und der Wandbildung in Erosionseinschnitten. Doch sind die Gerölle der von KAHLER als Bärenaltes Konglomerat bezeichneten Nagelfluh durchwegs gerundet, im Mittel unter Faustgröße, einzelne bis kopfgroß. Der helle Kalk überwiegt vor dem dunklen; Werfener Sandstein und paläozoische Schiefer treten weit zurück. Bisweilen sind Sandlagen und schmale Kohlenschmitzen zwischengeschaltet, dann ist der Zusammenhang lockerer. Die zumeist feste Verkittung durch ein kalkiges Bindemittel füllt lückenlos alle Zwischenräume aus. Im frischen Anbruch gelblich, verwittert das Konglomerat auf der Oberfläche in grauer Farbe. Besser noch als bei Feistritz ist in dem aufgelassenen Steinbruch am Höhenrande südlich Oberkrajach eine horizontale Bankung sichtbar. Sie wird hier von senkrechten und schwach SW—NO gerichteten Klüften durchsetzt. Sicherlich sind sie jungtektonischen Ursprungs. Überhänge und Höhlen ergeben sich stellenweise aus dem Sedimentationsrhythmus der mehr oder weniger widerstandsfähigen

Bestandteile. Wie die Höttinger Breccie wurde auch die Matschacher Nagelluh wegen ihrer Festigkeit, leichten Bearbeitung und Widerstandsfähigkeit gegen Witterungseinflüsse häufig zu Bauzwecken verwendet. Die Mächtigkeit dieses Konglomerates geht aus den Angaben TELLERS (3. 207) hervor, wonach ein bei Feistritz niedergebrachtes Bohrloch von 168 m Tiefe nur auf Wechsellager von Konglomerat und Sandstein stieß.

Die Hochfläche von Matschach ist trotz allen Wechsels der Einzelformen im allgemeinen schwach nach N geneigt. Nach PENCK (1101) ist sie keine Schicht-, sondern eine Abrasionsfläche, da trotz flacher Lagerung des Konglomerates dessen „Südfallen meist unverkennbar“ sei. Ich halte diese stellenweise gewiß zu beobachtende Fallrichtung auf der Hochfläche nur für eine örtliche Erscheinung untergeordneter Bedeutung, da das Konglomerat hier zumeist doch noch waagrecht liegt und bisweilen auch schwach nordwärts fällt. Zum ausgesprochenen Südfallen kommt es erst weiter südlich unter dem Einfluß der Triasüberschiebung. Doch sind die in ihrer Fallrichtung schwankenden Konglomeratbänke tatsächlich von einer Abrasionsfläche geschnitten, die alle größeren und zu schroffen Höhenunterschiede gekappt hat. Das Gelände steigt von der Oberkante des drauwärtigen Steilrandes (520—530 m) in flachen Wellen bis zum Fuß (720—730 m) des Matschacher Gupfs, mithin um etwa 200 m. südwärts an. Der mittlere und breiteste Teil der Hochfläche mit den Ortschaften St. Rupert und Matschach liegt zwischen 600 und 700 m. Schon hier, noch mehr auf den Terrassenfolgen von Sinach, Rabenberg und ihrer sich verschmälernden Fortsetzung am Nordhange des Singerberges erhält man im Zusammenhange mit dem jeweiligen Ausblick auf die gegenüberliegenden Terrassen am Südhange der Sattnitz in annähernd gleicher Höhe den bestimmten Eindruck, daß in diesen Terrassen Reste eines alten Talbodens vorliegen, dessen Mittelstreifen abgesunken ist. In den sodann mit jungen Aufschüttungen gefüllten Trog hat sich seither das Draubett auf 440 bis 430 m eingetieft. Infolge dieser Lage der örtlichen Erosionsbasis schneiden sich die kleinen Bachläufe gegen den Nordrand der südlich des Drautals gelegenen Terrassen immer mehr ein. Die Hochfläche von Matschach trägt über den Konglomeraten eine fast zusammenhängende Decke von Grundmoränenschutt, in dem auch Amphibolitfindlinge vorkommen; sie stammen vermutlich aus dem aufgearbeiteten Tertiär. W—O gestreckte Hügelzüge und Mulden gliedern die Formen und zeichnen das gut ausgebildete Wegnetz vor, die Lage der Einzelhöfe und der weiten Kulturlächen. Westlich des Kirchdorfes St. Rupert mehren sich die Serpentin- und Quarzfindlinge auffallend. Die Fußzone der Hochfläche ist hier sehr unruhig durch zahlreiche Kleinkuppen zwischen flachen Sätteln, Rasten und Tälchen. Dies sowie die Anhäufung von Moränenschutt deutet auf eine längere, schwankende Eisrandlage hin.

Jenseits der Schlucht des Bärenals erhebt sich die ähnlich gebaute *Sinacher Hochfläche* von 550—560 m am Nordrande bis etwa 700 m am Fuße des Sinacher Gupfs. Ihre Nagelfluh ist im allgemeinen gleich beschaffen wie jene von Matschach, in einigen Aufschlüssen erscheint sie vielleicht etwas lockerer. Sie enthält auf den Abhängen gegen Feistritz gerundete Porphyrgeschiebe, die im Graben selbst sogar bis zu Kopfgröße vorkommen. Der nächste anstehende Porphyry überquert das Bärenal 4 km weiter südlich unterhalb des Hofes Stornig. Den Mittelteil der Hochfläche mit dem Orte *Sinach* (etwa 620 m) nimmt eine flache, im O sumpfige Wiesenmulde ein. Sie wird durch den talwärts tief eingeschnittenen Bachlauf entwässert, der bei Hundsdorf seitlich seines alten Schuttkegels das Rosental erreicht. In der lehmigen Moränendecke der Hochfläche von Sinach finden sich als Geschiebe Amphibolite, paläozoische Schiefer, Quarzgerölle und Serpentine. Den nur äußerlichen Abschluß der Sinacher Hochfläche, die sich am Nordhange des Singerbergzuges noch weiter nach O fortsetzt, bildet der vom *Orajncasattel* kommende *Kuchelgraben*. An seinen großen Schuttvorbau östlich Hundsdorf schließt sich bergwärts das in die Nagelfluh eingeschnittene waldige Schluchttal an. Es erweitert sich erst bei der kleinen Siedlung Kuchel. Stellenweiser Moränenschutt und einzelne zentralalpine Geschiebe auf den Talhängen und im Bachbett sind Zeugen der Fernvereisung. Das Konglomerat reicht nach den Aufschlüssen bis gegen 1000 m hinan, wo es südgeneigt unter den Dolomit einer felsigen Talstufe einfällt, hinabgedrückt durch den Anschub der Karawankentrias des Singerbergzuges. PENCK (1101) nahm hier die Obergrenze des „Sattnitzkonglomerates“ etwas tiefer an, bereits bei 900 m. Die südlich anschließende Triaszone ist bis auf die Wasserscheide hin auf durch niedrige Kuppen und Mulden sehr unruhig gewellt und mit Hutweide bestanden. Die waldfreie, niedrige Paßlandschaft des breiten *Orajncasattels* (1120 m, Oreinzasattel nach neuester SpK) enthält, wie auch PENCK (1101) angab, auf der Trias Geschiebe von Amphiboliten, Serpentin, paläozoischen Schiefen, gekritzten und polierten Kalken. Sie und die bisherigen Angaben über die Eishöhe beweisen, daß der *Ferneisstrom* den Sattel auf seinem Wege ins Bleiberger Tal (Gruppe 12) in einer Breite von etwa 150 m und einer Mächtigkeit von 130 m überschritt.

b) Unteres Bärenal.

Zur Klärung der glazialen Verhältnisse mußten meine Beobachtungen noch etwas mehr als sonst die allgemeine geologische Lage dieses Raumes in Betracht ziehen. Die einschlägigen Angaben von TELLER und PENCK sowie die mittlerweile (1932, 1935 und 1938) erschienenen Arbeiten von KAHLER und FELSER (1938 und 1939) werden hiedurch im wesentlichen bestätigt und ergänzt.

Beim Stauweiher knapp südlich des Ortes Feistritz i. R. reicht die waagrecht gebankte Nagelfluh in einem Aufschluß am Osthang bis zur Straße hinab. Die grauen, im frischen Anbruche gelben Konglomerate sind hier nicht stark verfestigt und mit dem Hammer leicht zu zerschlagen; sie zerfallen dabei in der Zementverbindung, während die gerundeten Gerölle selbst meist unversehrt bleiben. In den angrenzenden Zementresten erscheinen daher dann hohle Eindrücke. Die waagrechte Bankung zeigt sich auch in den Aufschlüssen beiderseits der ersten Brücke (522 m), am linken Ufer bei der ersten Brettersäge, am rechten nächst des Bauernhauses; beide Stellen sind aus der O.A. ersichtlich. Beim linken Aufschluß tritt die Bankung deutlich durch die begrünten Streifen an den Bankungsfugen hervor. Die Nagelfluh wird durch bewaldete Moräne gekrönt, deren weiße Abrisse stellenweise hervorleuchten. In den Geröllen des rechten Abrisses finden sich außer dem vorherrschenden Kalk auch Amphibolite und Serpentine zentralalpiner Herkunft. Bis zur dritten Brücke (606 m) hält die bisherige waagrechte Lagerung der Nagelfluh noch an. Zwischen dieser und der vierten Brücke, wo die Straße wieder auf das linke Ufer tritt, richtet sie sich, wie auch PENCK (1101) feststellte, unvermittelt steil nordfallend auf und bricht sogleich anschließend daran mit einer Südneigung von etwa 60—70 Grad in einer Reihe von Türmen und Klötzen ab, die durch steile, kahlgefegte Rinnen getrennt sind. Die südlichsten Bänke schießen bei Zertrümmerung der Gerölle unter einen schmalen Streifen der überschobenen Karawankentrias ein. Deren Nordschub bewirkte daher die „Aufrichtung“ (PENCK, 1099. 1101) des Konglomerats oder dessen „Abbrechen und Hinunterdrücken“ (KAHLER, 8. 6). Hinsichtlich des tektonischen Vorganges besteht somit m. E. kein wesentlicher Unterschied in der Auffassung. Beide Autoren gelangen zu dem Ergebnis der dem geologischen Beschauer sofort einleuchtenden S—N-Überschiebung; auch PENCK sprach nicht von einem „Auf-tauchen tieferer Schichten“, sondern ausdrücklich von einer „Überschiebung der Karawanken über den aufgebogenen Saum des Sattnitzkonglomerates“. Hierunter ist wohl die in der Grenzzone des Konglomerats gegen die Trias von S nach N aufsteigende und dann sofort sich senkende Lagerung des Konglomerats zu verstehen, das KAHLER jedoch stratigraphisch mit Recht vom Sattnitzkonglomerat abtrennte.

An die Trias südlich anschließend und stellenweise mit ihr verkeilt folgt PENCKs (1101) Quarzlyditkonglomerat. Es gleicht dem Rosentaler Kohlentertiär und ist von Trias überschoben (KAHLER, 6, 117 bis 118). Auf dem Höhenrand über beiden Gesteinsgruppen liegt Moränenschutt. Das Tertiär setzt sich am Osthang des Tales fort. Beim Straßenkreuz nahe der zweiten Säge (westlich Hof Stornig) quert innerhalb der Trias eine Porphyrlinse das Tal (Diabas nach der Manuskriptkarte von PETERS, 1854—1855). Hierauf folgt südwärts ein Streifen Silur. Er zieht vom Gehöft Motić über das Elektrizitätswerk in das Mündungsgebiet des Strugaregrabens. Sein Südrand ist durch Glazial-

schutt verhüllt. TELLER (6, 25—26) erkannte innerhalb dieses Vorkommens paläozoischer Gesteine S—N-Überschiebungen (untersilurische Schiefer im Hangenden der obersilurischen Kalke). Somit liegen im unteren Barental bisher insgesamt an drei Stellen gleichgerichtete S—N-Überschiebungen vor. Das Alter der betreffenden Schichten nimmt gegen N ab. Anscheinend erfolgte die jüngste Überschiebung erst im Quartär.

Nach diesen stratigraphischen und tektonischen Feststellungen ist es an der Zeit, auf die Altersfrage des Konglomerates einzugehen. PENCK (1098) hielt es für obermiozänes Sattnitzkonglomerat. KAHLER (4, 60; 6, 117; 8, 6) wegen der Gesteinsgesellschaft und des Verfestigungsgrades für „wesentlich jünger“. Aus meinen bisher dargelegten Beobachtungen ergibt sich eine Zusammensetzung aus vorwiegend gut gerollten Karawankenkalken, die mit aufgearbeitetem Tertiär vermischt sind. Die Verfestigung erreicht häufig, besonders im nördlichen Bereiche, sogar die der Höttinger Breccie (M—R-Zwischeneiszeit). Ein Anzeichen für die allmähliche Bildungsart des Konglomerates ist die Trennung der einzelnen Bänke durch dünne Lagen von Sand, Ton und Kohlenschmitzen. Aber für die Bildungszeit fehlen kennzeichnende Einschaltungen in das Konglomerat selbst oder zwischen dieses und das liegende Tertiär. Die Bedeckung durch Würmgrundmoräne und der Festigkeitsgrad des Konglomerates schließen nachweisliches Alter aus. Es kommt daher als Bildungszeit ein voreiszeitliches bis altzwiseheiszeitliches Alter in Betracht. Für diese notgedrungen lange Zeitspanne kann folgender Entwicklungsgang angenommen werden. Durch jungtertiäre bis altquartäre Gebirgsbildung der Karawanken glitt deren Schutt vom Nordhang allmählich immer mehr talwärts. Er vermengte und verfestigte sich mit älterem Hangschutt und kohlenführendem Tertiär ungleichmäßig zu dem Konglomerat. Während der Eiszeit wurden die älteren Grundmoränendecken durch die nachfolgenden Vereisungen jeweilig aufgearbeitet, abgeschürft und umgelagert. In den Zwischeneiszeiten ging die durch junge tektonische Vorgänge noch weiter beeinflusste Gleitung und Verfestigung des Konglomerates weiter vor sich. Nur die Grundmoränendecke der Würmvereisung ist im Hangenden erhalten. Das Konglomerat ist daher hinsichtlich seines Alters nicht als abgeschlossenes Ganzes in einen bestimmten Zeitabschnitt einzugliedern, sondern als ein sich allmählich entwickeltes Endergebnis aus der Zeit vom Jungtertiär bis etwa zum Ende der vorletzten Zwischeneiszeit (M—R) aufzufassen. Mein Ergebnis aus dem Jahre 1932 deckt sich also mit jenem von HERITSCH und KAHLER (10, 83) aus dem Jahre 1938.

Der Westhang des Barentales ist wegen der Abrisse in seinen unteren Partien nur stellenweise begehbar. Das Hangende des wiederholten Gesteinswechsels erschließt am besten der Weg Matschach—westlich Olipitz—Motić, von dem aus talwärts kleine Abstecher gemacht werden können. Die Moränendecke konnte sich auf der von 700 bis

900 m ansteigenden Talleiste gut erhalten. Unter den Findlingen sind zahlreiche gerundete, polierte und geschrammte Serpentine des Kohlentertiärs. Von den durch das Eis herausgearbeiteten Formen wären zu erwähnen der spitze Kegel nächst P. 759, das runde, geschlossene Becken westlich der Kuppe P. 848, zahlreiche Kleinkuppen und wiesenbedeckte Verflachungen, besonders in der Umgebung der Hofsiedlungen Olipitz und Motič.

Auch am rechten Talhange sind entlang des Weges Sinach—Stornig (P. 842), der über teilweise noch erhaltene Talbodenreste führt, Geschiebe von Serpentin und Quarz in lehmiger Unterlage häufig. Diese Moränendecke ruht bis etwa zur halben Hanghöhe des Sinacher Gupfes auf waldbedecktem Konglomerat. Bei P. 882 betritt man Trias, dann bis zum Hof Stornig quarzreiches Konglomerat mit Moränenschutt.

c) Einzugsgebiet des Strugarcagrabens.

Die tief eingeschnittene Talmündung liegt in den silurischen Schichten, deren Südgrenze die vorhin erwähnten Glazialablagerungen verhüllen. Sie bedecken auch die beiderseitigen Talhänge. PENCK (1094) gliederte sie in liegende Schotter und hangende Moränen. Er erklärte ihre Anschoppung durch Sta u im Grenzgebiete zwischen dem Drau- und dem Bärentalglotcher. Dieser Schluß stimmt zu der anzunehmenden Eishöhe und den Beobachtungen im Gelände. Unterhalb der Verflachungen mit den Gehöften Stornig und Esel tritt stellenweise in kleinen Aufschlüssen geschichteter Schotter zutage. Er besteht größtenteils aus Kalk, häufig sind ganz ansehnliche Nagelfluhblöcke eingeschlossen. Die größten Schotter bilden, wie auch PENCK bemerkte, die tiefsten Lagen. Die hangende Moräne ist am besten oberhalb des Gehöftes Esel in einem von etwa 800—820 m hangwärts reichenden Aufschlusse sichtbar. Die weißliche, feste Moräne enthält nur Gesteine aus dem Talbereiche, vorwiegend gekritzte und polierte Geschiebe des Triaskalks, ferner Kalkblöcke, Brocken der Werfener Schichten, dann kleine Serpentine, Quarze und paläozoische Schiefer der näheren Umgebung. Die Oberfläche der freigelegten Moräne ist durch Regenfurchen stark gerieft. Sie schmiegt sich bogenförmig in den Mündungswinkel des Strugarcabaches und bildet weiterhin den Boden für die welligen Wiesen um den Hof Esel.

Südlich der Strugarcamündung liegen über den Ab-rissen gleichfalls Verflachungen in 800—900 m Höhe. Auch ihr Moränenschutt trägt Wiese und Wald; aber die verwaschenen Formen sind hier nicht nur nordfallend, sondern dorthin auch schwach ausgebogen. Sie setzen sich daher nicht, bloß durchbrochen, in jenen auf der anderen Talseite beim Hof Esel fort, sondern sie sind anscheinend aus der entgegengesetzten Richtung aufgeschüttet und deuten auf eine verschwommene Grenzlage zweier Wirkungsbereiche des Eises hin.

Nördlich des Hofes Esel gehört die ausgedehnte Verebnung beim Hof Stornig (842—900 m) vermutlich einem etwas höheren Tal-

boden an. Er läßt sich von hier talabwärts über die Rasten P 882, 786, 743 bis auf die Hochfläche von Sinach verfolgen, talaufwärts über einige schmale Rippen zu den Verflachungen der Höfe Setz (989 m) und Auvnig sowie bis auf den Krischnigsattel (1083 m). Diesen Leitstein entsprechen wahrscheinlich die früher genannten Ebenheiten südlich der Mündung des Strugarcgrabens und die auf der Westseite des Bärenales mit den Höfen Motić und Olipitz.

Eine höhere rechte Talleiste, die durch einen Steilhang von der tieferen getrennt ist, verläuft über die Verflachung des Ortes *Strugarjach* (Struggern, 1140 m). Der westlichste Hof ist das Gasthaus Jakobsbauer. Es liegt am Rande einer Hutweidemulde, die von einem kalkigen Schuttwall umrahmt wird. Er ist südwärts ausgebogen, sein First steigt auf und ab; nach allen Anzeichen ein *Moränenwall*. Von hier bietet sich übrigens ein sehr guter Einblick in das Einzugsgebiet des Strugarcgrabens. Bei Durchsicht der Geschiebe auf dem Südhang des Sinacher Gupfes fällt ein leichtes Zurücktreten der rein kalkigen Bestandteile zugunsten des Tertiärs und des sog. Bärenaler Konglomerates auf. Auch Klaubsteine auf den Feldern von Strugarjach bestehen zwar zum Teil aus Kalk, jedoch auch reichlich aus paläozoischen Schiefen und aus Quarzen; ein etwa $\frac{1}{3}$ m großer, ganz rund gerollter Gneisblock östlich des Ortes ist bemerkenswert. Er kann wohl auch dem dortigen Kohlentertiär angehören, dürfte aber wegen seiner Größe eher durch Ferneis hierher verschleppt worden sein. Im Aufstiege von dem Verbindungswege Strugarjach—Krischnig auf die *Dreieralm* (P. 1229, 1257), einen Hochflächenrest auf der Südseite des Sinacher Gupfes, vermehren sich zusehends die Tertiärgesteine. Außer gut gerollten, polierten und gekritzten, mithin vermutlich von weiter her verfrachteten Kalkgeschieben und roten Porphyren sind zahlreiche Brocken vermorschter Glimmerschiefer und glatter Quarzknollen bis auf den Sattel P. 1229 zu finden. Am Westhang der durch glaziale Kleinformen bewegten, sehr guten Alm P. 1257, die nur im Nordwestteil von Blockwerk spärlich überstreut wird, steht das Konglomerat an. Es ist von Klüften durchsetzt, unregelmäßig gebankt, bricht stellenweise wandartig ab und enthält unter einem Überhang eine etwa 20 m hohe Höhle. Am Südabfalle der Dreieralm erscheint schon nach etwa 30 m Abstieg unter dem anstehenden Konglomerat wieder der liegende Kalk, überstreut mit Konglomerat- und Moränenschutt bis auf den Krischnigsattel hinab (P. 1083).

Nach Formen und Geschieben kann zwar eine topographisch genaue Grenzlinie von Fern- und Lokaleis nicht gezogen werden, doch ist nach diesen Feststellungen anzunehmen, daß der Draugletscher etwa bis in den Raum Nordhang des Matschacher Gupfes — Motić — Krischnigsattel reichte; über ihn stand er mit dem vom Orajncasattel kommenden Eisstrom in Verbindung und durchzog das Bleiberger Tal. An dieser zeitweise gewiß schwankenden Grenzzone

vereinigten sich mit dem Ferneisstrom die Karawankengletscher aus dem Bärenal, dem Strugarcagraben und dem Bodental. Die Gipfel des Matschacher und Sinacher Gupfes überragten hierbei um mehrere hundert Meter die Eisoberfläche. Aus der entgegengesetzten Einzugsrichtung des Fern- und des Lokaleises ergaben sich die Stauschotter, die im Mündungsgebiete des Strugarcagrabens noch in Resten vorhanden sind. Bis dorthin drangen der Bärenal- und der Strugarcagletscher vor und lagerten hier im Anschluß an das Ferneis ihre Endmoränen über den die letzte Eiszeit überdauernden Schotterresten ab.

Im unteren Talgraben des Strugarcabaches finden sich östlich der Talverbauung und südlich vom Gehöft Esel wiederholt Findlinge von Serpentin, einzelne Quarzkonglomeratblöcke und rote Porphyrgeschiebe (anstehend nördlich Kosmatica). Südlich der Talbiegung begleiten den stellenweise lehmigen Talboden beiderseits hohe, größtenteils in den Werfener Schichten gelegene, wilde Abrisse. Viel Schutt liefern auch die oberkarbonen Schiefer, Sandsteine und Fusulinenkalk, die über Höhe 1272 von W her den Talgraben erreichen (TELLER, 6, 25). Beide Hänge sind durch Wildbachrinnen stark gegliedert. Der bewaldete Taltrög stößt dann an eine Steilstufe. Auf deren flacher Oberseite liegt die Verebnung im Talzwiesel der Quellbäche mit der Holzknechthütte (1220 m). Gleich nördlich von ihr schließen die beiderseitigen Schutt- und Blockrücken der Flanken den Talhintergrund ab. Die Umgebung der Hütte ist ohne besondere Formen, abgeholzt, nur mit Jungwald und Gebüsch bestanden. Die bis etwa 1300 m (nach TELLER Grenze zwischen Schlerndolomit und Muschelkalk) reichende Hangverflachung südlich von ihr läßt sich an den beiden Hängen über Leistenstücke stellenweise als alter Talbodenrest verfolgen. Der Tal-schluß ist zwischen die steilen Waldhänge des Kosiakvorgipfels (1581 m O.A. Schreibweise nach der neueren SpK) und der Kosmatica (1658 m) als Schattenwinkel tief eingesenkt und war ein guter Firnbehälter. Sein Oberrand geht bald über 1500 m in eine rückfällige, flache Rundbuckellandschaft über. Die häufig Schneehalden-Fußwälle und Bergsturzböcke tragenden Einzelformen sind durch Wald und Holzschlängerung teilweise undeutlich und unzugänglich. Eine nicht zusammenhängende Tiefenlinie quert den Hang und schließt diese Zone im S ab. Bergwärts folgen die unten flachen, oben steilen, großen Schutthalden, die zwischen den krummholzbewachsenen, nasenartig vorspringenden Pfeilern erst an der Felsumrahmung ausspitzen. Darüber erheben sich die gut beschatteten Felsabstürze des Kosiak (auch Ovëi vrh, Schafberg, 2016 m). Seine Kammhöhe sinkt im Tal-schluß nicht unter 1800 m. An seiner Nordwestseite liegt ein ähnlich gestuftes Schuttkar zwischen Močiva (1538 m) und Kosiakvorgipfel (1581 m) als kleiner Sammelraum, der zum Bärenal entwässert. Hingegen ist der Trennungsrücken Kosmatica (1658 m) — Veliki rob (1463 m) gegen das benachbarte Bodental ganz geschlossen und besonders im Talschluß felsig.

Auf der Nordseite des Kosiak herrschten somit sehr günstige Verhältnisse für die Firnansammlung und die Entsendung einer Gletscherzunge bis zur Vereinigung mit dem Ferneisstrome.

d) Inneres Bärenal — Hochstuhl.

Der vom Matschacher Gupf nach SO abzweigende Nebenrücken Strma peč (1352 m) engt linksseitig das Bärenal ein, während am Gegenhang die Ausläufer des Kosiak nahe herantreten. Beide Höhen schließen daher das innere Bärenal ab. Es steht mit dem Mündungsgebiete des Strugarcagrabens nur durch eine schlauchförmige Talenge in Verbindung, die auf $1\frac{1}{2}$ km von 715 m bis gegen 900 m ansteigt. Erst die hier beginnende Talweite ermöglicht größere Siedlungen (900 bis 1000 m). Den Südabschluß dieses mittleren Talstückes bildet die Enge Im Winkel (U Koz, P. 1220 — P. 1343, Durchbruch im Muschelkalk) zwischen dem vorspringenden Felsfeiler des Wainasch (Vajnaš, neue SpK Weinasch) im S und dem nahe herantretenden Steilhange des Kosiak im N. Zunächst folgen die Beobachtungen im Talinnern.

Gleich westlich des Eintrittes in den oberen Trog, jedoch bedeutend höher als der Talboden, breitet sich die Mulde von Poautz (OA und neue SpK Plautz) aus. Ihre Sohlenverebnungen liegen in zwei Stufen übereinander, zwischen 1100 und 1200 m sowie zwischen 1200 und 1300 m. Die sofort auffällige Auspolsterung mit Moränenschutt und Blockwerk enthält die Aufnahme von PETERS aus der Mitte des vorigen Jahrhunderts noch nicht; sie ist erst auf der Karte von TELLER in einer Umrahmung von Muschelkalk, Werfener Schichten, Perm und Oberkarbon dargestellt. Das Hauptergebnis des Augenscheines daselbst ist, daß die eiszeitlichen Ablagerungen durchwegs dem Talinnern entstammen. Aus dem welligen, mit Wiesen und Kulturen bedeckten Boden sehen allenthalben Kalk- und Dolomitblöcke hervor, oft sind sie mehrere Raummeter mächtig. Sie rühren nicht etwa von einem Bergsturz aus der näheren Umgebung her, sondern können nur durch das Eis aus dem hinteren Bärenale hierher verfrachtet worden sein, wo sie wie in einer seichten Bucht strandeten. Die Obergrenze der Blocksteuerung reicht etwa bis 1340 m. Bisweilen sind sie größtenteils von Ackerkrume bedeckt und verursachen dann — ähnlich wie Baumstrünke — Kleinwellung. Bestoßener Kalkschutt findet sich besonders in den seichten Mulden und sonstigen Tiefenlinien zusammengeschwemmt. Auf den hügeligen Verebnungen fallen freistehende Spitzkegel auf, so z. B. P. 1278 westlich und Kapellenhügel Alt-St. Michael östlich der Höfe von Poautz. Anscheinend sind sie durch die Arbeit von Eis und Wasser aus der Schuttbedeckung der im Untergrunde zusammengeschobenen Kalkblöcke herausgeschnitten worden. Deutliche Wallformen fehlen.

Auf den steileren Abhängen der Mulde von Poautz konnte sich solches Blockwerk nicht halten, es kollerte ab und blieb erst auf der Talsohle neben anderen liegen, die dort unmittelbar gestrandet waren.

Die schmalfirstige Kirchenhöhe von Neu-St. Michael (977 m) ist ganz aus Blockwerk sowie aus begrüntem Kalk- und Dolomitschutt aufgebaut. Der langgestreckte Hügel fällt beiderseits steil zur Taltiefe ab und ist schwach nach NO gebogen. Das unruhig kuppige Schutt- und Blockgelände (Werfener Schichten, Kalk und Dolomit) setzt sich in wechselnder Breite taleinwärts beiderseits des tief eingeschnittenen Bärenaler Baches auf der Talsohle und dem Gehänge fort: im W über die Stouhütte (963 m), das Jagdhaus südlich davon, dann jenseits der Rinne des Zdernicabaches über den Hof Schneider (Šnidar, 1086 m), die Jugendherberge westlich davon auf der Verflachung unterhalb P. 1255 und noch weiter taleinwärts. Am rechten Bachufer lagert die mächtige Schuttdecke auf der Platte südlich der Siedlungen Gmeinar, Bärenal und Konautz, verschmälert sich aber bald. Man gewinnt den Eindruck, daß die Schuttmassen an den Hangflächen des Grenzkammes angeklebt sind. Sie drängen in der Gegenwart den Bach ganz an die östliche Talseite. Der U-förmige Talquerschnitt ist vor allem auf die beiderseits angelagerten Schuttströme zurückzuführen, die sich auf die felsigen Bergflanken legen und die Talsohle verhüllen.

Die Bergumrahmung dieses Talabschnittes war für die weitere Gestaltung des von SO eintretenden Hochstuhlglätschers von großer Tragweite. Der geschlossene, fast 2000 m hohe Grenzkamm vom Wainasch (2104 m) bis zur Bärenaler Kotschna (1944 m) enthält als einzige Einsenkung den Bärensattel (1696 m). Die größtenteils felsigen Steilabstürze der Karawankenmauer entsenden eine Reihe kurzer, zerknagter Felsgrate mit versteiletem Auslauf in die Krummholzzone. Zwischen ihnen liegen gut geschützte, langgestreckte Schuttkare, zahlreiche Wildwasserrinnen und Lawinengassen. Zur Eiszeit bildeten diese heute ganz verschütteten Kare große Firnbehälter, die viel Lawinenschnee lieferten. Im Sommer 1932 waren sie vollkommen schneefrei. Ein besonders breiter Geröllstrom zieht vom Wainasch bis ins Tal. Durch Felsrippen getrennt, folgt westlich das Schuttkar am Ostfuße des Turn (Turnj, 1822 m); hierauf die noch breitere Schneider Karnica. Sie enthält auf 1600 m eine Stufe und nimmt wie die erst von 1500 m an steilere Mulde unter dem Bärensattel die Richtung auf die Stouhütte. Der letzte größere Firnspender ist die als Auflagerungsfläche von Schnee sehr geeignete, 1600 m hohe Verebnung zwischen Bärenaler Kotschna und der Pyramide des Grintovc (1652 m). Jenseits des Gipssattels (1466 m), der vom Ferneis nicht mehr erreicht wurde, quert die Strma peč (1352 m) als südöstliche Ausstrahlung des Matschacher Gupfes sehr entschieden ins Tal herein. Sie mußte wie ein Fangschirm auf den Bärenalglätscher wirken. Hiedurch ist die Aufstapelung von Moränenschutt und Blockwerk in der Mulde von Poautz erklärlich. Die Talenge im Winkel engte den Bärenalglätscher beiderseits ein, jenseits von ihr konnte er sich allmählich breiter ausdehnen, aber erst die flachere Nordabdachung der Höhe Močiva (1535 m) ermöglichte ihm die Vereinigung mit dem Strugarcaglätser. Die Mulde von Poautz bot

ihm zwar viel Raum, aber sie hemmte seine weitere Bewegung. Etwa im Bereiche der Bärenal Schlucht verschmolz er endlich mit dem Ferneis.

Der letzte Talabschnitt enthält von der Enge Im Winkel an das Einzugsgebiet des Hochstuhlglätschers. Es ist durch die Linie Kosiak, Matschacher Sattel, Bielschitzasattel, Grenzkamm Hochstuhl—Wainasch umschrieben. Von der Talsohle ausgehend, gelangt es in dieser Reihenfolge zur Besprechung.

PENCK (1094) erwähnt „Spuren einer jüngerer Endmoräne unterhalb der kleinen Talweiterung, welche auf der Spezialkarte die Höhenzahl 1190 trägt“. Auf den mir zugänglichen SpK und auf der OA ist diese Höhenzahl nicht zu finden. Falls kein Druckfehler vorliegt, kann es sich nur um folgendes Vorkommen handeln. Die Enge Im Winkel enthält zwischen P. 1137 und 1220 den nur sanft nach NW geneigten Stauplan der Johannsenruh, wo der Fahrweg auf die Matschacher Alm abzweigt. Den talwärtigen Auslauf dieses begrünter, in seinem Nordteil etwas sumpfigen Bodens bilden unruhig bewegte, waldbestandene, niedrige Hügelläuge. Sie sind aus kalkigem Kleinschutt aufgebaut, weisen keine Wallformen auf und gehen südlich in den Schuttstrom aus dem Wainaschkar über. Es zeigen sich somit tatsächlich nur Spuren eines Haltes des sich in die Talenge zurückziehenden Hochstuhlglätschers. Die südöstliche Fortsetzung des Grabens, Tratten genannt, engen Blockwerk und Jungschutt von der Nordseite des Hochstuhls stellenweise derart ein, daß einzelne schmale Wannen abgeschnürt werden. Das Talende steigt beiderseits des Felsklotzes Bielschitz mit steilen Halden zum Matschacher und zum Bielschitzasattel auf.

Über der Taltiefe erhebt sich unvermittelt der Südhang des Kosiak. Schon auf den unteren Schleifen des Weges zur Matschacher Alm finden sich im kalkigen Schutt Geschiebe von Porphy (nach TELLER, Diabas nach PETERS), der im Südtelle der Hochfläche Matschacher Alm—Klagenfurter Hütte ansteht. Von etwa 1550 m an entblößen die Weganschnitte die von PENCK (1094) erstmalig festgestellten horizontalen, groben Schotter. Sie bestehen aus kalkigen, stark be-
stoßenen Gesteinstrümmern bis weit über Kopfgröße, lagern südlich der Alm auf Hauptdolomit und bilden, soviel ersichtlich, auch den stellenweisen Randwulst, unter dem der Hang in scharfem Knick steil zum Bärenal abfällt. Oberseits sind sie mit lehmiger und erdiger Verwitterungskruste bedeckt und dünnen nordwärts aus. Nach PENCK sind es Randbildungen des Bärenalglätschers bei einer Schneegrenze von schätzungsweise 1700 m. Diese Linie verläuft, wie die OA zeigt, entlang des Nordrandes der Hochfläche Matschacher Alm—Klagenfurter Hütte zum Matschacher Sattel, weiterhin unterhalb der Felswände der Bielschitz und des Hochstuhls. Die Entstehung dieser Randbildungen ist vermutlich dadurch zu erklären, daß besonders vom Hochstuhl herab in den ständig durch Lawinenschnee hochaufgefüllten Talschluß Steinschlagmaterial zugeführt wurde, dessen mittelgroße Stücke sich nahe des jenseitigen, wieder ansteigenden Randes der flachen Firmulde

allmählich als seichter Schuttstreifen ähnlich einer Obermoräne sammelten. Das spätere Absinken der Firnoberfläche unter den Knick des Höhenrandes bewahrte sie vor dem Abtransport. Da die Schmelzwässer die feineren Bestandteile wegführten, erwecken die zurückgebliebenen Gesteine jetzt den Eindruck geschichteter Schotter. Von ihnen zu unterscheiden sind jedoch Kalkkonglomeratblöcke, die sich auf der Alm häufig finden und jüngeren, verkitteten Hangschutt vom Kosiak darstellen.

Die Hochfläche der Alm und der Klagenfurter Hütte (SpK 1663 m, Hüttentafel 1664 m) zwischen dem Randwulst und dem bergseitigen Steilhang bildet zwei durch eine Geländestufe getrennte Verebnungen: eine untere, breite, 1600—1680 m hohe und eine obere, schmalere Leiste in 1700—1730 m Höhe. Die Formen folgen nicht den Gesteinsgrenzen von Porphyry, Muschelkalk und Schlerndolomit, wenngleich sich die sanften Wellen, Rundkuppen, Mulden, Wannen und Rasten größtenteils auf Muschelkalk ausbreiten. Die Verwitterungsdecke und die Quellaustritte machen das Gelände zu einem guten Almboden. Beide Stufen sind talauswärts vorerst gut auseinanderzuhalten; der oberen gehört die Schulter (1720 m) nördlich der Alm an und die Verebnung P. 1736. Dann folgt eine Unterbrechung durch das Schuttkar, das westlich des Kosiakgipfels unter den Felswänden zum begrüneten Auslauf bei der Johannsenruh absteigt. Weiterhin sind talauswärts am Ostgehänge nur mehr einzelne nasenartige Vorsprünge zu unterscheiden, bis sich der Rücken unter den Felsabbrüchen der Močiva (1535 m, Schlerndolomit) im Muschelkalk auf 1400—1360 m und in den Werfener Schichten auf 1300—1200 m verflacht. Diese Ebenheiten sind zum Teil durch den Gesteinswechsel bedingt. Von hier setzen sie sich verbreitert auf der Nordseite des Kosiakmassivs fort. Östlich der Klagenfurter Hütte sind inmitten von Bergsturzböcken, Krummholz und den letzten Bäumen (Raibler Schichten) einige dolinenartige Rundformen in den mäßig verkarsteten, nur wenig ansteigenden Boden eingesenkt. Anzeichen der Gesteinszersetzung unter der noch heute langwährenden Schneedecke.

Der Matschacher Sattel (1712 m) liegt als schmale Schneide zwischen den Felswänden und Schutthalden der Bielschitza und dem schrofigen Südosthang des Kosiak, dessen Krummholzbedeckung durch Lawinengassen zerfurcht ist. Der flache Oberteil dieses Berges enthält auf 1900 m eine grüne Mulde (Schafweide, daher der Name Schafberg, Ovči vrh). Der breite Gipfel (2016 m) bricht nach SW in das Bärental und nach N in den Stugarcagraben felsig ab. In den Runsen sammelte sich roterdiges Verwitterungsmaterial des Dolomits.

Der weite Überblick vom Schafberg auf die Nordabstürze des Grenzkaumes und noch mehr die Besteigung einiger Grenzgipfel, vor allem des Hochstuhls und seiner Nachbarn, bestätigen wieder einmal die alte Erfahrung über den innigen Zusammenhang von Gebirgsbau und Formgestaltung. Die auf jugoslawischem Ge-

biet im allgemeinen mäßig südfallenden Schichtplatten und Bänke dieses Teiles der Karawankenkette, der keltischen „Wiesensteine“, mit ihren Almen und Karen stehen im schroffen Gegensatze zu dem nordseitigen Felswandgürtel der Schichtköpfe und den steilen, krummholzdurchsetzten Schutthalden. Gletscherkundlich tritt hiezu die Wirkung der verschiedenen Auslage: dort wenigstens stellenweise Blockmoränen und Wallformen, hier eine ausgedehnte, junge Verschüttung, die nahezu gänzlich alle Eiszeitspuren bedeckt. Nebenbei bemerkt, verläuft die Grenze genau entlang des Fußsteiges vom Bielschitzsattel auf den Hochstuhl, nicht ein Stück westlich von ihm, wie die OA angibt.

An der südlichen Umrahmung des Bärentaler Einzugsgebietes liegt im W zwischen dem vorspringenden Pfeiler des Wainasch und dem Hochstuhl Gipfel das gut beschattete, steile Schuttkar Stoujama unter dem schmalen Felsgürtel der Bevšica. Die von Krummholz stellenweise bis nahe zur Kammlinie bewachsenen Halden reichen zickzackförmig bis 1700 m und in steilen Streifen sogar bis 1800 m hinan (Grüne Ries); erst tiefer unten, mit der Annäherung an den Talboden, sind sie von größeren Felsrippen und -leisten durchsetzt und vereinigen sich am Eingange der Enge im Winkel zu einem flachen Trichter. Die Stoujama war durch Höhe und Bogenform der Umrahmung sowie durch die nachmittägige Beschattung ein guter Firnbehälter. Die Schneemassen finden einst wie jetzt infolge der steilen, heute unter Schutt verborgenen Felshänge erst im unteren Teile einen Halt; daher kann durch Lawinenstürze eine allmähliche Auffüllung nur von unten nach oben erfolgen. Im Sommer 1932 war das ganze Gehänge vollständig schneefrei. In den östlich anschließenden Nordabstürzen des Hochstuhls steigert sich die Höhe der von Rissen durchsetzten Felszone beiderseits des Gipfels (2238 m) bis zu 600 m: sonst enden die meisten Rippen zwischen den ab- und aufwärts gezackten, nie ruhenden Schutthalden (FRIEDEL. 26. 30—31; SCHRÖDTER) schon um etwa 100 m höher, auf 1700 m. Im August 1932 befand sich der einzige Schneestreifen in diesen Wänden auf etwa 2000 m Höhe in einer tiefen Felsrinne unter dem Gipfel; ein Schneefleck lag auf der Schutthalde gerade gegenüber der Klagenfurter Hütte in etwa 1700 m Höhe, er schmolz innerhalb einer Woche auf die Hälfte zusammen. Die Gunst für Schneehaltung in höheren Lagen ist auf der Nordseite des Hochstuhls noch geringer als in der Stoujama. Der stärksten Besonnung ist jetzt die steile, westwärts gewendete Schutthalde ausgesetzt, die bis auf den Bielschitzsattel (1838 m) hinaufzieht. In dem mithin gekennzeichneten Felskessel des hinteren Bärentales mußten die Schneemassen vom Talboden (1300—1600 m) aus nach und nach immer mehr anwachsen, bis sie sich im engen, gut geschützten Talende zusammenschlossen und derart mächtig wurden, daß sie kräftig talauswärts drängten und damit zur Gletscherzunge wurden (Tafel III, Abb. 2)

Hinsichtlich der Felszone ergeben sich noch einige gletscherkundliche Beobachtungen. Sie endet, wie erwähnt, durchschnittlich auf 1700 m über den Schutthalden mit schroff vorspringenden Pfeilern und jähren Wandplatten. Deren Schichtköpfe sind jedoch nicht ganz so unregelmäßig aus- und einspringend wie etwa bei Felsen, die nur der Verwitterung preisgegeben sind, sondern sie erscheinen bisweilen mehr oder weniger abgehobelt und ausgeglichen. Darin darf die Schleifwirkung des mit Blockwerk beladenen Gletschers erblickt werden. Die Reichweite dieser Spuren in die Höhe über 1700 m kann allerdings nur schätzungsweise angegeben werden, sie dürfte höchstens etwa 100 m betragen. Darnach wäre die Eisoberfläche im Talschluß auf rund 1800 m gelegen. Höher oben folgen dann Rinnen, Rippen und Nischen im Fels, die anscheinend nur mehr von Lawinen und Steinschlag, Rückwitterung und Frostsprengung beansprucht sind. Diese vom strömenden Eis im allgemeinen unberührte Formengrenze läßt sich trotz aller seitherigen Verwitterung und Schuttbedeckung der Schleifzone noch stellenweise talauswärts an den beiderseitigen Felsgehängen im allmählichen Abstiege erkennen. In der Linie Bärensattel—Močiva liegt sie auf höchstens 1450 m. Dann scheint mit dem Breiterwerden des Eiskörpers eine raschere Erniedrigung der Gletscheroberfläche eingetreten zu sein. Durch das eisverschleppte Blockwerk in der Mulde von Poautz bis zur Höhe von 1340 m wäre sie dort mit etwa 1400 m anzunehmen. In der Mulde dürfte der Eisstau durch den Querrücken Strma peč, dann der Firnzuschuß von der Bärenentaler Kotschna und die Schattenlage einen örtlichen Hochstand verursacht haben. Am jenseitigen Talhang erreichte die Eisoberfläche des Bärenaltgletschers vermutlich wie der Ferneisstrom höchstens 1300 m, eher weniger.

Aus der Rückzugszeit sind nur die bescheidenen Spuren im Winkel Zeugen eines Haltes. Beim weiteren Schwinden des Gletschers blieb auf der Hochfläche Matschacher Alm—Klagenfurter Hütte noch längere Zeit ein Toteisrest liegen, in der Taltiefe erstickte der letzte Eisrest endlich unter Schutt.

12. Singerberg — Bodental — Vertatscha.

Die Untersuchungen in dieser Gruppe gehen von der Nordseite des Singerberges aus. Unter diesem Namen fasse ich die Höhen zwischen dem Orajncasattel und der Mündung des Loibltals zusammen, die im Singerberg gipfeln. Die Südseite dieses Gebirgszuges bildet mit den sie begrenzenden Tiefenlinien des unteren Boden- und des Bleiberger Tales einen weiteren natürlichen Abschnitt. Dann leitet das innere Bodental zu den Felswänden der Vertatscha (Deutscher Berg, Vrtača nach neuester SpK) im Hauptkamme der Karawanken. Aus den dortigen Beobachtungen ergibt sich schließlich meine Stellungnahme zur Trogfrage.

a) Singerberg Nord.

Östlich des Kuchelgrabens setzt sich die Sinacher Hochfläche in der von Rabenberg fort. Hier liegt der Nordrand etwas tiefer, auf 520 m. Bergwärts meist sanft ansteigend, wird sie durch quer verlaufende Steilstufen auf 600 und 670 m stärker gegliedert. In 700 m Höhe geht sie in das Gehänge des Raben- und Singerberges über. Die vom Halbingsattel kommende Furche, der Babniakbach und die nördlich Ort Singerberg wurzelnden Gräben vertiefen sich rasch mit der Annäherung an die Drauebene. Im Ostteile verschmälert sich die bisher breite Hochfläche zu den bald ausspitzenden Leisten zwischen P. 585 und 600 m sowie zwischen P. 672 und 700 m.

Auf dem Großteile dieser ganzen Hochfläche, besonders in den Anrissen der Tiefenlinien und an den Steilstufen, ist wieder der meist zu Konglomeraten verkittete Hangschutt der Nordkette wahrzunehmen. PETERS (2, 348) bezeichnete ihn als Tertiär. PENCK (1101) als Sattnitzkonglomerat. Er konnte es bis an den Nordrand der Stufe (Bildstock 836) verfolgen, auf der die Ortschaft Singerberg liegt. Am Abfalle stößt es unvermittelt an Dolomit an. Der meist kalkige Gesteinsbestand des Konglomerates entspricht dem des Gehänges; doch sind sowohl dem festen wie dem aufgearbeiteten und in die lückenhafte Grundmoränendecke übergegangenen Konglomerat auch Quarzknollen und Serpentine des Rosentaler Tertiärs beigemischt. Sie konnten übereinstimmend mit den Wahrnehmungen PENCKS (1076) am Nordhange des Rabenberges bis etwa 1230 m verfolgt werden, wo dann der Kalkschutt allein blieb. Quarzgerölle kommen auch weiter östlich, aber in tieferer Lage vor. Ich vermutete in ihnen ursprünglich ortsfremde Gletschergeschiebe aus der Gegend von Rosenbach, die sich in der Mulde nördlich Ort Singerberg angesammelt hätten. Mittlerweile wies aber KAHLER (8, 7—8) die Überschiebung des Konglomerates und des quarzreichen, mitunter auch tonigen Kohlentertiärs, das auf der Nordseite des Singerberges ansteht, durch zwei dünne triadische Vorlandsdecken nach. Die Oberkante der unteren Decke springt aus der Mulde südlich Rabenberg nach NO vor und verläuft, ähnlich wie PENCK (1101) angab, über den Nordrand der Terrasse von Singerberg, weiter über den Steilhang der Ostroutza (790 m) nach SO unterhalb von P. 818 des gegen Unterbergen hinabziehenden Rückens. Die Oberkante der oberen Decke bleibt etwas zurück und biegt von P. 922 dieses Rückens nach SSO zu P. 1029. Zwischen beiden Vorlandsdecken ist das bodenständige Tertiär des Singerberges eingeklemmt. Erst durch diese Feststellungen KAHLERS werden die Geröllfunde und die Formen richtig verständlich. Die flacheren Hangteile sind für das Tertiär, die steileren für den Wettersteinkalk bezeichnend. So nehmen Gestein und Bau auf die Formen maßgebenden Einfluß.

Die Umgestaltung dieses Altreliefs durch den eiszeitlichen Rosentalgletscher und dessen erreichte Höhe erweisen folgende Beobachtungen auf der Nordseite des Singerberges. Südlich St. Johann im

Dräutale baut das von PASCHINGER (1, 124) bereits eingehend beschriebene Straschitzkonglomerat am Nordrande der Hochfläche von Rabenberg eine Terrasse von 450—570 m Höhe auf. Es ist eine alte, zwischeneiszeitliche Bildung, die sich dank ihrer Schutzlage im einspringenden Winkel erhalten hat. Über das teilweise schon vor-eiszeitliche Konglomerat der Hochfläche breitet sich als Kulturspender die lückenhafte Würmgrundmoräne mit zahlreichen Geschieben aus dem Bereiche der Karnischen Alpen und der Karawanken. Wie auf den Vorbauten von Matschach und Sinach trachteten auch hier das Eis und seine Schuttlast, die schon vorher flachen Geländeformen noch mehr auszugleichen. Beim Einsinken des Eiskörpers zur Rückzugszeit blieben in geschützten Räumen langgestreckte Schuttansammlungen zurück. So etwa in der Mulde südlich Ort Rabenberg. KAHLER (11, 94) fand in dieser Seitenmoräne, die sich am Wandfuße der unteren Vorlandsdecke erhielt, auf 870 m eines der seltenen Eozängerölle. Für den Eishochstand des Rosentalgletschers am Nordhange des Raben- und Singerberges zeugen die schon erwähnten Serpenterölle bis auf 1230 m und überdies kennzeichnende Formen. Denn knapp bergwärts dieser Fundpunkte reiht sich auf dem Abhange des Rabenbergs in 1250—1240 m Höhe eine Folge W—O gestreckter, kleiner Flachmulden, seichter Wannen und unregelmäßiger Kuppen aneinander. Sie setzen sich ohne deutlichen Zusammenhang über P. 1246 nördlich des Halblingsattels ostwärts etwa entlang des nicht mehr erhaltenen Planums der ehemaligen Waldbahn (OA) auf den Singerberg fort. Dort werden sie zwischen P. 1236 und 1199 wieder besser sichtbar und enden an den Felsabbrüchen bei P. 1216 gegen das Loiblital. In ihrer Gesamtheit bilden sie zwar keinen „typischen Moränenwald“ (PENCK, 1076), aber sie sind unzweifelhaft Spuren einer Eisrandlage des Rosentalgletschers, die sich von den anschließenden Hängen deutlich abheben. Sie zeigen ein allmähliches Absinken der Eisoberfläche von 1250 auf 1200 m an. Ihr südwärtiges Einbiegen an den beiden Eckpunkten des Raben- und Singerbergs ist aus dem Eisübertritt am Orajncasattel und dem ins Loiblital eingestülpten Eislappen zu erklären. Der von Fremdgesehen und bezeichnenden Formen freie Halblingsattel (1360 m) wurde hiebei nicht mehr erreicht. Nordwestlich von ihm weist der Nordhang des Rabenbergs zwischen P. 1309 und 1306 ähnliche Flachformen auf, wie jene 50—60 m tiefer gelegenen sind, die auf eine Eisrandlage hindeuten. Es wäre denkbar, daß sie durch einen früheren Hochstand des Gletschers oder durch Eisstau hervorgerufen sein könnten. Mangels auffindbarer Fremdgesehiebe im dortigen Kalkschutt scheint es sich möglicherweise auch nur um die Wirkung langaulagernder Firnmassen auf einer älteren Gehängeleiste zu handeln.

b) Singerberg Süd — Boden- und Bleiberger Tal.

Nur durch eine kurze Engtalstrecke mit dem Loiblital verbunden, nimmt das Bodental in glazialer Hinsicht eine selbständige Stellung ein. PENCK (1095) hob die wichtigsten Erscheinungen in wenigen Zeilen

hervor, LUCERNA (4) untersuchte sie wenige Jahre später (1911) sehr eingehend.

Das Mündungsgebiet des Bodentales steht im engsten Zusammenhange mit den eiszeitlichen Vorgängen am Kleinen Loibl, die bei der nächsten Gruppe besprochen werden. Ich beginne daher mit meinen Wahrnehmungen erst beim Eintritt in das Engtal zwischen den Abhängen des Singerberges im N und den Ausläufern des Gaisrückens oberhalb des Tschaukofalles im S und gehe hiebei zunächst von den Geschiebefunden aus.

Spärlich im Bachbett, zahlreicher auf dem Weg, der den stark unterschrittenen Südhang zum Hof P o s c h n i k e r ansteigt, finden sich gut gerollte, bis faustgroße Serpentinegeschiebe, übereinstimmend mit den Angaben von LUCERNA (4, 229). Überdies aber noch in der flachen Mulde zwischen P. 972 und 1001 selbst, in der das Gehöft liegt, dann auf dem ganzen Wege von hier über die tiefere Verebnung beim Hof B u k o v n i k (etwa 940 m) bis in das enge Bodental. Sie sind stets in Gesellschaft anderer Fremdgeschiebe, wie paläozoischer Schiefer, Sandsteine, Grauwacken und verwitterter Gneise; es überwiegen aber die kalkigen, stark bestoßenen Geschiebe. In der Umgebung des Hofes Bukovnik deuten mehrere aus dem Talinnern kommende, gleichgerichtete Hügelzüge und kuppiges Gelände auf die Eisstromrichtung hin. In das linke Gehänge des unteren Bodentales ist am Südwesthange des oberseits flachen L o i b l e r G r i n t o v e c eine schroffe, durch das Eis unterschrittene Steilmulde eingekerbt; auf ihren Verflachungen P. 933 und zwischen 960 und 1000 m fanden sich außer örtlichem Schutt auch die gewohnten Fremdgeschiebe. Westlich der Mulde zeigt die von Einzelformen stark zerschnittene Schotterleiste von Starinjak (878 m) ähnlicher Geschiebebestand wie die etwas tiefere Verflachung beim Hof Bukovnik (840 m). Sie setzt sich nach W i n d i s c h - B l e i b e r g in einem Streifen fort, der den Südfuß des Singerbergzuges von der Kirche (945 m) hangwärts etwa bis zur 1000-m-Schichtenlinie einnimmt.

Im Aufstieg auf den Halblingsattel konnten von den vor genannten Fremdgeschieben bis etwa 1000 m paläozoische Schiefer angetroffen werden, höher oben nur mehr Kalkschutt der Umgebung. Auch die Anschnitte der vor der Abstimmung von den Jugoslawen in Bau genommenen Straße auf den Sattel und das Gebiet der alten Bergwerkshalden (JAHNE, 7) förderten keine ortsfremden Geschiebe zutage. Bei der Wegbiegung in 1080 m Höhe ist eine dreieckige Kalkplatte mit 20 und 30 m Seitenlänge bloßgelegt, die ostwärts gerichtete, aber stark verwitterte Rillen zeigt; möglicherweise sind es alte Gletscherschliffe. Kalkiger, zerriebener Kleinschutt bedeckt den lehmigen (Raibler Schichten), flacheren Hang von 1200 m an und den Halblingsattel (1360 m).

Aus den Geschieben und den Formen des Bereiches geht somit hervor, daß der D r a u g l e t s c h e r auf der Südseite des Rosentales bis in etwa 1200—1250 m Höhe heranreichte, den Halblingsattel (1360 m)

jedoch nicht mehr überschritt. Er entsandte, wie bereits dargelegt (Gruppe 11), je einen Arm über den *Orajnca*sattel (1120 m) und aus dem unteren Strugarcagraben über den *Krischnigs*sattel (1083 m) in den Bleiberger Graben. Das Eis verschleppte daher Fremdgeschiebe hierher. Nach den Funden stand es in dieser Tiefenlinie aber nicht so hoch wie im Rosental, sondern erreichte nur etwa 1100 bis 1150 m. Die bisher durch den Kuchelgraben von der Nordseite bis auf den *Orajnca*sattel verfolgten Fremdgeschiebe sind auch auf dessen Südabfall sichtbar. Von der breiten, niedrigen Paßlandschaft ziehen beiderseits des Tälebens langgestreckte, begrünte und bewaldete Hügelzüge auf- und absteigend in die von Kulturen bedeckte Mulde beim *Ogrishof* (1067 m). Die Weganschnitte erschließen etwa $\frac{1}{2}$ m mächtige, lehmige Grundmoräne. Gegen den *Krischnigs*sattel (1083 m) zu dehnt sich eine unmerklich ansteigende, wannenförmige Wiesenmulde aus, in der sich außer Kalk- und Konglomeratgeschieben auch einzelne Serpentine finden. Die Aufschlüsse der rechten Talseite werden bei dem folgenden Unterabschnitt besprochen.

e) Inneres Bodental — *Vertatscha*.

Im Mündungswinkel zwischen Bleiberger Graben und Bodental stellten bereits *PENCK* (1095) und *LUCERNA* (4, 228—229) ausgedehnte eiszeitliche Verbauungen fest. Schon in der *Engtal*strecke des unteren Bodentales zeigt sich zwischen den Sägen in etwa 800 m Höhe oder 10 m über dem Bach der von *LUCERNA* erwähnte Rest eines verfestigten, schwach talauswärts geschichteten Schotter. Er konnte sich nur hier vor der Zerstörung durch das Wasser erhalten. Am Abhänge der Verflachung von *Bukovnik* sind die Schotter ausgedehnter. Aus ihnen ist ferner die mit Moränenschutt bedeckte Terrasse *Starinjak* — *Wind. Bleiberg* aufgebaut. Im Talzwiesel endlich verhüllen sie fast gänzlich das kalkige Grundgebirge, das nur stellenweise im schluchtartigen Talstücke westlich *Bukovnik* zum Vorschein kommt. Der Schotter bildet weiterhin zumeist den sichtbaren Sockel der Hochfläche von *Repitz* und ihrer nördlichen Fortsetzung bis zum Bleiberger Tal. Nach den zahlreichen Aufschlüssen hier sowie im Bodental ist er überall nahezu waagrecht, ganz schwach talauswärts fallend geschichtet, nebst einzelnen Konglomerat- und Serpentinegeschieben vorwiegend aus kalkigen, gut gerollten Bestandteilen zusammengesetzt und stellenweise durch ein kalkiges Bindemittel lose verfestigt. Der Konfluenzsporn endigt spitz im Mündungswinkel (Fußpunkt etwa 860—870 m) und biegt sich durch Erosionswirkung zum Bodental hin. Auf etwa 960 m befindet sich eine ebene Platte, darüber bildet die östliche *Bildstockhöhe* abermals eine höhere Terrasse. Der ganze Raum bis zu den aufschlußreichen Abbrüchen gegen das Bleiberger Tal im N und bis zu dem steileren Gehänge nächst der *Bildstockhöhe* 995 im W ist durch kulturbedeckte Kleinkuppen, Mulden und ostwärts gerichtete, schwach gebogene Wallformen mit seichten Tälechen dazwischen sehr unruhig

bewegt. Der nördlichste Wall verläuft, wie auch LUCERNA beobachtete, in 990 m Höhe über die südlichsten Höfe von Wd.-Bleiberg als Kennzeichen der äußersten Reichweite des Bodentalgletschers in dieser Richtung. Hier sind die meist eckigen Geschiebe aus dem Talinnern noch mit ortsfremden etwas gemischt. Weiter südlich, mit der Annäherung an den Ort Repitz und den Hof Bošter (1031 m), treten die Kulturen zugunsten von Baumwuchs und Gebüsch zurück, das ortsfremde Geschiebe nimmt ab, das kalkige zu, die Oberflächenformen aber ändern sich nicht bis zur eingetieften Bachniederung beim Ort Bodental. Diese ausgedehnte, nach S ganz langsam ansteigende Endmoränenlandschaft ruht auf den im Talzwiesel über 50 m mächtigen Stauschottern, die taleinwärts ausdünnen.

Merkwürdigerweise verzeichnet die aus den Aufnahmen bis 1920 zusammengestellte Manuskriptkarte von VETTERS (1934) in diesem Gebiete nur Bergsturzhalde, nicht — wie TELLER im benachbarten Bärenthal — Moränen. PENCK erkannte zuerst auf dem Konfluenzsporn die Verbauung durch zwischeneiszeitliche Stauschotter und deren nachherige Überdeckung durch die Endmoränen des Bodentalgletschers. LUCERNA (4, 228) zog im Gegensatz zu PENCK (1095) nicht die Mitwirkung des aus dem oberen Bleiberger Graben gekommenen Draugletscherarmes in Betracht, sondern nur die Stauwirkung eines vom Loibltal hereinreichenden Ferneislappens. Doch erst die zur Hocheiszeit geschlossene Eisbarre und das Zusammentreffen der beiden schuttbeladenen Schmelzwasserströme aus dem Bleiberger Graben und dem Bodental machen den hohen Schotterstand ganz erklärlich. Die jetzt noch in sehr ansehnlichen Resten erhaltene Verbauung im Talzwiesel durch Schotter zwang den schwächeren Bodentalgletscher, über ihnen zur Rückzugszeit seine Moränen abzulegen. Je nach der eiszeitlichen Periode wirkten somit Schmelzwässer oder Eis hemmend und erzeugten stets einen Rückstau ins Bodental.

Zu diesem würmeiszeitlichen Endstadium des Bodentalgletschers auf der Hochfläche von Repitz gehören auch die erwähnten Hügelzüge in der Umgebung des Hofes Bukovnik. Sie sind jetzt durch das Schluchttal abgetrennt. An dessen Wandungen hat sich nur südlich des aufgelassenen Elektrizitätswerkes ein dazugehöriger Wall noch einigermaßen kennbar erhalten. Sonst aber ist nur Moränenschutt in Resten sichtbar, der in die Talschlucht eingepreßt wurde, nachdem sie aus den Stauschottern durch Erosion herausgeschnitten worden war.

Die seitliche Begrenzung dieser Endmoränenlandschaft ist im W besser als im O zu unterscheiden. Die linken Ufermoränen erscheinen, wie LUCERNA (4, 227) des Näheren angab, sehr deutlich in drei stufenförmig untereinander liegenden, daher sich verjüngenden Wällen. Der oberste zieht aus der Mulde unter Veliki rob von 1170 bis 1180 m beim Hof Schoschela über Oštinc bis auf 1080 m beim Hof Lausegger hinab. Am steileren, besser besonnten Gehänge der rechten Talseite sind sie in dieser Höhe nicht so gut zu sehen. Nach Geschiebe-

funden, Formen und nach der Gesamtlage überschritt der vereinigte Fern- und Naheisstrom bei seiner größten Mächtigkeit gerade noch den Nordteil des Gaisrückens bis in etwa 1080 m Höhe. Von hier senkte er sich steil und unvermittelt in die Mulde des Loibltales westlich vom Deutschen Peter.

Im Zusammenhange mit dieser bis an das Bleiberger Tal reichenden Gruppe würmeiszeitlicher Ablagerungen, jedoch weiter taleinwärts gelegen, stehen die bereits gänzlich aus Geschieben des Talinnern gebildeten Formen auf dem Talboden. Zunächst als zweite Gruppe die Formen in der Umgebung des Touristenheimes Wost bei der Kapelle des Ortes Bodental (1003 m). PENCK (1095) nahm für ihre Bildung eine Schneegrenze von etwas weniger als 1500 m an. Dieses bewegte Rundkuppen- und etwas rückfällige Hügelgelände im Talgrunde ist durch eine Umließungsrinne im N abgegrenzt, die auch der Bodenschuttbach benützt. Es setzt sich nach NO nur in kleinen Wällen entlang des rechten Bachufers bis in den Schluchtbeginn bei der Säge 973 fort; denn diese Gruppe ist durch einen jungen, im Mittel 1020 m hohen Schuttkegel aus der großen Nordmulde des Waranrückens überwältigt und in eine Kuppenreihe aufgelöst.

Eine dritte, wieder durch Übergänge verbundene, etwas jüngere Gruppe würmeiszeitlicher Ablagerungen schließt sich am Südwestende des rechtsseitigen Schuttkegels an. Hier biegen mehrere hintereinander liegende Wälle vom rechten Hangfuß bogenförmig gegen den Talboden ein. Sie sind mit Hutweide und Baumwuchs bestanden, blocküberstreut und gliedern mit ihren Gegenstücken entlang des linken Hangfußes ein seichtes Zungenbecken ab. Die Seitenwälle begleiten dessen Ränder talaufwärts bis über das Gasthaus Bodner (1052 m) hinaus. Besonders bei der Einmündung des von der Heiligen Wand herabkommenden Grabens zwischen Perhouc und Schvercer heben sie sich deutlicher ab. Das Innere dieses Beckens steigt ganz sacht von seinem Nordrande (1020 m) gegen Bodner (1052 m) an, ist bei Perhouc von nassen Wiesen eingenommen, sonst häufig von trockenen Längssenken, ehemaligen, jetzt grasbewachsenen Bachbetten. Als letzter Rest der einstigen Seefüllung erscheint nahe des Westrandes im oberen Beckendrittel ein klarer Teich (1030 m), in dem zahlreiche Baumstämme modern. Sein Wasser ist durch den Schutt des Talinnern filtrierte, die Umgebung aber sumpfig. Unabhängig vom Teich steigen öfters aus dem Wiesenboden plötzlich Grundwasserquellen auf, die als tief eingerissene Wasseradern in zahlreichen Schlingen ihren langsamen Lauf nehmen.

Talaufwärts vom Bodner sind die rechten Ufermoränen noch stellenweise zwischen 1100 und 1200 m sichtbar, sie überhöhen den Schuttkegel aus dem Rjauca-Nordwestkar. Er wieder überhöht und begrenzt den ebenen Talboden der Jägerrast (etwa 1140 m), von wo sich ein ebenso großartiger wie lehrreicher Anblick des von der Zelenica (2028 m), Vertatscha (Deutscher Berg, 2180 m) und Bielschitza

(1960 m) gebildeten Talschlusses ergibt. Im August 1932 beschränkte sich die Schneelage dieser Umrahmung auf ganz geringe Flecken am tief beschatteten Oberrande der Schutthalden und auf wenige Streifen in Felsrissen der Wände (Tafel I).

In dem sich bald verengenden Bodental folgen zwischen 1200 und 1300 m nebeneinander mehrere, durch trockene Wildbachfurchen getrennte *Rundkuppen*. Sie sind bewaldet und erwecken in ihrer Gesamtheit aus der Ferne den von LUCERNA (4, 226) hervorgehobenen Eindruck einer Felsstufe im Querprofil. Bei näherer Untersuchung zeigte sich, daß die Rundkuppen am Auslaufe des flachen, blockübersäten Schuttkars liegen. Sie steigen zu ihm bergwärts sanft an, talwärts fallen sie gegen die Jägerrast steiler ab. Ihre Oberfläche enthält viel, ganz regellos verteiltes Blockwerk. LUCERNA (4, 227) hielt es für eine Blockmoräne der Bühlzeit. Wahrscheinlich handelt es sich aber wegen der weiträumigen Ablagerung um altes Bergsturzmaterial von der Vertatscha, das zum Teil bereits im Kar, zum Teil erst hier auf und zwischen den Rundbuckeln des Bergfußes zur Ruhe kam.

Zur Gliederung der anschließenden *Schutthalden* durch LUCERNA in helle rezente Halden, graue Daun- und krummholzbewachsene Gschnitzhalden sei auf die gerade das Vertatscha- und das Hochstuhlgebiet betreffenden Ausführungen von FRIEDEL (30—31) verwiesen. Darnach beträgt das Alter der gesamten derzeitigen Schuttvegetation nicht einmal 200 Jahre. Die jetzige, allgemein zu beobachtende Überschüttigkeit der Halden reicht erst mehrere Dezennien zurück und unterliegt anscheinend säkularen Schwankungen wie das Klima. Das Vorrücken der Vegetationssukzessionen erfolgt in die jeweilig vor Steinschlag und Schuttbewegung besser geschützten Räume im Wechsel zwischen Kegelseitel und Flanken. Die Pflanzenbesiedlung ist daher ein ganz unverlässlicher Altersmaßstab. Nach diesen Gesichtspunkten sind die weitergehenden Schlüsse LUCERNAS aus dem Gegenwartsbild auf die Verhältnisse der schwindenden Eiszeit nicht mehr haltbar.

Eine noch zu erörternde Frage betrifft den über den Schutthalden 100 bis 150 m jäh aufstrebenden *Wandgürtel des Vertatschakars*. Ihn überhöht etwas weniger schroffes, durch Nischen (Firnkehlen) gegliedertes Felsgehänge. LUCERNA (4, 224—225) sah in dem Wandgürtel zunächst richtig die Trogwand in 1700 bis 1750 m Höhe. Deren Oberrand fällt mit der Randkluftlinie (Bergschrund im Sinne DISTELS) zusammen, die, fährt LUCERNA nun aber fort, „in eigenartigen Bögen das Firnbecken meist geschlossen durchläuft und dort, wo sie den Grat quert, eine nachträgliche Lücke in der Felsumrahmung beweist . . .; denn es liegt kein Grund vor anzunehmen, daß die Eintiefung eines glazialen Firnbeckens bei gleicher Exposition irgendwo eine Unterbrechung erleidet.“ LUCERNA schließt weiter: Da nun aber am Vertatschasattel (etwa 1840 m) zwischen dem gleichnamigen Gipfel (2180 m) und der Bielschitza (1960 m) ein Gratknick oder eine Karwandlücke vorliegt, ist diese auf nachträgliche, postglaziale, „vehement-

mente Kammzerstörung“ zurückzuführen. Entgegen der allgemeinen Regel konvergiert zum Vertatschsattel der absteigende Grat und die aufsteigende Karwand, ein Zeichen, daß hier eine nachträgliche Bresche in sie geschlagen wurde. Die Vorbedingung hierfür waren in dem Zusammenstoß der drei Firnfelder im Hochstuhl-, Vertatscha- und Bielschitzakar gegeben, deren Scheitel sich südlich des jetzigen Vertatschasattels berührten. Ihre Rückwittungskraft war nach LUCERNA so bedeutend, daß sie einen einst über den Gipfel des Hochstuhls aufragenden Berg (also mindestens bis etwa 2250 m Höhe) nicht nur vollständig einebneten, sondern auch seine Basis sogar zur Gamsgrube, einer weniger als 1800 m tiefen trichterförmigen Doline aushöhlten. (Übernommen von N. KREBS, Länderkunde d. österr. Alpen, 1913, 399.) Als ähnliches Beispiel führte er den Mte Cinto auf Korsika an. (Vgl. auch LUCERNA, 3, 362 und die ablehnende Bemerkung BRÜCKNERS, ebd. 371.)

Diesen Folgerungen LUCERNAS wäre entgegenzuhalten: Bei der Mannigfaltigkeit der geologischen Erscheinungen und wirksamen Kräfte im Hochgebirge muß eine Lücke in der Karumrahmung sowie das Konvergieren von Gratlinie und Karwand gegen die Lücke nicht ausschließlich auf spätere Demolierung durch Rückwitterung des Bergschundes zurückgeführt werden; sie kann auch schon vor der Eiszeit vorhanden gewesen und durch sie dann weiter ausgestaltet worden sein. Allerdings nicht in einem Ausmaße, das einen Abtrag von rund 450 m (2250—1800) zur Folge hatte, so daß nicht nur ein Hochgipfel spurlos verschwand, sondern sogar in das dagegen winzige Gegenbild der Doline (unter 1800 m) verwandelt wurde, die in die heutige Gamsgrube eingesenkt ist. Bei aller Würdigung der Eisarbeit hieße diese Vorstellung doch den gesicherten Boden der Beobachtung verlassen. Es wären vor solchen Schlüssen außer den glazialen Verhältnissen zunächst die Beschaffenheit und Lagerung des Gesteins, dann die tektonischen Vorgänge in Betracht zu ziehen gewesen. Erst auf den hiedurch geschaffenen Bau wirkte dann das Eis und die Verwitterung ein, beide jedoch in einem heute als verhältnismäßig bescheiden erkannten Ausmaße. Ich zweifle nicht, daß LUCERNA seine bisher nicht richtiggestellte Auffassung dieser Vorgänge heute doch etwas anders beurteilt als im Jahre 1911. Trotzdem seien in dieser Hinsicht, ohne auf Einzelheiten einzugehen, nachstehende Beobachtungen angeführt.

Schon aus einiger Entfernung sieht man, daß der gegen den Vertatschasattel ansteigende Unterrand des Wandgürtels nur äußerlich durch die schräge Verschneidung mit der vom Sattel ausgehenden Schutthalde begrenzt ist. Bloß Einzelheiten der Formen bleiben ungewiß, mit denen sich der Fels unter ihr noch fortsetzt. Der Oberrand der Wandflucht streicht allerdings frei in den Grataufschwung östlich des Sattels aus. Aber es sind bloße Annahmen LUCERNAS, daß der von ihm gedachte Luftsattel der Karwand früher vorhanden war und erst durch das Eis entfernt wurde; ferner daß die Urform der

Karwand überhaupt erst durch die Rückwitterung an der Bergschrundlinie hervorgebracht wurde, aber nicht bereits voreiszeitliches Alter hat.

Wenn man die F e l s w ä n d e näher untersucht, so zeigt sich, daß der fahle, bisweilen rötliche Dachsteinkalk der Vertatscha nach SW fallend gebankt ist, die Schichtköpfe nach N—NO sehen und die Schichtplatten nach SW fallen. Er ist ferner von zahlreichen Klüften und Verwerfern, häufig senkrecht zur Bankung, bisweilen auch lotrecht, zerrissen. Eine solche Bruchlinie zieht auffällig von der Ostseite der Bielschitza durch den Vertatschasattel schräg in das Kar hinab, andere folgen westlich anschließend. Diese Verwerfer sind durch Störung der fortlaufenden Bankung und Schichtung bekanntlich an und für sich günstige Angriffspunkte für die Verwitterung, sie erleichtern das Eindringen der Niederschläge und die erweiternde Wirkung des Spaltenfrostes. Die G u n s t d e r Z e r s t ö r u n g wurde hier noch durch den beiderseitigen Grataufschwung zur Vertatscha und zur Bielschitza erhöht. Diese Gratform ist im Hochgebirge gewiß nichts Außergewöhnliches, sondern durch die Beschaffenheit und Lagerung des Gesteins bedingt. Zudem sind Schichtköpfe günstigere Angriffspunkte für die Verwitterung als Schichtplatten. In der auf diese Weise schon vor der Eiszeit entstandenen, vorerst vielleicht noch engen Scharte verstärkte sich dann der Abtrag durch Ansammlung der Niederschläge, durch Lawinen, Steinschlag und durch die Gesteinssprengung infolge Spaltenfrost. Während der Eiszeit wirkten diese Kräfte besonders stark und überformten die frühere Gestalt der Scharte. Seither nagt die Verwitterung unausgesetzt an ihr. Aus einer ursprünglich schmalen Felscharte konnte derart der heute breite Schuttsattel entstehen. In allen Zeiträumen arbeitete die Zerstörung gleichsinnig abtragend. Es wäre aber gewiß verfehlt, nur in den Wirkungen der Eiszeit die alleinige Ursache der Gegenwartsverhältnisse zu sehen und die sonstigen geologischen Bedingungen der früheren und späteren Zeit ganz außer acht zu lassen.

d) Zur Trogfrage.

Der letzte zu besprechende Punkt betrifft die Auffassung LUCERNA's über die ineinander geschachtelten Tröge im Bodental. Soweit sich seine kurzen Angaben in der Natur und in der Karte festlegen lassen, sah er die Trogränder in folgenden Geländeformen.

Der Würmtrog verläuft nach LUCERNA von der Karwand der Vertatscha (1750—1600 m) am linken Gehänge über die felsige Vernebnung (1700—1600 m) nordöstlich des Matschacher Sattels, dann in bewaldeten, moränenbedeckten Anschnitten unter der Ogrisalm in etwa 1300 m Höhe (jedenfalls bereits unterhalb der bis 1350 und 1460 m reichenden Kleinkare), weiter über die Mulde von Schoschele (etwa 1180 m) auf die Hochfläche von Repitz (noch über 1000 m). Am rechten Gehänge erscheint er in einer Wandreihe unterhalb des Felsvorsprungs der Rjauca P. 1464; dann wird der Trog durch einen jungen Schutt-

kegel aus dem Rjauca-Nordwestkar unterbrochen und zieht sich weiter in einer isolierten Felswand sowie in Gehängeanschnitten (etwa 1250 bis 1150 m) südöstlich Bodner und Perhouc bis auf die Verebnung von Bukovnik (etwa 940 m) hinab.

Der nach LUCERNA höher gelegene und weit stärker abgetragene Rißtrogtrog hat die gleiche Ausgangslage wie der Würmtrog an der Karwand. Er verläuft am linken Gehänge über den Ostabfall (1700 m) des Felskopfes P. 1884, dann über die Pfeilerköpfe unter der Schuttterrasse der Kosmatica in 1500 m und entlang der Hänge unter dem Veliki rob in 1300 m Höhe, schließlich auf die Endkuppe P. 1241. Am rechten Gehänge sah ihn LUCERNA in einer verwitterten Steilwand südöstlich Bodner (vermutlich sind die Felsschrofen und Halden der Rjauca in 1500 bis 1600 m Höhe gemeint), weiter zieht er über die Pfeiler des Warant (1400 bis 1300 m) bis auf den Gaisrücken (1100 m).

Ein Mindeltrog wird merkwürdigerweise nicht erwähnt.

Den Günzhorizont verfolgte LUCERNA an der linken Talseite von den Gipfelfelsen des P. 1884 über die Kammlinie Kosmatica (1658 m) und Veliki rob (1463 m) talauswärts; an der rechten Talseite über die Gipfelplattform der Rjauca (1789 m) und die Höhe Mačiseva peč (1600 m) oberhalb der Heiligen Wand.

Im Zusammenhange mit dieser Gliederung LUCERNAS sei eine Reihe eigener Beobachtungen am West-, dann am Osthange des Bodentales angeführt. Sie werden eine Stellungnahme zur Trogstaffellung LUCERNAS ermöglichen.

Am linken Gehänge folgen auf die Hochfläche von Repitz mehrere talparallele Wälle in der Umgebung des Hofes Oštine. Der äußerste ist jene Ufermoräne, die sich, wie erwähnt, dem Steilhange der Höhe Markala anschmiegt und über den Hof Lausegger (1080 m) nach N bis an den Bleiberger Graben streicht; die tieferen drei schwenken, wie auch LUCERNA angab, in die Hochfläche von Repitz ein. Der innerste von ihnen fällt steil zur Talsohle ab. Die Furchen zwischen den Wällen enthalten stellenweise zusammengeschwemmtes Moränenmaterial aus dem Gesteinsbestande des Talinnern, daher Triaskalk, Werfener Sandstein und einzelne Geschiebe von Porphyry, der zwischen Kosmatica und Veliki rob ansteht. Nach den Formen sammelten sich in den Furchen Schmelzwässer, stellenweise zu Tümpeln gestaut. Wälle und Furchen sind Eisrandbildungen der einsinkenden Zunge des Bodentalgletschers, heute Kultur- und Siedlungsgebiet. Diese Formengruppe setzt sich talaufwärts in die Mulde am Osthange des Veliki rob fort und schließt sie in etwa 1180 m gegen das Tal ab. An ihrem flachen Auslauf im N liegen die Felder und Höfe des Schoschele- und des Ogrisbauern. Schuttbestand und Steilabfall zur Talsohle sind wie bisher beschaffen. Die hügelartige Wellung des Bodens ist glazial erzeugt, nur die Kleinformen entstanden durch gesammelte Klaubsteine. Weiter taleinwärts fehlen am linken, steilen Waldhang Ufermoränen-

wälle. Das bisher geschilderte Gelände gehört dem Würmtrog LUCERNAS an.

Vom Osthange der Felskuppe (Schlerndolomit) Kosmatica löste sich ein rezenter kleiner Bergsturz ab. Es ist die Schuttrasse, unter der LUCERNAS Rißtrog vorbeistreicht. Von der Südseite der Kosmatica stammt die verfestigte Gehängebreccie auf dem oberseits flachen Hutweiderücken, der nach W zum Strugarcagraben abbricht und nach S sanft zum Weidegebiet der Ogrisalm (1560 m) leitet. Hier trennt eine Längssenke mit einem Tümpel die Hütte von dem sie östlich überhöhenden Randwulst (Porphy). Der Steilhang darunter begrenzt LUCERNAS Würmtrog. Der flache Sattel P. 1560 verband die Firnfelder der Nachbartäler unter den nordöstlichen Felsabstürzen des Kosiakausläufers P. 1884 (LUCERNAS Rißtrog). Dieser Felsgürtel wird in zwei Stockwerke geteilt durch die weniger geneigte Schulter (1580 bis 1700 m), die obere Kehlung von LUCERNAS Würmtrog. Über sie führt nach Überwindung der Wandstufe Stince der Fußsteig zum Matschacher Sattel (1712 m, Gesteinsgrenze) und weiter entweder zur Klagenfurter Hütte oder über die Schutthalden an der Ostseite der Bielschitzta zum breiten Vertatschasattel. Beide Senken sind stratigraphisch und tektonisch begründet. Sie wirkten zur Eiszeit als Firngassen zwischen den orographisch getrennten Becken.

Das rechte Gehänge des Bodentales ist stärker gegliedert. Die Nordmulde des Warant (Perm und Karbon, Schiefer, Quarzkonglomerat, Fusulinenkalk nach TELLER, 6, 25) und der Heilige-Wand-Graben (Werfener Schichten, Muschelkalk und Porphy) werden erst nächst ihrer Einmündung ins Bodental von verwaschenen Moränenwällen umsäumt; das Innere dieser Hohlformen enthält nur Lokalschutt. Südöstlich Bodner liegen zwei Felsabbrüche übereinander, zwischen 1200 und 1300 m und darüber auf etwa 1350 m, beide in den leicht zerstörbaren Werfener Schichten. Der junge Schuttkegel aus dem Nordwestkar der Rjauca überdeckt vermutlich älteren Moränenschutt. Reste sind noch am rechts anschließenden Hang erhalten. Nach LUCERNAS Gliederung gehört das bisher besprochene Gelände der rechten Talseite dem Würmtrog an, nur die sanfter geneigten Oberteile darüber bis etwa zur Heiligen Wand zählte er zum Rißtrog, die südlich davon zum Günzhorizont.

Weiter taleinwärts grenzt der Westabfall der Rjauca mit Schutthalden an den Talboden. Sie sind mit Krummholz bewachsen, von zahlreichen Lawingassen durchfurcht und von Jagdsteigen in verschiedener Höhe gequert, die guten Einblick ermöglichen. Über dieser Zone folgt eine Felswandreihe, die bis P. 1464 hinaufreicht. Nach LUCERNA gehört sie zum Würmtrog. Die Wände sind durch schutführende Kleinkare in Felsfeiler zerschnitten (Muschelkalk). An den Rändern der Hohlformen vermutete LUCERNA kleine postglaziale Moränen. Sichtbar sind sie nicht; wenn sie vorhanden waren und erhalten sein sollten, sind sie unter Jungschutt gänzlich begraben. Die mit Latschen bestandene Oberseite der Felsfeiler schließt sich bergwärts

zu einem weniger steilen Schrofen- und Schuttgehänge (Hauptdolomit), nach LUCERNA ein Rest des Rißtrogcs. Darüber folgt die eirunde, fast ebene Gipfelplatte der Rjauca (Hauptdolomit) mit verkarstem Hutweideboden, LUCERNAS Günzhorizont. Unter den rotgefärbten Abbrüchen im S fällt der felsige Rjaucasattel (1640 m) mit steiler, krummholzbedeckter Schutthalde zum Vertatschakar ab. Nächst der Schlebscharte verbindet ihn ein scharfer Grat mit der Zelenica. Nach den örtlichen Verhältnissen fand bei Hochständen ein Eisübertritt aus dem Vertatschakar über den Rjaucasattel ins Zelenicatal statt.

Nach meinen Beobachtungen sind somit im ganzen Bereiche des Bodentales zahlreiche Eiszeitspuren vorhanden. Von den Ablagerungen sind nur die Vorwürmschotter der Verbauung im Talzweisel und die Moränengruppen der schwindenden letzten Eiszeit deutlich unterscheidbar. Die Entstehung der Formen konnte auf natürliche Weise durch Zusammenwirken verschiedener Kräfte erklärt werden. Ein geschlossenes System von drei ineinander geschalteten Taltrögen als Wirkung von drei Eiszeiten konnte nicht festgestellt werden; bestenfalls ließ sich stellenweise am Gehänge eine mäßig überformende Eiswirkung erkennen.

LUCERNA beobachtete sehr zutreffend zahlreiche Einzelheiten. Seine weiteren Voraussetzungen und Schlüsse aber kennzeichnen nur zum Teil den Entwicklungsstand der Gletscherkunde um das erste Jahrzehnt des Jahrhunderts; sie sind vor allem das gedankliche Ergebnis seiner rein persönlichen Auffassung. Er schrieb dem ruhenden und dem bewegten Eis eine ungemein wirkungsvolle Kraft der Rückwitterung, der Schurf- und Schleifarbeit zu, nahm eine ausschließlich glaziale Formgebung an und gelangte daher zu seinem in der Natur des Bodentales nicht vorhandenen Trogsystem. Den wesentlichen Einfluß der verschiedenen Gesteine nach Beschaffenheit und Lage, den Gebirgsbau, die jungen Krustenbewegungen und die Wirkungen des Wassers sowie der Verwitterung auf die Formgestaltung zog er nicht in Betracht. Unbefangene Geländebeobachtung gewinnt beim Vergleich mit LUCERNAS Troglehre den bestimmten Eindruck eines zwar im besten Glauben aufgestellten, aber doch künstlichen Schemas. Denn die Wahrnehmungen in der Natur bestätigen es nicht.

Die Verhältnisse im Bodental allein lassen die Beantwortung von Fragen so großer Tragweite nicht zu. Selbst „Die Alpen im Eiszeitalter“, deren III. Band 1909 erschien, legten sich in dieser Hinsicht wohlweislich Beschränkung auf. LUCERNA aber ging 1911 noch einen Schritt weiter und erhielt dadurch begreiflicherweise ein verzerrtes Bild der Wirklichkeit.

13. Hollenburger Senke.

Bei Verfolgung der Eiszeitspuren am Nordgehänge der Karawanken ergab sich mir — ähnlich wie im Faaker Seegebiet — für die Strecke von Rosenbach bis Ferlach die Notwendigkeit einer persönlichen Kennt-

nis und Beurteilung der wichtigsten Verhältnisse in der Westsattnitz und der Hollenburger Senke. Ich habe sie mir in einer ganzen Reihe von Streifzügen erworben, die ich an Hand der Beobachtungen von PENCK, PASCHINGER, KAHLER und STINY durchführte. Mit Rücksicht auf das Schrifttum beschränkte ich mich hier auf meine Stellungnahme zu einigen strittigen Punkten.

Vor allem erhob sich zunächst die Altersfrage der Hollenburger Nagelfluh. Kurz zusammengefaßt, beruht sie auf folgender Sachlage. PENCK (1102, 1104, 1107—1108, 1111—1112) nahm für ihre Bildungszeit aus drei Gründen die Mindel-Riß-Zwischeneiszeit (M-RZE) an. Sie unterscheidet sich vorerst in ihrer petrographischen Beschaffenheit von den Förderlacher Schottern, die zweifellos der letzten Zwischeneiszeit angehören. Denn die Hollenburger Nagelfluh bildet einen guten Werkstein, die Förderlacher Ablagerungen hingegen sind nur als Schotter verwendbar. Hierzu kommen die verschiedenen Lagerungsverhältnisse. Die Schotter wurden in das Wörtherseetal hineingeschüttet, das in die Hollenburger Nagelfluh eingeschnitten ist. Sie muß daher älter als die Förderlacher Schotter sein. „und wenn wir sie in die R-W-Interglazialzeit verweisen, müssen wir die Hollenburger Nagelfluh in die M-R-Interglazialzeit stellen.“ Übereinstimmend damit ist endlich die Liegendmoräne der Hollenburger Nagelfluh südlich Maria Rain stärker verfestigt als die Rißmoräne bei Wernberg im Liegenden der Förderlacher Schotter. Die Moräne bei Maria Rain gehört daher der Mindel-eiszeit an.

Der Auffassung PENCKs über das Alter der Hollenburger Nagelfluh folgte auch PASCHINGER (1, 5). Die ersten Zweifel hierüber äußerte STINY (3). Er vermutete die Bildung der Hollenburger Nagelfluh in der R-WZE. Denn er gliederte den bisher für einheitlich gehaltenen PENCKschen „Komplex“ von Moränenresten, Schottern und Sanden im Liegenden der Hollenburger Nagelfluh in hangende Rißmoränen und liegende Schotter und Sande. Erst diese stellte er samt den Matschacher Tonen übereinstimmend mit PENCK und PASCHINGER in die M-RZE. Daher wäre die Hollenburger Nagelfluh im Hangenden der Rißmoräne folgerichtig in die R-WZE einzureihen.

Die Frage erinnert lebhaft an die seinerzeitigen Meinungsverschiedenheiten über das Alter der Höttinger Breccie und an die noch nicht eindeutig geklärte Entstehungszeit der Ampasser Konglomerate nächst Innsbruck. Nach meinen Streifungen, die mich sogar bis an das Nordufer des Wörthersees führten, und nach Vergleichen mit ähnlichen Vorkommen außerhalb meines damaligen Arbeitsgebietes bringe ich gegen die drei Gründe PENCKs kurz folgende Bedenken vor.

Ein petrographischer Unterschied zwischen den Förderlacher Schottern und der Hollenburger Nagelfluh besteht tatsächlich. Denn Herkunft, Gesteinsgesellschaft und Verfestigungsgrad beider Ablagerungen sind verschieden. Die Förderlacher Schotter sind fluvio-

glaziale Aufschüttungen, die bis ins obere Gailtal hinauf verfolgt werden können. Auf diesem langen Frachtweg im Wasser nahmen sie daher vor allem Schutt aus den benachbarten Karnischen und Gailtaler Alpen in sich auf, der wegen der guten Waschung zumeist nur locker verfestigt ist. Die Hollenburger Nagelfluh enthält vorwiegend kalkigen Karawankenschutt. Sein Frachtweg ist weit kürzer, die Gesteinssortierung daher geringer und der Verfestigungsgrad größer. Die petrographischen Unterschiede begründen somit noch keine Altersverschiedenheit.

Die von PENCK angenommenen Lagerungsverhältnisse der Förderlacher Schotter zur Hollenburger Nagelfluh beruhen auf seiner Beurteilung der Nagelfluh von Augsdorf-Schiefeling am Süd- und von Pritschitz am Nordufer des Wörthersees. Beide Vorkommen hielt er für Hollenburger Nagelfluh. In diese ältere Auskleidung des Wörtherseetales seien die jüngeren Förderlacher Schotter hineingeschüttet worden. Hingegen halte ich in Übereinstimmung mit KAHLER (4, 17) die Nagelfluh am Südufer nicht für Hollenburger Nagelfluh, sondern für alten Gletscherschutt, der vermutlich beim Rückzuge der Reißvereisung am sinkenden Rande des Wörtherseeastes abgelagert wurde und seither erhärtete. Desgleichen hat die Nagelfluh von Pritschitz, die PENCK selbst wegen ihres Reichtums an Urgebirgsgeröllen eher an das Sattnitzkonglomerat erinnerte, keine nähere Beziehung zu dem Karawankenschutt, der heute als Hollenburger Nagelfluh vorliegt. Die Ablagerungen am Rande des Wörtherseebeckens sind somit m. E. nach Ursprung, Beschaffenheit und Alter von der Hollenburger Nagelfluh zu trennen, sie sind ganz selbständige Bildungen verschiedener Art. Damit entfällt auch das Hindernis einer Zeitgleichung zwischen Förderlacher Schottern und Hollenburger Nagelfluh.

Die Erhärtung der Liegendmoräne im engen Ehrendorfer Graben bei Maria Rain gleicht jener der Reißmoräne in dem Tälchen bei Tschinowitsch am Westrande der Faaker Dobrova. Beide sind stärker erhärtet als die Reißmoräne, die bei Wernberg unmittelbar über dem Drauspiegel breit und offen zutage tritt. Der Verfestigungsgrad aller drei Moränen ist weitgehend von den örtlichen Verhältnissen abhängig, vor allem von ihrer Druckbelastung und der Zutrittsmöglichkeit feuchter Luft. Darnach wäre auch die Oberflächenhärte der Moränen kein Zeitmaßstab.

Nach dem Ergebnis der bisherigen Aufschlüsse und nach meinen vergleichenden Geländebeobachtungen halte ich daher die Hollenburger Nagelfluh für einen erst in der R-WZE durch die Schmelzwässer aus den Karawanken in die Hollenburger Senke verfrachteten Schuttstrom. Bald nach seiner Erhärtung wurde die noch lose Schotterschichte von seiner Oberfläche in das Köttmannsdorfer und Ehrendorfer Tal zusammengeschwemmt. Sie erhärtete mittlerweile ähnlich wie die gleichaltrigen Förderlacher Schotter. Die Würmvereisung hinterließ an günstigen Stellen des Geländes ihren Grund-

morärenteppich. Die Folgezeit setzte den Abtrag der Hollenburger Nagelfluh wieder fort. Das Endergebnis dieses durch den Gletscher unterbrochenen Vorganges sind die nur stellenweise von Jungmoränen überlagerten, teils schon verkitteten, teils noch losen Köttmannsdorfer Schotter PASCHINGERS. Sie gehören daher sowohl der Vor- als auch der Nachwürmeiszeit an, sind häufig verschwemmt und miteinander vermengt, daher nicht eindeutig voneinander zu trennen.

Bei Annahme dieser Altersstellung der Hollenburger Nagelfluh erfolgte der Absatz der Matschacher Tone bereits in der vorhergehenden, der M-RZE. Mindestens bis zu ihrem heute sichtbaren Fußpunkt unmittelbar über dem Drauspiegel war damals der Talboden bereits abgesunken. Da sie zwischeneiszeitliche Seeabsätze sind, mußte der Aufstau solch großer Wassermassen durch eine Barre verursacht worden sein. Zu ihr gehört vermutlich das aus den Karawanken stammende Straschitzkonglomerat (PASCHINGER, 1). Außer dem Rest südlich St. Johann in 450 bis 570 m Höhe ist es am nördlichen Drautalgehänge nur östlich Maria Rain erhalten, wo es von 520 bis 580 m sichtbar ist. Nach dem Alter der Matschacher Tone zu schließen, fällt auch die Bildung dieses Konglomerates in die M-RZE. PASCHINGER (1, 136) sah in ihm Schotter der Günzvereisung, die den roten Petschnitzenton enthalten. Ebenso hielt er das Roterdelager der Goldenen Reka (614 m) westlich Köttmannsdorf für eine Günzmoräne. Ich vermute in ihm aber das ortsnahe Liegende des Sattnitzkonglomerates, das den roten Tonen am Penken, bei Buchheim und Petschnitzen entspricht, somit tertiären Alters ist.

In der M-RZE erfolgte auch der erste nachweisbare Seestau. Aus der Oberkante der Matschacher Tone auf 500 m geht nur hervor, daß sein Spiegel damals mindestens in dieser Höhe lag. Nach PENCK erstreckte sich der See einheitlich von Rosenbach bis hierher, in einer Ausdehnung von 18 km Länge, 150 m Tiefe und einer Spiegelhöhe von 580 m. Diese Angaben können erst bei der Zusammenfassung der Einzelbeobachtungen überprüft werden.

Ein weiterer Zweck meiner Streifzüge auf der Sattnitz war die Frage der drauwärtigen Talbodenreste und deren Beziehung zu jenen auf der Südseite des Flusses. Tatsächlich liegt am Abhange der Sattnitz eine Verebnungsfolge in 560 bis 580 m Höhe vor, die bergwärts bis 600 m ansteigt. Sie zieht von Strainik über Franzendorf—Ludmannsdorf—Fellersdorf—Muschkau—Tschachoritsch bis Maria Rain, wo sie endet. Die Hollenburger Senke verbindet diesen alten Talboden mit dem Klagenfurter Becken. Die entsprechenden Gegenstücke am Nordfuß der Karawanken sind die Hochflächen von Matschach, Sinach und Rabenberg. Sie enden hier aber bereits früher als bei Maria Rain. Weiter talabwärts scheint ein neuer Abschnitt des Rosentales zu beginnen. PENCK schrieb die Bildung dieser beiderseitigen Talleisten der zwischeneiszeitlichen Flußarbeit zu. Die

seitliche Erosion sei damals mit den Aufschüttungen des Deltas von St. Jakob, der Hollenburger Nagelfluh und dem Absatze der Matschacher Tone verbunden gewesen, somit wäre alles in der M-RZE vor sich gegangen.

Demgegenüber halte ich auf Grund persönlichen Augenscheines und der auf ihm beruhenden Überlegungen folgende Reihenfolge für wahrscheinlicher. Die beiderseitigen Leisten stellen Reste des voreiszeitlichen Talbodens dar. Er folgte der alten Drautalstörung. Seine damals noch wenig eingetieftete Mittellinie nahm die Urdrainage ein. Dann erfolgte unter dem Einfluß der Gebirgsbewegungen in den Karawanken das Hinabdrücken der Vortiefe, als die das Drautal aufzufassen ist; daher sank der Mittelstreifen allmählich ab. Das dürfte im Zeitraum Jungtertiär bis spätestens Altquartär erfolgt sein. In diesen Trog wurde das Delta von St. Jakob hineingeschüttet. Als zeitliche Obergrenze hierfür kann der vermutlich gleichzeitige Absatz der Matschacher Tone gelten. Nach meiner mit PENCK und PASCHINGER übereinstimmenden Auffassung war das in der M-RZE der Fall. Die Lücke der Hollenburger Senke eröffnete abwechselnd dem Eis und dem mit Karawankenschutt schwer beladenen Wasser den Zutritt ins Klagenfurter Becken. Aber erst der Würmgletscher fand in dem Paßtaale die während der vorangegangenen Zwischeneiszeit erfolgte Verbauung durch die Hollenburger Nagelfluh vor. Ein zusammenfassendes Urteil über die Verhältnisse daselbst und im oberen Rosental wird erst ein Überblick der gesammelten Einzelbeobachtungen ergeben (IV. 6. b).

14. Loibltal.

a) Bis zur Teufelsbrücke.

Zwischen den beiden massigen Torwächtern, dem Singerberg (1589 m) im W und dem Ferlacher Horn (Gr. Gerloutz, Harlauc, 1841 m) mit seiner Vorkuppe, dem Sechter (1417 m), im O, öffnet sich das Loibltal trichterförmig zur Drauniederung. Der Vorbau seines flachen Schuttkegels verschmilzt mit dem des Waidischtales zur einheitlichen Abdachung (480—430 m). Die seine Spitze beiderseits flankierenden Höhen tragen die Spuren des ins Loibltal einst hineinreichenden Ferneislappens.

Am Ostabhange des Singerberges greifen bei der Formbildung Gesteinsbeschaffenheit, Tektonik und Eiswirkung ineinander, die Grenzen ihrer Bereiche sind aber heute nicht mehr scharf abtrennbar. Wie bei Gruppe 12 angegeben, konnte KAHLER (8. 7—8) mittlerweile zwischen zwei triadischen Vorlanddecken quarzreiches, auch toniges Tertiär unterscheiden. Die Spuren der Fernvereisung am Nordhange des Singerberges wurden bisher im Zusammenhange mit den Angaben über den Bleiberger Graben nach Fremdgeschieben und Eisrandbildungen bis über 1200 m Höhe verfolgt. Die maximale Eishöhe

konnte westlich des Halbingsattels bei mindestens 1250 m, am Ostende des Singerberges noch bei 1200 m festgestellt werden. In unmittelbarer Fortsetzung dieser Eisrandzone schwenkt ein im Landschaftsbilde stark hervortretender, felsiger *W a n d g ü r t e l* ins Loibltal ein. Seine Höhe nimmt hiebei zu: sie liegt anfänglich zwischen 1100 und 1200 m, gegen den Grintovec zu reicht sein Unterrand bis 900 hinab und geht ohne klare Grenze in Bergsturzabbrisse über. Immerhin senkt er sich aber zusehends taleinwärts. Oberhalb dieser jähren Mittelzone hebt sich bei P. 1232 westlich Unterloibl eine Felskanzel ab, an die bergwärts ein flacher Kamm anschließt. Seiner Höhe entspricht etwa der Wiesensattel (1260 m) nördlich des Grintovec. Die Südostkuppe des Singerberges (P. 1391) wird auf etwa 1360 m von einer Wandflucht umgürtet, die sich in der Richtung auf Starinjak rasch bis 1100 m senkt. Schon im Gipfelbereiche des Singerberges treten abermals aus dem Wald stellenweise kleine Felswandeln hervor. LUCERNA (4, 230) sah in diesen drei übereinanderliegenden Felsreihen Schurfwirkungen des Ferneises und die Wände des Würm-, Riß- und Günztroges. Nach den Ausführungen beim Bodental kann ich mich dieser Auffassung rein glazialer Formenggebung nicht anschließen; es ist aber selbstverständlich, daß das Ferneis innerhalb seines Bereiches auf das vorgefundene Formengut unmittelbar oder mittelbar bis zu einem örtlich verschiedenen Grad einwirkte. Hiezu gehört in diesem Raume z. B. die Unterschneidung des Felsgehänges an der Nordostseite des Sinderberges genau in der Fortsetzung der vorhin besprochenen Zone der Eisrandbildungen. Nach dem Schwinden der letzten Großvergletscherung brachen wie nach den vorangegangenen Eiszeiten die absturzbereiten Felsen nieder. In geschichtlicher Zeit hat sich das Erdbeben von 1348 vermutlich auch hier geltend gemacht; wenigstens erwähnen mittelalterliche Quellen nach HOEFER und HANN die Zerstörung des nahe gelegenen Ortes Kirschentheur. Der Überlieferung zufolge wurde ferner Unterloibl im 16. Jahrhundert durch ein Erdbeben heimgesucht.

Da die Fußregion im Zusammenhange mit der Taltiefe besprochen wird, gehe ich zur Kennzeichnung des *Ostgehänges* über. Die Umrahmung des auf einem flachen Schuttkegel des Sechters gelegenen Gehöftes *Scheidabauer* (etwa 530 m) bildet unruhig bewegtes Tertiär, nach der Karte von PETERS Tertiärschotter, nach der von TELLER (2) Tertiärkonglomerat genannt. Es besteht aus auffallend gut geroltem, losem Kalkschutt der Karawanken in Eigröße, vereinzelt untermischt mit grünlichem Schiefer und ebensolchem Porphyr; oberflächlich ist es mit einer dünnen, lückenhaften Decke von lehmigem Moränenschutt bedeckt. Dieser Gesteinsbestand hält am Nord- und am Westhang etwa bis über 600 m Höhe an, wo überschobener Triaskalk ansteht. Östlich Unterloibl mündet aus dem wilden *Felskessel Kotla* ein breites, fast wasserloses (Juli 1933) Schuttbett, in dem sich außer stark bestoßenen Kalk- und Dolomitgeschieben auch grau-grüne Diabase und Porphyre finden, ferner schwarze Schiefer des An-

stehenden. Auf die alten, halbverfallenen Schutzbauten folgt taleinwärts die Klamm mit der Steinsperre, die unter Ausnützung eines natürlichen Felsriegels ein nur schwach geneigtes (P. 744—680 m), geräumiges Sammelbecken abschließt. Dessen Boden bedeckt Schutt und Blockwerk, an den Felswandungen sind an vielen Stellen sehr hoch gelegene Kolke sichtbar. LUCERNA (4, 230) wies auf ähnliche „Wandöffnungen“ in den Felsen nördlich unterhalb P. 1512 des vom Ferlacher Horn gegen den Deutschen Peter ausstrahlenden Rückens hin. Wie dort sind sie auch hier auf die natürliche Klüftigkeit des Kalkes und auf eine durch langandauernden Eisstau hochgelegene Entwässerung zurückzuführen. Der bis zum Gipfel des Ferlacher Horns zurückgreifende Felskessel Kotla ist von Steilwänden umgeben und wirkt bis in die Gegenwart als Sammelraum für Steinschlag und Lawinen. Zur Eiszeit war er seiner Lage nach stark bepackt mit eingedrungenem Ferneis. Lawinen und Fels-trümmern. Noch weit in die Rückzugszeit hinein blieben in dem gutgeschützten Kessel Reste davon zurück, die seinen Boden hoch bedeckten und erst allmählich durch die Schmelzwässer entfernt wurden. Zuerst hinderten außen die Ablagerungen des Rosentalgletschers das Abfließen durch die damals noch wenig eingetiefte Schlucht. Daher sammelten sich die Schmelzwässer in dem Staubecken hinter dem sperrenden Felsriegel und kolkten durch ihre Stoßkraft die Wandungen aus; sie suchten und fanden auch untertags Abflußrinnen. Als endlich der Riegel vom Ferneis und dessen Ablagerungen befreit war, zersägte ihn die Tiefenerosion zur heutigen Schlucht. Im Felskessel Kotla kommt der Gesteinsunterschied landschaftlich sehr klar zum Ausdruck: im Vordergrund die dunklen, gut gebankten und zerklüfteten Muschelkalkwände des Sammelbeckens, die nur an geschützten Stellen Krummholz und einzelne Wetterfichten tragen; darüber erheben sich die hellen Wände aus Wettersteinkalk, die in zahlreiche, glatte Steinschlagrinnen und scharfe Rinnen zerschlissen sind und die Tobel im höchsten Teile des Hintergrundes umrahmen. CANAVAL (6, 140) vermutete unter den Ursachen der häufigen Felsstürze in der Kotla zutreffend auch junge tektonische Bewegungen der Karawanken.

An dem vom Ferlacher Horn nach SW ausstrahlenden Rücken unterschied LUCERNA (4, 230) ähnlich wie am Loibler Grintovec von oben nach unten als Trogsuren drei Zonen: einen Wandgürtel bei 1000 m, eine flachere Lehne und darunter eine Zone frischer Tobelanrisse. Auch hier wird man aber bei diesen Formen vor allem an ein allmähliches Tieferlegen des Tales infolge der Höhershaltung des Gebirges und der unmittelbaren Nähe der Drau als Erosionsbasis denken müssen, dann erst an eine mäßige Schurarbeit des bewegten Eises.

Für die Fußregion des Westgehänges und die Talsohle von Ferlach enthält außer eigenen Beobachtungen auch das Gutachten TELLERS für das Loibler Bahnprojekt vom Jahre 1892 (2) verwertbare Angaben. An der zwischen Kirschentheur und Unterferlach scharf ausgeprägten Stufe verschwindet der diluviale Terrassenschotter

und das junge Schwemmland des Drautales unter dem flachen Schuttkegel. Der Kulturboden besteht aus aufgearbeiteten, zumeist kalkigen Gesteinen des Einzugsbereiches und dem Gehängeschutt des Singerberges. Dem Anstehenden entsprechend, zeigt dieser außer Kalk und Dolomit reichliches Tertiärkonglomerat. Der nicht zu Rutschungen neigende Hangschutt verbindet sich entlang des Bergfußes zu einem einheitlichen Gürtel kurzer, breiter Schuttkegel. Erst zwischen *U n t e r b e r g e n* und *Unterloibl* wölbt sich ein großer, von einer Murrinne geteilter Schuttstrom aus dem schroffen Abriß unter der Felskanzel des Singerberges gegen das Loibltal vor. Das bis zu 600 m breite, verwilderte Schotterbett (Ferlacher Gries) des Loiblaches dehnt sich zwischen hohen, terrasierten Bruchufeln, die nur bei der alten Siedlung Oberferlach durch Menschenhand aussetzen, auf fast 4 km Länge bis zur Drau. Unter den beinahe durchwegs kalkigen Geschieben sind einzelne graugrüne und gneisartige Findlinge verstreut.

Von *U n t e r l o i b l* an bildet den Bergfuß festes, gelbes Blockwerk aus kleinen Hangabrissen der Kalkzone des Singerberges, während die Tertiärkonglomerate im Schutt etwas spärlicher werden. Im Steinbruch westlich des Bildstockes an der Straße wurden das anstehende Gestein und Bergsturzböcke zur Drauregulierung verarbeitet. Der benachbarte Wiesenfleck östlich der Straße, wo der Karrenweg zum Grabenhammer hinabführt, liegt auf geschichtetem Konglomerat, das den anstehenden Dolomit bedeckt. Dieser hält, mit kalkigen Lagen stellenweise wechselnd, weiterhin bis zur Teufelsbrücke an.

Der *K l e i n e L o i b l p a ß* (Sapotnica) trennt den südlich von ihm wie eine Rückfallskuppe des Loibler Grintovec steil aufsteigenden Kalkklotz ab, der vom Bodenbach durch den Teufelsfall, vom Loiblbach durch die Tschepaschlucht angeschnitten wird. Nach *T E L L E R S* Bahnprojekt sollte ihn sowie das Ostgehänge des Grintovec je ein kurzer Tunnel durchfahren. Das wellige Gelände des Sattels trägt *M o r ä n e n s c h u t t b e d e c k u n g*, auf ihr steht am Nordabhange die Gendarmeriekaserne. Noch bessere Aufschlüsse gewährt die gleich südlich von ihr gelegene Baugrube. Sie fördert gekritzte und polierte Kalke, geschliffene Quarze, Serpentin, paläozoische Schiefer und Grauwacken zutage, meist Kleinmaterial, alles eingebettet in lehmige Grundmasse. In dem südlich benachbarten kleinen Steinbruch zeigt sich anstehender Kalk. Die bewaldete, auf drei Seiten von Schluchten umgürtete Steilhöhe enthält nur spärliche Fremdgeschiebe. Hingegen setzt sich die Moränendecke westlich der Straße unter den Felsabhängen des Loibler Grintovec in den Beginn des engen Bodentales fort. Auch südlich der Magdalenskapelle bis zur Teufelsbrücke und auf den Höhen über dem Tschaukofall ist Moränenschutt sichtbar. Nach den Geschieben können diese Ablagerungen aus dem Bleiberger, dem Boden- und dem Rosentale stammen. Denn wie bereits dargelegt (Gruppe 12), überschritt der Draugletscher mit je einem Arme den Orajna- und den Krischnigsattel, vereinigte sich bei Wind-Bleiberg mit dem Bodentalgletscher und am

Kleinen Loibl mit dem dorthin vom Rosental hineinreichenden Ferneislappen. Der Zelenicagletscher aber endete, wie sich erweisen wird, bereits viel südlicher. Die Ablagerungen am Kl. Loibl sind daher größtenteils dem Ferneis zuzuschreiben.

Besonderes geologisches Interesse nehmen die beiden schon tektonisch vorgezeichneten Schluchten in Anspruch. Die junge Erosionsform der *Tschepaschlucht* ist in den Kalk und Dolomit tief eingerissen. Der ursprünglich nur für die Zwecke des Elektrizitätswerkes angelegte, später für die Besichtigung der großartigen Felszenerien verbesserte und versicherte Steig ermöglicht die Begehung. Nach den gelben Schuttanrissen beiderseits des Grabenhammers verläuft die Schlucht, allmählich sich immer mehr verengend, durchwegs zwischen hohen Felswänden. Das zunächst noch zugängliche Bachbett enthält außer Geschieben aus Kalk auch solche von Serpentin, paläozoischen Schiefern, Sandsteinen, Grauwacken, Porphyren und ganz morschen Gneisen. Den letztgenannten Stückchen ähnliche Partikel könnten vielleicht auch den glimmrigen Sandsteinen der Werfener Schichten des Einzugsgebietes entstammen (TELLER, 2, 17). Das Goldene Bründl, in einer kleinen Talweitung vor Eintritt in die eigentliche Schlucht, nahe der Talsohle nächst Brücke 580 gelegen, deutet auf untertags erfolgte Abwässerung im klüftigen Kalk des Ferlacher Horns. Die weiterhin unzugängliche Schluchttiefe ist nur wenige Meter breit und wird ganz vom Loiblbach eingenommen. In die oft senkrechten Schluchtwände sind hoch über dem Wasser stellenweise Kolke ausgearbeitet. Der Schluchtobertrand weitet sich verhältnismäßig sehr wenig zu größerer Breite. Erst südöstlich der Einmündung des Bodenbaches werden die Felshänge wieder niedriger, das Querprofil wird allmählich flacher, die Talsohle breiter, bis beim Deutschen Peter (702 m) die starke Eintiefung ausläuft.

Die zweite Erosionsschlucht hat sich der *Bodenbach* eingegraben. Die Jugend seines Mündungsgebietes geht aus einer Reihe von Wasserfällen hervor, die gemeiniglich in zwei Gruppen zusammengefaßt werden, in den unteren Teufelsfall und den oberen Tschaukofall. In beiden Stufen erweisen höher in den Felswandungen gelegene Auskolkungen und Leistenreste das allmähliche Schmälerwerden des Gerinnes und das Tieferineinschneiden des Wasserlaufes. Besonders beim *Tschaukofall* weitet sich das Sturzbecken zu einem geräumigen Kessel, der durch eine Steiganlage zugänglich gemacht wurde. Oberhalb von ihm verflacht sich der brüchige Rand der ihn umschließenden Felswände. LUCERNA (4, 230) vermutete, daß der Bodenbach als Höhlenfluß ins Loibltal trat. Er wäre unter dem Eis in einem Höhlengange geflossen und hätte im Loibltal erst dann die Richtung nach S genommen, als die ursprüngliche Abflußrichtung über den Kl. Loibl durch eiszeitliche Ablagerungen verlegt war. Das Höhlendach müßte dann postglazial eingebrochen sein. Den Mangel umherliegender Trümmer hievon führte LUCERNA auf der Verfrachtung durch Wasser zurück.

Jetzt sind solche vorhanden; sie stammen aber, wenigstens zum Teil, von den Herstellungsarbeiten des Steiges entlang der Felswandungen in der oberen Schlucht. Für zeitweise Entwässerung auf Klüften spricht ein Speiloch an der orographisch rechten Beckenwand, das in den Sommern 1932 und 1933 allerdings nur ein ganz dünnes Rinnsal führte. Bei der erwiesenen Auffüllung des engen unteren Bodentales durch Stauschotter und Eis blieb den Schmelzwässern nur der subglaziale Abfluß. Er muß jedoch durchaus nicht in einer Höhle erfolgt sein, sondern wird wahrscheinlich am Grunde der Felschlucht vor sich gegangen sein. Das Wasser bahnte sich eben durch den Stauschotter und unter dem Eiskörper seinen Weg. Vor der Eiszeit nahm der Bodenbach seinen Lauf in nicht näher bekanntem Gerinne über den Kl. Loibl nach O; infolge der eiszeitlichen Verbauung seines alten Bettes durch Schotter, Grundmoräne und Eis mußte er sich epigenetisch einen neuen Abflußweg bahnen. Er fand ihn in der Richtung der sich nach S senkenden Ferneiszunge. Der damals vom Eis bedeckte Kalkklotz südöstlich der Kapelle wurde derart von ihm auf der Westseite umflossen, während die Schmelzwässer aus dem Loibltal an der Ostseite in Eispalten und unter der Zunge nach N abströmten. Das fließende Wasser arbeitete in den Eiszeiten mit geringerer Kraft, jedoch verstärkt in den Zwischeneiszeiten, auf den ihm vorgezeichneten Wegen allmählich die heutigen tiefen Gerinne heraus. In der Nacheiszeit wurde dadurch der Kleine Loibl zu einer auf drei Seiten von Schluchten umgebenen kapartigen Halbinsel, der Kalkklotz zu einem Inselberg. Die Nähe der lokalen Erosionsbasis legte die Bachbetten immer tiefer, bis heute die Magdalenakapelle am Südhang des Passes mit 759 m etwa 40 m über der Teufelsbrücke liegt und diese wieder rund 80 m über dem Loiblbach. Die Eintiefung beträgt somit schätzungsweise 120 m.

Anhaltspunkte über die Reichweite des Eises südlich des Kleinen Loibl ergeben die Beobachtungen im folgenden Talabschnitte.

b) Bis zu den Wasserscheiden.

Westlich der Straße erstreckt sich bis nahe zur Kirche St. Leonhard in der Ortschaft Loibltal unter dem Warantrücken eine weite, stark gegliederte Mulde ohne deutliche Moränenspuren; die Geschiebe scheinen vorwiegend aus dem näheren Bereiche zu stammen. Das zu Rutschen neigende Gelände wird nach TELER (6, 25) von jungtertiären Tegeln und Oberkarbon eingenommen. Am unteren Hange des Gaisrückens erinnern einzelne lehmige Anschnitte an Ausschwemmungen im Vorfelde von Gletscherzungen. Beim Bildstock knapp südlich des Deutschen Peter (Straßenkilometer 23.2) wird auf der Ostseite der Straße an einem Felsklotz eine etwa 10 m hohe Schlißfläche sichtbar; mangels an Rillen und Schrammen ist sie als Harnisch zu erklären. Eine zweite kleinere, aber mit schwach bergauf steigenden Rillen versehene Gleitfläche liegt südlich der Säge auf einer gegen die Straße überhängenden Felswand kurz vor der Einmündung des Eselgrabens:

auch hier scheint es sich aber doch um einen Harnisch zu handeln, nicht um einen Gletscherschliff.

Die Begleitgesteine des *Eselgrabens*, der zum *Oslica*-(*Esel*-)sattel (1175 m) hinaufführt, sind altpaläozoische, vermutlich silurische oder devonische Grünschiefer und Diabase, oberkarbonische Kalke, Schiefer und Tone, dann permische Grödner Sandsteine und Werfener Schichten der Untertrias. *TELLER* (6, 25—26) wies auf das enge Zusammendrängen mehrerer Störungslinien in die schmale Bruchzone des Sattelgebietes hin. Fremdgeschiebe und zweifellose Moränen waren in diesem Graben und auf dem Eselsattel nicht auffindbar. Für den unteren Teil des Grabens sind ausgedehnte Rutsche und mylonitartige Abrisse kennzeichnend; die Schuttanhäufung nördlich des scharfkantigen Sattels am Fuße des *Grintovec* (P. 1363) ist Hangschutt, keine Moräne.

In dem Bachgerölle bei Brücke 733 südlich der Grabenmündung kommen ganz gerundete, graue Porphyrfindlinge vor, manche weit über Kopfgröße. Aufbrüche dieses Gesteins liegen im Einzugsgebiete des *Zelenicagrabens*. Gleich südlich der Brücke erschließt ein etwa 30 m hoher Schuttabriss am linken (westlichen) Gehänge nächst Straßenkilometer 24.2 eine Ablagerung mit bisweilen sichtbarer, schwach talauswärts geneigter Schichtung. Sie enthält keine Blöcke und ist schotterartig. Ein ähnlicher Aufschluß liegt am Westhange hinter der *Kernstock-Schule* bei der *Kirche St. Leonhard*, die auf einem solchen *Schottersockel* steht. Nach *TELLER* (2, 18 und Karte) gehören die wechsellagernden festen Kalkbänke und gelbgrauen Mergelschiefer, die oberhalb der Kirche mit niedrigen Steilwänden abbrechen, den *Werfener Schichten* an. Beim ehemaligen *Wirtshaus Loiblthal* ist am Osthang abermals ein ähnlicher hoher Schuttabriss durch Erosion pyramidenartig zerschnitten. Nördlich der Brücke beim Straßenkilometer 25.4 zeigt dieser Hang wieder einige Meter über dem Bach schwach talauswärts geneigte Schotter, die zu *Nagelfluhbänken* verfestigt sind und durch ihre Vorkragungen große Höhlungen überdachen; desgleichen in der Fortsetzung bis zum *Kraßniggraben*. Er bietet in glazial-geologischer Beziehung keine besonderen Wahrnehmungen: in *Werfener Schichten* tief eingeschnitten, führt er erst in der Umgebung der *Plesnoucalm* (etwa 1200 m) Wasser, sonst versickert es im Schutt der engen Talsohle. Fremdgeschiebe fanden sich keine. Unter dem dünnen Schuttmantel des Bergfußes im Mündungswinkel des *Kraßniggrabens* war die Anlage des Nordportals geplant. Nach *TELLER* (2, 20) tritt dort eine tertiäre Konglomeratscholle zutage, die nur wenige Meter mächtig sei, die *Bergnase* an der Grabenmündung beim Hof *Bohine* übergreife und taleinwärts bis gegen *Ridauc* (*Reidenwirt*) hinauf verfolgt werden könne. Zwischen *Kraßnig-* und *Spitzargraben* steigt das *Wiesengelände*, das diese angeblich tertiären Ablagerungen überdeckt, kuppig in zwei Absätzen gegen P. 928 an. *PENCK* (1095) hingegen stellte bei der *Siedlung Spitzar* (844 m), also in der Taltiefe, *Schotter* fest, die ihn an

Niederterrassen erinnerten. Auch LUCERNA (4. 231) erblickte in dem Talsporn östlich Wirtshaus Ridauc (917 m) die obere Stufe eines Verbauskörpers wie im Bodentale bei Wd.-Bleiberg. Nach meinen Beobachtungen senkt sich dieser scharfkantige Talsporn in drei begrasten Rückfallskuppen in den Mündungswinkel des Spitzargrabens, der in Bellerophon- und Werfener Schichten tief eingrissen ist. Aus der grubig-höckerigen Wiesenoberfläche des Abhanges sehen häufig gerundete Blöcke und Schutt von Dolomit hervor, dann von gelben Mergeln und roten Werfener Gesteinen. Soweit es der Rasen zuläßt, ist keine deutliche Schichtung erkennbar. Nach dem Gesteinsbestand und den Formen gleicht diese Ablagerung ganz jener auf der Höhe P. 928 bei Spitzar. Beide Talspore tragen auf den Schottern noch eine Moränendecke.

In den höher gelegenen Anschnitten der Loiblstraße enden die Schotter bald; weiter gegen den Paß zu erschließen die Bauten nur mehr das Anstehende (Auernig-, Bellerophon- und Werfener Schichten), dessen Beschaffenheit und Lagerung in TELLERS Tunnelprojekt enthalten ist. Hospiz und Kirche Alt-St. Leonhard wurden vermutlich durch das Erdbeben von 1348 zerstört. (Vgl. hiezu HANN.) Wie auch LUCERNA (4. 232) angibt, zeigt das Paßgebiet selbst nur mehr fluviale Spuren.

Anders am Westhange des Loibltales im Mündungsgebiete des Zelenicagrabens. Gegenüber der Einmündung des Krafniggrabens springt der Talsporn mit dem Gehöftestrach als fast ebene, etwa 1020 m hohe Platte spitz vor. Auf ihr finden sich graue Porphyrgeschiebe, wie sie im Einzugsgebiete des Zelenicagrabens vorkommen. Die Oberseite und der Südosthang des Sporns ist welliges Kulturland ohne gute Aufschlüsse, anscheinend Moränendecke, was schon LUCERNA (4. 231) vermutete; sonst ist der Abfall steil und bewaldet. Erst am Ostfuße beim Gehöft Krafnig wird der anstehende Bellerophonolomit (TELLER) sichtbar.

Ähnlich beschaffen ist der Mündungssporn zwischen dem Loibl- und dem Zelenicabach. Er hebt sich westlich der Straßenschleife beim Reidenwirt mit seinen steilen Wiesenhängen auffallend vom höheren Waldgelände ab. Nach den Aufschlüssen ruht hier Moräne auf Schotter. Beim Hof Kuchar wird der Sporn vom Weg ins Zelenicatal gequert und zieht, scharfkantig auf- und absteigend, nach N in den Mündungswinkel, wo er mit einem weiblichen Steilabriß endet. Sein First (etwa 940 m) trägt als Moränenreste einzelne Porphyrr- und wenig gekritzte Kalkgeschiebe, seine beiden Flanken bilden die Schichtplatten des Bellerophonolomits; sie sind wie der Rücken von Wiesen bedeckt. Der Zelenicabach hat den felsigen Westfuß unterschritten, im O reichen die Wiesen bis ins Loiblthal hinab. Eine seichte, dünn berieselte Senke trennt sie von der breiten Verebnung östlich der Straße.

Ein dritter schmal zugeschnittener Rücken streicht am Westgehänge des Zelenicatales von einem Schuttabriß unter P 1110 nach NO. Auch er trägt einzelne graugrüne Porphyrgeschiebe aus dem Talinnern und

ist stellenweise lehmig. Ein alter Talbodenrest enthält den Hof Selešnik (OA).

Auf allen vier Mündungsspornen (Strach, Spitzar, Kuchar und Selešnik) ist somit Moränenschutt aus dem Zelenicagraben nachweisbar, der auf einer mehr oder weniger deutlichen Schotterlage aufruht. In Übereinstimmung mit LUCERNA (4, 231) ist in diesen zerschnittenen Riedeln die Endmoränenlandschaft des Zelenicagletschers zu erblicken.

Die Auflagerung des weißlichen, selten gekritzten Moränenschutt auf dem gelben bis hierher verfolgten Schotter ist am besten beiderseits der Mündung des Hobetzgrabens südlich des Hofes Selešnik zu sehen. Die hohen, fast waagrecht geschichteten und gut verfestigten Steilabrisse der Schotter ziehen sich als zwischeneiszeitlicher Verbauungskörper im Zelenicagraben einwärts bis nahe zur kleinen Talweitung bei der ehemaligen Köhlerei (etwa 1020 m) gegenüber der Mündung des Plesnovecgrabens, der mit den anderen Zweigen des Tales an späterer Stelle besprochen wird. Die lagenweise verfestigten Schotter bilden vorspringende, nahezu horizontale Rippen etwa 40 m über dem heutigen Bachbett.

Gleich südwestlich der Kohlstatt endet eine Gruppe von gerundeten Waldhügeln, die mit ihrer Oberseite gleichfalls um etwa 40 m die Talsohle überragen. Sie sind, soweit ersichtlich, aus ungeschichtetem, ungewaschenem, stark bestoßenem Kalkschutt aufgebaut, der nicht mehr gekritzelt zu nennen ist. Ihre grubig-höckerige Oberfläche fällt steiler nach O als nach W ab. Südlich des breiten, erst hier Wasser führenden Wildbachbettes hebt sich am Hang ein länglicher Schuttrücken heraus, anscheinend eine Seitenmoräne. Die jungen Bacheinschnitte fördern bis kopfgroße Kalkgeschiebe zutage, im untersten Talstück auch Porphyre. Diese Formen sind mit LUCERNA (4, 231) als die innerste Moränengruppe des Zelenicagletschers aufzufassen. Sie liegen hier mit ihrem Fuß tiefer als die Stauschotter und auf dem Talgrunde selbst, der in die Schotter eingeschnitten ist.

Im Zelenicagraben folgt zwischen 1100 und 1200 m eine steilere Talstrecke, nach LUCERNA der Beginn des Würmtroges, der über den Rjaucasattel frei in die Luft ausstreiche. Die zahlreichen wasserleeren Gerinne erschließen das anstehende Gestein und über ihm eine meist bewaldete, hügelige Decke aus rezemem Hangschutt. Südlich P. 1276 zeigt sich am Fuße der Zelenicawände ein kleiner, begrünter Schuttvorbau, Rest einer alten Talleiste. Auf der Nordseite des Tales liegen im Muschelkalk die Felspfeiler (1300—1400 m), die LUCERNA (4, 232) das „Obeliskengehänge“ des Rißtroges nannte. In der obersten, zum Rjaucasattel (1610 m) sanft ansteigenden Endmulde sah er den Bühlrog, der in den Würmtrog eingesenkt sei. Auf den Eisübertritt aus dem Vertatschakar bei Hochständen wurde bereits hingewiesen (Gruppe 12). Im ganzen Raume finden sich jedoch keine Moränen, nur Jungschutt. Die Trograge ist wie im Bodental auf eine mäßige Eis-

überformung älterer, durch Gestein und Bau begründeter Hangbildungen einzuschränken.

Die südlichen, im Zelenicakamm wurzelnden Seitengraben kommen als Eiszubringer wegen der Höhe ihrer Umrahmung und ihrer geschützten Auslage sehr in Betracht.

Die Mündung des *H o b e t z g r a b e n s* ist, wie erwähnt, beiderseits von jähem Schotterabrissen mit aufgelagertem Moränenschutt flankiert. Zunächst tief in die weichen Karbonschichten (**TELLER**) eingeschnitten, ist der anschließende Talraum muldenförmig erweitert und flach geböschet, mit Hutweide und lichtem Wald bestanden. Die Alm am Westrande liegt bereits auf Werfener Schichten. Von etwa 1250 m an mehrt sich der Hangschutt (Dolomit und Muschelkalk). Der Talschluß ist von wilden, glatt gefegten und wasserleeren Tobeln zerrissen. Knapp über ihnen liegt in 1460 m Höhe die ganz verfallene Pagitz-(Pakić-)alm auf welliger Hutweide nahe der Baumgrenze. Der weitere Aufstieg zur engen Zelenicascharte (etwa 1690 m, der P. 1704 östlich davon ist eine Kammaufragung, P. 1705 nach SpK v. J. 1936, die den Namen in Paklićsattel umändert) führt über Muschelkalkschutt mit gelben Mergelhäuten ohne Kritzer, über Blockwerk, die letzten Baumbestände und durch Krummholz. Der Dolomitgrat westlich davon ist in Türme aufgelöst. Hingegen ist der breite Verbindungsrücken zum Loiblpaß ganz geschlossen und bricht namentlich im S steil ab (Schichtköpfe der tektonischen Mulde aus Untertrias nach **TELLERs** Trassenprofil). Südwestlich der Höhe 1502 ist ein Porphyraufbruch bemerkenswert. Nach N läuft der Rücken in den mit Wald, tiefer unten mit Wiesen und Moränenschutt bedeckten Abhang südlich Kuchar aus. Der Gesamtlage nach konnte sich aus diesem gut geschützten Talkessel eine durch Lawinen genährte, kurze Gletscherzunge entwickeln.

Der westlich benachbarte, wasserleere *P l e s n o v e c g r a b e n* zieht sich von den Moränenhügeln nächst der Kohlstatt als Schluchttal im Muschelkalk (**TELLER**) empor und zerschneidet die Verebnung des Jagdhauses (1320 m) und der Plesnovecaltal (1350 m). Sie liegt auf einer etwas rückfälligen Hutweide mit talwärtigem Steilabfall. Über den rezenten Schutthalden folgen wieder die dolomitischen Grattürme des Zelenicakammes. Dem Gelände nach war die Schneezufuhr von hier aus weit größer als aus dem Hobetz- und zeitweise aus dem Zelenicagraben. Die Lawinen gelangten erst am Talausgange verhältnismäßig zur Ruhe. Aus dem Plesnovecgraben und von dem Kamme westlich von ihm sind am ehesten die Moränenhügel bei der Kohlstatt herzuleiten.

Im N des Zelenicagrabens ist zwischen Rjauca (1789 m) und Maćiševa peč (1600 m) ein auf den Karten unbenannter Graben gelegen; ich nenne ihn nach der Strachalm den *S t r a c h g r a b e n*. Das trockene Wildbachbett enthält wegen seiner Steilheit besonders an seiner Mündung (etwa 1000 m) östlich der Kohlstatt und im Talhintergrunde Geschiebe des an mehreren Stellen anstehenden grauen Porphyrs, die für den Zelenicagletscher bezeichnend sind. Der Almweg benützt den

nach einem Steilabhange nördlich der Kohlstatt sanft aufwärts führenden Rücken der westlichen Talbegleitung. Ein zweiter Graben trennt ihn vom Rjaucastock. Die Eiszeitschotter sind nur bis zum Beginne beider Gräben zu verfolgen; weiter taleinwärts findet sich nur Jungschutt. Auf der Verebnung der Strachalm (1450 m. Quelle) häufen sich zahlreiche Kleinkuppen, zwischen denen Blockwerk der umliegenden Hänge und grauer Porphyrschutt verstreut ist. Das Gestein steht nordöstlich der Alm und im Sattel nördlich der Rjauca an. Deren beschattete Schutthalde gehen am Osthange tiefer unten in breite, bewaldete Schuttrücken über. Auf diese Richtung weisen auch die Moränenhügel des Almgebietes hin. Als Schneezubringer war der Strachgraben zwar am schwächsten, seine kennzeichnenden Porphyrgeschiebe aber sind im ganzen Loiblthal ab und zu auffindbar.

c) Überblick.

Eine Zusammenfassung besagt zunächst hinsichtlich der eiszeitlichen Schotter: Sie sind im unteren Loiblthal vom Beginne der Talweitung beim Grabenhammer an bis zur Mündung in die Drauebene erhalten. In der Schluchtstrecke sind sie ausgeräumt. Etwa vom Deutschen Peter an werden sie im Nordteile der Warantmulde nur stellenweise wieder sichtbar. Erst südlich der Einmündung des Eselgrabens verdichtet sich die Schotterzone in der Taltiefe mit der Annäherung an St. Leonhard und greift zungenförmig bis auf rund 1000 m in die Seitengräben zurück. Aus ihrer Überlagerung durch Würmmoränen geht ihr letztzwicheneiszeitliches Alter hervor. Eine zweite Frage betrifft die Reichweite der Fernvereisung. Im Bleiberger Tal konnte auf eine Eishöhe bis etwa 1100 m geschlossen werden, das ist ungefähr 100 m tiefer als auf der Nordseite des Singerbergzuges. Im Loiblthal finden sich die südlichsten Moränen am Sattel des Kleinen Loibl (über 770 m) und auf den Höhen westlich der Teufelsbrücke (rund 1000 m). Weiter südlich, auf dem Gaisrücken und in der Warantmulde, werden die Anhaltspunkte für die Reichweite des eingestülpten Gletscherlappens nach Geschieben und Formen immer undeutlicher. Bei der Breite des Draugletschers von 28 km im Ferlacher Querschnitte (HÖFER, 3, 542) und dem geringen Eisgefälle war hier die Eisbewegung stark vermindert. Der Strom konnte wohl noch Einsenkungen in den Begleithöhen, wie den Orajncasattel (1120 m), übersteigen und Lappen in Seitentäler, wie ins Loiblthal, entsenden, ein kräftiger Eisnachschieb aber blieb aus. Die Richtung und Gestalt des Singerbergzuges sowie die Form des Bleiberger und des unteren Loibltales zehrten an der vorhandenen Energie des Eises. Sie bewirkten eine starke Stabilität der sich im Raume des Kleinen Loibl begegnenden Eismassen und deren Festlegung an geeigneter Stelle bei rascher Südabdachung der Eisoberfläche. Der Abfluß der Schmelzwässer nach N erfolgte anscheinend auf Eisspalten und auf der Felssohle unterhalb des hohl liegenden Eiskörpers. Nach diesen Überlegungen und nach formen-

kundlichen Anhaltspunkten darf das Südende des eingedrungenen Fern-eises im Umkreise des Deutschen Peter angenommen werden.

Die äußersten Moränen des von Lawinen genährten Zelenica-gletschers liegen nächst der Mündung des Krafniggrabens. Daraus ergibt sich, übereinstimmend mit den sonstigen Befunden, im Loibltal zum erstenmal in den Karawanken die Feststellung, daß zwischen dem Ferneis im N und dem Lokalgletscher im S beim Höchststand eine von Schottern und Schmelzwässern erfüllte Lücke von etwa 2 km bestand.

d) Südseite der Karawanken.

Die Spuren der Vereisung auf der Südseite dieses Karawankenabschnittes sind nach MELIK (94—96, slowenische Namensschreibweise beibehalten) folgende: Die günstigsten Bedingungen für eine Gletscherentwicklung waren jedenfalls im östlichen Teil der Hochstuhlgruppe gegeben; besonders im oberen Zelenicatal (Zeleniška dolina), das zwischen der Begunjšëica und dem Možmi- und Nemški vrh (Vertatscha) eingeschnitten ist. Im S erheben sich über ihm die Steilwände der Begunjšëica. Zwischen ihren Felsabstürzen reichen große Schutthalden weit talabwärts. Auf der Zelenicaalm (1364 m, südöstlich des Srednji vrh), ist der Schutt sehr gut erhalten: er erweist sich nach seiner Zusammensetzung und seiner Form als Moräne. Der Schutt verteilt sich jedoch nicht über das ganze Tal, sondern ist auf dessen konkave Südostseite beschränkt. Zweifellos hat ihn der Gletscher hier abgelagert, der aus dem Raume der heutigen Schutthalden zwischen P 2063 und 1977 vom Damm der Begunjšëica herabgeflossen ist. Etwas weiter talaufwärts, daher höher und breiter als dieser Schutt, liegt ein anderer, der gleichfalls aus solchem Moränenmaterial besteht. Er dehnt sich bemerkenswerterweise am Boden des Zelenicatal aus, und zwar mehr auf der Nordseite, wo er bis in die Nähe der Smučarska koča (Almhütte) auf den Zelenicasattel (1534 m) hinaufreicht. Nach meiner Meinung kann dieses Schuttvorkommen nur durch Ablagerungen am Ende eines großen Gletschers erklärt werden, der von der Begunjšëica herabkam; daher hat diese Moräne Stadialalter. Im Zelenicatal muß sehr viel Eis zusammengeflossen sein sowohl aus dem Südwinkel, aber auch von der Nordseite her. Denn in den Karen zwischen Možmi vrh—Zelenjak (Zelenica, 2027 m) und Nemški vrh (Deutscher Berg, 2180 m) liegt zwischen 1700 und 1750 m Schutt, der vorwiegend aus kantigen Gesteinen zusammengesetzt ist. Der Gletscher, der sich dort ausbreitete, hat ihn abgelagert. Dieser Stand entspricht dem Ende der Skrčëna-Phase (Daunstadium?), vielleicht auch dem Gschnitzstadium. Das Eis senkte sich somit auch von der Ostseite des Hochstuhls im N oder im S des Srednji vrh (1799 m) in das Zelenicatal herab. In ihm sammelte sich daher eine große Eismenge an. Zur Zeit des Höchststandes ergoß sie sich vermutlich noch weit talabwärts. Östlich des Zelenicasattels in der Richtung gegen St. Anna sind jedoch keine Moränen zu sehen; der enge und

ziemlich steile Graben ist nur von Gesteinstrümmern bedeckt, die entweder aus den großen Halden an der Nordseite der Begunjšćica oder aus Lawinen von der Ljubeljšćica (Možmi vrh und Deutscher Berg) stammen. Sie verdeckten anscheinend die gesamten Moränen. Im Graben der oberen Završnica, die bald unter der Zelenicaalm entspringt, ist Moränenmaterial erhalten, tiefer unten auch reichlich Gletscherlehm. Im Zelenicatal ist er hingegen nur selten; dort findet sich nur grobkantiges Gestein, das wenig abgeschliffen ist, und viele Felsblöcke, wie sie noch heute von den Halden herabrollen. Die Endmoränen liegen im Završnicatal etwa dort, wo es in eine Felsenge übergeht (etwa 700 m); westlich davon biegt das Tal nach WNW ab und erweitert sich. Die dortigen Gesteinstrümmern stammen aus den wasserführenden Seitengräben. Der größte von ihnen kommt vom Hochstuhl, an seiner Einmündung wurde der Stausee des Elektrizitätswerkes angelegt. Der Gletscher reichte im Završnicatal somit ziemlich tief herab, ungefähr bis 700 m; das Tal zeigt aber nur geringe Überformung durch den Gletscher, es ist eher schmal als breit. — Wahrnehmungen südlich des Loiblpasses und der Koschuta siehe Gruppe 15.

15. Waidischtal — Koschuta West.

a) Sechter — Matzen — Talgabel südlich Waidisch.

Das Waidischtal öffnet sich trichterförmig zwischen den beiden Torwächtern Sechter und Matzen zur Alluvialebene der Drau. Ähnlich wie bei Ferlach begleiten hohe Terrassenränder das breite Schotterbett. Vor Eindringen in das Talinnere seien die beiderseitigen Flanken des Mündungsgebietes gekennzeichnet.

Im W ist der Untergrund des Sechternordhanges von kalkigen Terrassenschottern ummantelt, die beim Scheidabauer etwa bis 500 m hinaufreichen. Sie setzen sich bogenförmig nach O fort und ziehen am orographisch linken Gehängefuß in das Waidischtal hinein. Die Straße durchschneidet von Dolich an ein durch Hügel, langgestreckte Senken, Spitzkuppen und Mulden stark gegliedertes Waldgelände; allenthalben liegen Kalkblöcke vom Bergsturz aus der Nordseite des Sechters und ältere Karawankengerölle umher. Die wiederholten Rutsche, z. B. im Oktober 1933, erforderten dringend die seither durchgeführte Umlegung der Straße beim Eintritt in das Talinnere. Gelbbraune, bis 50 m hohe Abrisse an beiden Hängen gewähren willkommene Aufschlüsse. Bei Mangel an Schichtung zeigt sich der Bestand aus kalkigem, stark bestoßenem, seltener gerundetem Schutt, durchsetzt mit Trümmern von Kalkkonglomerat, das bisweilen rötlich gefärbt ist, und von einzelnen graugrünen, porphyrtartigen Geschieben; besonders am rechten Hange sind einzelne Blöcke in die erdiglehmige Zwischenmasse eingebunden. Der Herkunft nach stammt das gesamte Material demnach teils von dem Talausgange, teils aus dem Talinnern. Der Zusammensetzung nach ist es kein gewaschener, ge-

schichteter Schotter, sondern eine moränenartige, durch Rutsche wiederholt vermengte Schuttmasse. Von PETERS ist sie als Tertiärschotter, von TELLER als obermiozäne Konglomeratbildung dargestellt. In einer Mulde dieses Geländes liegt der von H. PASCHINGER und R. PUSCHNIG (1, 87) beschriebene Waidischsee (540 m) ohne sichtbaren Zu- und Abfluß. Die Entstehung des Sees durch Schuttabdämmung, seine Speisung durch Niederschläge und die Schlammabdichtung des Seebodens in dem sonst durchlässigen Schuttgemenge ist offensichtlich.

Unterhalb der gelb gefärbten Abbrüche des Sechters dehnt sich zwischen 700 und 800 m eine Verebnung aus. Soweit die Pflanzendecke und die starke Auflagerung von Schutt und Blockwerk einen Schluß zulassen, besteht das Anstehende aus Kalk und Dolomit (oberer Triasdolomit nach PETERS, fraglicher Muschelkalk nach TELLER). Ein 3 km langer Stollenvortrieb erwies schon vor Jahrzehnten in der Umgebung von Waidisch die flache Überschiebung der Trias auf das sogenannte Sattnikonglomerat in nachmiozäner Zeit aus der Richtung SSW (HÖFER, 4, 294; KIESLINGER, 3, 205). Zahlreiche, bis mehrere Raummeter große Nagelfluhblöcke und Bergsturzmaterial vom Sechter bedecken weithin die sanften Oberflächenformen. Der kalkige Schutt weist auch gekritzte und polierte dunkle Geschiebe auf, seltener sind Brocken von Glimmersandstein beigemengt. Wildwasserfurchen, Steinschlag- und Lawinenrinnen gliedern die Verflachung sowie die bergab- und aufwärts anschließenden steileren Hänge bis zu den Blockwerkhalden am Fuße der mehr als 200 m hohen Felsabbrüche (900 bis über 1100 m). Den Eisrandformen am Singerberg um 1200 bis 1300 m entsprechen am Sechter die untersteilten und daher absturzbereit gewordenen Hänge. Diese Auffassung stimmt auch zu PENCKs Angaben (1076) über den Höchststand des Draugletschers. Der Bergsturz hat somit wie am Singerberg im wesentlichen nacheiszeitliches Alter.

Östlich des Mündungstrichters ist diesen Eisrandformen die auffallende, vom Draugletscher noch erreichte Verflachung am Nordabhänge der Matzen in 1090 bis 1100 m Höhe mit kleineren Ebenheiten darunter und darüber zuzuordnen (PENCK, 1076), die durch Hangsteilen getrennt sind. Ein tieferes Gesimse (800—950 m) zieht sich um den Matzenhang beiderseits des östlich Seidolach mündenden Inzegrabens der Drau entlang und ins Waidischtal hinein. Diese terrassierte Hochfläche von Rauth mit den Siedlungen Korniak, Ogris und Mischou bedeckt gut gerolltes, kalkiges Tertiärkonglomerat (TELLER) in Kartoffelgröße, mit graugrünen Sandsteinen und Schieferbrocken stellenweise zu Nagelfluhbänken verfestigt. In einem kalkigen Konglomeratblock östlich des alten Friedhofes von Waidisch fand KAHLER (10, 52) ein Fossil aus der aufgearbeiteten Kreide, die früher im Bereiche der Matzen vermutlich anstehend vorkam. Das Konglomerat reicht bergwärts etwa bis auf die Verflachung bei 1100 m (TELLER, 3, 207), andererseits bis ins Drau- und Waidischtal hinab und ist an

geschützten Stellen mit einer dünnen Grundmoränendecke überzogen. Die von PENCK (1076) erwähnten *Gletscherschliffe* beim Schneiderbauer (jetzt Hof Korniak genannt) in rund 900 m Höhe liegen auf großen Konglomeratbänken mit Striemungsrillen, die im großen ostwärts weisen. Am Nordhange der Matzen findet sich oberhalb von Bildstock und Kreuz 1121, wie schon LIPOLD (2, 348) und PROHASKA (272) angaben, nur mehr kalkiger Hangschutt der aufgeschobenen Trias, bei der Kapelle St. Anna (1534 m) ist er zu einem breiten, berasten Flachrücken angesammelt (gemauerte Zisterne). Er reicht nordwärts bis zu dem Bildstock, wo er in steiles Waldgehänge übergeht. Die unruhig bewegte Oberfläche steigt nach S bis zu den Felstürmen der Matzen an. Diese moränenähnlichen Formen sind durch Firnbewegung und Lawinen entstanden.

Nach Kennzeichnung der Höhe in den beiden Flanken des Mündungsgebietes wende ich mich wieder dem sich allmählich verengenden Waidischtale zu. Südöstlich des Sees, im Bereiche des wilden Toningrabens, reicht nächst der Straßenbrücke gebankte Nagelluh bis zum Bach hinab, desgleichen auch am Osthange nächst Outschar, wo ein breiter, gut bebauter Schuttkegel den Auslauf des im wesentlichen aus der Nacheiszeit stammenden Felsabbruches vom Westhange der Matzen bildet. Er reicht von P. 1317 bis auf 1000 m Seehöhe hinab. Das Tertiär endet nach TELLERS Karte, südwärts sich verschmälernd, etwa bei den ersten Häusern von Waidisch; es ist von kalkigem Hangschutt stark verhüllt. Die frühere Verwertung der Konglomeratbänke zum Bau der alten Schmelzhütte und der Werkhäuser erweisen deren Ruinen. Nach G. SOMMARUGA (424) herrschte hier 1864 noch Betrieb, nach JAHNE (1, 71: 9) wurde er 1908 eingestellt. Südlich des Ortes ist das Tal in den Fels eingeschnitten und verengt sich schlauchförmig. Die schmalste Stelle zwischen den beiderseitigen Felsrippen nützt das Stauwerk des Elektrizitätswerkes aus (P. 586).

Am linken Hang begleiten diese Talstrecke die Verebnungen von Herločnik (Hrtošnik der alten SpK) und von Močnik. Der Steig vom Jägerhaus südlich Waidisch auf das Ferlacher Horn (1841 m) quert zunächst kalkigen Hangschutt, von etwa 650 m an über P. 766 bis auf die Kulturen bei den Höfen (800 m) ist er vermengt mit einzelnen Nagelluhgeröllen, graugrünem Sandstein, dunklen Schiefen und roten Werfener Gesteinen, alles eingebettet in eine recht lehmige Grundmasse; also im wesentlichen eine Mischung von anstehenden Gesteinen der Umgebung und der jungtertiären bis altquartären Schuttbedeckung des Mündungsgebietes. TELLER bezeichnete diese Ablagerung als rezente Schuttinsel inmitten des Muschelkalks. Am auffallendsten aber sind die zahlreichen haselnuß- bis nußgroßen, ganz oval gerundeten, manchmal glatt polierten alten Karawankengerölle mit elliptischem Querschnitt, während sie bisher meist Kartoffelgröße erreichten. Dieser Befund weist wohl auf die Wirkung von lebhaft bewegtem Wasser in dieser anscheinend wie in einer Randzone

gelegenen Bucht hin. Unterhalb der welligen Kulturfläche zieht eine Waldsteile taleinwärts, aus ihr treten oberhalb des Stauwerkes mehrere schroffe, quer gestellte Felskulissen hervor, die das Tal stark einengen. Südlich von ihnen und westlich des Stauweihers nehmen wellige, aus dem Talinnern stammende Moränenformen die Verbindung mit den Hügeln bei Močnik auf, die bereits dem nächsten Talabschnitt angehören.

Den Gegenhang auf der östlichen Talseite bildet die weite Mulde zwischen der Matzen und dem Javornik. Der Verebnung Herločnik entsprechen hier die bei P 813 und 785. Auf beiden liegen kleinereriebener Kalkschutt, auch gut gerollte Stücke, und einzelne Glimmersandsteine, anscheinend Moränenschutt, von TELLER wie auf Herločnik als rezent bezeichnet. Diese Art der Bedeckung setzt sich sowohl nordwärts etwa bis P. 845 in der Muldensohle fort, wo der Steig vom Jauernig-(Javornik-)sattel herabkommt, als auch in östlicher Richtung bis gegen 860 m. Der Holzziehweg führt talab zuletzt über einen begrünten Schuttkegel, der knapp östlich des Elektrizitätswerkes endet. Hier mußte der steile, lockere Moränenabriß durch eine Stützmauer verbaut werden (Warnungstafel vor Steinschlag). In der lehmigen Grundmasse liegen gut gerundete und polierte Kalkgeschiebe sowie rote Werfener Gesteine, einzelne Kalkblöcke sind eingebacken. Ein ähnlicher Abriß befindet sich ferner am rechten Hange nördlich des Stauweihers und noch in der Felsenge nächst der Brücke. Diese typischen Moränen kommen nach ihrer Zusammensetzung aus dem Talinnern und sind Wahrzeichen für die Reichweite der Lokalvereisung, deren Spuren im folgenden Talabschnitte verstärkt auftreten.

b) Von der Talteilung bis zu den Grenzen des Einzugsgebietes.

Dem Talnetz entsprechend, gelangt zunächst im Anschluß an die bisherigen Beobachtungen der gemeinsame Raum rings um den Talzwiesel zur Erörterung, dann, anknüpfend an das Loibltal, das Einzugsgebiet der einzelnen Talgräben im Bereiche der Koschuta.

1. Umgebung des Talzwiesels.

Südöstlich des Stauweihers setzen sich die bisher verfolgten alten Talbodenreste samt ihrer Moränenbedeckung über die Höfe Heparoben und Čevh in das obere Waidischtal und in dessen Seitenast, den Babutschnikgraben, fort. Die terrassierte Verebnung von Heparoben (verstümmelt angeblich aus Herbergsstube), auch Jägerhaus Herpetschnik genannt (714 m), ist wie ihre nördlichen Fortsetzungen mit Moränenschutt bedeckt, der nur nördlich des Hofes eine kurze Wallform aufweist. Der breite Vorbau trägt auch einzelne Nagelluhblöcke und senkt sich absatzweise zum waldigen Steilhang. Die verbauten Moränenabrissse erscheinen entlang der Straße nach Zell. Die Verkleidung des Hanges durch Moränenschutt (Kalkblöcke, Werfener

Schiefer, einzelne Nagelfluhbrocken) ist von Heparoben über das flache Kulturgelände von Čevh (Cauch), stark erosiv zerschnitten. taleinwärts zu verfolgen. In ihrer Gesamtheit sind diese Vorkommen jene Moränen, die PENCK (1095) „unfern der Vereinigung der beiden Quelltäler des Ribnica- und Hudabaches unfern Cauch in 700 m Höhe“ erwähnte. TELLER verzeichnete nur anstehendes Gestein.

Im Talzwiesel südlich der Močniksäge (S. M. der O.A) liegt der in drei Kuppen wellig von S nach N absteigende schmale Triasrücken mit einer ganz isolierten Diabaslinse (TELLER, 3. 244). Er ist mit kalkigem Moränenschutt bedeckt. Bei der Močniksäge zeugt ein gut gerollter, sehr harter Findling eines Quarzporphyrs in der Größe eines Zementsackes von starker Beanspruchung bei und nach der Verfrachtung. Das Gestein steht $2\frac{1}{2}$ km südlich davon an. Auch die vorgefundenen Nagelfluhböcke sind hier ortsfremd.

Westlich der Säge erheben sich beim Hof Močnik und nächst des Bildstockes 743 begrünte Hügel, deren einer durch seine Zuckerhutform auffällt. Die Schuttanrisse gegen den untersten Ribnicagraben und an sonstigen Stellen zeigen ihren Moränencharakter. Hangaufwärts erstrecken sich die sanften Formen (Mahd) im Dolomitschutt bis etwa 1000 m. nach N im Moränenschutt bis zu den beim Stauweiher vorspringenden Felsrippen. Schon die nähere Umgebung der Močniksäge beweist somit das Zusammenströmen des Eises aus dem gesamten Einzugsgebiete, das sich in den Ribnica-, Hainsch- und Hudagraben samt deren Verzweigungen gliedert.

2. Ribnicagraben.

Die durch mehrere Felsentore verengte unterste Talstrecke wird im S zunächst von zerschnittenen Hochflächen begleitet, die im Zusammenhange mit dem Hainschgraben besprochen werden. Erst von der Talteilung bei der Mletschniksäge an erscheint wieder Moränenschutt auf dem zugeschärften Sporn (700 m). Die verstreuten Siedlungen der Ortschaft Oberwinkel liegen alle auf den alten Talbodenresten, die durch das tief, manchmal felsig, eingeschnittene Bachgerinne scharf getrennt werden. Die Ablagerungen bezeichnete TELLER als rezent: tatsächlich beschränken sich, der Umrahmung entsprechend, die mit glazialen Vorgängen zusammenhängenden Spuren auf wenige Stellen. So wölbt sich beim Franzhof (Franzi) ein Schuttvorbau (950 bis 1080 m) mit rückfälligen Grashügeln zwischen zwei Wildbachfurchen auf dem Felssockel vor, in TELLERS Karte als „Tertiäre Randbildung mit Glazialschuttbedeckung“ ausgeschieden. Nach Schuttbestand und Lage in einer Nische unter dem bis über 1500 m aufsteigenden Hang des Ferlacher Horns sind diese Formen auf Anhäufung von Gehängeschutt durch abgleitende Firnmassen zurückzuführen. Die Hanggliederung beiderseits Franzhof ist verschieden. Im O folgt oberhalb des zerschründeten Felsgürtels (durchlaufender Jagdsteig) die Verflachung der Hirsalm (1480—1500 m), dann nach einem Steilhang

der flache Gipfelaufbau, der im N wild gegen den Felskessel Kotla abbricht. In der Steilmulde westlich der Siedlung Franzi reichen die verästelten Wildbachfurchen als Schuttbahnen fast bis auf den flachen Rücken (1400 m) hinauf. Auch auf der Ostseite des Esel-(Oslica-)sattels (1175 m) sind keine Spuren der Fernvereisung in Formen oder im Schutt der paläozoischen Gesteine (TELLER, 6, 25—26) wahrzunehmen. Nach den Beobachtungen im Loiblital (Gruppe 14) überschritt ja der Draugletscher den Sattel nicht.

Das eigentliche Ursprungstal der Ribnica ist der Scheriaugraben. Seine enge Furche ist beiderseits durch Höhen über 1600 und 1800 m gut geschützt; sie wurzelt am Nordfuße der felsigen Baba (1966 m) und öffnet sich nach steiler Senkung erst trichterförmig am Ostfuße des Eselsattels. In der Nähe der Säge beim Ort Scheriau stößt man auf moränenartigen Schutt aus dem Talinnern (nach TELLER rezent), der an den Hängen bis etwa 1000 m hinaufreicht. Kritzung ist wegen der kurzen Transportweite nicht vorhanden. Östlich der nahe unter dem breiten Grenzkamme gelegenen Scheriaualm (1480 m) hebt sich zwischen den beiden Bachlinien ein sehr gut begrünter, rückfälliger Schuttwall auf 1520—1540 m Höhe sichelförmig ab, nach allen Anzeichen eine Rückzugsmoräne des kleinen Scheriaugletschers.

Ähnlich beschaffen ist der Maiergraben östlich davon. Die unzugängliche Mündungsschlucht (Perm und Karbon) überwindet 200 m Gefälle (800—1000 m), dann steigt das enge Waldtal bis etwa 1400 m sanfter, weiter bis 1500 m steiler an und endet stufenförmig zwischen seiner 1700—1800 m hohen Umrahmung auf 1600 m. An die Talstufe (1480 m, Hutweide) schließt die weite, gut begrünzte Ver ebnung der Maieralm (1515 m) an. Im O ist sie von gegliederten Längshügeln mit Blockwerk vom Prapotnik begleitet. Im Südostwinkel tritt eine Quelle zutage; sie steht anscheinend mit den nassen Wiesen in Verbindung, die oberhalb einer Steilstufe (Gesteinsgrenze zwischen Dolomit und Muschelkalk) die Senken der obersten Verflachung (etwa 1580 m) einnehmen. Der unruhige Wechsel von Hügeln und Wann en des Geländes deutet auf frühere und jetzige Schneewirkung hin. Darüber steigt der Sattel bis 1620 m sanft an, der nach S steil zur Almr uine 1555 abbricht. Auch die breite, rückfällige Vorwölbung der Wokounigalm (1539 m) am Nordfuße des felsigen Grintove (1807 m) verdankt dem Abgleiten des Firns und den Lawinengängen ihre Entstehung und ihren guten Boden.

Der Einzugsbereich des Ribnicagrabens weist somit immerhin einige Spuren glazialer Wirkung auf, die jedoch das Haupttal nicht erreichten.

3. Hainschgraben.

Da er bis an die Hauptwasserscheide, den Koschutakamm, selbst zurückreicht, kommt ihm als Firnspeicher und Gletscherbahn besondere Bedeutung zu. Hainsch- und Pišincasattel begrenzen sein Einzugsgebiet mit den von ihnen ausstrahlenden Querrücken; hiebei steht die

Baba (1966 m) dem Hauptkamm an Höhe nur wenig nach. Die bis zur Talgabelung östlich vom Hainschbauer zwischen Steilhängen tief eingesenkte und verwilderte Talrinne ist von Siedlungen entblößt; nur wenige Sägen nützen die Wasserkraft der kleinen Mündungsstufe in den Ribnicagraben aus. Sämtliche Ortschaften der Gemeinde Mitterwinkel liegen auf den beiderseitigen alten Talbodenresten. Auch sie wurden, wie gleich gesagt werden darf, vom Hainschgletscher erreicht und erfordern daher in mehrfacher Hinsicht Beachtung. Sie gehen über die Karbon-, Perm- und Triasschichten in gleicher Weise hinweg und steigen taleinwärts allmählich bis zur Talgabel beim Hainschbauer an; weiterhin sind sie nur mehr in einzelnen Resten zu vermuten, bis sie sich im Talschlusse vereinigen.

Die rechtsseitigen Terrassen beginnen auf der flachwelligen Hochfläche von Ravnik (934 m, Karbon). Sie wird im N von dem oberseits flachen Rücken Breza vrh (978 m, Dolomit) überragt, der sich steil zum Talwiesel senkt. Außer den zerkleinerten Karbongesteinen finden sich auf der Hochfläche polierte und gekritzte Kalkgeschiebe und ein ganz gerundetes Quarzkonglomerat in der Größe eines Brotlaibes. Die ins untere Ribnicatal sich öffnende Mulde war früher mit lehmiger Moräne vollgepackt, deren Reste noch erhalten sind. Die Fußregion im Talwiesel wurde bereits unter 1.) gekennzeichnet. Über den oberen Muldenrand besteht Verbindung mit der kapartig vorspringenden, auf- und abwogenden Hochfläche von Dovjak (900—844 m, Karbon). Sie ist seitlich von tief eingreifenden Mulden zerschnitten und senkt sich absatzweise zum Ribnicagraben. Abermals erweisen bestoßene, gekritzte und polierte Kalkgeschiebe die seitliche Reichweite des Hainschgletschers. Wieder stellt eine schmale Leiste die Verbindung mit der Verflachung Kropivna — Travnik her (954 m, Gehängeschuttablagerung nach TELLER). Beide Siedlungen liegen an den Flügeln der flachen Kulturmulde, die nach Formen und Geschieben ihre Zugehörigkeit zum Eisbereiche zeigt. Ihre Fortsetzung taleinwärts bildet die ganz ähnlich eingestülpte Mulde von Mali (1070 m, Karbon und Perm). Weiter südlich, aber bereits 100 m tiefer, also nicht im entwicklungsgeschichtlichen Zusammenhange, liegt am Osthang der Hof Siher (Sier, Brücke 953 m, anstehendes Perm) auf einem breit gerundeten Schuttvorbau nahe der tief eingeschnittenen Mündung des vom breiten Pišincasattel (1389 m) kommenden Grabens. Er enthält nur auf P. 1219 eine begrünzte Schuttansammlung.

Von den linksseitigen Terrassen gehört die von Mihić (etwa 760 m, junge Schuttanhäufung nach TELLER) einem tieferen System an, dem weiter nördlich die Verflachungen von Močnik (743 m) und Heparoben (714 m) zuzuzählen sind. Die den vorangeführten rechtsseitigen Terrassen gleichzuordnenden Verflachungen am linken Hange beginnen im Hainschgraben mit dem scharfen Eck der unruhig bewegten Verflachung von Mletchnik (960—1000 m, Perm und Karbon) und setzen sich in einer vom Karrenweg benützten

Leiste (Gehängeschutt nach TELLER) über die Nase 1055 zur Schuttkegelsiedlung Hornig (etwa 1080 m) deutlich fort. Besonders am Hang südöstlich Mletschnik zeigen die hohen, erosiv zu Pyramidenformen zerschnittenen, steilen Abrisse die Verkleidung mit Moränenschutt und Schottern aus dem Talinnern.

Im Talzwiesel östlich Hornig enden wellige, mit Blockwerk überstreute Hügel. Sie steigen als Wiesen sanft zum Hainschbauer an (980 m, letztes Wasser). Die Aufschlüsse ergeben wenig gewaschenen, kalkigen Kleinschutt. Trotz der undeutlichen Formen ist hier eine Moränenlandschaft des Hainschgletschers zu erblicken.

Die Koscjuta erreicht in dem vorspringenden Felsaufbau des Hainschturmes (2093 m) den höchsten Punkt des Abschnittes. Der Veliki vrh (2088 m) südöstlich des Hainschsattels (1708 m) bleibt nur wenig hinter ihm zurück. Die anderen Gipfel schließen sich zu einer zerklüfteten Mauer von 1950 bis über 2000 m. Der Skarbina-sattel (1867 m) bildet die einzige, sehr hoch gelegene Einsenkung. Nur hier, dann im Winkel südlich des Pišincasattels und unter dem Hainschsattel finden sich Kare; sonst sind Felsrippen, Latschenzungen, Lawinengassen, Steinschlagrinnen und Schuttströme vorherrschend. Im Juli 1933 enthielten nur ganz wenige Felsrunsen und geschützte Schattenwinkel am Felsfuße kleine Schneeflecken. Nach diesen Hangverhältnissen konnten sich Schneemassen erst am Talgrunde sammeln und von der Sohle aus den Talschluß allmählich auspolstern. Lawinen, Hangverwitterung und Bergstürze beförderten seit jeher massenhaft Schutt- und Blockwerk in die Taltiefe, so daß jetzt südwestlich des Hainschbauern ein breiter, sehr unruhiger, unten mit Mischwald bestandener Gürtel bis an den Gegenhang heranreicht. Nächst P. 1177 sperrt ein von W herzuleitender Blockwall den hintersten Talkessel ab. In sanfter Steigung dehnt sich ein nur im Vordergrund mit spärlicher Hutweide, sonst mit einzelnen Latschenplätzen bewachsenes Schutt- und Blockfeld von 1200 bis 1280 m aus (Gedenkstein): es war ein sehr guter Schneesammler. Im Nordwestwinkel mündet ein kurzer, steiler Talast. Sein Ursprung liegt unterhalb des schmalfirstigen, hügeligen Grassattels 1731 nördlich der Baba; dann folgt bei der Almrüne 1555 eine Verflachung (Porphyrvorkommen). Ihr Ostrand trägt einen begrünnten Moränenwall und Blockwerk, ein wegen der Schattseite besser erhaltenes Gegenstück zu dem Wall im obersten Scheriaugraben. Der stufenförmige Aufstieg von der Verebnung im Hintergrunde des Hainschgrabens zum Hainschsattel führt zunächst über ein steiles Schuttfeld, dann durch Latschen auf eine Stufe mit einem modellartigen Trichter (etwa 1580 m). Er ist allseits, auch im O, von Schutt, Blockwerk und Krummholz umrahmt, auch seine kleine Sohle enthält Blöcke. Der Hainschsattel (P. 1708) ist breit, namentlich auf der Westseite durch Hutweide begrünt, sonst meist von Latschen und Schutt eingenommen.

Nach Umrahmung, Auslage und Talform war der Hainschgraben ein sehr ergiebiger Firnbehälter, der bei entsprechender Schneegrenze eine *Gletscherzunge* bis an den Talausgang entsenden und beim Rückzuge deren Reste im gut geschützten Talschluß lange Zeit erhalten konnte.

4. Einzugsgebiet des oberen Waidischtales.

Die Moränenrisse bei und unterhalb Heparoben—Čevh setzen sich taleinwärts in den *Babutschnikgraben* fort. Außer stark bestoßenen Kalk- und Dolomitgeschieben kommen einzelne Nagelfluhbrocken bis zum Fuße der Steilstufe P. 848 vor. Sie ist durch den Gesteinswechsel (Wetterstein- und Muschelkalk) bedingt. Ihre Oberfläche trägt auf einer kultivierten Schuttvorwölbung die Siedlung (Jägerhaus, 950 m). Fremdgeschiebe fehlen. Die beiden Taläste des Quellgebietes werden wiederholt durch Felswände zu Klammern verengt. Der nördliche (Seilbahn für Holztransport) endet im flachen, entwaldeten Sattel 1376. Nächst der Mündung des Babutschnikgrabens ersteigt die alte Straße nach Zell den Westhang der Höhe Kladvou, stellenweise ist Moränenschutt mit Nagelfluhbrocken sichtbar.

In dem zunächst schluchtartigen Talgrunde des hinteren *Waidischtales* erschließt die neue Straße schöne Schichtbogen der Raibler Schichten und wie Glas glänzende Harnische. Auf den beiderseitigen Hängen liegt bis auf die Verflachungen (P. 761 westlich, P. 902 und 823 östlich) Moränenschutt wie an der alten Straße. Die flache Wiesenmulde von *Malovodnik* (800—850 m) ist mit lehmiger Grundmoräne und zahlreichen Geschieben aus dem Talinnern ausgepolstert. Die neue Straße windet sich in Schlingen den Gegenhang nach Zell hinauf. Ihre Anschnitte bringen immer wieder gekritzte und polierte Kalkgeschiebe und Nagelfluhbrocken zutage, in lehmiger Grundmasse eingebettet. Diese Beschaffenheit haben auch die vom Trig. 936 westlich Zell gegen das obere Waidischthal ausstrahlenden Abhangsrücken. Sie senken sich absatzweise, sind schmal, manchmal scharfkantig erosiv zugeschnitten und schließen die Siedlungsmulde *Klipauc* (849 m) ein. Von ihr geht ein tiefer Bacheinriß aus, während sie gegen das Rumpftal von Zell spitz ausläuft. Tiefer unten wird der Hang wellig und bricht gegen den Talgrund steil ab. Nach den Aufschlüssen ist hier das anstehende Gestein durch Moränenschutt ebenso verkleidet wie am Gegenhang in der Mulde von *Malovodnik*, die zu demselben alten Talboden gehört. Von *TELLER* ist dieses Gelände als Gehängeschutt bezeichnet.

Vor weiterer Verfolgung dieser bereits jetzt als rechte Ufermoräne erkennbaren Ablagerungen wende ich mich dem westlichen Talast zu, dem nach seinem Talschluß *Huda jama* (= Böse Grube; über die Bedeutung der slowenischen Namen siehe *F. PEHR*) genannten *Hudagraben*. *TELLER* schied in ihm nur die anstehenden Gesteine aus. Nach engem, waldigem Talbeginne zwischen der Verflachung

beim Hof Schwarz (Černý, etwa 930 m) westlich und dem Hangknick beim P. 971 am Nordhange der Höhe Čevc (1312 m) östlich treten die von kleinen Schuttabrissen zernarbten Hänge in 1000 m Höhe bei der Holzknechtthütte weiter zurück. Hier treffen radial waldige Längsrücken zusammen, durch tiefe, aber trockene Wildbachtiefen getrennt. Auf 1120 m liegen im Ostteile des trichterartigen Talschlusses Huda jama zahlreiche Nagelfluhblöcke. Sie erreichen oft mehr als Heuhüttengröße und enthalten an ihrer unregelmäßigen Oberfläche große Höhlen. Kleinere Breccien- und kompakte Kalkblöcke finden sich in den Wildbachbetten der Umgebung. Anscheinend stammen sie größtenteils von den brüchigen Wänden der Ost- und Südostumrahmung (Lärchenrücken und -turm). Die waldfreie, begrünte Verebnung inmitten der Huda jama bei P. 1155 wird durch eine talwärts ausgebogene Blockmoräne in Wallform abgeschlossen, ist von rezentem Schutt bedeckt und von dichtem Wald umgeben. Darüber erheben sich steil und ohne Absatz die stellenweise mit Krummholz bewachsenen Schutthalden, die sich als breiter Gürtel bis zu den Felswänden erstrecken. Sie ragen in diesem Abschnitt ohne Karbildung und ohne Einschaltung zwischen 1950 und 2079 m auf. Die Verhältnisse für die Firnansammlung gleichen jenen im Hainschgraben. Im August 1933 lag nur an einer geschützten Stelle des Felsfußes nächst einer Höhle in 1460 m Höhe ein Firnstreifen; er war tragfähig, fest zusammengedrückt und durch Steinschlag zerfurcht. 0,5—2,0 m mächtig. In der stark gegliederten und bewaldeten Westumrahmung der Huda jama sind zwei Vorkommen bemerkenswert: zunächst der anscheinend durch Lawinen zusammengetragene Schuttvorbau bei der Alm (etwa 1350 m) unter dem Tovsti vrh (1551 m); dann auf der Nordabdachung dieser Höhe in etwa 1000 m der Aufbruch von Quarzporphyr (TELLER, 3, 239; Labradorporphyrit nach GRABER, 2, 49, 53), von dem sich sehr gut gerollte Konglomerate bei Ravnik fanden.

Die wie durch Armlehnen kastenartig abgeschlossene, sehr gut geschützte Huda jama war ein außerordentlich guter Firnsammelraum, der eine Gletscherzunge entsenden konnte.

Den östlichen Talast des oberen Waidischgrabens schließt der mit Kulturen bedeckte Hügelzug ab, der vom Trig. 936 westlich Zell über den Weiler Kobounig taleinwärts streicht. PENCK (1095) sagte von ihm: „Eine prächtige rechte Ufermoräne des Hudagletschers sperrt das Längstal von Zell bei der Pfarre ab. Sie wird von TELLER auf Blatt Eisenkappel als Gehängeschuttablagerung verzeichnet.“ Nähere Untersuchungen bestätigten PENCKs Urteil. Die schmale, auf- und absteigende Rückenlinie zieht absatzweise gegen Kobounig aufwärts; der Hang nach O ist weit flacher als nach W und N, wo die schon erwähnte Mulde von Klipauc in engem Schlauch die Ebene von Zell erreicht und sich in einer sanft ansteigenden Trockenfurche über die Siedlung Rutter (Bildstock 955) nach NO fort-

setzt. Im Boden der Wiesen und Felder auf der Höhe Trig. 936 — Kobounig tritt kalkiger Kleinschutt zutage, das Anstehende ist nicht sichtbar. Es erscheint erst als Grünschiefer, Diabas und dessen Tuffe an der tiefen Furche, die von Zell nach Kobounig hinaufführt und nächst P. 1011 ausläuft. Stellenweise ist das Gelände mit kalkigen Breccienbrocken überstreut, die durch gelb-lehmiges Bindemittel verkittet sind. Der ganze, dem anstehenden Gestein aufgesetzte Moränenrücken löst sich erst etwa bei P. 1011 vom Berghang los, weiter taleinwärts ist diesem der Schutt flach angelagert.

Jenseits des tiefen Bacheinrisses und oberhalb einer waldigen Steilstufe liegt am Nordende des trogförmigen Talschlusses Merzli vovk (Kalte Au) das Militär-(Alpenjäger-)Schutzhaus (1150 m). Die steinige Hutweide ist stellenweise von Blockwerk bedeckt. Die beiderseitigen Waldhänge entsenden wellige Hügelzüge auf den bergwärts sanft ansteigenden Talboden. Besser ausgeprägte Formen sind ein Rundhügel südlich der Sprungschanze und einige moränenartige Schuttrücken im Talhintergrunde. Auf der Ostabdachung eines solchen liegt das Koschuta-(früher Naturfreunde-)haus (1300 m). Die zum Teil für Bauzwecke verwerteten Schuttanrisse fördern durchwegs kantigen, lehm durchsetzten Kalkschutt zutage.

Den Talschluß umrahmt auf 1280 m Höhe (Quelle) der waldige Steilhang. Er wird von einem schwach talwärts gekrümmten Blockwall (1400 m) gekrönt, der im N eine Rundsenge und verstreute Riesenblöcke begrenzt. Sie stammen hauptsächlich vom schroffen Felsklotz des Lärchenturms. Der Koschuta grat des Einzugsgebietes ist zwar nur 600 m lang, seine öfters von Höhlen durchsetzten Felswände steigen aber durchschnittlich bis 2100 m empor. Oben steile, unten verflachende Schutt- und Blockhalden erstrecken sich von etwa 1700 bis 1400 m hinab. Hier liegt der Blockwall und östlich von ihm eine breite Schuttkuppe.

Im Südostwinkel des Talschlusses steigt der mit Bergsturzböcken überstreute Hutweidehang absatzweise zum Mejnik-(Menig-)sattel an (1482 m). Die Grasalm (1364 m) liegt auf einer solchen talauswärts gestreckten Verflachung. Zwischen ihr und dem Sattel finden sich eigenartige Gesteinstrümmer bis Kopfgröße: intensiv rot bis gelb gefärbte Jaspislagen und Milchquarz bilden eine geodenförmige Hohlraumausfüllung im Diabasporyryt. Dieses Gestein erstreckt sich übrigens bis auf den oberseits flachen Rücken Menig (1500 m), demnach noch etwas weiter nach N, als es die Karte von TELLER angibt.

Der im Merzli vovk beginnende Talast barg nach allen Anzeichen einen recht ansehnlichen Gletscher, der sich mit dem aus der Huda jama am Nordhange der Höhe Čevc in etwa 1000 m vereinigte, durch ihn an die rechte Talseite gedrückt wurde, derart seine Ufermoräne auf dem Felssockel Kobounig — Trig. 936 ablagerte und das dadurch zum Rumpf gewordene Zeller Tal verbaute.

c) Überblick.

Nach PENCK (1095) stießen die Gletscher des Waidischtales „wahrscheinlich“ noch mit dem Draugletscher zusammen. Die Beobachtung der Geschiebe und Formen ergab das hocheiszeitliche Eindringen eines Lappens des Draugletschers in das Waidischtal bis etwa zur Enge nördlich des heutigen Elektrizitätswerkes. Die Höhe des Ferneises senkte sich hierbei im allgemeinen von 1100 auf 800 m, seine Breite nahm rasch ab. Im unmittelbaren Zusammenhange mit dem Ferneis standen die Karawankengletscher aus den beiden Talschlüssen Merzli vovk und Huda jama sowie aus dem Hainschgraben. Die kleinen Gletscherzungen aus dem Maier- und Scheriaugraben erreichten nur mehr ihr Mündungsgebiet in den Ribnicagraben. Der vereinigte Eisstrom aus den Karawankentälern trat in etwa gleicher Höhe wie das Ferneis an der vorgenannten Talenge mit ihm in Verbindung. Der zur Hocheiszeit ohnedies verminderte Abfluß der Schmelzwässer wurde in Buchten und Nebengraben des Vereinigungsraumes teilweise zu Gletschersümpfen gestaut; mit zunehmendem Eiszerfall erfolgte der verstärkte Abfluß anfangs durch Eisklüfte und unter dem Eis, nach Freigabe der Talsohle in einer Rinne zwischen den vorerst noch vereisten, langsam ausapernden Talhängen. Die schwindenden Karawankengletscher legten währenddessen ihre Rückzugsmoränen an geeigneten Stellen ab.

d) Südseite der Karawanken.

Zum Vergleiche füge ich wieder die Beobachtungen an, die MELIK (93—94) auf der Südseite dieses Karawankenabschnittes vornahm. Er überprüfte folgende Bemerkung PENCKs (1095—1096) über die Lage der südseitigen Schneegrenze: „Auf der Südseite der Karawanken findet sich im Tale der Neumarktl. Feistritz bei Neumarkt eine deutliche Schotterterrasse, die sich in das St. Annatal hinein fortsetzt. Hier stellt sich 4 km oberhalb Neumarkt ein grobes Blockwerk von zum Teil hausgroßen Trümmern ein, das aus dem Gebental herauskommt. Ich war anfänglich geneigt, es für die Ablagerung eines großen Bergsturzes zu halten. Das Studium der Latemargletschermoränen (S. 946) hat mich seither darauf gebracht, daß möglicherweise die Moränen eines bis 600 m Höhe herabreichenden Gebentalgletschers vorliegen könnten. Ein solcher Gletscher würde eine allerdings recht tiefe Lage der Schneegrenze, nämlich in 1400 m, voraussetzen, während mich der Karmangel auf der Südseite der Karawanken früher mutmaßen ließ, daß hier die Schneegrenze mindestens 1700 m hoch gelegen gewesen sei. Überblicken wir unsere recht lückenhaften Beobachtungen über die alten Karawankengletscher, so gelangen wir zu einer ähnlichen Höhe der zugehörigen Schneegrenze wie LUCERNA für die angrenzenden Steiner Alpen, nämlich etwa 1500 m. Ist das Blockwerk vor dem Gebentale eine Moräne, so lag die Schneegrenze im S tiefer als im N, entsprechend der tiefen Lage der eiszeit-

lichen Schneegrenze am Südsaume der Alpen: im O lag sie höher als im W; die massige Erhebung der Steiner Alpen legt sich hier südlich vor die Karawanken und fängt ihnen die reichen Niederschlagsmassen ab.“

Die Feststellungen MELIKS lauten: An der Einmündung des Gebentales baut sich eine Moräne aus sehr reichlichem Schutt auf, der aus hellem Kalk und Dolomit besteht, wie wir ihn südöstlich unter dem bekannten Gasthaus Ankele sehen. Diese Stelle heißt im Volksmund Na Plazu (verstümmelt aus: Blashauss). Hier soll der Hof Tržič gestanden sein, der angeblich von einer Steinlawine verschüttet wurde. Der zumeist kantige Schutt hat aber eine geringe Beimischung von Gletscherlehm. Dazwischen finden sich auch reichlich sehr mächtige Felsblöcke. Eingeschwemmt können sie nicht sein; denn darauf deuten keine Anzeichen hin, auch sind die Blöcke wohl zu mächtig. Ein Bergsturz kommt gleichfalls nicht in Frage, weil hiefür die örtlichen Vorbedingungen fehlen. Hier stößt das Loiblthal mit einem Seitental zusammen, das PENCK in Übereinstimmung mit den österreichischen Karten als Gebental bezeichnete, von den Einheimischen wird es aber Pod Košuta genannt. Die Hauptmasse des Schuttes liegt gerade knapp oberhalb der Einmündung dieses Tales in das Loiblthal, daher noch in dem Nebental. Oberhalb hievon verbreitert sich das Tal und gibt Raum für Bodenkultur und Landwirtschaft. Es zeigt nur geringe Anzeichen einer eiszeitlichen Umformung. Daß der Schutt bei Na Plazu von Moränen stammt, den der Koschutagletscher herbeibrachte, darauf weisen auch die Moränen hin, die höher an den Talhängen entlang des Weges von Bleje und Gebn gegen Kofe (nach der OA Blee, Geben und Kofca), besonders bei den Gehöften Zajmen und Matizovec (nach der OA Sajmen und Matišove) gut sichtbar sind. Hier liegen außer Zweifel Moränen des Koschutagletschers vor, der sich westlich der Höhe erstreckte, auf der sich die Kofcalm befindet (1505 m). Seine Zunge lag längere Zeit hindurch bei Na Plazu; jedoch nicht zur Zeit seiner größten Ausdehnung. Denn beim Wirtshaus Ankele sieht man auf dem Grunde des Loibltales eine Anzahl sehr großer Blöcke und auch kleinerer in regellosen Gruppen. Nur der Gletscher vermochte dieses Blockwerk hierher zu befördern. Eben solche Blöcke liegen auch im Mošeniktal (in der Mošeniska dolina) talabwärts vom Ankele. Ich konnte sie ganz zweifellos bis zur Brücke feststellen, mit der die Straße unterhalb von Deševno vom linken auf das rechte Ufer des Mošenikbaches übersetzt, daher etwa 3 km unterhalb vom Tržič in 590 m Höhe. Weiter talabwärts konnte ich weder Blöcke noch andere Moränenkennzeichen auffinden, nur Fluvialterrassen, die schon vor dem Tržič recht ansehnliche Höhe erreichen. Zur Zeit seiner größten Ausdehnung reichte daher der Gletscher mindestens über Deševno hinab. SEIDL stellte diese Moränen in seinen Karten ungefähr dar. Das sind die tiefsten Anzeichen der eiszeitlichen Vergletscherung in den Karawanken. — Es ist anzunehmen, daß sich

auch noch andere Gletscher auf der Südseite der Karawanken befanden. Die Südhänge der Koschuta sind gleichmäßig geneigt und Kare nicht auf den ersten Blick zu sehen. Wenn wir vom Kofe entlang der Koschuta nach O schreiten zum Langen Acker (Dolga Njiva, südlich des Koschutnikturmes), so finden wir in Höhen um 1500 m mehrere Almen mit ausgedehnten Grasfluren. Beim näheren Zusehen zeigt sich, daß die Almen Šija, Pungart, Struh, Togošče (nach der OA Šije, Pungrt) und andere in recht schönen Karen liegen. Sie haben zwar keine Steilwände als Hintergrund, aber einen breiten Boden, der halbkreisförmig von Höhen umgeben wird. Auf deren Abhängen finden sich an vielen Stellen kantige Blöcke, die wir begrifflich nicht anders auffassen können denn als Moränen. Anscheinend entwickelte sich auf den sonnseitigen Hängen nur „grüner Schnee“, den die Lawinen aus dem näheren Bereiche stets von neuem herbeibrachten. Daher wurden die Felsen auch nur unmerklich abgeschliffen und geglättet. (Die von MELIK angeführten Almen liegen nicht in Karen, sondern auf Hangverflachungen.) — Die Untersuchung des Tales der (Neumarktl) Feistritz im Gebiete des Borno-Schlössels, bei St. Katharina (Putterhof) und weiter bis zum Jagdhaus Medvodje (870 m) ergab nirgends Spuren von Moränen oder glaziale Formen. In dieses Tal reichte das Koschutaeis nirgends hinab. Auch südlich des Koschutnikturmes, von wo ein Tal (Quellast des Koschutnikbaches) zur Alm des Langen Ackers (1400 m) verläuft, sind nur in einer Höhe über 1100 m Moränentrümmer zu finden, somit fast unmittelbar am Fuße der Koschuta. Möglicherweise entwickelten sich die Gletscher nur bis zur Alm und zum Graben Zali potok (1044 m, Vereinigung der Gräben von obgenannten Almen, 2,5 km südöstlich der Skarbinascharte). Die geringe Reichweite dieser Gletscher erklärt sich aus den orographischen Verhältnissen. Alle anderen Tiefenlinien verlaufen mehr oder weniger senkrecht zur Längsrichtung der Karawanken; nur das Tal Pod Košuto (Gebental) erstreckt sich nahezu gleichlaufend zum Gebirge. Daher konnte sich hier eine größere Menge von Schnee und Eis ansammeln. — Da sich von den sonnseitigen Hängen der Koschuta mehrere Gletscher gegen Na Plazu entwickelten, erstreckte sich auch zweifellos ein bedeutender Gletscher westlich des Veliki vrh (2088 m, südlich Hainschattel) in das Tal südlich der Korošicaalm (1516 m, westlich des Sattels). Nördlich von ihr liegt die Baba (1966 m); die Fortsetzung dieser Kette ist am Loibl eingesenkt. Weiter im W spalten sich die Karawanken in zwei Käme, die Begunjščica im S und die Ljubeljščica mit dem Možmi und Nemški vrh im N. In den Nordwänden der Begunjščica sammelte sich ein Gletscher an, der im Zelenicatal gegen St. Anna nach O abfloß und dort mit jenem zusammentraf, der sich, wie erwähnt, unter dem Veliki vrh in der Koschuta bildete. Im Tale südlich des Loibl sind jedoch gar keine Anzeichen von Moränen zu sehen, weder in der Umgebung der Kirche von St. Anna, wo sich nur sehr viel Bergsturz- und Lawinenmaterial

findet, noch talabwärts von St. Anna, wo die schon früher beschriebenen Blöcke liegen. Anscheinend führte der Mošenikbach das Moränenmaterial hinweg und ließ nur die größten Blöcke zurück.

16. Randhöhen des Rosentales von Rauth bis Abtei.

Die Südgrenze dieses Gebietes bilden die drauwärtigen Abhänge der Höhen Matzen (1627 m), Schwarzer Gupf (1688 m) und Kleinobir (1947 m). Durch die Tiefenlinien des Inzegrabens, Gotschuchenbaches und Freibachtales ergibt sich eine äußerliche Gliederung in die Hochflächen von Rauth, Hintergupf—Wolfsberg, St. Margarethen—Niederdörfel und Abtei—Robesch. Der ganze Raum weist Spuren des Draugletschers auf. Die sorgfältige Darstellung der Kleinformen in der OA ist besonders hervorzuheben.

a) Hochfläche Rauth.

Ihr westlicher Teil wurde im Zusammenhange mit dem Waidischtal bereits gekennzeichnet (Gruppe 15). Die Bedeckung des Jungtertiärs und Altquartärs mit Glazial- und Hangschutt setzt sich über die Verflachung beim Hof Mischou (Kreuz 917) gegen den tief eingreifenden Inzegraben fort. Die gelbroten Kalkknollen in Kartoffelgröße am Nordhange der Matzen sind mit ortsfremden, graugrünen Sandstein- und Schiefergeschieben sowie mit kalkigem Hangschutt überkleidet. Wegen seines großen Gefälles hat der Inzegraben trotz seiner gewöhnlich geringen Wasserführung einen großen Schuttkegel ins Rosental vorgebaut.

b) Hintergupf—Wolfsberg.

Der Raum zwischen dem Inze- und dem Gotschuchenbach gliedert sich durch den Wolfsberg (1213 m) in einen Süd- und einen Nordteil. In diesem ragt die Höhe 1071 (OA und neue SpK: 1081, Toplak, TELLER-Karte) hervor. Sie ist von drei Mulden umgeben, deren Siedlungen die Gemeinde Hintergupf bilden. Der Triasunterbau wird am Nord- und Nordostabhange der Hochfläche und des Toplak stellenweise ersichtlich, im NW gegen den Inzegraben sowie in den drei Mulden aber durch Tertiärgeröll und Glazialschuttbedeckung verhüllt. Die ebene Westmulde Rup (868 m) ist auf drei Seiten gut geschlossen, gegen den Inzegraben durch einen rückfälligen Wulst begrenzt, im Nordteile mit dichtem Erlengebüsch bestanden, im Südteile nasse Wiese, sonst sehr gut kultiviert. Die Bodenkruste setzt sich, wie unter a) angegeben, zusammen. Im Aufstiege gegen den Sattel (etwa 1190 m) zwischen Matzen und Wolfsberg verlieren sich die ortsfremden Geschiebe auf etwa 1000 m unter dem reichlichen rezenten Schutt und der dichten Waldbedeckung.

In der Nordmulde Završnik steigt die nach SO eingreifende, fast ebene und abflußlose Sohle (P. 892) sanft bis gegen 920 m an.

Östlich des Sattels verengt sie sich über P. 905 röhrenförmig zu dem Graben, der über Bildstock 728 zum Gotschuchenbach hinabführt. Die Aufschlüsse an der Westseite des Grabens fördern Schutt der anstehenden Trias zutage, untermischt mit gut geroltem „Kartoffeltertiär“ und den graugrünen Sandstein- und Schieferpartikeln. Unruhige Hügel und Mulden in NW—SO-Richtung bilden die meist bewaldeten Begleithöhen der Kulturmulde Završnik (Trig. 943 — P. 975 im NO, P. 863 — Bildstock am Sattel 927 im SW). Namentlich beim Bildstock und entlang des von hier in die Südmulde führenden Weges tritt das Tertiär der bewegten Oberfläche deutlich hervor. Südwestlich des nun folgenden breiten Sattels (etwa 990 m) liegt eine Rundkuppe, dann eine ebenso gestaltete, geschlossene Einsenkung, deren Form und guter Wiesenboden den Eindruck eines verlandeten Weihers machen. Die Zusammensetzung der losen Gesteine gleicht der bisherigen.

Die ovale Südmulde (970 m) ist von Wald umgeben, von Wiese (Mahd) bestanden und durch einen hügeligen Rücken in der Längsrichtung geteilt. Hiedurch ergibt sich eine Senke entlang des steilen Wolfsberggehänges. Erst am Ostende der abflußlosen, welligen Mulde liegen drei tiefe Rundsinken mit Tümpeln, ehemaligen Toteislöchern. Ein schlauchartiges Trockental leitet zum Bildstock 728 und damit zum Gotschuchengraben hinab.

Diesen Beobachtungen zufolge befand sich das Gebiet von Hintergupf nach Höhe, Formen und Geschieben im Bereiche des Draugletschers. Dessen Eisrandlage hat hier ihre Spuren hinterlassen. In diesem Sinne ist die Bemerkung PENCKs (1076) über die Reichweite des Draugletschers richtig; es zeigt sich allerdings kein Ufermoränenwall, sondern, ähnlich wie am Singerberg, eine Eisrandlage mit allen bezeichnenden Eigenheiten.

Die Geländeverhältnisse im Südabschnitt Wolfsberg werden erst durch Wahrnehmungen im Tale des Gotschuchenbaches ganz erklärlich; es sei daher mit ihnen begonnen. An den Schuttkegel schließt sich südlich zwischen den beiderseitigen Triashängen ein röhrenförmiges Talstück an, in dem sich außer jüngerm Kalkschutt auch Tertiärknollen und die bereits bekannten graugrünen Fremdgesschiebe finden. Sie sind namentlich bei Brojan angehäuft und in lehmige Masse eingebettet. Die talaufwärts folgenden Quelläste umschließen die hohen Schuttabrissse im aufgeschobenen Triasdolomit des Veliki Plas (auch Plas und Plaz geschrieben) knapp nördlich P. 976 und die östlichen Fortsetzungen, deren Oberrand bis über 1100 m hinaufreicht. Die Schutt- und Blockhalden sind stellenweise pyramidenförmig durch Erosion zerschnitten. Der westliche Quellast des Baches führt erst von etwa 900 m an Wasser, das hier am Steilhange sogleich stark hervortritt und bald darauf die Säge 843 treibt. Den flacheren Hang bis zum Gehöft Kraschel der Ortschaft Falej (923 m. SpK) nehmen grabhügelartig gewellte Kleinformen ein, nach den Aufschlüssen im Grasboden rötliches, gut gerundetes Karawankentertiär und

lehmiger Moränenschutt, wie es auch TELLERS Karte angibt. Die Platte steigt terrassiert nach NO gegen den Sattel südöstlich der erosiv herausgeschnittenen Rundkuppe P. 976 an und bricht mit waldigem Steilhang in anstehender Trias gegen die Taltiefe ab. Die höchsten Draugeschiebe (einzelne zermürbte, graugrüne Sandsteinbrocken) konnten südöstlich des Sattels in fast 1000 m Höhe am Hange des Schwarzen Gupfs gefunden werden. Die Talmulde verschmälert sich nach SW. ganz sanft ansteigend, gegen den Hof Falej (etwa 950 m; nach ihm ist die aus drei Hofgruppen bestehende Siedlung genannt), wo unter den Klaubsteinen ein sehr gut gerundeter, rotgesprenkelter Kalkbrocken in Kopfgröße liegt. Die ganze Kulturmulde ist wasserarm; der Ziehbrunnen beim Gehöft Kraschel fördert nur spärliches, trübes, im Schutt nur unvollkommen filtriertes Wasser zutage, das aber trotzdem gut genießbar ist. Die Talsohle geht auf etwa 960 m in einen flach auslaufenden Schuttkegel aus dem Talinnern über. Bis gegen 1000 m finden sich hier in dem bodenständigen Kalkschutt noch die letzten, spärlichen graugrünen Schiefer- und Sandsteingeschiebe. Dann folgt eine kleine Stufe und oberhalb von ihr liegen keine Fremdgeschiebe mehr. Ähnlich ist es in dem kurzen Talast südwestlich des Hofes Kraschel.

Damit enden die Spuren des Draugletschers im oberen Gotschuchental. Sie bestanden somit örtlich in dem Hineinpressen eines Eislappens bis in etwa 1000 m Höhe und in dem Anstopfen mit Moräne unter dem Steilrande über 900 m. Mit dem Schwinden des Ferneises verlor er infolge Unterschneidung und Rückwitterung seinen Halt. Rutsche und kleinere Bergstürze in postglazialer Zeit waren die Folgen.

Noch bemerkenswerter ist die Wirkung des eiszeitlichen Verbaues auf die Verhältnisse im Talhintergrunde, dem Wolfsberggebiet. Es ist südlich im rechtwinkligen Kniech durch den über 1500 m hohen Kamm Matzen—Javornik—Schwarzer Gupf abgeschlossen, der nur im Javornik-(Jauernig-)sattel (1360 m) auf 1 km Längerstreckung unter diese Höhe absinkt. Die stetigen nordseitigen Steilhänge, heute dicht bewaldet (Globuswald), hielten nicht lange den Schnee, sondern ließen ihn in Lawinen zu Tal gleiten, wo er sich ansammeln mußte. Die jenseitige Begrenzung dieses Schneeloches bildete der Wolfsberg. Sein geschlossener, breiter Hauptrücken (P. 1213—P. 1156) wirkte im N als steile und hohe Barre gegen die Eisrandzone des Draugletschers; im S ist er stärker gegliedert und entsendet einen durchschnittlich noch immer 1150 m hohen Querrücken. Dieser schließt im Vereine mit einem nahezu ebenso hohen Nebenrücken des Javornik (P. 1124) östlich von ihm das Talinnere bis auf eine schlauchförmige Röhre ab. Zu solchen Grundformen tritt noch die Wirkung des Verbaues durch den Draugletscher aus der Richtung Falej. Der Talschluß war hiedurch in hohem Maße gegen das Abströmen der Schneemassen und der schuttbeladenen Schmelzwässer abgeriegelt und zur Ansammlung beider gezwungen. Daraus erklären sich die eigenartigen Bodenformen, der

Schuttstau und die Abflußverhältnisse, wie die Begehung zeigte. Nahe dem von Falej heraufführenden Graben liegt nördlich des Sattels P. 1041 und oberhalb der erwähnten Steilstufe im anstehenden Gestein ein sehr unruhiges Waldgelände, das sich auf engem Raum in Rundkuppen (1080 m), ganz geschlossene Wannen, Trockentälehen und kleine Sättel gliedert. In den Vertiefungen hier sowie weiter westlich hält sich der Winterschnee und die eisdurchsetzte Erde unversehrt bis in den Hochsommer und wird als Wasserspende benützt. Zutreffend nannte daher CANAVAL (1) diese Gegend einen „Eiskeller in den Karawanken“. Nach SW führt in sanftem Anstieg (1040—1080 m) ein schlauchartiges Trockental, von Waldhängen begleitet, über Hutweide und Kalkschutt gegen die kaum merkliche Schwelle südlich P. 1140. Das Wasser versickert in dieser Talstrecke gänzlich im Schutt, nur ganz seltene, schmutzige Tümpel in einzelnen Senken dienen zur notdürftigen Viehtränke. Im N des Talschlusses senkt sich der Wolfsbergkamm absatzweise von W nach O. Er entsendet den erwähnten Ausläufer nach S (P. 1148 bis P. 1140), der von ihm durch einen Sattel und eine Rundsenke abgegliedert ist. Die sich bald verbreiternde Oberfläche dieses Nebenrückens wird durch Kleinkuppen stark bewegt. An der vorgenannten Schwelle tritt er ganz nahe an den Südhang heran und schließt hiedurch den Talhintergrund nahezu ab. Das Gefälle ist weiterhin gegensinnig, also zu der ovalen, ebenen Senke im Nordwestteile gerichtet (P. 1080, verfallene Köhlerhütten, Stapel von Holzkohle, Hutweide). Im Sommer herrscht auch hier völliger Mangel an Wasser, das daher dann zugetragen werden muß. Matzen und Wolfsberg fallen steil zum Talboden ab, nur im O senkt sich der Nebenrücken absatzweise. Nach dem richtigen Urteil der Bewohner ist die Muldensohle ein verlandetes Seebecken. Der geräumige Sattel nordwestlich davon (etwa 1190 m) zwischen Matzen und Wolfsberg ist nahezu eben und, wie erwähnt, frei von Fremdgeschoben. Das Wasser für die Holzknechtthütte daselbst wird im Sommer von der nördlich gelegenen Rupmulde bezogen. Knapp südlich des Sattels liegen wieder in enger Nachbarschaft eine ovale Trockenwanne und eine Rundkuppe. Bei Ausgestaltung dieser Kleinformen wirkten Schneeanisammlungen auf der Schattseite der Matzen, Stau der Schmelzwässer und Verschwemmung des Kalkschuttes zusammen.

Im Nordabschnitt Hintergupf hinterließ das nur schwach bewegte und später an Ort und Stelle abschmelzende Toteis des Draugletschers die geschilderten Spuren seiner Randlage. Im Südteile Wolfsberg verursachte der Rückstau durch den über Falej eingedrunghenen Draugletscherlappen ganz ähnliche Vorgänge. So entstanden bei dem langsamen Abschmelzen der im Talschluß aufgestapelten Schneemassen des Bereiches die stark wechselnden Kleinformen, die unausgeglichenen Abflußverhältnisse, das Ertrinken des Tales im eigenen Schutt, das Versickern der Niederschläge in ihm und daher die auffallende Wasserarmut.

c) St. Margarethen—Niederdörfli.

Die Hochfläche von St. Margarethen (Ortskirche 601 m) wird vom Thomasberg (Fraktion Gupf, Trig. 821) durch die über Niederdörfli nach NW ziehende Tiefenlinie mit dem Ogrisrohrschmiedenbach (nach SEELAND, 57) getrennt. Daraus ergibt sich die nachstehende Dreigliederung der Spuren des Draugletschers.

Der Westabschnitt, die Hochfläche von St. Margarethen, senkt sich von durchschnittlich 620 m im S gegen das Rosental bis gegen 500 m, der Steilrand tritt knapp an die Drautalsole (400 m) heran. Die ungemein stark durch Kleinformen belebte, sehr gut kultivierte Oberfläche wird, anschließend an die Trias—Jurazone des Bergfußes vom Tertiärkonglomerat mit Glazialschuttbedeckung eingenommen (TELLER-Karte). Südlich der Straße Gotschuchen—St. Margarethen ergibt sich in durchschnittlich 600 m Höhe eine unzusammenhängende Folge von Eintiefungen, die von SW nach NO entlang des steileren Gehänges zu verfolgen sind. In ihrer Gesamtheit bilden sie eine Randsenke. Am Nordhange des Schwarzen Gupfs sind, nur zum Teil durch die Überschiebungsfolge von Trias und Jura auf das Altkonglomerat bedingt, nach Formen und Schuttbestand zwei Zonen unterscheidbar. Eine breite, sehr unruhige Reihe von Kuppen, Mulden, Trockentälchen, wannenförmigen Rundsensen und kleinen Trichtern zwischen 700 und 780 m, sehr rasch die Formen wechselnd, von Wald und Hutweide bedeckt. Kalkschutt und Blockwerk des höher oben anstehenden Gesteins wird stellenweise von Konglomeraten sowie graugrünen Schiefer- und Sandsteingeschieben abgelöst, deren Einbettung in lehmige Grundmasse aus Anschnitten ersichtlich ist. Diese Zone zieht sich aus dem Raume südlich Sabosach nach O über den Hof Jäger, dann nach SO umbiegend, ins Freibachtal hinein. Eine zweite, höhere Verflachungszone erscheint oberhalb einer kurzen Hangsteile durchschnittlich zwischen 800 und 900 m, allerdings nur stückweise; auch sie biegt mit breiten Formen gegen den Hof Piskernik (830 m) ein. Die Geschiebe sind wie vorhin beschaffen; in der Umgebung (860 m) dieses Hofes finden sich u. a. ein roter, gut gerundeter Kalkblock und die bekannten graugrünen Fremdgesschiebe. Über 900 m erhebt sich dann mit deutlichem Gehängeknick, anscheinend der Ausstrich einer Überschiebungsfläche, der im allgemeinen stetig geböschte Waldhang. Er ist jedoch bei P. 971 und P. 955 oberhalb des genannten Hofes abermals durch einige begrünte Rasten, Kuppen, Sättel und Wannen unterbrochen und reichlich mit kalkigem Lokalschutt überstreut. Die Formen der beiden unteren Zonen unterscheiden sich daher durchschnittlich in 900 m Höhe von denen der oberen Hangzone durch ihren Schuttbestand und ihren lebhafteren Wechsel. Wenn auch, ebenso wie im Bereiche des Singerberges und des Hintergupfs, nicht ein Ufermoränenwall in dieser Linie zu erblicken ist, den PENCK (1076) annahm, so liegen doch außer stratigraphisch und tektonisch begründeten Unterschieden unzweifelhaft auch hier wieder Eisrandbildungen vor.

Sie lassen auf eine Eishöhe des Draugletschers in mindestens 900 m schließen, die Formen bei P. 971 und P. 955 westlich des Hofes Piskernik vermutlich sogar auf einen vorübergehenden älteren Hochstand bis gegen 1000 m.

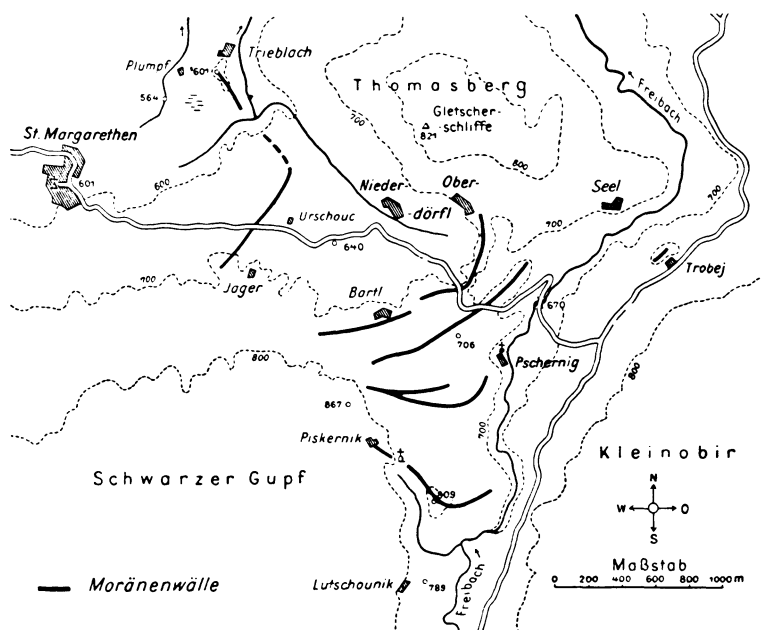
Nordöstlich von St. Margarethen breitet sich in der Richtung gegen Plumpf—Triebach eine schüsselförmige Kulturmulde (P. 564) aus. Sie wird von einer Wasserader durchzogen, im Südteile von Hügeln, im Nordteile von nassen Wiesen eingenommen. Randsiedlungen in Schutzlage umgeben diese Senke, die sich in engem Graben nordwärts zur Drau entwässert. TELLER schied sie als „Terrassenbildung der Diluvialzeit“ besonders aus. So weit die Kulturen Aufschlüsse zulassen, besteht der Schutt aus kalkigen und schiefrigen Gesteinen. Im SO steigt dieses Gelände gegen den später zu besprechenden Unterabschnitt von Niederdörfel an.

Jenseits der Niederung des Ogrisrohrschmiedenbaches erhebt sich mehr als 200 m über St. Margarethen die Hochfläche des Thomasberges (Gupf). Ihr Nordrand setzt fast unvermittelt in 600 m Höhe zum Drautal ab, der Ostrand zum schluchtartigen Freibachtal in 700 m. Den West- und Südrand (Oberdörfel—Seel) umsäumen breite Leisten zwischen 600 und 700 m, dann folgt bis 800 m ein Steilhang und darüber die gewellte Hochfläche, deren höchster Punkt 826 m im O liegt. Wie schon SEELAND im Jahre 1889 feststellte, ist das gut gebankte Konglomerat von der bis zu 2 m mächtigen Grundmoräne des Draugletschers überdeckt. Aufgearbeitete Tertiärgerölle und Geschiebe aus der Moräne finden sich allenthalben, so z. B. auf dem Wege von Oberdörfel zum Hof Schuschnik (Hofname Schauer), ferner bei dieser Siedlung, insbesondere aber bei den von SEELAND i. J. 1889 (57—59), PENCK 1890 (1076), HÖFER 1894 (3, 543) und zuletzt von mir 1933 (SRBIK. 2, 214) geschilderten Gletscherschliffen östlich Trig. 821. Meinen seinerzeitigen Beobachtungen ist noch beizufügen, daß von den drei noch zu PENCKs Zeiten bestandenen Schliffrichtungen N 75, 100 und 150° O nur die mittlere derzeit (1933) erhalten ist. Felspartien mit den beiden anderen Richtungen fielen mittlerweile dem Abbau zum Opfer. Gerade die mit 150° O, also ins Freibachtal, weisenden Schriffe sind nicht mehr zu sehen. Je nach Eishöhe und örtlicher Schubrichtung wechselte somit Strömungs- und Schrammungsrichtung des Eises. Die schwach gewölbte, trotz einzelner weißer Quarze graue Oberfläche des Konglomerates war nicht mehr wie bei PENCKs Beobachtungen „fußbodenglatt“ geschliffen“, sondern wie von Pockennarben überzogen, eine Folge der Verwitterung, die freien Zutritt hatte. Erst vor kurzem, fast 50 Jahre nach dem Antrage SEELANDs, wurde endlich auch dieses unersetzbare Denkmal der Eiszeit unter Naturschutz gestellt.

Zwischen den beiden, durch das Ferneis gekennzeichneten Höhen des Schwarzen Gupfs und des Thomasberges erstreckt sich die etwa 1 km breite Lücke von Niederdörfel. In ihr und noch weiter

nach S bis in den Beginn der Weitung des Freibachtales sind die Spuren des Draugletschers hinsichtlich seiner Reichweite und der Rückzugshalte in mehreren Zonen sehr gut verfolgbar.

a) Die jüngste der breiten Wallformen schmiegt sich an den Nordfuß der den Hof Jäger tragenden Höhe an und zieht über P. 646 nordwestlich der Häusergruppe Urschouc (Schreibweise der OA Urschour ist falsch) nach NNO, gegen die Niederung (P. 634) des Ogris-



Skizze 1. Rückzug des Draugletschers aus dem unteren Freibachthal.

rohrschmiedenbaches wird der Wall undeutlich, zwischen Triebloch und Plumpf steigt er nach Unterbrechung durch die Bachlinie bei einem Neubau wieder zu dem schmalen Rücken P. 601 an. An der Innenseite dieser im einzelnen sehr bewegten, bogenförmigen Moränenlandschaft liegt die vorhin erwähnte ovale, teilweise nasse Mulde (P. 564) nordöstlich St. Margarethen. Nach den Aufschlüssen im Kulturboden ergeben sich gerundete Kalkgerölle sowie graugrüne Schiefer- und Sandsteinbrocken. Die etwas steilere Außenseite senkt sich wieder zu einer weiten, fast ebenen Mulde (640 m) zwischen Urschouc und Niederdörfel.

b) Nun steigt das Gelände abermals von 640 m ganz allmählich nach SO gegen die wallförmige Höhenlinie an, die vom Hof Bartl (nahe an 720 m, Zisterne wegen Moränenbedeckung) über P. 718 gegen Oberdörfel verläuft. Sie löst sich südlich des Hofes vom Hang

los, ist zunächst bewaldet, fällt beiderseits steil ab, wird durch die Senke beim Hof Pschiwonig (östlich Bartl) nahezu unterbrochen, erhebt sich in der Hutweidekuppe P. 718 aber sogleich wieder. Dann streicht sie, etwa 10 m relativ hoch, von der Straße beim Kreuz in einer Einsenkung durchschnitten, auf- und absteigend, ein- und ausbiegend, mit schmaler Rückenlinie nach Oberdörfel. Entlang der Außenseite dieses aus zusammengeschwemmtem Konglomerat mit Glazialschuttbedeckung aufgebauten Rückens folgt abermals eine breite, nasse Senke (etwas unter 700 m, zwei Quellen südöstlich Bartl), die sich über den Südrand von Seel zum Freibach öffnet.

c) Jenseits von ihr liegt wieder ein gleich beschaffener Rücken. Er löst sich bei der Kohlstatt südlich Bartl vom Gehänge los, steigt kuppig nördlich P. 706 nach NO, wird von der Straße in einer Einsenkung gequert und erreicht in dem Rücken knapp oberhalb des Gasthauses und der Autostation Freibach geschlossene Form. Ein Anschnitt fördert hier gut gerolltes „Kartoffeltertiär“ mit Moränenbedeckung zutage. Entlang der Außenseite dieses Rückens erstreckt sich ein unruhiges, niedriges Gelände (P. 706) mit Wald, Hutweide und Feldern gegen die Säge und Brücke 670, wo an den Hängen des Freibachtales und im Straßenanschnitte das alte, rötliche Konglomerat zu Nagelfluhbänken verfestigt erscheint, von Glazialschutt überdeckt.

d) Südlich dieses Muldengebietes queren, vom P. 867 nordwestlich Piskernik herabkommend, wieder zwei Wellen in W—O-Richtung die große Waldblöße beim Gehöfte Nagu (etwa 735 m). Die südliche biegt dann über P. 733 in der Richtung des Hofes Pschernig bogenförmig nach N zurück. Die Geschiebefunde sind wie bisher. Südlich Nagu folgen aufeinander eine seichte Senke, dann ein schwach ausgeprägter, quer zur Talrichtung verlaufender Hügelzug mit Moränenbedeckung (760 m). Sein Abriß an der linken Flanke des Freibachtales (westlich P. 755) bringt wieder das rötliche Konglomerat zum Vorschein.

e) Endlich folgt südlich einer schmalen Senke als äußerster Vorposten die dicht bewaldete Höhe P. 809. Sie steht über den schmalen Bildstocksattel mit den Wellen in loser Verbindung, die vom Hof Piskernik herabsteigen. Im W ist sie durch eine nasse Senke mit kleinem Bachlauf vom Gehänge getrennt. Ihr breiter First ist grubig-höckerig und gegen N eingemuldet. Die Oberfläche enthält außer losen, gut gerundeten jungtertiären bis altquartären Kalkgeröllen der Karawanken auch wieder die graugrünen Schiefer- und Sandsteingeschiebe des Draugletschergebietes. Letztere finden sich vereinzelt dann noch im südlichen Vorfeld auf der Leiste des Hofes Lutschounik (789 m), hier auch rote Porphyrbrocken, und sogar bis zum Hof Smounik (796 m), weiter taleinwärts aber nicht mehr.

Die fünf durch Senken abtrennbaren Moränenzonen a) bis e) sind Rückzugshalte des Draugletscherlappens, der bei seiner größten Reichweite bis zur Höhe 809 ins Freibachtal hinein-

leckte. PENCK (1076, 1095) nahm einen Ufermoränenwall am Nordhange des Schwarzen Gupfs bis hierher in 800 m Höhe an; wie weiter im W wurde zwar dieser Grenzwert, nicht aber die Form eines Grenzwalles bestätigt. Waren es dort Eisrandbildungen, so zeigten sich im Talgebiete des Freibaches und bei Niederdörfll im äußersten Bereiche mehrere Wallzonen aus der Rückzugszeit. Bestehen bleibt aber PENCKs zutreffendes Urteil des Zwischenraumes von 5 km zwischen dem Ende des Draugletscherlappens und der Reichweite des Freibachgletschers. Nach PENCK (1076) ist ferner der Ufermoränenwall Schottern mit zum Teil deltaartiger Schichtung aufgesetzt. Es sind nach meinen Beobachtungen jedoch nicht etwa Drau- oder Freibachschotter, sondern durch Wasserwirkung bisweilen gut geschichtete, mehr oder weniger feste, manchmal sogar zu Nagelfluh zusammengedrückte, alte Rundgerölle aus den Karawanken, denen die Draumoräne aufgelagert ist. Dem Talnetz und dem vorgefundenen Relief entsprechend, mußte sich der eingestülpte Lappen ruckweise nach NW in die Lücke von Niederdörfll zurückziehen und dabei seinen Moränenschutt in mehreren, dem Gelände angepaßten, bald breiteren, bald schmälere Wallzonen zurücklassen. Ergänzende Wahrnehmungen auf der Ostseite des Freibachtales ergibt der folgende Unterabschnitt.

d) Abtei—Robesch—Razpotnik—unteres Freibachtal.

Die den Thomasberg umgürtende Verebnung in 700—730 m Höhe nimmt, durch den tief eingeschnittenen Mündungsbereich des Freibachtales äußerlich unterbrochen, den größten Teil der dreieckigen Hochfläche von Abtei ein (710 m). Nur zwei inselförmige Aufragungen im S und O (P. 770 und 751) erheben sich etwas höher. Ein von Kuschnig (179 m, südlich Abriach) bis Razpotnik (720 m) zurückreichendes muldenartiges Tal trennt die Hochfläche von Lesjak (720 m) und die etwas tiefere Stufe von Robesch (690 m) ab. Nach dem Aufbau gehören jedoch die Hochflächen am Nordfuße der Karawanken zusammen, sie wurden nur später durch die Erosion voneinander getrennt. Wir finden daher auch hier wieder wie bisher dank zahlreicher Aufschlüsse das liegende Konglomerat von hangender Draumoräne bedeckt. So zeigt sich z. B. am Steilhang (700 m) oberhalb Habešnik (nordwestlich Abtei) auf 2 m Tiefe ungeschichtete, lehmige Draumoräne mit gekritzten und polierten Kalkgeschieben auf dem alten Konglomerat; ähnlich auf der Höhe 770 südlich Pirčar (südlich Abtei) im Aushub des jugoslawischen Schützengrabens aus der Zeit der Abwehrkämpfe Draumoräne auf Nagelfluh. Am Südausgange von Abtei lagen 1933 in der Nähe gebrochene, rötlich gesprenkelte, gut gerollte kalkige Konglomeratblöcke zu Bauzwecken bereit. Desgleichen am Sattel nördlich Razpotnik ein mehrere m großer, ganz gerundeter Block aus Quarz, Calcit und rötlichem, sehr hartem Kalk; manche dieser Art sind schon für Bauten verwendet. Bei Lesjak werden sie in einem Kalkofen gebrannt. Zum Teil gehören sie den am Nord-

abhänge des Kl. Obir anstehenden roten Liaskalken an. Die unruhigen Formen der Hochfläche von Abtei, ihre W—O gerichteten Hügelzüge, Einzelkuppen, die seichten, manchmal nassen Mulden, wie z. B. zwischen Abtei und Pirčar, ferner Wannen, gleich verlandeten Tümpeln gut begrünt, und Trockentälchen verleihen der gut kultivierten Hochfläche die formenkundlichen Kennzeichen einer Grundmoränenlandschaft.

Bei Razpotnik hängt die Hochfläche von Abtei infolge der beiderseits nahe herantretenden Erosionsfurchen nur mehr durch einen schmalen Hals (720 m) mit dem Fußgehänge des Kl. Obir zusammen. Taleinwärts breitet sich entlang der Straße das wellige Hügelgelände der Gemeinde Freibach aus, im W mit Kulturen, im O mit Wald bestanden. Die Schuttdecke besteht aus eckigen Trias- und Jurakalkgeröllen, aus gerundeten Konglomeratgesteinen und schütterten Geschieben des Draugletschers. Geschlossener Form weist nur die Schutthügel (760 m) westlich der Siedlung Trobej an der Straße auf. Die durch das Gerinne des Freibaches tief zerschnittene Talmulde steigt gegen den Obirhang sanft, aber immerhin etwas steiler an als gegen die am Westufer liegende Moränenlandschaft. Auch die Schuttbedeckung legt sich östlich der Straße flach auf den Bergfuß, der von etwa 800 m an stärker anzusteigen beginnt. Dadurch ergibt sich ein leichter, in seiner Grundform vermutlich durch eine Überschiebung bedingter Hangknick, der über Razpotnik bis über die Umbiegung nach O gegen das Wildensteiner Tal zu verfolgen ist. Er kennzeichnet mit den Fremdgeschieben die seitliche Reichweite des Draugletschers, kann aber nicht ein Ufermoränenwall (PENCK, 1076) genannt werden. Nach S ist die schütterere Hangverkleidung mit Draumoräne etwa bis zur Enge nordwestlich der Höhe 899 zu beobachten, wo vom Obirhang der Jurakalk an die Straße herantritt (zwischen P. 751 und 755). Diese sanfte Fußzone wurde vom Draugletscher noch erreicht.

Der Eisrand des eingestülpten Lappens lagerte sich beim Höchststand an den Obirhang an, geriet außer stärkere Bewegung und zog sich beim Abschmelzen ohne einen zusammenhängenden, längeren Halt von der Sonnseite gegen die Tiefenlinie der Talmulde zurück, wo die Schmelzwässer ihm zusetzten. Alljährliche Lawinen von der Nordwestseite des Kl. Obir und Schutzzufuhr von dort verwischten die am Bergfuß etwa hinterlassenen Eiszeitformen. Erst westlich des Freibachtales liegen dann beiderseits der Lücke von Niederdörfel deutliche Wallzonen der Rückzugszeit.

17. Freibachtal — Koschuta Ost — Zell.

a) Von Homölitsch bis Terkl. Sucha dol.

Südlich des Hofes Smounik wird die westliche Talleiste undeutlicher, Draugeschiebe fehlen. Dem Kalk- und Dolomitschutt vom Schwarzen Gupf sind einzelne Diabasbrocken aus dem Talinnern bei-

gemengt: sie mehren sich gegen die flache, mit Kulturen bestandene Schotterplatte des Hofes Krafnik (800 m), die terrassiert gegen die Sägemühle Smolitsch abfällt. Ein Kalkofen verwertet hier die gut gerundeten, großen Kalkblöcke. Das Gegenstück jenseits des Sucha dol (Trockener Graben) ist die dreieckige Terrasse mit dem Hof Ravnik (840—800 m). Das Steinmaterial der Gebäude besteht zumeist aus Kalk, etwas roten Werfener Schiefen und aus grünlichen, scharfkantig brechenden Diabasen. Ähnliche Zusammensetzung erweisen die spärlichen Aufschlüsse im Kulturboden der Terrasse und auf den talwärts anschließenden Waldhängen. Nach TELLERS Karte wäre hier miozänes Tertiär, nach PENCK (1095) aber Schotter, stellenweise zu Nagelfluh verkittet. Eigene Beobachtungen in diesen grauen, durchwegs aus Geschieben und Geröllen des Talinnern aufgebauten, recht festen Schottern und Vergleiche mit den Konglomeraten auf den Randhöhen des Rosentales ergaben, daß sie etwa gleich alt sind wie diese (Jungtertiär bis Altquartär), nur etwas weniger verfestigt. Moränenformen fehlen hier ebenso wie auf der östlichen Talseite, wo mit Ausnahme der Verflachung südlich Jagoutz und des Schuttkegels vom Freibachsattel (zwischen Hoch- und Klein-Obir) der Bergfuß steil an die Straße herantritt.

Zwischen den Schotterterrassen von Krafnik und Ravnik öffnet sich der Graben Sucha dol (OA Suche dol). Die Talmündung ist bis westlich des Hofes Duar (794 m) aus dem Schotter gleicher Zusammensetzung wie die beiden Terrassen herausgewaschen. Talauwärts verschmälert sich nach den Hütten bei P. 834 (Kalkofen) der gänzlich wasserlose, im Schutt ertrinkende Graben. Erst auf der Vernebnung (Raibler Schichten, Wiese, Mahd) der Ravnikalm (Homoli, alte SpK. 1240 m) erscheint eine spärliche Quelle. Der flache Sattel 1376 (große Holzschlägerungen) trägt keinerlei Moränenspur. Lawinengassen, Blockwerk und Gehängeschutt vom Schwarzen Gupf und von der Setitsche vervollständigen die Talverschüttung des seinen Namen mit voller Berechtigung führenden Sucha dol.

In der steilwandigen Enge des Freibachtales zwischen Ravnik und der Sägemühle nördlich Stephan fehlen begreiflicherweise eiszeitliche Ablagerungen. Dann aber, in der Talteilung, ändert sich das Bild.

b) Endmoränenlandschaft und Einzugsgebiet des Freibachgletschers.

Im Raume Kvadnik—Terkl—Freibach—Kalishnik liegt auf dem durch Ablagerungen nahezu gänzlich verhüllten Felssockel eine Endmoränenlandschaft. Sie ist durch das sich trichterförmig öffnende Freibachtal zerschnitten. Hiedurch ergibt sich von W nach O die nachstehende Dreigliederung.

Die linksseitige Moränenlandschaft beginnt nördlich der Bachlinien in der flachwelligen Umgebung des Wirtshauses Terkl (859 m), aus der einige Spitzkuppen erosiv herausgeschnitten sind.

Diese Kulturfläche schmiegt sich bogenförmig dem Bergfuß an und reicht sowohl nordwärts bis in die Nähe der Sägemühle im Freibachtal als auch westwärts ins Zelltal hinein. Beide Bäche haben diese Schuttansammlungen später scharf abgeschnitten. In den Aufschlüssen überwiegen kalkiges Blockwerk und Kleingeschiebe vor den paläozoischen Grüngesteinen. TELLER bezeichnete diese Ablagerungen als rezent. Ihre Formen bilden den erst nacheiszeitlich abgetrennten Auslauf der Moränenlandschaft südlich des Zelltales. Nach Begehung dieses Geländes gewährt die breit gerundete Höhe P. 996 südlich Kvadnik einen zusammenfassenden Überblick. Zwischen der tief eingreifenden Kulturmulde der Siedlung Pušelé (960 m, Puselš der Geol. SpK) und dem Freibachtal gelegen, strahlen von ihr in der Richtung Terkl etwa drei wellig absinkende Hügelzüge aus. Sie sind durch breite Mulden getrennt und durch flache Rasten gegliedert. Derart kuchenförmig verbreitert, senken sie sich, bisweilen rückfällig, beiderseits des Hofes Kvadnik (958 m) gegen den Steilrand des unteren Zelltales (860 m). Kalkiger Kleinschutt und bis kopfgroße, stark bestoßene Kalktrümmer, besonders aber Wald und Kulturen verhüllen das anstehende Gestein, nach TELLER Grünschiefer mit Diabas und dessen Tuffen. Es kommt erst im Einschnitte des Freibaches zwischen der Sägemühle 873 und der Brücke 849 nördlich davon unter der festen Nagelfluh, dem Glazialschutt und der rezenten Verwitterungsdecke zum Vorschein. Die kalkige Nagelfluh, in der auch Werfener Schichten aufgearbeitet sind, ist nordfallend. Ihre eckigen Bestandteile sind durch gelbrötliches Bindemittel gut verkittet. Diese aus dem Einzugsbereiche stammende Breccie veranlaßte TELLER (3, 208 und Karte; s. a. KIESLINGER, 3, 202) zur Auffassung als Tertiär, das den Grünschiefern aufgelagert sei. PENCK (1095) erkannte die geschilderten Formen als Endmoränen des Freibachgletschers, bestritt das obermiozäne Alter der Breccie und sah in ihr konglomerierte Schotter im Liegenden der Moränen. Das bestätigt auch mein Befund.

Die weitere Verfolgung der linksseitigen Moränenlandschaft taleinwärts bis über den Koschutnikbauer hinaus ergab hinsichtlich der Formen und der Geschiebe übereinstimmende Beobachtungen. Südlich der vorgenannten Aussichtshöhe P. 996 erhebt sich freistehend eine Rundkuppe (1000 m), deren unruhig gewellte Oberfläche mit lichtigem Wald bestanden ist; dann greift die sanfte Mulde von Pušelé bis auf den Sattel (Kreuz) zurück, während der Abfall zum Freibachtal unvermittelt steil ist. Die Weganschnitte hier und weiter taleinwärts fördern auf der schmalen Leiste (permische Sandsteine und Konglomerate) stark bestoßenen Kalkschutt in lehmiger Grundmasse zutage; ebenso auf den Wiesen östlich des Hofes Koschutnik, wo sich die Leiste ansehnlich verbreitert. Südlich des Hofes endet ein Wall, der das Gelände um mehrere Meter überhöht und den unteren Abschluß der gewellten Mulde P. 1036 bildet. Der Abfall zum Freibach ist hier etwas

sanfter. Weiter taleinwärts schmiegt sich die Überkleidung mit Moränenschutt ohne besondere Formen dem Hang an.

Die Talmulde des Freibaches beginnt bei Stephan im Mündungswinkel des Schaidabaches mit einem mehrere Meter hohen, bogenförmigen Erosionsrand. Nach S steigt das Gelände als Gegenstück zur Verebnung von Terkl. durch Terrassen gegliedert und gewellt, allmählich an (860—900 m). Im Nordteile trägt es zahlreiche Kalkblöcke bis zu Heuhüttengröße, manche ruinenhaft zerspalten. Sie stammen anscheinend von Bergstürzen, die vom Südhang des Obir bei P. 1202 niederbrachen. Weiter südlich weitet sich der gut kultivierte Talboden zwischen den beiderseitigen, auffallend trögförmigen Steilhängen. Erst vom Hof Pipan (920 m) an steigt die Sohle etwas mehr und verschmälert sich bis P. 981, wo der enge Talgraben beginnt. In diesem Taltrog, der den Schmelzwässern restlos preisgegeben war, trifft die Bezeichnung TELLERS als rezent zu: denn auf dem Kulturboden ist der Moränenschutt vom Jungschutt nicht mehr unterscheidbar und die verwaschenen Formen können nicht mehr als Wälle angesprochen werden.

Die rechtsseitige Moränenlandschaft im Umkreise des Hofes Kalischnik (946 m) ist weit schwächer ausgeprägt. Ursache hiervon ist die Form und Richtung des Freibachtales, die Sonnseite und die starke Zerschneidung des vorgefundenen Reliefs zu einem schmalen Rücken. Er erhebt sich aus den kuchenartig verschwommenen Terrassen im Nordteile des Talziewels zu einer keilförmigen, wenig bewegten und mit Kulturen bedeckten Platte. Sie fällt steil zum Freibach ab, nur wenig sanfter zu der flachen, in zwei Zungen ausspitzenden Mulde der Ostseite, die im schuttreichen Waldgehänge zwischen Koschutnik- und Režovnikturm wurzelt. Die Geschiebe auf der Platte und ihren Abhängen bilden Grünschiefer, Diabase und Tuffe des Sokkels, ferner einzelne stark bestoßene Kalke. In der zum Schaidasattel (1069 m) hinaufziehenden Mulde überwiegen die Grüngeschiebe noch mehr vor dem Kalkschutt vom Südhang des Obir. Dieser tritt erst auf der Leiste vom Hof Zöllner bis Stephan näher an den Unterlauf des Schaidabaches heran. Südlich des Hofes Kalischnik ist der zur Verflachung P. 982 ansteigende Rücken stellenweise mit moränenartigem Kalkschutt bedeckt. Höher oben wird er ähnlich wie auf der Gegenseite undeutlich und verliert sich im Blockwerk und Hangschutt von der über 2000 m hohen *To v s t a* (O.A. Tolsta SpK) *K o s c h u t a*. Den Nordabfall dieses weithin sichtbaren Eckpfeilers zernarben unter den Schutthalden zahlreiche Abrißstellen von kleinen Bergstürzen, Wildwasserfurchen und Lawingassen zwischen Latschenbeständen. Im Juli 1933 waren auf diesem Gehänge nur ganz geringfügige Schneeflecken vorhanden.

Der Hintergrund des Freibachtales ist durch den vorspringenden Felsabbruch der Belca (1500 m) und der zu P. 1418 streichenden scharfen Rippe abgliedert. In dem engen Taleinschnitte

nächst P. 1160 tritt der Freibach gleich in recht ansehnlicher Stärke aus dem Schutt hervor, höher oben aber versickert er ganz in ihm. Der muldenförmige Talschluß steigt stufenförmig an, da Verebnungen und Steilen wiederholt wechseln. So folgt auf die unterste Wiese (Holzknechtthütte und Beginn der Taleintiefung) auf 1220 m ein mit Hochwald bestandener Schuttquerwall; dann ein sanft ansteigender Hutweideplan (P. 1259), von weißen Schuttströmen der Belca überrieselt; hierauf wieder eine Blockansammlung (1370 m), die auf der darüberliegenden Verebnung schütterer wird. Dieser Vorgang ist abermals auf 1420 m in ausgedehntem Maße zu beobachten, bis am Meniksattel (1482 m) der Abschluß dieses Talgebietes erreicht ist. Es sind somit drei Blockwälle zu beobachten. Von dem über 2100 m hohen Grenzkamm (Koschutnikturm, 2134 m) hinabgleitende Schneemassen wurden durch den Vorbau der Belca im hintersten Talkessel aufgestaut, Bergsturzböcke von diesem Felskopf sammelten sich dort an. Vermöge seiner Schutzlage und der Beschaffenheit seiner Südmrahmung war er ein sehr guter und langwährender Schneebehälter. Im Sommer 1933 lagen am Oberrande der Schutthalden nur einige kleine Schneeflecken.

Nach diesen Beobachtungen der Formen und Geschiebe im Einzugsbereiche des Freibachtales bestätigt sich PENCKs Annahme (1095), daß der 5 km lange Gletscher bei einer Schneegrenze von etwa 1500 m seine Endmoränen vor Eintritt in die Talenge beim Terklwirthshaus ablagerte. Durch Lawinen vom Koschutakamm genährt, erfüllte seine Zunge das obere Freibachtal und gestaltete die vermutlich bereits voreiszeitlich steilen Talhänge dank der leicht zerstörbaren Grünschiefer zu einem Trog um. Die Westgrenze des Eises verlief beim Höchststand über die Mulde beim Koschutnikbauer (1040 m) zum Sattel (990 m) südöstlich Pušelé, über den ein Lappen hinabhing und randliche Schmelzwässer abflossen; weiter am Osthange der Höhe 996. Die Eismächtigkeit betrug hier in der Taltiefe etwa 70 m. Dann breitete sich das Eis in raschem Abstieg kuchenförmig bis auf die Verebnung beim Hof Kvadnik (958 m) aus und gelangte über Terkl (859 m) bis zur Talenge. Die Ostgrenze des Eises ist aus Formen und Geschieben entlang des steilen Trograndes zum P. 982 zu verfolgen; die Kalischnikhöhe P. 946 wurde vom Eisrande eben noch erreicht. Dann senkte sich die Zunge rasch, buchtete kurz gegen die Schaidamulde aus und endete am Bergfuß auf der vom Hof Zöllner gegen Stephan ziehenden Leiste. Wie der Waidischgletscher im W spernte somit der Freibachgletscher im O das Zelltal. Beide erzwangen hiedurch die dortige Schuttansammlung und die schwach ausgeprägte Wasserscheide. Während aber der Waidischgletscher vermöge der günstigen Beschaffenheit seines Einzugsgebietes mit dem eingedrungenen Ferneislappen gerade noch in Berührung trat, trennte den 5 km langen Freibachgletscher wegen des bereits verminderten Nährgebietes und der Form seines Trogtales eine ebenso lange Lücke vom Drauceis.

c) Zelltal — Setitsche.

Zwischen Terkl und der Verbauung westlich Zell (Gruppe 15) erstreckt sich in auffallender Geradlinigkeit das breite, röhrenförmige Zelltal in 5 km Länge. Es ist nur westlich Terkl durch den näher herantretenden Felssockel eingeengt. Die ausgedehnte, sonnseitig von Randsiedlungen begleitete Kulturmulde erreicht südlich Jug mit P. 951 die flache Wasserscheide, bereits 1,5 km von ihrem Westende. Der Entwässerung durch den schwachen Zellbach nach O entsprechen jenseits der Wasserscheide zwischen Zell und Huß die nassen Wiesen, da der Abfluß ins Waidischtal infolge der Verbauung durch die rechte Ufermoräne des Gletschers aus dem Talschluß Merzli vovk verwehrt ist.

Die Süd hänge sind durch zahlreiche kleine Tiefenlinien gegliedert, beim Trig. 1018 östlich Zell und P. 1003 durch kleine Wildbachfurchen zu flachen Bergnasen zerschnitten; bei Pušelé greift die erwähnte Mulde tief ins Gehänge ein. Auf der Nordseite liegt westlich der Talenge die Terrasse von Krištan (980 m), dann folgen die später zu besprechenden Furchen am Südhang der Setitsche, weiterhin ein stetiger Hang. Bei Huß mündet ein kleiner Wildbach in die erwähnten nassen Wiesen. Das Trockental beim Hof Rutter wendet sich bereits dem Waidischtale zu.

Als Bodenkruuste ergibt sich aus den Aufschlüssen am Gehängesfuß und auf der Talsohle (nach TELLER Schutt und Alluvium): am Südrande im Raume Pušelé—Kvadnik—Terkl verstreuter Moränenschutt aus dem Freibachtal; weiter westlich Gehängeschutt von Grünschiefer und kleine Kegel an den Grabenmündungen; am Nordhange Dolomitschutt von den Felswandeln oberhalb Jug; in der Sandgrube (etwa 960 m) nördlich der nassen Wiesen von Huß stellenweise hangparallele, gröbere Schuttichtung, im Hangenden eine sandig-lehmige Masse mit eingebakenen Blöcken von Kalk und verfestigtem Schutt. Sie ist moränenähnlich, jedoch eine Hangschuttbildung. In der breiten, vermutlich sehr hoch aufgefüllten Talsohle selbst aufgearbeitete Verwitterungsprodukte in großer Mächtigkeit, dann eckiger Hangschutt und schließlich Brocken einer Breccie. Trümmer von ihr sind als Bausteine in Zell und südlich Cofl zusammengehäuft.

Diesen Funden nachgehend, trifft man in dem Graben, der zwischen Gros und Krištan mündet, auf immer häufigere Spuren und schließlich am Südgehänge der Setitsche (1922 m), im Kessel Probne cerech (Geol. SpK), zwischen den Pfeilern Puna peč P. 1352 und 1302 auf den Ursprungsort der Breccie. Sie war bereits TELLER (3, 227) und PENCK (1095) bekannt. Der steile Auslauf des Kessels enthält zwischen Wald, Gestrüpp und Hutweideplätzen zunächst zahlreiche herabgestürzte Breccienblöcke in verschiedenster Größe, manche bis zu mehreren Raummetern. Die einzelnen Kalk- und Dolomitbrocken schwanken zwischen Nagel- und Nußgröße, sind manchmal kristallin, von roten Adern durchzogen, manchmal rauhwackenartig zerfressen und durchlöchert; sie werden durch ein

gelb-rötliches, kalkiges Bindemittel fest zusammengehalten. Soweit bisher sichtbar, liegt die Breccie regellos als loses Blockwerk und Schutt ohne Zusammenhang auf den Halden unterhalb der nackten, stellenweise überhängenden Felsabstürze der Setitsche verteilt; Bruchstücke sammeln sich ferner auf kleinen Verflachungen an, manchmal am Fuße glatter, wasserübertroffener Platten, die südwärts fallen. Den Kessel quert ein schmaler Streifen steil gestellter Raibler Rauhwacken, die TELLER bereits nördlich Cofl auskeilen läßt. Der Graben geht nördlich P. 1019 in eine Schlucht über, die eine Verwerfung zu sein scheint. An ihrem oberen Ende wird einiges klarer: vom Felsabbruch (etwa 1600 m) des Gipfelaufbaues zieht eine Felsrippe schräg nach SO gegen P. 1302 hinab. Sie ist dem Gestein nach nicht einheitlich gebaut wie die nach S sehenden Abbrüche der Felswände, sondern auf der unruhigen Oberfläche des nach SO fallenden Wettersteinkalks und -dolomits ist die Gehängebreccie aufgelagert. Durch Vorkragen der Bänke nach SW entstehen große Höhlungen. Dem Hang entsprechend fallen die Nagelfluhbänke schwach nach SO. Sie sind durch Schichtausstriche getrennt, die am Abbruch durch Erosion stellenweise die Breite von 0,5 m erreichen, nach innen aber rasch schmaler werden. Auch knapp westlich der Verwerfungsschlucht sind zwar noch Spuren der Bankung sichtbar, sonst aber geht sie hier verloren. Die Zusammensetzung der Breccie ist nicht einheitlich, sie wechselt vielmehr von unten nach oben. Häufig folgt auf feineres, rötlich gefärbtes Material grob- und über ihm schmalgebanktes. Nach der Lagerung können mindestens zwei derlei Serien übereinander unterschieden werden, wenn auch Querklüfte den ursprünglichen Zusammenhang stark gestört haben. Ähnlich wie bei der Höttinger Breccie glitten auch hier wiederholt unzulänglich durchfeuchtete Murschuttbildungen ab. Ihre Reichweite endet bei P. 1302 mit dem Durchstreichen der steil gestellten Raibler Schichten. Der mäßigen Hangneigung entsprechend, ist die Breccie an ihrem Beginn flach kuchenförmig ausgebreitet; keine Steile, keine Narbe zieht sich vom Setitschegipfel ostwärts zum Terklturn (1628 m, Medvedja ravna, Bärenraut).

Die Bildung der Breccie ist daher aus den derzeitigen Gehängeformen nicht restlos erklärbar, desgleichen nicht ihr Vorkragen nach SW und ihr plötzliches Aufhören nächst P. 1302. Man könnte an ein ursprünglich steileres Gehänge mit SW-Neigung an der heutigen Obergrenze der Breccie denken, wie sie die Felswände des Gipfelaufbaues haben, das den Abrutsch der Gehängebreccie verursachte; dann an ein späteres Rücksinken des Hanges zu seiner jetzt nur mäßigen Neigung nach SO; ferner an einen Ursprung der Breccie aus dem Ostteile der heutigen Wandabstürze, die durch Nachbrechen aus einem ursprünglichen Steilhange hervorgegangen wären. Durch ein zeitlich folgendes Absacken des Gehänges entlang der Felsrippe und der ihr gleichlaufenden Verwerfungskluft könnte der heutige Kessel entstanden sein. Bei diesem Vorgange blieben die festen Brecciebänke als

Vorkragungen stehen, schwächere brachen ab, ihre Trümmer kollerten in den Kessel hinunter, in dem unter Schutt noch weitere Breccien-trümmer liegen dürften. Die Osterstreckung der Brecciendecke verliert sich bald jenseits der Felsrippe unter dem Verwitterungsschutt und dem Pflanzenkleid; nach etwa 100 Schritten scheint sie ganz auszu-dünnen. Ihre Südgrenze bei P. 1302 ist in der heutigen Geländeform allein nicht begründet; vielmehr dürfte hier ihre Beweglichkeit infolge mangelnder Durchfeuchtung die Grenze erreicht haben, wenn man nicht auch an dieser Stelle eine junge Änderung des Gehänges annehmen will. Denn knapp unterhalb P. 1302 beginnt jetzt ein Steilhang, der heute das Abgleiten des murartigen Gehängeschuttes eher begünstigen, aber nicht begrenzen würde. So ist man in formenkundlicher Hinsicht auf Vermutungen angewiesen.

PENCK (1096) vermisse bei der Setitschebreccie im Vergleiche mit der in mancher Beziehung ähnlichen Höttinger Breccie Moränen-spu ren. Sie fehlen tatsächlich hier im Hangenden und im Liegenden. Die Setitschebreccie ist zwischen Jungschutt und anstehendem Gestein eingeschlossen. Der Mangel an örtlichen Moränen ist nicht überraschend; denn der Südhang der Setitsche (1922 m) enthält drei bis zum Fuße der Felswände (1460 m) hinaufreichende, steile Einrisse. In ihnen glitt die Schneelagen des Gipfelbereiches unter Mitführung von Blockwerk und Hangschutt als Lawinen hinab, zu einer Gletscherzunge aber kam es nicht. Nach den Erfahrungen in anderen Alpengebieten ist anzunehmen, daß die Breccie aus einer Zeit allgemeiner Hangverschüttung stammt, daher ein höheres Alter hat als die letzte Großvergletscherung. Auch PENCK (1095) bemerkte hierüber: „Wir irren wohl nicht, wenn wir die dann und wann in den Ufermoränen des Hudagletschers auftretenden Breccienblöcke auf unser Vorkommen zurückführen, welches wir . . . für älter als die Würmeiszeit erachten.“ Wie bei Gruppe 15 dargelegt, befinden sich in der Huda jama, dem Einzugsbereiche des Hudagletschers, ebenfalls Gehängebreccien. Das Vorkommen von solchen Geschieben in den Moränen dieses Eisstromes dürfte daher wenigstens zum Teil viel eher von der gleichaltrigen Huda-jama-Breccie stammen. In der vorangegangenen Zwischeneiszeit mögen allerdings vielleicht auch Trümmer der Setitschebreccie durch Wasserverfrachtung in den Bereich des Waidischgletschers gelangt sein. In der letzten Eiszeit aber verbaute der östliche Gletscherarm aus dem Kessel Merzli vovk mit seiner rechten Seitenmoräne den Westausgang des Zelltales. Damit war die weitere Zufuhr von Bestandteilen der Setitschebreccie unterbunden.

Die Geschichte des Zelltales ist mit den eiszeitlichen Vorgängen aufs engste verknüpft. Ursprünglich entwässerte es, soviel ersichtlich, mit einem kleinen Gerinne zu Waidischtal, mit einem größeren zum Freibachtal. Nach Form und Richtung der benachbarten Höhen und Gräben lag die Wasserscheide ähnlich wie heute in der

Gegend von P. 951 südlich Jug. Spätestens während der letzten Eiszeit schlossen die beiden Gletscherzungen und ihre Moränenverbauungen das Zelltal im W und im O von dem alten Talnetze fast vollkommen ab. Infolge dieser Hindernisse sammelten sich der Abtrag und das Wasser in dem so entstandenen Trog an und füllten ihn unter Bildung kleiner Seen allmählich immer höher. Ein Rest solcher Wasseransammlungen sind die nassen Wiesen südlich Huß. Mit dem Schwinden der Eiszeit wurden die Gerinne des Waidisch- und Freibachtales durch die Schmelzwässer eingetieft. Aber nur nach O konnte sich das Wasser aus dem Zelltal wieder einen Weg bahnen, während nach W nur ein trockener Graben hinabführt. Beiderseits des derart verbauten Zelltales ist der heutige Höhenunterschied zwischen den örtlichen Erosionsbasen sehr beträchtlich. Die östliche liegt beim Terkl (Freibachtal) in rund 850 m Höhe, die westliche im hinteren Waidischtal nördlich Malovodnik in etwa 720 m, somit um 130 m tiefer. Außer der Gestaltung des voreiszeitlichen Reliefs nahmen hierauf auch die verschiedene Größe, des Einzugsgebietes der beiden Gletscher und die ungleiche Erosionskraft ihrer Schmelzwässer Einfluß.

18. Obir und Altenberg Nord.

Da in diesem Abschnitte der Bergfuß im engsten glazialgeologischen Zusammenhange mit dem unteren Vellachtale steht (Gruppe 20) und daher dort zur Besprechung gelangt, sei hier gleich mit der Hochfläche begonnen, die von Lesjak — Robesch gegen den Wildensteiner Graben einbiegt. Sie ist durch Steilstufen in drei übereinander liegende Terrassen gegliedert. Die von Lesjak entspricht in der Höhe etwa der Hochfläche von Abtei (über 700 m) und steigt nach SO bis gegen 800 m an. Die mittlere mit den südlichen Gehöften von Robesch verläuft zwischen 700 und 660 m als keilförmig sich zuspitzende Leiste bis auf die Mündungsstufe des Wildensteiner Grabens. Die untere (640—600 m) mit dem Hof Krajnčonik endet schon vor Erreichen desselben. Alle drei Terrassen aber schwenken gegen ihn ein. In Übereinstimmung mit der Karte von TELLER setzt sich auf ihnen der Schutt aus Trias- und Jurakalken, ferner aus tertiären (und jüngeren) Geröllen und Glazialgeschieben zusammen. Wie auf der dem Freibachtale zugewendeten Seite ist aber auch hier kein Uferwall (PENCK, 1076) bemerkbar, sondern nur eine Grenzzone der Fremdgesschiebe auf den flacheren Gehängepartien an der Jura- und Schuttgrenze bis in etwa 800 m Höhe. Mit Annäherung an den Graben wird diese schräge, durch eine Überschiebung entstandene Leiste immer schmaler und zieht sich als Fortsetzung der mittleren Terrasse taleinwärts. Östlich des Grabens ist sie am Steilhange des Altenberges (Stara gora, OA und neuere SpK Altberg), wie auch PENCK angab, nicht mehr zu unterscheiden.

Der Wildensteiner Bach stürzt in 52 m hohem Wasserfall vom P. 656 über seine Mündungsstufe frei hinab. Das hiedurch

im Oberjura ausgekolkte Felsbecken umrahmen senkrechte, stellenweise überhängende Wände. Der Wasserfall tritt aus einem engen Speiloch hervor. Es bildet den Nordausgang einer schlangenförmig gewundenen Felsrinne zwischen Wänden, die in ihren Vorsprüngen und Einbiegungen wie bei einer *Erdbebenspalte* zueinander passen; Gletscherschrammen sind an ihnen nicht zu sehen. Da die mittelalterlichen Geschichtsquellen nach *HOEFER* und *HANN* von einer Zerstörung des nahe gelegenen Schlosses Wildenstein zur Ruine durch das Erdbeben von 1348 berichten, erhält der unabhängig hievon gewonnene Eindruck von der Wirkung eines Erdbebens eine sehr starke Stütze. Damit ist auch der festgestellte Mangel von Gletscherschrammen an den Felswänden, soweit sie zugänglich sind, erklärbar. Gegen das Speiloch zu tieft sich der Bach infolge der Stauung stark ein; kurz südlich des Falles verschwindet er aber bereits im Schutt, aus dem er im Steiltale nur zwischen 900 und 1000 m wieder sichtbar wird. Auch oberhalb der Wasserfallstufe sind in dem reichlichen rezenten Schutt entlang und unterhalb des Jagdsteiges zunächst noch zwischen 700 und 800 m ganz vereinzelt Draugeschiebe anzutreffen, hauptsächlich jedoch Juraschutt. Der von *LUCERNA* (1, 46) hervorgehobene trogförmige Querschnitt des Tales ist nicht auf Umformung durch das Eis, sondern auf den angelagerten Hangschutt zurückzuführen. Das felsige Profil ist V-förmig, eng und steil bis zur *Hofmannsalm* (1245 m). Hier streichen vom *Freibachsattel* die *Raibler Schichten* in W—O-Richtung durch. Die sanft abfallende *Waldblöße* ist von Schutt des näheren Bereiches und von spärlicher *Hutweide* bedeckt; an ihrem nicht rückfälligen Nordrande sammelte sich grobes *Blockwerk* oberhalb des Steilabfalles an. Die *Almhütte* ist gänzlich verfallen, das breite, schutt-erfüllte *Bachbett* erhöht und vollkommen trocken (August 1933).

Der nach W auf den *Freibachsattel* (1686 m) führende Graben leitet eng und steil ohne besondere Formen durch *Mischwald*, *Latschen* und *Gebüsch* zur welligen *Hutweide* des Sattels empor, auf dessen Abhängen zwei Quellen entspringen (*Alm*, *Raibler Schichten*). Knapp östlich des Sattels tritt eine Anschwellung durch *Lawinenschutt* hervor. Von den Nordwänden des *Hochobir* (sehr gut gebankter und geschichteter *Dachsteinkalk* nach *TELLER*; *Wettersteinkalk* und *-dolomit* nach *STINY*, 8, 35; mehrere *Höhlen*), die zur Zeit der Besichtigung nur zwei kleine *Schneeflecken* auf 1550 m am Beginne der *Schutthalde* enthielten, stammen die zahlreichen *Bergsturzböcke* im Tale.

Der *Gipfelaufbau* des *Kl. Obir* (1947 m) ist in Übereinstimmung mit der *Schichtplattenlage* flach und zeigt *grasige Einzelformen*, *Vertiefungen* und *Hügel*, anscheinend Folgen langer *Firnlagerung* auf dem *klüftigen Gestein*. In seinen sich *verschmälernden Nordteil* sind beiderseits *Kare* eingekerbt, deren *Oberrand* in 1800 m Höhe liegt. *LUCERNA* (1, 46) sah in diesen *Hohlformen* einen Zusammenhang mit der *Schneegrenze*, die hier durch den *Dunstkreis* des *Draugletschers* herab-

gedrückt worden sei. Wenn diese klimatischen Verhältnisse auch in mäßigen Grenzen zutreffen, so ist die Entstehung der Kare nach heutiger Auffassung doch nicht unmittelbar aus der Schneegrenzlage abzuleiten.

Südlich der Hofmannsalm öffnet sich zwischen den nahe herantretenden Felswänden schlauchförmig die steile Schuttrinne aus dem Nordkar des Hochobir, das über einem Wandgürtel flacher gegen den Sattel knapp nördlich des Rainer-Schutzhauses (2044 m) ausläuft. Die zerrissenen, stellenweise in Türme aufgelösten Felsen des Gipfelaufbaues weisen keine Schrammen oder Schriffkehlen an der Umrahmung auf. Sie sind schuttarm, senkrecht zerklüftet und durch Steinschlag und Lawinen weißgescheuert. Im Winter herrscht hier starke Bildung von Wächten, die oft 7 bis 8 m weit, namentlich von S und W, ins Kar hineinragen. Dessen Boden wird dann mehrere Meter hoch mit Schnee aufgefüllt, bis die Lawinen auf die Hofmannsalm niederdonnern und in ihren Ausstrahlungen noch darüber hinaus fühlbar werden. Die Umgebung des Schutzhauses liegt Mitte Juni alljährlich noch im Schnee. PASCHINGER (2, 93) konnte auch am Obir während des letzten halben Jahrhunderts eine Zunahme der winterlichen Niederschläge im Gegensatz zur Abnahme im Sommer feststellen. Bei Verschärfung der heutigen meteorologischen Verhältnisse zur Eiszeit mußte sich im Wildensteiner Graben eine Gletscherzunge mit dem bis über 700 m talaufwärts reichenden Draugletscher vereinigen. HERITSCH (2, 430) nahm diesen Vorgang für die Rißeiszeit an, ließ ihn aber für die Würmeiszeit offen; LUCERNA (1, 46) und PENCK (1096) gingen auf diese Frage nicht näher ein. Nach meinen Beobachtungen im Einzugsgebiet ist sie wohl auch für die letzte Eiszeit zu bejahen. Beim Rückzuge lag die Zunge des Wildensteingletschers vermutlich längere Zeit auf der Talweitung der Hofmannsalm.

Dem Zuge der Raibler Schichten folgend, steigt östlich der Alm eine gut begrünzte Tiefenlinie an (P. 1354). Sie enthält eine tellerförmig eingesenkte Mulde (Hutweide, Quelle) als Auslauf einer von S kommenden Rinne, die den Abzug eines kleinen Kars bildet. Der Oberrand dieses Firnraumes liegt am steilen Nordabfalle des breiten, kahlgewehten Rückens P. 1828—1899 zwischen der Seealpe und dem Schutzhaus. Der Latschenbestand der Seealpe reicht zwar bis etwa 1930 m schütter hinauf, wird aber erst tiefer unten, vom Wetterhüttl an, dichter. Der Holzbedarf muß daher, auch zum Schutze vor der ohnedies drohenden Verkarstung, aus diesem Bereiche gedeckt werden. Bemerkenswert sind die hochgelegenen Wasserspenden, die Kalte Quelle auf der Seealpe, etwa 1600 m, und eine andere in fast 1900 m Höhe westlich des Schutzhauses. Der Bau ist 1878 aus dem alten Berghaus hervorgegangen; bis hierher reichen auch die verwitterten Bergwerkshalden, deren helle Farbe und Wallform von weitem Moränen vortäuschen könnten.

Der Süda bfall des Hochobir geht unterhalb der breiten Verflachung, die einer tertiären Landoberfläche angehört (Bohnerzfunde von STINY, 8, 46), zunächst in sanft gewellte Hutweide und seichte Mulden über, erst in der Waldzone beginnt das steilere Gehänge. Wie schon PENCK (1095) nach der Karte mutmaßte, fehlten hier die Vorbedingungen für einen Ebriachgletscher. Günstiger gestalten sich die Verhältnisse im Westkar, das sich vom Sattel beim Schutzhaus in jähem Abrissen (Raibler Schichten) zum Freibachtal senkt und dort mit einem Schuttkegel südlich Jagoutz (bei Homölitisch) ausläuft. Das Westkar ist tief eingesenkt zwischen dem in Zacken aufgelösten Felsgrat im N und den Abbrüchen im S, gegen Besonnung sehr gut geschützt; daher ein Schneebehälter, aus dem alljährlich starke Lawinen talwärts stürzen. Man kann daher wohl mit Recht annehmen, daß sich aus ihm zur Eiszeit eine schmale Gletscherzunge entwickelte. Die Sohle des Freibachtales erreichte sie aber nicht mehr. Die nachbrechenden, durch eingekerbte Rinnen zerfurchten Raibler Schichten oben und die starke rezente Schuttführung unten haben alle Spuren vernichtet.

So konnte im ganzen Bereiche des Obir allein der kleine Wildensteiner Gletscher vermöge seiner Schutzlage und seines starken Gefälles mit dem eingreifenden Draugletscher in Verbindung treten.

Im Wildensteiner Tal waren die äußersten Draugeschiebe noch oberhalb des Wasserfalles bis über 700 m festzustellen. Am Nordhange des Altenberges sind sie jedoch anscheinend unter dem massenhaften Bergsturzmaterial begraben (PENCK, 1079). Die Abbruchstellen reichen stellenweise bis 800 m hinab, liegen aber zumeist in größerer Höhe, die vom Draugletscher wenigstens bei der letzten Vereisung bestimmt nicht mehr erreicht wurde; denn die Randeishöhe kann hier nur mit etwa 650 m angenommen werden. Aber Wächten, Schneenester in den gut beschatteten Felsrinnen und Lawinen fanden in dem steil nordfallenden, zerklüfteten Kalk günstige Verhältnisse für Kältesprengung und Schuttabfuhr auf dem durch das Ferneis unter schnittenen Hang. Überdies hat, wie LUCERNA (1, 46) vermutete, der Dunstkreis des fast 30 km breiten Draugletschers die Schneegrenze gewiß noch etwas herabgedrückt und die Verwitterung gefördert. Die namhaften Spuren dieser Wirkungen in der Fußzone enthält Gruppe 20.

Erst die Kulturmulde der Gehöfte Bukovník und Kuhl (O.A. Kuchling nach der Geol. SpK und nach HERITSCH, 2, 422) wird im N von einem unruhig auf- und absteigenden, breiten Moränenwall (P. 629) umsäumt. Die Randsenke, in der beide Gehöfte liegen, ist mit reichlichen Draugeschieben überstreut. Der bergwärts anschließende Hang (640 m) enthält aber keine mehr. Ebenso lagen am Ostabfalle des Altenberges der Sattel mit Bildstock 814 (PENCK, 1077) und die Mulde von Setz südlich von ihm bereits außerhalb der Reichweite des Draugletschers. Viele Erratika finden sich aber in dem Hügel-

gelände östlich Kuhl. Es nimmt nördlich Rechberg die geschlosseneren Formen eines Ufermoränenwalles an (HERITSCH, 2, 422; LUCERNA, 1, 38—39; PENCK, 1076, 1077, 1080 u. a.). Dessen breiter, mit Kulturen bedeckter, welliger First zieht über drei Bildstöcke (580, jenen am Weg vom Miklauzhof nach Rechberg und 576), weiter über P. 579 und über eine flache Einsenkung ostwärts zum P. 578, wo er steil zum Vellachknie abbricht. Nach den das anstehende Gestein selten erreichenden Aufschlüssen besteht der Wall aus manchmal gekritzten Draugeschieben und aus zumeist kalkigen, in lehmige Grundmasse eingebackenen Blöcken. Sein Südfall gegen den erhöhten Ort Rechberg (603 m) bildet eine sanfte, wellige Mulde, von HERITSCH (2, Skizze, 419) als oberste Schotterterrasse, von PENCK (1080) als deutliches, kleines Schotterfeld in 570—580 m Höhe bezeichnet. Ein Anriß östlich des Kastells Rechberg, südlich des am Hang noch mit einzelnen Draugeschieben überstreuten Kirchenhügels (603 m), erweist die Bedeckung des anstehenden erzführenden Kalkes, auf dem der Ort liegt, mit Schutt des Karawankengehänges und mit weiter hergeschleppten Draugeschieben. Der Nordfall des Walles ist steil terrasiert, südlich der Platte P. 532 auffallend hangwärts eingemuldet, von Draugeschieben überstreut. Kalkblöcke der anstehenden Juralinse und der Moräne werden beim Hof Habernig (zwischen P. 500 und Bildstock 576, OA) der Ortschaft (nicht nur ein Gehöft) Weißenbach gebrannt. Die Terrassen, ferner die weiteren Aufschlüsse am Abhange gegen das Vellachtal und bei Wolina-Woock (LUCERNA, 1, 39; HERITSCH, 2, 435; PENCK, 1077) werden im Zusammenhange mit diesem Gelände eingehender besprochen (Gruppe 21).

Nach HERITSCH (2, 422) bestünde außer diesem oberen Rechberger Wall ein unterer, freilich „minder schön erhaltener“, auf dem das Gehöft (tatsächlich eine Ortschaft) Unterort (500 m) stehe. Von Nher, etwa von Zavance aus, gesehen, macht diese Gegend wegen ihres Steilabfalles zur Straße allerdings den Eindruck eines Walles. Eine Begehung der welligen Fläche und ein Überblick von der freistehenden Höhe P. 549 westlich des Ortes zeigt aber, daß hier kein Wall liegt, sondern eine wellige, breite Terrasse. Sie senkt sich von 500 m im W auf 490 im O (Schichtenlinien der OA) zu der bis Weißenbach eingreifenden, flachen Mulde, die sich in Nordostrichtung über P. 475 an der Straße nach Winkel hinzieht. Gegen den Rechberger Wall und dessen westliche Fortsetzung über Kuhl und Bukovnik grenzt diese Terrasse nicht mit einer Senke ab, wie bei einem Innenwall in der Regel zu erwarten wäre, sondern die steile Nordseite des Außenwalles erhebt sich unvermittelt in Stufen über der flachwelligen Terrasse von Unterort. Ein dem Rechberger Wall vergleichbarer Innenwall besteht daher bei Unterort nicht, nur eine verwaschene Moränenlandschaft, die wir später am Talboden noch verfolgen werden (Gruppe 20).

Östlich des Vellachdurchbruches finden sich am geschlossenen Karawankengehänge keine Wallformen des Draugletschers mehr. Der

Rechberger Wall ist daher, wie PENCK (1077) angab, das Ostende der südlichen Ufermoränenwälle des Draugletschers. Von ihm mitgeschleppte Geschiebe liegen allerdings auch noch weit östlich des Vellachdurchbruches bis in etwa 600 m Höhe, reichlich untermischt mit Schutt aus dem Vellachtal und mit Tertiärgeröll der Karawanken, am Bergfuß und in den eingreifenden Gräben. z. B. im unteren Suchagraben. In diesem Raum aber trennten die Umfließungsrinnen der eiszeitlichen Vellach und der Schmelzwässer des Draugletschers die Moränenwälle bereits vom Bergfuß ab und zerlegten sie, wie wir sehen werden, in Teilstücke (Gruppe 19).

19. Zungengebiet Jauntal.

Wegen des entwicklungsgeschichtlichen Zusammenhanges erweist sich die Voranstellung dieser Gruppe trotz ihrer örtlichen Entfernung als zweckmäßig.

Untersuchungen über das Ostende des Draugletschers im Jauntal und die Laufverlegungen der unteren Vellach liegen bisher von HÖFER, HERITSCH, LUCERNA und PENCK vor. Am eingehendsten setzte sich HERITSCH mit den dortigen glazialgeologischen Verhältnissen auseinander. Seinen Beobachtungen vermochte PENCK im Rahmen eigener, weiter ausgreifender Wahrnehmungen im Klagenfurter Becken eine andere zeitliche Deutung zu geben.

Meine Begehungen des Geländes im Jauntal führte ich an Hand des vorhandenen Schrifttums und der dort sehr guten OA durch. Obwohl dieser Raum eigentlich bereits außerhalb meines engeren Arbeitsgebietes fiel, war es für mich doch unerlässlich, bereits hier anzuknüpfen, um die Moränenzüge und Umfließungsrinnen am jeweiligen Gletscherrande womöglich bis an den Gebirgsfuß zu verfolgen. Es bestätigte sich hierbei neuerdings die stellenweise Unsicherheit über die seitliche Reichweite der Draugletscherzunge. Die Ursache liegt darin, daß deutliche Endmoränenbögen zumeist fehlen, da die Schmelzwässer und die Vellach unmittelbar am Eisrand entlang flossen und daher die Ablagerung von Endmoränen in der Regel verhinderten. Bei meinen Untersuchungen traten drei Fragenkomplexe besonders hervor, die miteinander im engsten Zusammenhange stehen: Gliederung der Moränen nach Lage und Alter, Zuordnung der entsprechenden Schotterterrassen und allmähliche Verlegung des Unterlaufes der Vellach.

In allen drei Punkten hat PENCK den Grundgedanken bereits ausgesprochen. Im Gegensatz zu HERITSCH und LUCERNA wies er (1081) gleich DREGER (1, 98) außer einigen älteren Resten sämtliche Moränen dieses Raumes wegen ihrer frischen Erhaltung der Würmvereisung zu. Er gliederte sie in einen älteren oder äußeren Kranz von Jugendmoränen etwa östlich der Linie Miklauzhof—Völkermarkt und in einen jüngeren oder inneren Kranz westlich davon, jeden wieder in mehrere Halte gesondert. Dementsprechend gehören auch die abgestuften Schotterfelder nicht der Hoch-, sondern der Niederterrasse an. Der schwin-

denden Draugletscherzunge folgte allmählich die untere Vellach, bis sie endlich ihr jetziges Bett erreichte.

In großen Zügen wären diese Fragen somit geklärt; es wird sich daher im wesentlichen um *ergänzende Beobachtungen und Schlüsse* handeln. Meine Ergebnisse umfassen nach Zeit und Raum zunächst die wenigen Spuren der Ribvereisung und die weit zahlreicheren der Würmeiszeit. Die jeweilige Eisrandlage wird durch Moränenzüge, Schotterfelder und Umliebungsrinnen gekennzeichnet. Innerhalb des äußeren Kranzes der würmeiszeitlichen Jungendmoränen kommt nur ein größerer Eishalt östlich des Gösselsdorfer Tales zum Ausdruck. Ein noch beiderseits des Seetales liegendes Übergangsstadium des Eisstandes vermittelt zu dem inneren Kranz der Jungendmoränen westlich dieser Furche. Daraus folgt im allgemeinen, wie die Skizzen zeigen, meine Übereinstimmung mit HERITSCH, mehrere Einzelheiten ausgenommen, hinsichtlich des Verlaufes der Moränenzüge, mit PENCK hinsichtlich ihrer Gliederung nach dem Alter.

a) Spuren der Ribvereisung.

Wie PENCK (1097—1098) sehe ich in den bis etwa 560 m ansteigenden Moränenwällen auf der Westseite des Libitschberges (westlich Bleiburg) wegen ihres verwitterten, lehmigen Zustandes den äußersten Ribmoränenbogen und in ihnen liegenden, undeutlich geschiedenen, hier nur lose verfestigten Schottern die Hochterrasse. Ihnen ist auch die Nagelfluh mit gekritzten Geschieben am Ostabhange des Slimnahhügels südwestlich von St. Stefan beizuzählen. Dazwischen aber fehlen sichere Anhaltspunkte für eine Eisrandlage in Form von Moränen; lediglich die Geschiebe auf dem Kirchenhügel von St. Katharina (St. Caldrina der TELLER-Karte) bei St. Michael gewähren vermutlich Hinweise darauf. KIESLINGER (3, 226) erkannte diese Hügel und die benachbarten kleinen Dolomitseln als schwimmende, äußerste Schubsplitter infolge Nordbewegung der Karawanken. TELLER (3, 124) hatte sie als Klippen erklärt, die aus dem Untergrund aufragen. „gleichsam die Krone des hier versenkten Fragmentes der Karawankenkette“. PENCK nannte sie nur „Felskuppen“, ohne auf ihre Entstehung näher einzugehen. In Übereinstimmung mit HÖFER (3, 512) und KIESLINGER (3, 226) zeigte meine Untersuchung des Kirchenhügels von St. Katharina im Westteile die Auflagerung des Dolomits auf den Phyllit. Die Abrisse gegen St. Michael und am Westabhang liegen im Dolomit, den Ostteil bildet Phyllit. Besonders den Mittelteil (510—530 m) bedeckt, wie auch KIESLINGER feststellte, Glazialschotter, von TELLER als Miozän aufgefaßt. Nach dem Gesteinsbestande sind es größtenteils Draugeschiebe, darunter auch gekritzte und polierte dunkle Kalke, ferner aufgearbeitetes, gut gerolltes Tertiär mit einzelnen Porphyrgeschieben. HÖFER (3, 542) ist daher nicht beizustimmen, daß hier keine Wahrzeichen der Eiszeit zu finden wären. Freilich, die von ihm vermiften Rundhöcker konnten am Gletscherende nicht mehr ausgebil-

det werden und Moränenwälle fehlen aus bereits bekannter Ursache allerdings. Aber die Verwitterungskruste und das unruhige Gelände ähneln sehr den Verhältnissen auf der Westseite des benachbarten Libitschberges, der nur durch eine 600 m breite Lücke von der Felsinsel getrennt ist. Wenn jene bis etwa 560 m ansteigende Moränenlandschaft der Ribiszeit angehört, wofür sich PENCK im Rahmen seiner das ganze Klagenfurter Becken umfassenden Untersuchungen entschied, dann ist auch der flache Mittel- und Ostteil des Kirchenhügels von St. Michael von dieser Vereisung noch erreicht worden und nur der jetzt durch die Kirche gekrönte Westteil überragte das Gletscherende.

Weiter westlich lagert in den breiten, begrünten Senken (530—540 m) zwischen den Dolomitschubfetzen bei St. Stefan allenthalben Drauschotter gleicher Zusammensetzung wie bei St. Michael. Der alleinstehende Hügel südöstlich St. Stefan (Zounca der TELLER-Karte) P. 550 trägt nicht Miozän, sondern wie der bei St. Michael Drauschotter. Am welligen Ostausläufer des Slimnähügels bei Kleindorf befindet sich der vorhin erwähnte Aufschluß von verfestigter Nagelfluh mit gekritzten Geschieben, die PENCK (1098) zu den Schottern der Ribiszeit rechnete. Am Nordabhänge des Slimnähügels führte HÖFER (3, 542) bei Tschepitschach „typische Ablagerungen des Draugletschers“ an mit einigen geschrammten Geschieben, die auch PENCK (1080) bestätigte. Meine Untersuchung der Aufschlüsse bei Tschepitschach am Ostabhänge des kleinen Hügels 541 westlich und der Schottergrube östlich der Siedlung ergab, daß es sich um geschichtete Schotter handelt, die gut gerundete Draugeschiebe mit gekritzten und polierten dunklen Kalken enthalten, ferner Glimmerschiefer und rote Porphyrbrocken, mithin auch aufgearbeitetes Tertiär.

Aus der Summe dieser Wahrnehmungen ergibt sich somit: Durch die junge Bewegung der Karawanken gelangten die Schubfetzen vor den geschlossenen Gebirgsrand. Diese präglaziale Zersplitterung des Vorlandes zeichnete dem Eis und den Umließungsrinnen die Wege vor. Die aufragenden Schubspäne ermöglichten stellenweise auch die Erhaltung älterer Schotter, denn sie konnten dank ihrer Hochlage späterhin nicht mehr von den Schmelzwässern zerstört werden. Durch die tektonische Zerschuppung des Nordrandes der Karawanken entstanden im Vorland einzelne getrennte Haftpunkte für die Gletscherzunge. Die Spuren der Eisrandlage sind daher nur inselartig erhalten, soweit es im Jauntal ersichtlich ist. Wenn wir zunächst von einzelnen, zeitweise vorspringenden Lappen abschen, verlief der geschlossene Eisrand zur Ribiszeit vom Westhänge des Libitschberges mindestens über St. Michael nach St. Stefan—Slimnah und weiter westwärts über den Homitzberg nach Sonnegg—Sielach. Bei einem vorübergehenden Hochstande reichte das Eis sogar bis auf die Hochfläche im S und SO dieses Ortes (Wrešiak, P. 681 und Umgebung). Aus den dortigen Formen und Geschieben ist eine Eis-

randzone ersichtlich, die nach der Gesamtlage der Ribbeiszeit angehört. Da das Zungenende ständig, wenn auch gewiß in wechselnder Stärke und Laufrichtung, vom Wasser bespült und benagt wurde, kam es am Eisrand wie bei den heutigen Gletschern nur an besonders günstigen Stellen zur Ablagerung von Endmoränen. Den schwankenden Außenrand des Eisfächers begleitete als Umfließungsrinne die *Randsenke* Wigasnitz—Pfannsdorf—Jaunstein—Globasnitz—Feistritz—Bleiburg. In ihr fanden die Schmelzwässer und der alte Vellachlauf ein weites Abflußgebiet. Die eiszeitlichen Spuren im Ostteile dieser Umfließungsrinne kommen bei Gruppe 25 zur Sprache.

b) Spuren der Würmvereisung.

Äußerer Kranz der Jugendmoränen.

Die Moränen, Schotter und Umfließungsrinnen dieses Gebietes sind offenkundig durch Abtrag und Aufschüttung sehr stark verändert worden; dennoch ermöglichen die Geländebeobachtungen und die gleichzeitige Verfolgung der Schichtenlinien, Stufen und Höhenangaben in der OA, sie wenigstens annähernd auseinander zu halten. Den Verlauf der Moränenzüge gaben bereits HÖFER und HERITSCH zum Teil an. PENCK (1088) legte besonders die Umfließungsrinnen in großen Zügen fest. Meine Arbeiten im Jauntal bieten eine zusammenfassende Ergänzung. Bei den geringen Höhenunterschieden sind in der Darstellung Einzelheiten nicht zu vermeiden.

Randlage.

Die mächtigen Moränen am Rinken- und am Umenieberg in 560 und über 520 m sowie die beim Dorfe Replach noch in 500 m Höhe stellte erst PENCK (1079) fest. Wegen ihres frischen, unverwitterten Aussehens haben sie alle unzweifelhaft würmeiszeitliches Alter. Ein Teilstück dieser Eisgrenze sah PENCK (1080) zutreffend in der von zahlreichen gekritzten Geschieben durchsetzten „Schottermoräne“ bei P. 500 westlich Lettenstätten. Sie liegt am Firste der sich hier teils nach N, teils nach NO abdachenden Niederterrassenschotter. Hingegen gehört die Nagelfluh im Liegenden dieser Jugendmoränen nach PENCK (1098) den verfestigten Rib- oder Hochterrassenschottern an. Heute bildet die Schottermoräne die höchste, alleinstehende Erhebung im Umkreise von etwa 1 km am Scheitel der Schotter, die sie, auf und unter 480 m absinkend, von den nächsten gleichaltrigen Moränen bei Replach (500 m) trennen. Nördlich des von der Bahn durchschnittenen eirunden Hügels der Schottermoräne (P. 500) fällt die weite Schottermulde sanft zum Ostaste des tief eingeschnittenen *Merzlagrabens* (Grabenbach) östlich Mittlern ab. Diese Tiefenlinie steigt nach SW zuerst als weite Mulde, dann sich zu einer flachen Senke verschmälernd, allmählich über Tschepitschach—Jaunstein bis zum Scheitel des viel jüngeren Suchakegels auf 540 m an. Ihre Südbegrenzung verläuft am Fuße der Hügelgruppen bei

St. Stefan—Tschepitschach (520 m)—Slimnah. weiter über die Terrassenränder bei Jaunstein (P. 532) und Unterbergen (P. 537). Ihre Nordgrenze bildet eine deutliche Geländestufe, die nordwestlich Traundorf mit den beiden Punkten 507 beginnt, bei Na ješih (P. 517) 510 m erreicht und sich bei Loibegg sowie am Südfuße des Homitzberges bis 530 m erhebt. Besonders zwischen Tschepitschach—Jaunstein im S und im ONO von Loibegg ist der Steilrand wie ein altes Flußufer unverkennbar ausgeprägt. Sowohl die Anschnitte dieser Ränder als auch die spärlichen Aufschlüsse in der dazwischenliegenden Kulturmulde fördern Draugeschiebe, sehr schön gekritzte Kalke und rote, durch Eis und Schmelzwässer hierher verfrachtete Porphyrbrocken zutage. Nach allen Anzeichen ist diese Tiefenlinie jene Umfließungsrinne, die PENCK (1088—1089) als alten Vellachlauf nach dem Eisfreiwerden des Slimnähügels erkannte.

Die Nordbegrenzung dieser Eisrandsenke bildet der bewegte Moränenrücken, der sich von Loibegg nach NO erstreckt. HERITSCH (I, 223—224) bezeichnete ihn als erste Rifsmoräne. Sie ist von der Schottermoräne P. 500 jetzt durch die dem Ostaste des Merzlagrabens zustrebende Umfließungsrinne getrennt. Der Moränenwall erreicht, wie erwähnt, nordwestlich Traundorf 507 m, auf Na ješih 517 m, weiter südwestlich in einzelnen aufgesetzten Kuppen 522 und 535 m. Dann verbreitert er sich zu einer Platte (P. 533) und wird bei Loibegg durch eine schlauchartige Quersenke (520 m) unterbrochen. Sie stellt eine Verbindung her zwischen der Tschepitschachmulde und dem über den Gablerwald zum Westaste des Merzlagrabens in der Richtung auf Wirtshaus Neuwirt—Mittlern hinziehenden, steilen Innenrand des Moränenrückens.

Ein ehemaliger Zusammenhang zwischen den Würmmoränen bei Replach (500 m), der Schottermoräne P. 500 und dem zunächst bis Loibegg verfolgten Moränenzuge ist zwar aus den heutigen Formen nicht mehr nachweisbar. Sie allein geben keinen ausreichenden Hinweis darauf, ob diese Teilstücke zur Würmzeit eine einheitliche Randlege bildeten, die erst nachträglich durch Erosionswirkung zerstört wurde. Nach der Gesamtlage ist es jedoch sehr wahrscheinlich, daß die Umfließungsrinne von Tschepitschach dem Eisrand unmittelbar folgte und zuerst noch über den Nordfuß der Kirchengöhe St. Katharina, weiter in die Lücke zwischen Rinken- (Umenic-) und Libitschberg verlief, dann etwas später aber, bei Fortsetzung des Eisrückzuges, die Richtung auf den Merzlagraben nahm. Sie trennte derart das Eis am Rinkenberg ab und zerlegte den zur Hocheiszeit vermutlich noch geschlossenen Würmeisrand Replach—Schottermoräne P. 500—Na ješih—Loibegg in die heutigen Teilstücke.

Die Weiterverfolgung dieser äußersten Jungendmoräne von Loibegg an gegen den Karawankenfuß führt zunächst zur Ortskirche (528 m), die in der Lücke der Querverbindung steht. Ein naher Aufschluß fördert etwas lehmigen Schutt zutage. Der Gesteinsbestand

umfaßt in voller Übereinstimmung mit HÖFER (3, 542) vorherrschend faustgroße Kalkstücke, auch einen gut gerollten Kalkblock von 0.5 m: überdies Gneis, Hornblendeschiefer, Porphyrtuff und Porphyr (nach HÖFER gleich jenen von Kaltwasser), rotbraune Kalkbreccien (nach HÖFER anstehend bei Arnoldstein), Tertiärkonglomerate mit hohlen Geschieben (westlich Loibegg anstehend) und lichtgrauen Diabasstücken, somit zweifellos Moräne, kein gut gewaschener Schotter. Nach HÖFER zeigen die Geschiebe angeblich gar keine oder nur undeutliche Schrammung. Ich konnte hier jedoch auch sehr schön gekritzte Kalke feststellen; andere Gesteine weisen solche Spuren bekanntlich immer schwächer auf.

Am Homitzberg südwestlich von Loibegg liegt die Fortsetzung des Jungendmoränenwalles. HÖFER (3, 541) bezeichnete ihn als Querwall, HERITSCH (1, 224) als Endmoräne, tatsächlich ist es aber eine Seitenmoräne. Wie HÖFER fand ich dort in größerer Höhenlage (563—540 m) zumeist Kalkgeschiebe, auch Gneisbrocken, weiter unten meist glimmerigen Phyllit. Er scheint den Sockel zu bilden, ähnlich wie am Ostteile der Kirchenhöhe St. Katharina; TELLER verzeichnete hier nur Miozän. Tatsächlich bedeckt den Homitzberg ja aufgearbeitetes, stellenweise zu Nagelfluh verkittetes Tertiär, aber oberseits ist es mit Glazialgeschieben untermischt. Die gerundete Grundform des Hügels bedecken jedenfalls eiszeitliche Ablagerungen. Nur in diesem übertragenen Sinn ist der Homitzberg ein Moränenwall zu nennen. Seine Formen erheben sich im SW zur stumpfen Kuppe P. 563, sonst bildet er einen wurmartig gewundenen Flachrücken (P. 542). Er ist mit Kulturen bedeckt und fällt nach innen gegen Hart steiler ab als nach außen zur Mulde von Tschepitschach.

Westlich des jungen, flach vorgewölbten Schuttkegels aus dem Suchagraben lehnt sich eine Zunge aus Moränenschutt (540 m) an den Ostabfall des Sonnegger Berges und verkleidet auch dessen Südhang beim Jägerhaus. Deutlichere Formen nimmt der Schutt erst weiter westlich bei der Rundkuppe P. 560 an. An sie schließt gegen SW zunächst eine Schotterplatte. Sie senkt sich von 550 m sanft nach N auf 540 m und begrenzt den Ruinenhügel von Sonnegg im W. Nach SO fällt die Schotterplatte zu der sich jetzt westwärts, mithin zentripetal, ganz sanft senkenden Umfließungsrinne Pfannsdorf—Sonnegg ab (537 m, nördlich Pfannsdorf 536 m, östlicher Sonnegger See 535 m). Der Schotter unterbricht daher den äußeren Moränenzug, wie auch HERITSCH (1, 225) feststellte. Südlich dieser Lücke erscheint dann der Moränenwall wieder nördlich der Straße und der Seen bei den Häusern von Sonnegg als flacher Rücken mit südwestlicher Streichrichtung und 560 m Höhe. Nach W nähert er sich mit einer unruhigen Hügellandschaft immer mehr dem P. 563, wo, wie wir sehen werden, der innere Moränenwall liegt (zweite Reißmoräne nach HERITSCH, 1, 225). Der äußere Wall ist durch die Senke der Sonnegger Seen (535 m) unterbrochen, findet aber südlich von ihr und östlich des Straßenstückes,

das von den Seen zum Gehöft Fischer führt (südlich Quelle beim Straßenknie), seine Fortsetzung in den N—S gestreckten Kuppen (P. 565 OA beim Hof Lenk und P. 563 SpK). Sie liegen zwischen der Straße und der vom östlichen Sonnegger See nach S gegen Wigasnitz sich hinziehenden Tiefenlinie. Weiterhin verflachen sie und nehmen erst wieder bei Sielach (563 m, nicht Seebach nach HERITSCH, 1, 225) geschlossenere Formen an. Hier endet der Moränenwall an dem bei Sittersdorf mündenden tiefen Graben. Denn von Sielach bis zum Austritte der Vellach aus dem Gebirge hört die deutliche Wallform auf; der unruhige, durch Mulden gegliederte Hang des Jegartkogels und des Sittersdorfer Berges ist nur mehr von jungem Hangschutt des Karawankennordrandes und bis fast 800 m Höhe von eiszeitlichen Geschieben aus dem Vellachtal sowie dem Draugebiete überstreut, die in so bedeutende Höhe schon während der Reißvergletscherung gelangten. Darauf weisen auch, wie erwähnt, die verwaschenen Formen bei Wrešiak (P. 681) hin.

Der Geschiebestand der Moränenlandschaft von Sonnegg bis Sielach zeigt, übereinstimmend mit HÖFER (2, 541), eine Mischung von Vellachschottern und von Gesteinen, die durch den Draugletscher herangeschleppt wurden. Wie bei Loibegg, wo es HÖFER nur mit Einschränkung gelten ließ, finden sich auch bei Sonnegg einige geschrämte, schwarze Kalke in Gesellschaft von dem dort abgelagerten, aufgearbeiteten Tertiärkonglomerat; manche Kalke sind aber allerdings auch ohne Kritzung. Entlang der Straße von Sonnegg nach Sittersdorf erreichen die in den Moränenschutt eingebackenen, bestoßenen Kalkblöcke bis 0.5 m Größe. Bunte Porphyre und Tuffe, zum Teil aus dem Tertiär stammend, Diabase aus dem Einzugsgebiete der Vellach, ferner kristalline Schiefer von dort und aus den Draugeschieben umschreiben den stark wechselnden Gesteinsbestand. Der Ansicht HÖFERs (3, 542), daß der Vellachgletscher bis hierher gereicht habe, trat schon LUCERNA (1, 41) entgegen unter Hinweis auf den angeblichen Mangel an gekritzten Vellachgeschieben. Es wird sich noch übereinstimmend mit LUCERNA erweisen, daß der Vellachgletscher bei weitem nicht bis hierher reichte. Demnach wurde jener Anteil der Geschiebe, der zweifellos aus dem Einzugsbereiche der Vellach stammt, nicht durch ihr Eis, sondern durch ihr Wasser hierher verfrachtet. Unter ihnen befinden sich aber auch gekritzte aus dem Talinnern.

Nach diesen Befunden an der Gletscherstirn ist die äußerste Randlage der Würmendmoränen durch die Linie Rinkenbergl—Replach—Schottermoräne P. 500 westlich Lettenstätten gekennzeichnet. Darnach trifft die Feststellung PENCKS (1097) zu, der Draugletscher habe zur Reißzeit nur um etwa 2 km weiter ostwärts gereicht als zur Würmeiszeit, nämlich bis auf den Libitschberg, entsprechend einer um etwa 100 m tieferen Schneegrenze als bei der letzten Vereisung. (Richtige Wiedergabe von DREGER, 1, 98, jedoch hat es dort E. RICHTER zu lauten statt BRÜCKNER; aber Verwechslung der Eiszeiten bei HERITSCH, 3, 216.)

Auch die Südflanke der Zunge befand sich zur Würmeiszeit etwas weiter im N als bei der vorletzten Vergletscherung; sie verlief über Na ješih — Loibegg — Homitzberg — Ruinenhügel Sonnegg gegen Sielach. Diese Randlage der Gletscherzunge bestimmte den Verlauf der Umfließungsrinne.

Eishalt östlich des Gösselsdorfer Seetales.

Die Feststellung des nächsten Draumoränenzuges im Gelände begegnete bisher Schwierigkeiten. HERITSCH (1, 225—226) vermißte nördlich der Bahn im Raume Mittlern—Edling Wallspuren seiner am anderen Draufer deutlichen zweiten Rißmoräne. Er hielt den von Edling gegen Köking zu verfolgenden Steilrand der Schotterterrasse für den ursprünglichen Innenrand des Moränenzuges; dessen kennzeichnende Wallformen seien weiter östlich unter Schottern begraben. Meine Geländebeobachtungen an Hand der OA zeitigten ein etwas anderes Ergebnis. Entlang der Innenseite des Moränenbogens Loibegg—Na ješih (nordwestlich Traundorf) ziehen sich fünf bis sechs durchlaufende Schotterstufen aus dem gemeinsamen Ursprungsraume Loibgg—Hart fächerförmig über den Gablerwald nach NO bis NNO. Sie nehmen die Richtung über Mittlern—Edling bis an die Drau, gegen die sie sich allmählich senken, bis sie nahe der örtlichen Erosionsbasis in schluchtartige Einrisse übergehen. Die Abstände dieser bogenförmigen Terrassenränder voneinander schwanken durchschnittlich zwischen 200 und 800 m; mit der nach NW zunehmenden Entfernung von dem vorgenannten Moränenbogen sinkt die absolute Höhe des Geländes stufenweise von 500 auf 480 bis 470 m hinab, was auch PENCK (1089) hervorhob. Am schärfsten ist der innerste, bereits NNO gerichtete Terrassenrand ausgesprochen, der von Loibegg—Hart gegen den Raum zwischen Edling und Pribelsdorf hinzieht. Diese Stufe hielt HERITSCH für den Innenrand der ansonsten unter Schotter begrabenen zweiten Rißmoräne. Ich erblicke hingegen in diesem Terrassenrand, gleichwie in den östlicher gelegenen, das rechte Ufer der jeweiligen Umfließungsrinnen, die stets unmittelbar dem zurückweichenden Eisränder folgten. Das stärkere Hervortreten der letzten Steilstufe ist, wie sich noch zeigen wird, durch die längere Benützungsdauer dieses Gerinnes zu erklären. Möglicherweise bedecken Schotter einige Wälle, die, ähnlich wie die Schottermoräne bei P. 500 westlich Lettenstätten, von Haus aus schwächer entwickelt waren. Eher aber scheinen die niedrigen Ränder der Umfließungsrinnen darauf hinzudeuten, daß das Eis in diesem Raum ohne längere Halte zurückwich, so daß es hier zur Ausbildung von deutlichen Moränenwällen gar nicht kam, sondern erst westlich des letzten, sich scharf abhebenden Uferrandes auf der Hochfläche westlich Gablern und auf dem Kolm (nach OA und SpK, nicht Holm, wie HERITSCH und LUCERNA schrieben). Das ganze Bündel dieser Umfließungsrinnen konnte sich, wie schon PENCK (1089) feststellte, der Zeit nach erst bilden, als das Eis den Homitzberg verlassen hatte; örtlich nahm es seinen Ursprung aus der Senke zwischen

dem Homitzberg und dem Ruinenhügel von Sonnegg. Gerade in diese Lücke legte sich jedoch später der Schuttkegel des Suchagrabens. Er füllte, von 540 m auf etwa 480 m nordwärts absteigend, die alte Senke größtenteils aus und verschüttete derart den noch zu besprechenden Beginn der Tiefenlinie.

Erst bei K ö k i n g (497 m) erscheinen schwächliche Wallformen in schmalem Zuge. Sie sind vom Schuttkegel des Suchabaches teilweise überdeckt. Im N begrenzt sie das Steilufer der Umlieflingrinne Eberndorf—Gablern, die den früheren Zusammenhang der Moränen von Köking mit jenen westlich Gablern unterbrach. Deutlicher erscheinen die Wälle wieder am Nordabhange der R u i n e n h ö h e von Sonnegg in 520 bis 560 m Höhe. Weiterhin umsäumen sie im N (P. 551) die bereits erwähnte Schotterplatte westlich des Ruinenhügels und nehmen an deren Westgrenze als schmaler, aber typischer Wall über P. 557—558—563 eine Richtung, die fast gleichlaufend der des äußeren Moränenwalles ist. An der Straßenbiegung westlich der Seen verschmelzen beide Moränenzüge nahezu und enden zunächst in einer ovalen, freistehenden Kuppe. Gegen das Gösselsdorfer Seetal ist dem i n n e r e n M o r ä n e n w a l l eine tiefere, hügelige und breite Leiste (P. 531) vorgelagert. Südwestlich der vorgenannten Kuppe schließt eine flach gewölbte Schotterplatte (530—540 m) an. Sie unterbricht den inneren Moränenzug und fällt sanft zu den Sonnegger Seen ab; gegen das Gösselsdorfer Seetal endet sie mit einem Steilhang. Der äußeren Moränengruppe Lenk—Sielach entspricht weiterhin die innere Moränengruppe des K o b l a c h w a l d e s (P. 551 und 558). Sie wird von der äußeren durch einen vom Hof Fischer beim Straßenknie gegen P. 531 am Ausfluß des westlichen Sonnegger Sees nur wenige Meter ansteigenden Rücken (530 m) abgetrennt, über den die Straße führt. Südlich von ihr fehlen Moränenwälle auf dem tiefer gelegenen Teile der gegen NO ansteigenden (510—540 m) Schotterhochfläche östlich Sittersdorf bis zum Hof Fischer; erst bei Sielach liegen die Wälle der äußeren, älteren Gruppe.

Nach dieser Darstellung strahlen somit beide Moränenzüge von dem Raume südlich und westlich der Sonnegger Seen aus, hier liegen sie in engster Nachbarschaft. Beide Moränen sind durch zwei Schotterfelder unterbrochen. Durch diese Senken wurden die beiden verschiedenen alten Moränenzüge räumlich in die d r e i G r u p p e n zerstückelt: Sielach—Lenk—Koblachwald, dann die Gruppe nordwestlich der Seen und jene in beiderseitiger Anlehnung an den Ruinenhügel Sonnegg.

Dieser Lage der Moränen entsprechen die Abflußrichtungen der Schmelzwässer und der Vellach. Die dem äußeren Moränenzuge beigeordnete ä l t e r e U m f l i e ß u n g s r i n n e verlief entlang des Eisrandes am Hange des Jegartkogels, dann über den heutigen Sattel P. 545 östlich Sielach und durch das von Wiganitz kommende Tal zum östlichen Sonnegger See, weiter mit einem Arm über Pfannsdorf—Sonnegg, mit einem anderen über Altendorf—Kristendorf, so daß die

Höhe Trig. 621 östlich St. Philippen wie eine Insel umflossen wurde. Die Schmelzwässer des Gletschers, die Vellach sowie der Suchabach füllten hiebei die südseitige Bucht von Altendorf mit einer Schotterzunge hoch auf, wie der Gesteinsbestand erweist. Die dortige Aufschüttung steigt kaum merklich von 550 bis 570 m an und besteht bis über Polena hinaus, dessen Kirche auf einem steilen, verfestigten Tertiärhügel erbaut ist, aus der bereits bekannten Mischung von tertiären, glazialen und fluviatilen Geröllen aus allen drei Einzugsgebieten (nach TELLER-Karte rezent). Nach dem Rückzuge des Eises auf die Koblachhöhen folgte ihm die jüngere Umfließungsrinne in der Richtung über den westlichen Sonnegger See und schnitt den Steilrand Tihoja—Pfannsdorf (550—540 m) aus den Schottern heraus. Im weiteren Verlaufe des Rückzuges erhielt die Talung das heutige zentripetale Gefälle.

Innerhalb der Moränenlandschaft dieses Gebietes nehmen jetzt die beiden Sonnegger Seen (535 m) die tiefste Stelle ein. Von ihnen besitzt nur der westliche See eine noch einigermaßen offene Wasserfläche, auch sie ist aber schon stark von Schilfbestand durchsetzt. Der Abfluß nach SW war im Sommer 1933 vollkommen versiegt. Der östliche See empfing einen kaum nennbaren Zufluß von S. Im NO verschwindet der Wasserspiegel in dem immer dichter werdenden Schilf, das über Mannshöhe erreicht. Schütterer Schilfbestand vermittelt dann den Übergang zu nassen Wiesen, die an die Hutweide westlich Pfannsdorf grenzen. Die Verlandung dieses ehemals einheitlichen Zungenbeckens schreitet somit sichtlich vor.

Übergangsstadium bei Gösselsdorf.

Die nächste größere Änderung der Gletscherzunge begann, als die Schmelzwässer sich den Abfluß durch die schwindende Eisdecke im Gösselsdorfer Seetal ausgenagt und dadurch die zunächst noch vereisten Höhen zwischen Sittersdorf und Sonnegg abgetrennt hatten. Nach deren Ausaperung verlief der Gletschersaum über den Ostrand der Hochfläche von Rückersdorf (Obečnik, 682 m) nordwärts, sprang aber dann bei Eberndorf noch immer auf den Kolm und dessen Abdachung gegen Gablern über und zog sich zwischen Pribelsdorf und Kühnsdorf gegen Völkermarkt. HERITSCH (1, 227 und Skizze) nannte die Ablagerungen dieses Eisstandes die dritte Ribmoräne und bemerkte, die zwar sehr stark verwischte Moräne habe immerhin „gegen den Innenrand zu einen scharfen Absturz, so daß sie, von dort gesehen, als Terrasse erscheint“. Diesen Eindruck kann ich bestätigen, aber aus der Nähe habe ich diese Stufe zwischen Gablern, Köking und Gösselsdorf nicht als den Innenrand einer Moräne, sondern als den rechten Uferrest der alten Umfließungsrinne und das flache Ende des viel später vom Suchabach vorgebauten Schuttkegels erkannt. Jetzt sind unzweifelhafte Spuren dieser Moränen nordöstlich Gösselsdorf nicht mehr erhalten, obwohl dort früher Wälle, wenn auch in schwä-

cherem Ausmaß, anzunehmen sind. Diesem Eisstande war, wie PENCK (1089) erkannte, jene Umfließungsrinne zugeordnet, die zunächst durch das Gösselsdorfer Seetal, weiter aber gegen Gablern verlief. Sie benützte daher von hier an wieder den gleichen Weg, den die aus der Lücke zwischen Ruinenhöhe und Homitzberg kommenden Schmelzwässer bereits eingeschlagen hatten, als die Höhen zwischen Sittersdorf und Sonnegg noch unter Eis lagen und der Zungenrand sich von dort nordwärts auf den Kolm hinzog. Infolge der längeren Benützung dieser Umfließungsrinne wird die scharf ausgeprägte Stufe östlich Gablern erst ganz verständlich. Zwischen Gösselsdorf—Köking einerseits und dem hohen Steilrand Eberndorf—Gablern andererseits wird die Tiefenlinie durch den Schuttkegel des Suchabaches jetzt sehr verschmälert (Kreuz 479), bei Gablern ist sie auf 470 m eingesenkt, knapp nördlich der Bahn bereits auf 460 m und bei Pribelsdorf geht sie in einen etwa 50 m tiefen Riß über, der bis zur Drau hinabreicht.

Nach seiner Lage bildete dieser Eisstand samt seiner Umfließungsrinne nur ein vergleichsweise kurzfristiges *Übergangsstadium* zu dem folgenden länger währenden Zustande.

c) Innerer Kranz der Jugendmoränen.

Der weitere Rückzug des Draugletschers aus dem Jauntal kann im Rahmen meiner Arbeit durch folgende Vorgänge kurz gekennzeichnet werden: Gänzlichliches Zurückweichen des geschlossenen Eisrandes auf die östlichen Grenzhöhen der Hochfläche von Rückersdorf und westlich Kühnsdorf. (Nach HERITSCH, 1, 227, wurde hiebei erst die Randlage der Würmvereisung erreicht.) Gerade Laufrichtung der Umfließungsrinne von Eberndorf nach N gegen Kühnsdorf. Hiedurch Abtrennung der stellenweise noch vereisten Höhe Kolm. Abtrag der dortigen Schotter durch die Schmelzwässer (DREGER 2, 49). Zuschüttung des Kühnsdorfer Sees (PENCK, 1089), der südwärts buchtartig in das Gösselsdorfer Seetal reichte. Ausgestaltung dieser Furche, die spätestens tertiären Alters ist; daß sie mindestens schon zur Rifeiszeit vorhanden war, ist unter anderem aus der Nagelfluh an den Talwandungen zu erschließen (PENCK, 1098 und STINY, 4, Skizze).

Für die Bildung des Gösselsdorfer Sees (HOFFER, 81, 87) wurden bisher verschiedene Annahmen geltend gemacht. HERITSCH (2, 432—433), LUCERNA (1, 40; 2, 49—50) und ANGERER (136—137) traten, wengleich mit verschiedenen Erklärungen, für eine Abdämmung von S her ein, PENCK (1092) sprach sich für den Stau von SO durch den Schuttkegel des Suchabaches aus. Aus meinen bisherigen und den folgenden Ausführungen wird sich eine Vereinigung beider Annahmen ergeben. In kurzen Zügen ging die Entwicklung folgendermaßen vor sich: Durch die eiszeitliche Aufschüttung der Vellach von S entstand an flacher Wasserscheide die hydrographische Abtrennung des Gösselsdorfer Seetales von der alten Talung, die sich weiter westlich entlang des Nordfußes der Karawanken erstreckt.

Schotter und Moränen engten das schon von Natur aus schmale Gösselsdorfer Tal noch mehr ein. Es bildete sich dort eine urstrom-artige See- und Sumpflandschaft, die mit dem Kühnsdorfer See in Verbindung stand. In der Nacheiszeit staute dann der von SO her in das Gösselsdorfer Tal vorgebaute Schuttkegel des Suchabaches die ohnedies schon stark behinderte Entwässerung zu einem See. Von ihm ist jetzt nur mehr ein Rest erhalten. Der Gösselsdorfer See ist somit nach seiner Entstehung sowohl ein Stau- oder Abdämmungs- als auch ein eiszeitlicher Reliktsee.

Die Vellach folgte jeweilig dem an der Sonnenseite rascher zurückweichenden Eisrand. Im weiteren Verlaufe des Rückzuges der Gletscherzunge wurde ihr bisher peripherer Lauf unter Gefällsumkehr der alten Talung am Karawankenfuß in einen zentripetalen umgewandelt. Die Beobachtungen hierüber im heutigen unteren Vellachtal zwischen Miklauzhof und der Mündung in die Drau enthält die folgende Gruppe.

20. Unteres Vellachtal.

Eiszeitliche Untersuchungen im unteren Vellachtale müssen von dem höheren Alter der breiten, im W durch den Zasedrücken (nach den älteren SpK Zasod) geteilten Talung ausgehen, die den heutigen Draudurchbruch zwischen der Sattnitz und der Hochfläche von Rückersdorf über Miklauzhof mit dem Jauntal verbindet. Nach den bisher freilich nur stückweise vorliegenden Forschungen über die tertiären Vorgänge am Karawankenfuß durch PASCHINGER, KAHLER, KIESLINGER und STINY kann wohl als gesichert angenommen werden, daß dieser Talzug mindestens schon seit der Tertiärzeit bestand und von dem Arm eines Flusses, der aus der Urgail und der Urdräu bestand, durchströmt wurde. Das Talgefälle war demnach damals nach O gerichtet. Wiederholte quartäre Verbauungen, andauernde Wasserwirkung und vermutlich auch Krustenbewegungen änderten dann die Höhenverhältnisse zu dem heutigen Bilde. Die größte Umformung ergab sich beim Schwinden der Draugletscherzunge durch die Laufverlegung der Vellach aus dem Gösselsdorfer Sectal in ihr heutiges Bett. Nach Ablauf dieser wechsellvollen Gestaltung kann daher die Urform des alten Tales nur noch in Bruchstücken erhalten sein und bloß stellenweise durchschimmern. Ähnlich wie in den norddeutschen Urstromtälern ist hier kein gleichsinniges, ununterbrochenes Gefälle zu erwarten, sondern nur ein mosaikartig in verschieden hohe Teilflächen zerlegtes Netz verlassener Talbodenstücke, das mit mehr oder weniger großer Wahrscheinlichkeit in früher vielleicht einheitliche Terrassen zu gliedern ist.

Diesen Versuch hat schon vor mehr als 30 Jahren (1906) HERITSCH unternommen. Er gelangte hiebei zu einem System von vier durchlaufenden Terrassen. Die beiden älteren senken sich von W nach O im Sinne der alten Talung, die beiden jüngeren folgen dem heutigen

Unterlaufe der Vellach zur Drau. Diese dankenswerte erste Feststellung schien in ihrem Grundgedanken zuzutreffen, mußte aber selbstverständlich überprüft werden. Hierbei zeigte sich: Die Höhenverhältnisse, auf denen HERITSCH seine Terrassengliederung aufbaute, bedürfen einer Berichtigung; dadurch ändert sich auch in manchen Einzelheiten der Verlauf der Terrassen. Denn HERITSCH verfügte bei seinen Untersuchungen im Gelände anscheinend nur über die alte, auch von TELLER benutzte SpK 1 : 75 000, nicht auch, wie schon PENCK (1092) bemerkte, über die mit Schichtenlinien und Höhenpunkten unvergleichlich reicher versehene O.A. Ohne Unterstützung durch eine solche viel genauere Karte entgehen dem Beschauer trotz aller Sorgfalt naturgemäß im Gelände die geringfügigen Höhenunterschiede, die hier in Frage kommen. Zudem ist für die Terrassengliederung gewiß nicht nur die Höhenlage maßgebend, sondern auch die entwicklungsgeschichtliche Entstehung der Terrassen. In dieser Hinsicht berücksichtigte HERITSCH, so viel ich sehe, nicht auch den verschiedenen Ursprung der Terrassen in den beiden Talräumen, die durch den Austritt der Vellach aus dem Gebirge beim Miklauzhof entstanden. Beide Räume dienten dem Urstrom teilweise als Bett, in beiden lag wiederholt die Eiszunge des Draugletschers, zog sich in ihnen zurück und formte sie um. Der alte Flußlauf, Schmelzwässer, Schotter und Moränen ließen ihre Spuren zurück. Im Osträume folgte die Vellach jeweilig dem zurückweichenden Eisrande, verlegte hiebei ihren Lauf quer über die ganze Breite des Jauntales immer mehr nach N und wirkte daher überall mit bei der Terrassenbildung. Im Westräume beschränkte sie sich aber zeitlich später auf die nördlich des Zasedrücksens gelegene Furche, durchfloß aber nie die ganze Talung entlang des Karawankennordrandes. Die hier südlicher gelegenen Terrassen verdanken daher nur dem Urstrom und dem Draueis, nicht aber auch der Vellach, ihre Entstehung. Außer dem Unterschied in der Zeit besteht somit zwischen beiden Talräumen auch ein solcher in den ausbildenden Kräften. Es kann daher nicht etwa die Höhenlage der Terrassen allein als Vergleichsmaßstab und Grundlage der Gliederung angenommen werden. Stellenweise ergibt sich freilich eine äußerliche Übereinstimmung des Terrassengefälles mit den Angaben von HERITSCH hinsichtlich der allgemeinen Richtung des alten Tales. Es wird jedoch erst zu prüfen sein, ob dieser anscheinende Einklang auch im entwicklungsgeschichtlichen Zusammenhange steht. Nur wenn sich das erweist, ist eine Terrasse formenkundlich eine Einheit, anderenfalls aus Teilstücken verschiedener Herkunft, aber nur nebenbei infolge der Ortsverhältnisse übereinstimmender Höhenlage zusammengesetzt.

Nach diesen allgemeinen Gesichtspunkten über die Gliederung der Terrassen kann nunmehr an die Einzelheiten dieses Raumes herantreten werden. Hierbei ergeben sich bei weiterer Verfolgung der Rückzugsspuren des Draugletschers aus der Gliederung des Geländes die folgenden vier Abschnitte: a) Umgebung des Miklauzhofes,

b) Vorland des Altenberges, c) Zased—Glantschach. d) Wildenstein—Drautal. — In jedem werden die bisherigen sowie die eigenen Beobachtungen und Schlüsse Ausdruck finden. Die Beilage 1 ermöglicht einen zusammenfassenden Vergleich mit der Gliederung von HERITSCH.

a) Umgebung des Miklauzhofes.

Im Süden tritt die Vellach aus der Schlucht in die sich trichterförmig erweiternde Talebene. Rechts des Flusses erstreckt sich am Nordhange des Sittersdorfer Berges und des Jegartkogels, tief unterhalb der Gehängebreccien, zunächst eine aus Drau- und Vellachgeschieben aufgebaute Schotterterrasse in etwa 520—530 m Höhe nach NO bis zu dem Graben, der von Sittersdorf gegen den breiten Sattel P. 545 östlich Sielach hinaufzieht. Es ist die von LUCERNA (1, 40) und ANGERER (138) erwähnte 50 bis 60 m-Terrasse (über dem Miklauzhof). Sie umzieht nach LUCERNA die Weitung von Miklauzhof und tritt in die Enge des Gösselsdorfer Sees ein. HERITSCH (2, 424—425 und Skizze) glaubte am Hang Wälle der zweiten Rifmoräne zu sehen, „obwohl sie außerordentlich flach sind“, die der höchsten Schotterterrasse aufsitzen und den Anschluß zwischen dem Rechberger Wall und den Moränen im Raume von Sielach herstellen sollten. Tatsächlich sind jedoch solche unzweifelhafte Formen nicht zu sehen. Auch der Lage nach wären hier kaum Seitenmoränen des Draugletschers anzunehmen. Denn den ganz flachen Wellungen fehlt jede, selbst noch so verwaschene einstige Wallform und nach der Gesamtlage konnte es am Hange auch nicht zu Seitenmoränen kommen, da die Vellach und die Schmelzwässer des Draugletschers entlang des Eisrandes nach NO flossen in die von Sielach gegen den östlichen Sonnegger See leitende Umfließungsrinne. Sie führten daher den Moränenschutt größtenteils mit sich und ließen ihn gar nicht in Wallform, nur als Streudecke, zur Ablagerung gelangen. Eine Wallverbindung besteht daher nicht; die Höhe der Schotterterrasse (520—530 m) stimmt mit jener zwischen Sittersdorf und Sielach ungefähr überein (510—530 m).

Nach N geht diese Hangterrasse in tiefere Teilfelder über. In der Höhe 520, 510 und 500—490 m ziehen sich jeweilig Steilstufen radial vom Scheitel südlich Miklauzhof nach NO. Jede niedrigere Stufe wandert hierbei mehr nach N, zeigt daher die allmähliche Verlegung des Vellachlaufes an. LUCERNA (1, 40) faßte sie als einheitliche 30 m-Terrasse (über dem Miklauzhof) zusammen. „welche die ganze Weitung nördlich der Faktorei bis zum Gösselsdorfer See einnimmt.“ Die tatsächlich in ihr liegenden Aufschlüsse westlich Sittersdorf (480—500 m) rechnete er aber noch zur höheren 50—60 m-Terrasse; denn mangels entsprechender Karten konnte LUCERNA im Gelände nicht mehr die höhere von der tieferen Terrasse unterscheiden. Auch HERITSCH (2, 420 und Skizze) vereinigte diese 490—520 m hoch gelegenen Teilfelder unter dem Namen der Sittersdorfer Terrasse. Meine Untersuchungen der Aufschlüsse östlich des Bahnhofes Miklauzhof

(Schottergrube und Wasserleitung) sowie in der Sandgrube südlich P. 497 westlich Sittersdorf ergaben stellenweise horizontale, nur sehr undeutliche Deltaschichtung, unvollkommene Waschung, einzelne große Blöcke inmitten des unsortierten Schuttes, eine Mischung von Drau- und Vellachgeschieben, wobei kalkige Bestandteile überwiegen; mithin keine scharfe Trennung von Schotter und Moränen, aber Annäherung an jene. Von diesen schotterartigen Ablagerungen ist das schon von PENCK (1101) erwähnte „Sattnitzkonglomerat“ deutlich zu unterscheiden, das in der Talung kaum 1 km südlich des Miklauzhofes am rechten Vellachufer entlang der Bahn ansteht. Es zeigt aufgerichtete Lagerung und steiles Nordfallen. Nach Vergleichen mit den Konglomeraten der Sattnitz und denen am Fuße der Karawanken ist es hinsichtlich Entstehung und Alter eher diesen, nicht jenen der Sattnitz, gleichzustellen.

Auf der nächst tieferen Terrasse M liegt der Miklauzhof in etwa 474 m Höhe, die Eisenbahnstation (477 m) und der Weiler Rain (470 m). Ein etwa 10 m hoher, W—O verlaufender Steilrand (P. 481) trennt diese Verebnung von dem breiten Schotterdreieck mit P. 480 ab, das sich zwischen der Vellach im W und der Bahn sowie der Straße im O ausdehnt. Nach HERITSCH (2, 418 und Skizze) gehört die Miklauzhofterrasse zur tiefer gelegenen Vellachterrasse A (von mir als M bezeichnet) und ist durch Aufschüttung entstanden, hineingeschüttet in eine Furche der höheren Kleinzapfner Terrasse. LUCERNA hingegen (1, 40) hielt die Miklauzhof- und die 30 m-Terrasse für Erosionsformen, herausgeschnitten aus der 50—60 m-Terrasse. Mit ANGERER (138) schließe ich mich der natürlicheren Deutung LUCERNAS an. Denn die Vellach folgte jeweilig dem zurückweichenden Eisrand, ihr altes Ufer deuten die Terrassenränder an. Sie beginnen als schmale Radialstreifen südlich Miklauzhof, werden bald breiter und verlaufen in 520, 510, 500—490 m Höhe nach NO. Dabei nähern sie sich immer mehr der Nordrichtung und kommen tiefer zu liegen. Die nördlichste geht auf 480 m Höhe in eine Platte über, die sich bis Weinberg östlich Kleinzapfen erstreckt. Ihr Ostteil ist sanft nach NO geneigt und deutet den einstigen Vellachlauf ins Gösselsdorfer Seetal an; westlich von ihm lag damals noch der Eisrand. Beim weiteren Rückzug des Draugletschers wandte sich die Vellach nach NW. Erst aus dieser späteren Zeit stammt die drauwärtige, schwach nach NW geneigte Fortsetzung dieses Schotterfeldes; noch jünger ist die Ausbildung der tiefstgelegenen Erosionsterrasse des Miklauzhofes, da die Vellach von S her die vorgebaute Schotterterrasse angriff und ihren zentripetalen Lauf hiedurch eintiefte.

HERITSCH (2, 420, 426—427 und Skizze) faßte die Schotterterrasse mit den Siedlungen Rain, Wieltshko, Skrutl (beide nordwestlich Rain) und ihre Fortsetzungen einerseits über Kleinzapfen nach NW, andererseits bis zum Gösselsdorfer See nach NO als Kleinzapfner Terrasse zusammen, nahm aber ihre durchlaufende Senkung nach NW

an. Dagegen ergibt die Geländebeobachtung an Hand der Karte: Zunächst gehört Rain (etwa 470 m) tatsächlich noch zur Mikla u z h o f t e r r a s s e M, nicht zur nächsthöheren; denn der Steilrand P. 481 erhebt sich erst nördlich dieses Weilers. Dann ist in diesem nordwärts bis an den Fuß der Hochfläche von Rückersdorf reichenden Schotterfeld eine W—O verlaufende, 400 m breite, flache Senke zu unterscheiden. Sie grenzt im S an P. 480, im N an den Höhenfuß. In ihr liegen die Siedlungen Wielschko und Skrutl (476 m), weiter östlich der Randpunkt 478 und die Haltestelle Sittersdorf (475.75 m), sie ist also um mehrere Meter vertieft. Ferner senkt sich nach HERITSCH die Kleinzapfner Terrasse vom Süden des Gösselsdorfer Sees an gleichsinnig entlang des heutigen Vellachtales nach NW. Nach LUCERNA (1, 40) aber hat die ihr gleichzusetzende 30-m-Terrasse zwar ein schwaches Gefälle zum Gösselsdorfer See, senkt sich aber auch als Zeichen einer alten Bifurkation zentripetal nach NW. Auch PENCK (1092) stellte auf Grund der neueren Karten einen solchen „Zusammenhang“ fest. LUCERNA (2, 49—50) ergänzte später seine Ausführungen noch in dem Sinne, daß vor dem bereits westlich Mikla u z h o f zurückgeschmolzenen Gletscherende ein Eissee lag, in den die Vellach mündete. Der Abfluß erfolgte damals in das Gösselsdorfer Seetal (und weiterhin in den von PENCK festgestellten Kühnsdorfer See). In dieses Becken schüttete die Vellach ihr Schotterdelta, schnitt daher im Laufe der Zeit die Wasserfläche entzwei. In dem dadurch abgedämmten Ostteile blieb der Gösselsdorfer See als Relikt der schwindenden Würmeiszeit zurück. Der Westwinkel des Eissees hatte nach LUCERNA keinen so langen Bestand, da sich die Vellach dank des inzwischen weiter zurückweichenden Eisrandes gegen Ende der Würmeiszeit den heutigen Abfluß bahnen konnte. Sie baute in diesem Bett ein Schotterfeld auf, dessen jetzt noch erhaltener Randsaum als unmittelbare Fortsetzung ihrer früheren Deltaschüttung erscheint. Darnach setzt sich die sog. Kleinzapfner Terrasse K aus zwei Teilstücken verschiedenen Alters zusammen.

Soweit im Gelände und aus den Karten ersichtlich, ist LUCERNA zuzustimmen. Die vorerwähnte Senke hat tatsächlich ein schwaches Gefälle zum Gösselsdorfer See, aber jenseits einer ganz flachen Wasser s c h e i d e auch eine kaum merkbare Abdachung nach NW. Selbst Kleinzapfen, schon 400 m nordwestlich Skrutl (476 m), liegt in seiner ganzen Ausdehnung noch immer erst zwischen 474 und 480 m. Die spärlichen Aufschlüsse im Kulturboden der Senke erweisen keine deutliche Deltaschichtung mehr, was aber bei dem geringen Höhenunterschied auch nicht mehr zu erwarten ist.

Eine weitere Verschiedenheit in der Auffassung betrifft den Abfluß der Vellach. HERITSCH (2, 432) nahm im Gegensatz zu LUCERNA ihren Lauf unter dem Eis nach NW an. PENCK (1092) hielt dieser Vorstellung mit Recht entgegen, die Gefällsverhältnisse der Kleinzapfner Terrasse beweisen nur, daß sich die Vellach allmählich

während des Eisrückzuges einen Weg nach W öffnete, aber nicht, daß sie unter das Eis hineinströmte. Auf diese Frage werde ich noch unter c) zurückkommen.

Endlich besteht keine Übereinstimmung der Ansichten hinsichtlich des Zeitpunktes dieser Vorgänge. Als Aufschüttungszeit der Kleinzapfner Terrasse machte HERITSCH (2, 432) die Achenschwankung und das Bühlstadium geltend und nannte sie daher auch Bühlo- oder Zungenaufschüttungsterrasse. LUCERNA (1, 40 und 2, 49—50) zufolge gehört sie jedoch nach Lage und Beschaffenheit der Niederterrasse an, habe somit Würmalter und stamme aus der Zeit, „als sich der Draugletscher zu einem Halte westwärts der Vellachmündung zurückgezogen hatte“. Dieser Auffassung wird mit ANGERER (138) und PENCK (1092) zugestimmt.

In Anlehnung an den Rückzug des Eisrandes ergeben sich bisher die folgenden, durch Übergänge verbundenen Abflußphasen: Entwässerung des trotz aller inselartiger Landauftragungen noch einheitlichen Eissee in das Gösselsdorfer Tal; zunächst noch Beibehaltung dieses Gerinnes auch nach dem Anwachsen des Vellachdeltas; heutige Strömungsrichtung erst nach dem allmählichen Eisfreiwerden der Talrinne bis zur Drau hinab unter Aufschüttung des dem Delta entsprechenden Schotterbettes. Die Reste beider bilden zusammen die spätwürmeiszeitliche Kleinzapfner Terrasse. Den endgültigen Vellachdurchbruch bereitete das immer mehr nach NW einbuchtende Ufer des Schmelzwassersees vor. Aus der Kleinzapfner Terrasse ging durch Einschneiden die Vellachterrasse V hervor und aus dieser das heutige Flußbett.

Die weiteren Beobachtungen und Schlüsse leiten größtenteils bereits auf das dem Miklauz- oder Westufer der Vellach hinüber.

Der Moränenwall von Rechberg führt, wie bei Gruppe 18 bereits erwähnt, von Bukovnik P. 629, Kuhl (etwa 590 m) über Bildstock 580 in östlicher Richtung, dann über zwei weitere Bildstöcke zu P. 579 und 578 (nicht 678 nach STINY, 8, 45. unteres Profil), wo er am Vellachdurchbruch im Hangenden der südseitig sichtbaren Nagelfluh jäh endet. Er setzt sich jenseits des Flusses am Nordhange des Jegartkogels zunächst nicht in Wallform fort, erst in dem äußeren Moränenzuge bei Sielach, mit dem er anscheinend gleiches Alter hat.

Nach N fällt der Rechberger Wall steil zu einer Terrasse ab, die als schmales Sims südlich Weißenbach und Hof Habernig (südlich P. 500) in 540 m Höhe beginnt und nach O über die Platte P. 532 verläuft. Wegen ihrer Form und Lage nenne ich diese Terrasse das Rechberger Sims. HERITSCH faßte die erwähnte Platte als oberes Teilfeld der Hochterrasse auf und sah dessen Fortsetzung östlich der Vellach in jener Verebnung, die am unteren Hange des Jegartkogels in 530—520 m Höhe hinzieht, weiterhin, durch ein Tälchen zerschnitten

und durch Moränen gekrönt, sich auf die Hochfläche südöstlich Sittersdorf gegen Sielach und den Koblachwald erstreckt.

Das Rechberger Sims grenzt im N mit einem auffälligen Steilrand an eine tiefere Terrasse. Auf ihr liegen die Siedlungen Unterort, Weißenbach und Habernig in 520—490 m Höhe. Nach der Hauptniederlassung nenne ich sie die Terrasse von Unterort. HERITSCH (2. 422 und Skizze) erblickte in ihr einen unteren Moränenwall, der aber „minder schön erhalten“ und auf das untere Teilfeld der Hochterrasse, die sog. Sittersdorfer Terrasse, aufgesetzt sei. Tatsächlich ist es aber, wie hier vorerst kurz bemerkt sei, kein Wall, sondern eine flachwellige Terrasse; von verwaschenen Kleinformen abgesehen, besteht nur südlich von ihr und bedeutend höher die sich scharf abhebende Seitenmoräne, der Rechberger Wall (580 m). Am rechten Vellachufer entsprechen der Terrasse von Unterort, nur nach dem schwachen Gefälle beurteilt, die drei Verebnungsstreifen, die aus dem Raume südlich Miklauzhof radial gegen Sittersdorf in 520—490 m Höhe ausstrahlen. HERITSCH vereinigte sie zur Sittersdorfer, LUCERNA zur 30-m-Terrasse.

Zieht man nur die Höhenlage in Betracht, dann können die beiden Terrassen westlich der Vellach, das Rechberger Sims und die Terrasse von Unterort, allerdings mit den zwei Teilfeldern der sog. Hochterrasse östlich der Vellach in Zusammenhang gebracht werden. Die beiden Terrassengruppen haben jedoch eine andere Entwicklungsgeschichte hinter sich. Denn an ihrer Ausbildung war östlich des heutigen Vellachlaufes wesentlich auch dieser Fluß beteiligt. Die andere Gruppe aber berührte er nie; sie formte das Eis aus dem Ufergelände des Urstromes.

Die Terrasse von Unterort grenzt bei ihrer Annäherung an das westliche Vellachufer mit einem Steilrande gegen ein tiefer gelegenes Dreieck (480 bis gegen 500 m), das HERITSCH in seiner Gänze der Kleinzapfner Terrasse zuwies. Der gestufte Nordteil, der vom Straßenpunkt 479 gegen die Vellacher Brücke auf 462 m absinkt, ist jedoch auszuscheiden. Er gehört bereits zu der durch Seitenerosion der Vellach entstandenen tiefsten Terrasse M des Miklauzhofes (174 m). Sie begleitet das linke Ufer als schmaler Streifen bis über Dolintschach hinaus. Die Kleinzapfner Terrasse ist ferner nicht auf das erwähnte Dreieck beschränkt, sondern setzt sich zwischen dem hier flachen Abfalle der Terrasse von Unterort und dem Beginne der Terrasse M mit schwachem Gefälle nach NW bis Winkel fort, wo sie in 480 m Höhe auf einen ganz schmalen Hals eingengt wird. HERITSCH wies diesen Raum der Sittersdorfer Terrasse zu. Eine andere Lösung wird sich aus der weiteren Darstellung unter b) ergeben.

Beiderseits des Austrittes der Vellach aus dem Gebirge zeigt sich somit eine starke Gliederung der durch den Wechsel von Aufschüttung und Einschneiden entstandenen Terrassen. Schon jetzt ist ersichtlich: Nur die jüngste folgt gänzlich dem heutigen Vellachlaufe nach NW, die nächstältere Kleinzapfner Terrasse hängt bereits an ganz

flacher Wasserscheide mit dem Gösselsdorfer Seetale zusammen. Die beiden vorhergehenden Terrassen aber, nach HERITSCH Teilfelder der Hochterrasse, sind keine formenkundlichen Einheiten, sondern Teilstücke verschiedener Herkunft; doch senken sie sich, wie auch HERITSCH beobachtete, im allgemeinen nach NO, jedoch nicht stetig. Je weiter zeitlich zurückliegend, um so mehr schwächt sich daher der Einfluß der Vellach ab und um so mehr tritt als beherrschendes Element das nach NO fallende präglaziale Relief der alten Talung und dessen Ausgestaltung durch den Draugletscher bestimmend hervor.

In glazial-tektonischer Hinsicht verlangte seit jeher die Lagerung der zu Nagelfluh fest verkitteten Schotter beiderseits der Vellach westlich des Miklauzhofes eine Erklärung. Der Befund zeigt zunächst am linken Ufer südwestlich der Brücke 462, wie auch LUCERNA (1, 40) angab, steil (40°) nach N, östlich der Brücke 63° nach SO abfallende Deltaschichtung. HERITSCH (2, 420) und PENCK (1106) erblickten in dieser auffallenden Steilstellung keine ursprüngliche, sondern erst nachträgliche tektonische Neigung, während LUCERNA (2, 49—50) und ANGERER (138) nur eine Rutschung vermuteten. KAHLER wies aber 1932 auch ein Kluftsystem mit Striemen parallel der Obirüberschiebung nach (STINY, 8). Tatsächlich reicht die alte Mündungsstufe der Vellach bei Rechberg allein nicht zu einer so steilen Stellung der Schotter hin. Im Zusammenhange mit den sonstigen Anzeichen am ganzen Nordrande der Karawanken müssen tektonische Bewegungen die frühere Deltaschichtung gestört haben.

Die weitere Frage gilt dem Zeitpunkt dieser Vorgänge. Meine eingehende Überprüfung der von HERITSCH (2, 420—421) in der Vellachenge beschriebenen Aufschlüsse, der Angaben von LUCERNA (1, 39) und des Profils von PENCK (1077) im Gelände ergab für mich als Grundlage zunächst folgende Unterscheidung der Ablagerungen: Nagelfluh, nicht verfestigter Vellachschotter mit stellenweise zwischengeschalteten Sandschmitzen, Lehm- und Tonbändern, ferner Moräne und schließlich die bei Erörterung des Vellachdurchbruches (Gruppe 21) zu besprechende Gehängebreccie. Der Zusammensetzung nach bestehen Nagelfluh und lose Schotter größtenteils aus Kalkgeröllen. Ihnen sind mitunter auch Quarzbrocken und Draugeschiebe beigemischt. Gesteinsbestand und Schichtlage deuten im wesentlichen auf die Herkunft aus dem Vellachtal hin. Die Gerölle sind gut gerundet, westlich der Brücke sind die Bestandteile der Nagelfluh etwas kleiner, beim Miklauzhof etwas größer. Klüfte und Höhlungen trennen die stark verkittete Nagelfluh. Das Liegende bildet trotz aller späterer Lagenänderungen die Nagelfluh. Sie wird im Bereiche des alten Vellachlaufes von Schottern, mit der Annäherung an die nur dem Draugletscher angehörenden Moränen von Rechberg durch diese überlagert (P. 579 bis 578). Stellenweise ist die Schichtfolge keine ursprüngliche, sondern durch Rutschung hervorgerufen. Eine „Anlehnung“ (HERITSCH, 2, 421) besteht sowohl zwischen Schottern und Moräne als auch zwischen

dieser und Nagelfluh; denn die Moräne drang durch Abgleiten stellenweise in die Zwischenräume der fluviatilen Ablagerungen ein und bedeckte sie. Daraus folgt vorerst, daß — zum Unterschiede der Auffassung von HERITSCH und in Übereinstimmung mit PENCK — die Moräne das jüngste Schichtglied ist. Da ferner die losen Schotter auf der Nagelfluh lagern und sie teilweise aufgearbeitet enthalten, ist die Nagelfluh das älteste Schichtglied. Nach Lage und Beschaffenheit haben Schotter und Moränen Würmalter, wofür auch PENCK eintrat. Die Schotter entstanden infolge des stauenden Draugletschers. Hierbei kam es vorübergehend zu kleineren Seebildungen, daher die zwischengeschalteten Sand- und Lehmschmitzen. Die Nagelfluh entstammt der Rißeiszeit und dem ihr folgenden Interglazial. Sie ist nach PENCK (1106) wohl gleichaltrig mit den verfestigten Hochterrassenschottern im Gösselsdorfer Seetal. Die tektonischen Störungen fanden daher anscheinend frühestens während der letzten Zwischeneiszeit statt.

b) Vorland des Altenberges.

Die folgenden Wahrnehmungen umfassen den Raum zwischen dem Bergfuß, der Vellach, dem Zasedrücken und dem Schuttkegel des Wildensteiner Baches. Nach dem Gelände ergeben sich mehrere Unterabschnitte.

Die Terrasse von Unterort senkt sich vom Hof Habernig allmählich über P. 500 und 497 in der Richtung auf Winkel: der Übergang zu der zerlappten tieferen Vellachterrasse ist hier daher nicht scharf. Westlich davon greift bis Weißenbach eine Mulde (P. 489) ein. Knapp südlich der Straße mündet sie in eine allseits geschlossene, große Senke (P. 475), ein sehr bemerkenswertes, verlandetes, seichtes Seebecken der schwindenden Eiszeit; seine flache Umgebung liegt 480 m hoch. Erst wieder nördlich von Unterort ist die Terrasse deutlich durch einen Steilhang abgegrenzt. Bergwärts steigt sie sanft von 500 auf 520 m an. HERITSCH (2, 422) sah in diesen Formen die zweite Rißmoräne, die als tieferer Innenwall der Rechberger Moräne (der ersten Rißmoräne, 580 m) freilich „minder schön erhalten“ sei. Meine Geländebegehung und ein Überblick von der Höhe P. 549 westlich Unterort zeigten aber, daß hier kein Innenwall liegt, sondern nur ganz flache Wellen einer Terrasse zu sehen sind. Falls hier einst überhaupt Wälle vorhanden waren, fielen sie seither dem Abtrag anheim. Erst beim Umbug des scharfen Steilrandes südlich Jerischach sind der Terrasse mehrere W—O gestreckte, verwaschene, grasige Schutthügel ganz geringer Höhe aufgesetzt. Sie sind Reste schwächerer Ufermoränen. Über die stratigraphischen Verhältnisse der Terrasse gibt erfreulicherweise die von HARTNIGG (bei STINY, 4, 8 u. 11, irrtümlich HARTMANN genannt), bei Unterort (von HARTNIGG, 68, irrtümlich mit Unterbergen bei Wackendorf, östlich Globasnitz, verwechselt) vorgenommene Tiefbohrung Aufschluß. Der 80 Fuß tiefe Schacht durchfuhr: 3 Fuß

Schotter und Dammerde, 6 F. Tegel, $\frac{1}{2}$ F. Kohle (gleich der von St. Philippen), 18 F. „weißlichten“ Sandstein, der immer kompakter wurde und endlich in das folgende Konglomerat übergang, 40 F. festes, z. T. kieseliges Konglomerat, 9 F. Tegel und Mergelschiefer. dann folgen $2\frac{1}{2}$ F. weiches, kieseliges Konglomerat (in Summe 79 Fuß). Soweit aus diesen Angaben zu ersehen, wurden im Hangenden des Kohlentertiärs Schotter mit lakustren Lehmgebilden, aber keine typischen Moränen, durchfahren. Von N, etwa von Zavance (südöstlich Goritschach) gesehen, erscheint die ganze Terrasse von Unterort, wie sich erwies, allerdings als der von HERITSCH angegebene Wall: denn ihre nur sanft gewellte Oberfläche hebt sich als Gerade vom Hintergrund ab und ist durch einen hohen Steilrand von der vorliegenden tieferen Stufe getrennt.

Diese schmale, tiefere Verebnung in 490—480 m Höhe nenne ich nach dem auf ihr liegenden Orte die Terrasse von Jerischach. Im O steht sie durch eine schmale Leiste (480 m) mit dem sog. Zavanceerücken nördlich der Straße in Verbindung. Auch er gehört formenkundlich zu ihr, erscheint aber als breiter Rücken einerseits wegen der Aufragung P. 513 im N, andererseits wegen der Steilränder, mit denen er im NO gegen die Vellach, im SO zum verlandeten Seebecken (P. 475) und im W zu dem später zu besprechenden Schotterfeld zwischen Goritschach und Jerischach abfällt. Auf der 480 m nur wenig übersteigenden Oberfläche dieses Zavincerückens sitzen einige N—S gestreckte Schutthügel auf, mehrere Rundsenken sind eingetieft. Den Kern der Höhe 513 (und vermutlich auch südlich von ihr) bildet Tertiär (Sattnitzkonglomerat nach HERITSCH, 2, 427, Diluvium nach TELLER); darauf weisen ganz gerundete rote Porphyrfindlinge und kugelige Schotter wechselnder Herkunft in Nußgröße hin. Die Kuppe und die südlich anschließende Terrasse werden von zahlreichen Draugeschieben bedeckt. Stellenweise sind sie schotterig, dann wieder mehr moränenartig, am zutreffendsten wohl als verwaschene Moräne zu bezeichnen. HERITSCH (2, 427—428) nannte diese Formen wegen ihrer N—S-Richtung und ihrer tieferen Lage (480 m) gegenüber der Terrasse bei Unterort (500 m, nach HERITSCH zweiter Rislmoränenbogen) den dritten Rislmoränenwall. Er hielt ihn für den Ausgangsraum der Sittersdorfer Terrasse, deren Schotter mit den Moränen von Zavance einen „glazialen Komplex“ bilden. Die Terrasse neigt sich allerdings wie die von Sittersdorf nach O und strahlt als Schotterfeld von den Zavance moränen aus. Sie ist aber weder nach Höhe (480 m) noch nach Entstehung mit der Terrasse bei Sittersdorf (490—520 m) in unmittelbarem Zusammenhang zu bringen. Denn östlich der Vellach handelt es sich um mehrere Terrassenstreifen, die vom Fluß nacheinander erosiv aus den Schottern herausgeschnitten wurden; bei Zavance jedoch um ein zeitlich später abgelagertes Schotterfeld, das aus den Zavance moränen herausgeschwemmt, aber von der Vellach — wenn überhaupt — keinesfalls mehr wesentlich umgeformt wurde. Nach

PENCK (1091) beginnt mit diesen stark verwaschenen Formen als Anzeichen eines Eishaltes der inneren Kranz der Jungmoränen in der breiten Talung. Dieser Eislage entsprächen „wahrscheinlich“ die mächtigen Schotter südlich Sittersdorf; die Vellach habe damals nicht mehr die äußere Umfließungsrinne Miklauzhof—Sonnegger Seen benützt, sondern bereits das Gösselsdorfer Sectal. Mit Ausnahme der Terrassenfrage ist PENCK gewiß zuzustimmen. Aus meinen Befunden ergibt sich aber ferner, daß der nur teilweise erhaltene Stirnwall des Zavincerückens sich nicht an den Rechberger Wall „anlehnt“, wie PENCK (1091) nach der Darstellung von HERITSCH vermutete; denn er liegt um rund 100 m tiefer als der freistehende Rechberger Wall und 20 m tiefer als die Terrasse von Unterort, hängt daher nicht mit der älteren Ufermoräne zusammen. Die Zavincemoränen sind vielmehr ein jüngeres, recht kümmerlich erhaltenes Anzeichen eines Eishaltes der bereits viel schmaler gewordenen und weiter nach W zurückgewichenen Gletscherzunge, mit anderen Worten der Außensaum des inneren Jungmoränenkranzes im heutigen Vellachtal.

Nach S setzt sich der Zavincerücken in der Terrasse von Jerischach fort. Deren steiler Nordrand (480 m) ist beiderseits der Straße durch zwei weit zurückgreifende, mehrere Meter eingesenkte Buchten und Rundbecken (P. 466), ehemalige Toteislöcher, zerlappt; daher entsteht im Zusammenhange mit dem verlandeten See der Ostseite (P. 475) der erwähnte schmale Verbindungshals. Dann springt die Terrasse wieder nördlich der Straße vor, trägt den Ort Jerischach und bricht zu der sich nördlich davon ausbreitenden Schotterfläche steil ab. Jerischach liegt noch auf dem verwaschenen, hügeligen Terrassengelände; die dortigen Formen sind, wie auch HERITSCH bemerkte (2, 427), „sehr stark verwischt“, so daß sich nicht entscheiden lasse, ob es Reste von Moränenwällen oder durch Abtrag gewellte Schotter seien. Nach meinen Untersuchungen der Beschaffenheit und der Formen dieser Ablagerungen westlich und südwestlich des Ortes erwiesen sie sich als moränenartige Eisrandbildungen: freilich darf man daher keine Wälle, sondern wieder höchstens Wellen erwarten. Zeitlich sind sie den Zavincemoränen zuzuordnen. Sie werden durch einige schmale Tälchen gegliedert, die sich nach W, somit zentripetal wie die eben erwähnten zwei Buchten, senken. Eines liegt z. B. westlich des Ortes und nördlich des Straßenkreuzes 483, ein anderes zieht sich vom Steilrande der Terrasse von Unterort (500 m) nach W zu dem großen, allseits geschlossenen und etwa 30 m tiefen Sumpfbecken P. 465 hinab, dem sich etwas weiter westlich abermals eine bereits verlandete Rundschenke in gleicher Größe anschließt. Bis zum Sumpf südlich Jezernik (O.A. Jesernik der Geol. SpK) folgt dann am Fuße des Altenberges zunächst ein sehr unruhiges Gewirr von Tälchen und kleinen Schuttrücken (480—475 m). Beide sind wieder typische Eisrandbildungen. Sie weisen trotz aller Windungen vorherrschend W—O-Richtung auf. Darnach sind die Hügel nicht der Be-

ginn von nordöstlich verlaufenden Moränenbögen, wie es HERITSCH in der Skizze darstellte. In diesem durch Kleinformen sehr stark bewegten Raume verliert sich die Terrasse von Jerischach.

Mit zunehmender Westlage, jedoch erst westlich, nicht schon östlich Jerischach (STRNY, 8, 47), werden die losen Felsblöcke immer zahlreicher, so daß der gewachsene Boden ganz verschwindet. Das Blockwerk schwankt zwischen Heuhüttengröße bis zu den Ausmaßen eines Grenzsteines herab; Kleinschutt, fest gepackt und lose, bedeckt die Zwischenräume. Bereits nahe vom Sumpf bei Jezernik (der Name fehlt in der neuen SpK) wird das Blockwerk bis 500 m hinauf steinbruchmäßig abgebaut, teils in Kalköfen (z. B. mehrere westlich Jezernik) gebrannt, teils zu Schotter zerkleinert. Es besteht weitaus überwiegend aus dem hellen Kalk und Dolomit des Gehänges. Alle größeren Blöcke haben diese Beschaffenheit, sind eckig und daher nicht von weither verfrachtet. Zudem sind zahlreiche kleine Abrißnischen an den Wänden des Altenberges sichtbar. Es handelt sich daher größtenteils um Bergsturzmaterial. Daneben finden sich in untergeordnetem Verhältnis auch dunkle, paläozoische Kalke in Form von stark bestoßenen, kleineren Blöcken bis zur Größe von Schutt und Gletschergeschieben herunter. Somit ist eine doppelte Herkunft des Blockwerks zu unterscheiden: Bergsturzmaterial vom Altenberg und Gletschergeschiebe, das am Eisrande strandete. HERITSCH (2, 429) ließ nur letzteres gelten, weil außer den hellen Kalken auch dunkle vorkommen, die hier nicht anstehen, und besonders weil der Sumpf von Jezernik als Zungenbecken von dem Blockwerk verschont geblieben sei. Diesen beiden Gründen ist außer obigen Wahrnehmungen noch weiter entgegenzuhalten: Östlich des Sumpfes treten die Schrofen des Altenberges etwas näher heran und werden steiler, die kleinen Bergsturz nischen deutlicher als weiter westlich. Es ist daher verständlich, daß das versumpfte Zungenbecken nicht vom Blockwerk übersät wurde wie das Vorland des östlich anschließenden Bergfußes. Heute liegt die Oberfläche des Sumpfes auf etwa 460 m, die 70-m-Schichtenlinie umzieht sie allseits, P. 468 auf der Südseite erhebt sich nur noch einige Meter über den Wasserspiegel. Er wird begrenzt im S vom Bergfuß, im W vom Wildensteiner Schuttkegel, im NW von dem Stirnmoränenkranz bei Jezernik, im N von einer Schotterterrasse (470 m), im NO von schwächlichen Moränenhügeln und im O von unruhigen Eisrandbildungen und Bergsturzblockwerk. Der Sumpf entwässert durch eine schmale Lücke nach NW, sein Abfluß durchbricht zentripetal den in Einzelformen aufgelösten Moränenwall bei Jezernik und vereinigt sich bald mit dem Bett des Wildensteiner Baches. Das Sumpfbecken hat daher ausgesprochene Randlage im Verhältnis zur damaligen Eiszunge. Einst anscheinend von größerer Längenausdehnung, engten es nacheiszeitliche Vorgänge, die Bergstürze vom Altenberg und der Schuttkegel des Wildensteiner Baches, im W und O immer mehr ein. Wie das Sumpfbecken P. 465 bei Jerischach ist auch

das bei Jezernik in erster Linie eine Eisrandbildung, deren vollständige Zuschüttung durch die seitliche Richtung der beiden postglazialen Vorgänge verhindert wurde. H. PASCHINGER (3, 14) faßte mittlerweile die von mir bisher und nachstehend angeführten söllartigen Vertiefungen im Vorlande des Altenberges zutreffend als kennzeichnende Erscheinungen einer Toteislandschaft zusammen.

Im Raume zwischen dem Westabfalle des Zavincerückens, der Steilstufe von Jerischach im S und dem noch schärfer ausgeprägten Terrassenrand im N, der von Drabunaschach westwärts streicht, liegt ein *ausgedehntes Schotterfeld*. HERITSCH (2, 427 und Skizze) zählte es wegen seiner Höhenlage zum Kleinzapfner Niveau. Entwicklungsgeschichtlich hat es mit ihm nur insofern einen ganz losen Zusammenhang, daß sich in dieser vor dem damaligen Eisrande gelegen und durch die Schmelzwässer teilweise mit Schotter ausgefüllten Senke anscheinend eine Bucht des zeitweisen Sees befand, in den die Vellach, jedoch viel weiter östlich, mündete. Das wellige Schotterfeld erhebt sich nur wenig über 470 m und steigt nach W ganz schwach an (Bildstock 472 westlich Zavince, dann P. 473 nördlich Jerischach, westlich davon P. 477 nahe der Straße). Es wurde daher, wie auch PENCK (1091) feststellte, von W her und zu einer Zeit aufgeschüttet, als die Vellach noch in das Gösselsdorfer Tal abfloß. In den Nordteil dieses Schotterfeldes ist eine sehr bemerkenswerte *Längssenke* eingetieft. Sie zieht sich zwischen Drabunaschach und Goritschach, wo sie gegen die Vellachterrasse V abbricht, in einer anfänglichen Breite von 800 m, weiterhin, sich verschmälernd, nach W, ist unter 470 m eingesenkt und reicht südlich der Straße bis zu dem durch Eisrandbildungen und Bergsturzblockwerk stark bewegten Gelände im O des Sumpfes von Jezernik, steht mit diesem aber jetzt nicht in Verbindung (P. 473 an der Straße). Auch die schwach ausgeprägten Moränenhügel östlich Jezernik, denen HERITSCH Würmalter zuerkannte, lassen diese unzweifelhafte *Schmelzwässerrinne* blind enden. Das sehr gut kultivierte Schotterfeld, in das sie sich einschneidet, ist zwar, wie gesagt, leicht gewellt, aber nicht von Moränenwällen durchzogen. Nach HERITSCH (2, 428) wären sie von Schottern bedeckt und unter ihnen verborgen. Eher anzunehmen ist vielleicht, daß sie in diesem tief gelegenen Rückzugsraum entweder überhaupt nie deutlich entwickelt waren oder daß sie durch Schmelzwässer und Einschotterung gänzlich der Zerstörung anheimfielen. Die leichte Wellung des Schotterfeldes ist darnach vermutlich nicht durch Reste begrabener Moränenzüge begründet, sondern durch die örtlich wechselnde Schmelzwasserwirkung. Eine allenthalben zu verfolgende SW—NO-Richtung von Wällen, wie sie die Skizze von HERITSCH darstellt, ist nicht wahrzunehmen. An den lückenhaften Stirnmoränenbogen von Zavince schließt sich vielmehr westwärts ein welliges, von einer seichten Schmelzwässerrinne durchzogenes Schotterfeld an, im S begleitet von Ufermoränen und Eisrandbildungen.

Vom Ostende der Sumpfsenke von Jezernik erstreckt sich in N- bis NO-Richtung wieder eine etwas deutlichere Gruppe einzelner Moränenhügel gegen den Höhenrand südwestlich Glantschach. Sie nimmt den schmalen Raum ein zwischen P. 473 an der Straße, Kreuz 471 nördlich davon sowie P. 485 am Höhenrand und ist durch einige Rundsenken gegliedert. Diese Moränenlandschaft beweist einen kurzfristigen Stillstand der Gletscherzunge nach dem ersten größeren Eishalt bei Zavince.

Westlich der Hügel folgt wieder eine flachwellige Aufschüttung mit je einer großen, tellerförmigen Einsenkung südwestlich Kreuz 471 (ein verlandeter Schmelzwassersee) und südlich Einzelsdorf, beide sind tiefer als 470 m gelegen. Nach den spärlichen Aufschlüssen im Kulturboden ist die Waschung der ungeschichteten Ablagerungen gering; daher liegt hier vielleicht eher, wie auch HERITSCH (2, 429) annahm, die ganz schwächliche Spur kurzer Rückzugshalte vor, kein eindeutig ausgebildetes Schotterfeld, aber auch keine Folge von Wallformen, sondern nur von flachen Wellen.

Erst entlang des Höhenrandes Jezernik—Krejanzach tritt der nun bereits nach NW gerichtete Moränenzug wieder entschiedener hervor, gewissermaßen ein letztes, längeres Anklammern des Eises an den in dieser Richtung verlaufenden Höhenrand vor der weiteren Zergliederung in Einzelgruppen. Diese unzusammenhängenden Moränenhügel sind von Jezernik bis P. 468 östlich Krejanzach zu verfolgen. Damit erreichte der Draugletscher seinen zweiten größeren Eishalt im Gebiete des inneren Jungendmoränenkranzes (PENCK, 1091).

c) Zased — Glantschach.

Den Ostausläufer des Rückens Zased, die Terrasse von Glantschach, verglich HERITSCH (2, 429—430) mit einem Horst, der über (nicht „unter“) die Rückzugsmoränen aufragt. Nach seiner Skizze reicht er von Merlitsch über Glantschach nach S bis zu dem bogenförmigen Steilrande, der von Drabunaschach bis Einzelsdorf reicht. HERITSCH stellte diese Verebnung über die Sittersdorfer Terrasse und sah in ihr die Ablagerungen der höchsten Schotter, auf denen bei Rechberg und Sonnegg die älteren Rißmoränen aufsäßen. ANGERER (134) fand diese Gliederung unzutreffend, da sich diese Terrasse doch an die Außenseite der ersten Rißmoränen anschließen sollte, die sich nach HERITSCH bei Rechberg, Pfannsdorf und Sielach befinden; derart käme sie bei Glantschach aber sogar an die Innenseite selbst der dritten Rißmoräne zu liegen, mithin schon ins Gebiet der Würmmoränen. Durch die mittlerweile von PENCK getroffene zeitliche Gliederung der Moränen wird diesen berechtigten Einwürfen ANGERERS Rechnung getragen.

Im Gelände und nach der OA ergaben sich folgende Unterscheidungen. Die Schotterterrasse, auf der Glantschach liegt, ist eine zungenförmige, sehr gut kultivierte Verebnung, die sich von

500 m im W auf 470 m im O ganz allmählich senkt und südöstlich des Ortes einige verwaschene Moränenhügel trägt. Die Grenze dieses sog. Horstes verläuft von Enzelsdorf entlang des hohen Steilrandes über P. 485 gegen Drabunaschach, dann, scharf nach W umbiegend, über das Nordende von Glantschach gegen P. 487 auf der Nordseite des Zasedrückens.

Tiefer als diese Terrasse liegt das Moränen- und Schottergelände zwischen Enzelsdorf und Jezernik, dann die langgestreckte Schmelzwasserrinne, die bei Drabunaschach mündet, und die Terrassenfolge entlang der Vellach. Hier erscheint die Kleinzapfner Terrasse wieder zwischen Drabunaschach und Dolintschach in 440—460 m Höhe als Gegenstück der Terrasse westlich Müllnern (vgl. HERITSCH, 2, und STINY, 4). Weiter westlich wird sie wie am Nordufer durch Gehängeschutt undeutlich und endet gegenüber von Ort Vellach mit der Verebnung bei P. 424. Die tiefstgelegene Terrasse V ist entlang des Südufers als schmaler, stellenweise gestufter Saum nahezu ohne Unterbrechung bis südöstlich Ort Vellach (Brücke 413) zu verfolgen, endet daher bereits etwas früher. Am Nordufer beginnt sie östlich der Sägemühle nächst P. 418 (nordwestlich Dolintschach) und verbreitert sich flußabwärts zu der ausgedehnten Verebnung, die den Ort Vellach trägt.

Höher als die Terrasse von Glantschach und durch einen deutlichen Steilrand von ihr getrennt liegt die von Merlitsch. Sie senkt sich von 520 m im W auf 500 m im O, ihr Südrand ist stellenweise erhöht (P. 523). Aufschlüsse bei Merlitsch erweisen Moränenschutt des Draugletschers auf dem liegenden, mitunter verkitteten tertiären und eiszeitlichen Schotter. Er bedeckt auch den über diese Terrasse aufragenden schmalen Zasedrücken. Dort sind bis zu seinem höchsten Punkt 563 im NW Draugeschiebe wahrnehmbar, stellenweise, wie z. B. nördlich Merlitsch, auch ganz verwaschene Moränenhügel. (STINY, (7, 26) nannte diese Formen „Brodelersecheinungen“ und stellte Tertiär in Abrede. Nach den von mir geschilderten Spuren ermöglichte die Höhe Zased durch ihre Aufragung beim Rückzuge des Draugletschers einen Eishalt. Aus dieser schwächlichen Moränengruppe ist zum Teil das Schotterfeld der Terrasse von Glantschach hervorgegangen. Nach Ursprung, Alter und Höhenlage entsprechen ihr an der Südseite der Talung etwa die Terrasse westlich Jerischach (480—500 m) und die anschließenden Eisrandbildungen. Hingegen ist der von HERITSCH laut Skizze mit der Terrasse von Glantschach in Verbindung gebrachte Wall von Rechberg (580 m) und sein Schotterfeld weit älter und höher.

Die Abflußverhältnisse entwickelten sich anscheinend folgendermaßen weiter. Zu Beginn des Gletscherrückzuges in den Raum des inneren Endmoränenkranzes bestand noch eine ununterbrochene Eisverbindung zwischen dem südlichen Zungenteil in der Niederung und jenem auf dem Ostrande der Hochfläche von Rückersdorf. Der Eis-

rand buchtete sich hiebei in der Richtung der alten, im Verhältnis zu ihrer Umgebung tief gelegenen tektonischen Bruchlinie ein, die der heutige Vellachunterlauf benützt. Das Vorland der Zunge erfüllten urstromähnlich die Schmelzwässer und die Vellach. Noch erfolgte ihr Abstrom nach NO in das Gösselsdorfer Seetal. Mit dem anhaltenden Zurückweichen des Zungenendes verlängerte sich jeweilig die von Schmelzwässern nur zeit- und stellenweise seeartig erfüllte Vorlandsbucht und schob sich immer mehr zwischen den Zungenlappen auf der Hochfläche von Rückersdorf und den Eisrand bei Zavinée westwärts vor. Nach dem ersten größeren Halt daselbst zog sich der Südlappen in den Raum von Glantschach und südlich davon zurück. Seine Schmelzwässer sammelten sich in der bei Drabunashach mündenden Senke und bespülten andauernd den immer mehr einbuchtenden Eisrand zwischen den Höhen von Rückersdorf und den Ausläufern des Zasedrückens. Infolge des vergrößerten Raumes, der ihnen nunmehr zur Verfügung stand, bildeten sie, ähnlich wie in den norddeutschen Urstromtälern, ein weitverzweigtes Netz von Wasseradern, Tümpeln und kleinen Seen. Es stand mit der Vellach in Verbindung, die teils oberirdisch, teils untertags auf zahllosen Sickerwegen durch den Schutt noch ins Gösselsdorfer Seetal entwässerte. Erst nach dem anscheinend bald folgenden Eiseinbruch über der Senke des heutigen Drautales im Raume von Möchling und nach dem Rückzuge der Zunge auf die Sattnitz eröffnete sich den Schmelzwässern und der Vellach endgültig ihr Abstrom zur Drau. Der Durchbruch auf dieser bereits tektonisch vorgezeichneten Linie erfolgte daher, von schwächeren subglazialen Wasseradern abgesehen, nicht eigentlich, wie HERITSCH annahm, unter dem Eis, sondern eher im Sinne von PENCK (1092) zwischen den noch eisbewehrten Höhen am Westrande der Hochfläche von Rückersdorf und dem Eissporn des Zasedrückens. Hiebei werden aber auch die Hänge und die Talsohle zunächst noch stellenweise von einer dünnen Eisschicht bedeckt gewesen sein, die wie bei den heutigen Gletschern von den Schmelzwässern dauernd unterhöhlt und schließlich zum Einsturz gebracht wurde.

Nach meinen Untersuchungen in dem bisher gekennzeichneten Raume dieser Gruppe bestehen entlang des heutigen Vellachtales nur die beiden jüngeren Terrassen von Kleinzapfen und vom Miklauzhof. Hingegen setzen sich die beiden im allgemeinen ostwärts fallenden „Hochterrassen“ (HERITSCH) aus Teilstücken verschiedenen Alters, nicht übereinstimmender Höhenlage und zum Teil auch anderer Entstehung (Eis, Wasser, Aufschüttung, Abtrag) zusammen; sie bilden somit keine formenkundlichen Einheiten.

d) Wildenstein—Drautal.

Westlich von Jezernik wölbt sich bis gegen 470 m hinab der flache, nacheiszeitliche Schuttkegel aus dem Wildensteiner Tal

vor, dessen Scheitel bei den Sägemühlen in 520 m Höhe liegt. Das stark eingerissene Bachbett war im Sommer 1933 fast wasserleer. In den durchlässigen Schutt versinkt der beim Wasserfall noch recht ansehnliche Wildensteiner Bach. Daher sind im Bereiche seines Schuttkegels Ziehbrunnen und stoßweise tätige Laufbrunnen bezeichnend. Nach Krejanzach schleicht nur ein schwacher Bachlauf aus dem Sumpfbecken bei Jezernik zwischen gewundenen, moorigen Ufern träge dahin.

Wie HERITSCH (2, 430) annahm, hat der Schuttkegel vermutlich Rückzugsmoränen des Draugletschers zerstört; jetzt sind keine mehr dort zu sehen. Erst etwa bei der Straßengabel (nicht „kreuzung“) und Wegtafel P. 467 am Westrande des Schuttkegels erscheinen wieder Moränenbögen. Sie beginnen am schattigen Bergfuß in 500 m Höhe und streichen, über P. 492 auf- und absteigend, als schwach gekrümmte Bogenstücke deutlich in mehreren Reihen hintereinander von SW nach NO (nicht „fast W—O“); ähnlich verlaufende Tälerchen und geschlossene Rundsenken trennen sie. Am besten sind die Moränenbögen um den Hof Kuschinig nächst Straßengabel 479 erhalten. Ihr Nordende reicht bis 450 m hinab und ist wieder von einigen Rundsenken zerfasert. Diese Moränengruppe drängte den kleinen, vom Osthange der Hochfläche von Abtei kommenden Bachlauf im scharfen Knick ganz an den Bergfuß. Dessen Schuttkegel strahlt gegen den Südrand von Abriach aus. Der Ort liegt nach HERITSCH auf einem Teilfelde der Kleinzapfner Terrasse, das sich von 450 m auf 440 m bei Gallizien senkt und dann — wie die Terrasse südlich Ort Vellach — gegen die örtliche Erosionsbasis der Drau (400 m) mit 20 m hoher Böschung abfällt. Entwicklungsgeschichtlich hat aber diese Schotterfläche mit der Kleinzapfner Terrasse keinen näheren Zusammenhang, sondern ist eine selbständige Bildung. Südwärts zieht sie sich als verschmälernder Streifen, sanft ansteigend und ohne besondere Formen, bis an den Nordfuß des Wildensteiner Schuttkegels (470 m) und bis zu dem sumpfigen Bachlauf am Fuße des Moränenzuges Jezernik-Krejanzach. Hier greift sie mit einer Sumpfmulde (etwa 450 m) tief nach O ein.

Aus der verschiedenen Streichrichtung und Lage der Moränengruppen beiderseits der nach Gallizien führenden Straße geht hervor, daß jene zwischen Wildenstein und Abriach nicht gleichalterig mit der Jezernikgruppe ist, wie PENCK (1092) nach HERITSCH annahm, sondern einen etwas jüngeren Rückzugshalt darstellt. Die drauwärtige Entwässerung des Südflügels der damals bereits ganz zerfallenen Gletscherzunge erfolgte durch die Lücke bei Krejanzach. Damit war außer dem Abstrom durch das heutige Vellachtal ein zweiter Abflußweg südlich des Zased eröffnet und die Strömungsumkehr im Zungenbereiche gänzlich vollzogen. Der Zeitpunkt hierfür ist etwas später anzusetzen als der Durchbruch der Vellach. Der Eisrand lag damals auf dem Ostende der Sattnitz und auf der Hochfläche von Abtei—Robesch.

21. Vellachtal Miklauzhof — Eisenkappel.

Die zunächst folgenden Beobachtungen im Engtale der Vellach zwischen Miklauzhof und der Papierfabrik ergänzen jene auf den Höhen von Rechberg (Gruppe 18). In der bis zur Trobeklamm reichenden Talweitung und im Mündungsgebiete der Seitengraben werden die Terrassen untersucht. Die Aufschlüsse der Trobeklamm leiten dann in den nächsten Talabschnitt hinüber, in das langgestreckte Becken von Eisenkappel.

Die beim Bildstock 483 auffallend rechtwinklig abgobogene Talenge ist in den anstehenden, von regellosen, jungen Klüften (STINY, 1, 120) zerrissenen Fels tief eingeschnitten und öffnet sich trichterförmig gegen den Miklauzhof, beiderseits von Terrassen begleitet (Gruppe 20). Der dem Westgehänge aufgesetzte *Rechbergwall* ist wie seine Felsunterlage zwischen P. 579 und 578 eingesattelt. Diese Senke deutet, was zuerst PENCK (1077, 1080) erkannte und mittlerweile auch STINY (8, 41) bestätigte, die alte Lauffrichtung der Vellach an. Durch den Rechbergwall wurde sie nach vorübergehender Stauung zum Ausweichen nach O und zur epigenetischen Eintiefung in ihre frühere Mündungsstufe gezwungen. Das heutige Bett liegt rund 100 m tiefer und hat im wesentlichen nacheiszeitliches Alter. Die am linken Ufer bei Straßenkilometer 17 westlich Miklauzhof beginnenden *Aufschlüsse* (HERITSCH, 2, 420—421) wurden bereits besprochen (Gruppe 20). STINY (7, 27) konnte hier an der Nagelfluh überdies Frostbodenerscheinungen feststellen. Neue Aufschlüsse entstanden sicherlich durch den über 200 m umfassenden Rutsch, der anfangs Februar 1939 von der linken Talseite zwischen Miklauzhof und der Zellulosefabrik Rechberg niederging. Aus der Gesamtheit meiner Beobachtungen ergab sich vor allem eine Unterscheidung zwischen älteren, liegenden, zumoist zu Nagelfluh verfestigten Schottern und jüngeren, hangenden, meist losen Stauschottern. Das Profil von PENCK (1076) verläuft NW—SO über das Straßeneinräumerhaus nächst P. 481 (O.A.). Es stimmt mit den Beobachtungen LUCERNAS (1, 39) sehr gut überein. Die vom Sittersdorfer Berg stammende *Gehängebreccie* wird von der Talung durchschnitten, setzt sich daher am Westgehänge fort. Sie bildet stellenweise das Liegende der Nagelfluh. LUCERNA (1, 39) schloß aus der „Verzahnung“ beider zutreffend auf gleiches Alter. Noch genauer genommen, sind die Schotter der Nagelfluh etwas jünger als der Beginn der Breccienbildung, da die Nagelfluh auch an solchen Stellen der Breccie aufliegt, wo keine Rutsche feststellbar sind. Nach meinen weiteren Beobachtungen ergaben sich aber auch Stellen, an denen durch langwährende Fortdauer der Breccienbildung, Kriechen des mangelhaft durchfeuchteten Hangschuttes und auflösende Wasserwirkung der Vellach die ursprüngliche Schichtfolge (Nagelfluh auf Gehängebreccie) gestört wurde. Wechsellagerung eintrat (LUCERNAS Verzahnung) und aufgearbeitete Breccie in den später zu Nagelfluh erhärteten Schotter, ja selbst in den losen jüngeren Schotter, einverleibt wurde. Diesen Befunden

zufolge stammt der Bildungsbeginn der Gehängebreccie gleich den Schottern der Nagelfluh aus der letzten Zwischeneiszeit. Wie LUCERNA (1, 39) ferner richtig beobachtete, kommen in der Breccie außer dem hellen Dachsteinkalk auch dunkle Kalke der Kössener Schichten vor, die nach TELLERS Karte heute nur den Gipfel und Nordhang des Jegartkogels einnehmen. LUCERNA schloß daher auf eine noch zur Quartärzeit größere Ausdehnung dieses Schichtgliedes. Da sich aber am Westhange der Talenge, z. B. oberhalb des Straßeneinräumerhauses (nördlich der hier W—O verlaufenden Straße), die schönen Fältelungen der anstehenden rätischen Plattenkalke befinden, kommen die dunklen Kalkbrocken wahrscheinlich von dort her und man braucht nicht einen erst in geologisch jüngster Zeit so ausgiebig erfolgten Abtrag der Kössener Schichten am Westhange des Sittersdorfer Berges anzunehmen.

Sehr bemerkenswert ist ferner LUCERNAS Feststellung (1, 39) von Grundmoräne in dem gleich südlich des Straßeneinräumerhauses mündenden (Micheuc- oder Blasnitzen-) Graben, dessen Hintergrund die Gehöfte Wolina und Wock (Wouk) enthält. Die unwegsame Mündungsschlucht umgeht ein Fußweg, der über die Brücke südlich Sägemühle bei P. 483 am Ostgehänge ansteigt. Er überquert zunächst Nagelfluh und lose Schotter, dann lehmige Moräne mit kleingeriebenem, manchmal gekritztem Kalkschutt und Draugeschieben. Oberhalb der Mündungsstufe biegt er talwärts ein, wo sich überraschend die begrünte Talweitung mit den Gehöften öffnet. Hier finden sich gekritzte Kalke reichlicher, die bis 630 m talaufwärts verfolgbar sind. Das eingetieftete Bachbett war im Sommer 1933 vollkommen trocken, die Wasserentnahme bei den Gehöften erfolgt durch Ziehbrunnen. Ein Felsentor führt zu der beckenartigen Talweitung (Bildstock 733 m) beim Hof Micheuc. Deren sanfte, wellige Kulturformen erinnern an eine Moränenlandschaft, obwohl dort, soweit ersichtlich, keine unzweifelhaften Fremdgesschiebe mehr vorkommen. Auch die in der Richtung zum Prevernigsattel (1171 m, gebräuchliche Schreibweise, in den Karten aber mit k) verlaufenden Waldgräben enthalten keine. LUCERNA folgerte richtig aus dem Moränenvorkommen bei Wolina—Wock: „Es muß also der Südrand des Draugletschers sich nicht nur über die Rechbergsschwelle gelegt haben, sondern einen schmalen Eislappen auch in den Seitengraben erstreckt haben“. PENCK (1077) bemerkte hiezu, daß die Grundmoräne „entweder einen vorübergehenden Vorstoß von etwa 1 km oder eine ältere Eisausdehnung verrät“.

Vor Stellungnahme zu dieser Frage seien zunächst einige Aufschlüsse am Westhang angeführt. Auf der Südseite der Rechbergsschwelle reicht die Nagelfluh in der Einbuchtung zwischen der Sägemühle und der Brücke bei der Haltestelle Rechberg bis etwa 530 m hangaufwärts. In den darüber liegenden Schottern finden sich außer Kalkgeröllen aus dem Hangschutt und aus dem Talinnern auch noch Draugeschiebe, so z. B. beim Straßenkilometer 19.2. Diese Funde

stimmen mit den Beobachtungen von HERITSCH (2, 422, 2. Absatz, „Unterhalb [= nördlich] des Eisenhammers . . .“, JAHNE. 2; seit 1885 Zellulose- und Papierfabrik) überein. Südlich der Fabrik sind keine sicheren Draugeschiebe mehr festzustellen. Nach diesem Vorkommen allein läßt sich allerdings nicht entscheiden, ob sie sich auf gewissermaßen ursprünglicher Lagerstätte befinden, also mit dem Draueis hierher gelangten, oder ob sie aus der Rechberger Ufermoräne durch den Vellachstau herausgeschwemmt wurden. Ein ehemaliger Gletscherlappen bei Wolina—Wock ist zweifellos erwiesen; im Zusammenhange damit wird es sehr wahrscheinlich, daß der Lappen sich nicht auf das Seitental beschränkte, sondern über die Kirchenhöhe von Rechberg (603 m) auch ins Haupttal etwa bis zur Talweitung bei der Fabrik hinunterreichte, sich an den Westabhang der Höhe 715 anschmiegte (Draugeschiebe sind dort vorhanden) und derart mit dem Wolina-Lappen zusammenhing. Dessen Ostrand verlief anscheinend unterhalb der Schrofen am Westabhange des Sittersdorfer Berges (etwa 650 m) talwärts, ungefähr dort, wo jetzt am Steilhange die Gehängebreccie liegt. Da der Gletscherlappen der Zeit nach nur vor Aufschüttung des Rechberger Uferwalles ins Vellachtal hineingereicht haben kann, bleiben für die Wahl des Zeitpunktes die beiden von PENCK erwähnten Möglichkeiten: vorübergehender Hochstand des Würmgletschers oder Rißeiszeit. Eindeutig läßt sich diese Frage nicht entscheiden. Für die Rißeiszeit spräche die Reichweite des Draugletschers bis auf die flachen Höhen südlich Sielach—Wigasnitz, wo Formen und Geschiebe auf eine Eishöhe über 700 m hindeuten (Gruppe 19). Wegen des guten Erhaltungszustandes der Grundmoräne bei Wolina—Wock wäre freilich deren Zugehörigkeit zur Würmeiszeit zu vermuten. Bei dieser Annahme schob der anschwellende Draugletscher einen Lappen über die Rechbergschwelle seitlich nach S ins Vellachtal und in den Micheucgraben hinein. Dieses Eis geriet außer Bewegung und staute den Fluß. Das Wasser zernagte bei sinkender Eishöhe immer mehr den Eisrand, eröffnete sich schließlich einen Ausweg nach N und trennte den absterbenden Wolina-Lappen ab. Der erst nach diesem anscheinend nur kurzfristigen Hochstand aufgeschüttete Rechbergwall drängte sodann den Vellachlauf endgültig zur Seite und legte ihn in dem heutigen Raume fest, worauf die Eintiefung begann.

Der beim Kreuzwirthshaus nächst der Vellachbrücke von W mündende K u n e t - (oder Pogatschnik-) g r a b e n ist tief zwischen die flachen Hangoberteile des Altenberges und des vom Potschulasattel (1461 m) ausstrahlenden Rückens eingetieft. Dieser Abhang des Obir trägt zahlreiche Spuren früheren Bergbaues (JAHNE. 1, 70) und enthält bei der Unteren Schäffleralpe ausgedehnte Tropfsteingrotten. Das verwilderte Bachbett führt (Sommer 1933) nur stellenweise Wasser (z. B. zwischen den Brücken 968 und 877), sonst versickert es im Schutt. Glazialsuren sind hier und in der Mulde von Setz nicht vorhanden (Gruppe 18).

Damit gelangen wir zu den von LUCERNA (I. 37—38) erwähnten Leisten im Vellachtal. Sie sind Reste des alten Talbodens, der auf die Rechbergschwelle ausläuft und dort ehemals eine Mündungsstufe bildete. Teilstücke von ihm haben sich stellenweise an den Rändern der Talweitung und besonders im Mündungsgebiete des Kunet- und des Leschanzgrabens erhalten (nach TELLER-Karte Leschautz-, sonst auch Zauchen- oder Suhagraben genannt). Es sind teils Schotterterrassen auf Felssockel, teils, soviel sichtbar, reine Schotterterrassen, aufgebaut aus Vellachsotter, der mit Hangschutt untermischt ist. Ihr Oberrand bewegt sich wenig über 600 m; einzelne Staffeln gliedern sie in untergeordnete Leisten geringerer Höhe. Mitunter sind den Terrassen kleine Schuttkegel der Seitentäler aufgesetzt und in die Terrassenlücken eingebaut. Diese jungen Aufschüttungen wurden von den Bächen wieder zerschnitten. Die nach ihrer Entstehung einheitlichen Teile der Stauschotterterrasse können von der Südseite des Rechbergwalles, wo sie in 570—580 m Höhe liegen (PENCK, 1080), in sanftem Anstieg beiderseits der Talweitung bis zur Trobeklamm verfolgt werden. Weiter südwärts setzen sie sich im Becken von Eisenkappel fort.

Auf der westlichen Talseite ist zunächst eine Schotterleiste nördlich des untersten Kunetgrabens um 600 m erhalten. Ihre südliche Fortsetzung bildet die unruhige Schuttlandschaft zwischen der Mündung des Kunet- und des Leschanzgrabens. Sie steigt gegen den Bildstock 616 sanft an und geht westwärts in eine Platte über, die den Kunethof trägt. Die Vellachsotter ziehen sich ferner in den Leschanzgraben bis zum alten Werkhaus Božić hinein (600 m). Südlich der Talmündung breitet sich die deutlich gestufte Terrasse von Leschanz aus, die bis 600 m ansteigt. Die Straße (510 m) schneidet zwischen dem Kreuzwirt und der Mulde östlich der Siedlung Leschanz (583 m) Schotter an, stellenweise tritt auch der Felssockel hervor. Südlich eines Tälebens setzt sich die Terrasse beim Hof Možgan fort, wo sie bis 610 m ansteigt. Dann verschmälert sie sich (P. 614) gegen den Nordausgang der Trobeschlucht oberhalb der alten Bleischmelze Viktorhof (Plavz, 529 m, Seilaufzug war 1933 abmontiert, am Bachufer Reste einer alten Sperrmauer) etwa 80 m über der heutigen Talsohle.

Auf der östlichen Talseite tritt eine kleine Verebnung südöstlich der Papierfabrik beim Kremserbauern (600 m) nahe der Materialbahn ins Lobniggebiet hervor; ihre Fortsetzung liegt unterhalb (westlich) der höheren Verflachung von Schume (800 m) wieder auf 600 m Höhe. Bei der Marktlhuber (Linderhof, 618 m) greifen die Schotter ostwärts in den kleinen Graben hinein und bauen die sanft ansteigenden Kulturflächen in der Nähe des Gutshofes auf. Wie auf der Gegenseite verschmälert sich die Leiste gegen die Schmelzhütte, wobei wieder der Felssockel hervortritt.

Die enge Trobeklamm ist ganz in den anstehenden Fels eingeschnitten. Der rötliche, stark erzhaltige Wettersteinkalk ähnelt außer-

lich bisweilen dem Trogkofelkalk. Er wird in einem Steinbruch nahe den alten Befestigungen der Ostseite abgebaut und in einem Kalkofen verwertet. In den durch die ehemaligen Wehranlagen, später durch den Straßen- und Bahnbau teilweise veränderten Felswandungen zeigen sich hochgelegene Kolke. An günstigen Stellen, wie nächst dem Nordausgange der Schlucht, konnten sich Nagelluhnester und darüber Hangschutt erhalten; nahe dem Südausgange beweist ein Lehmband die ehemalige Stauwirkung der Felsenge. In sie schnitt das Wasser wie bei Rechberg später die Klamm ein. Während aber bei der Rechbergklamm die Verbauung durch Draumoränen ein epigenetisches Ausweichen des Vellachlaufes nach O ermöglichte, verhinderte dies bei der Trobeklamm der das Tal querende Gesteinszug der Trobewände und zwang von Beginn an zur Tiefenerosion.

22. Eisenkappel West.

Diesen Raum begrenzen die Südhänge des Obir, Schaidasattel, Ostende der Koschuta, Grenzrücken, dann Kärntner Storschitz und der in den Mündungswinkel zwischen Ebriach- und Vellachtal westlich Eisenkappel ausstrahlende flache Rücken der Höhe Cimpaser. Der Raum umfaßt somit vor allem das ausgedehnte Flußgebiet des Ebriachtales. Es war zur Eiszeit unvergletschert (PENCK, 1095), wenn man von den geringen glazialen Vorgängen am Ostabsturze der Koschuta vorläufig absieht. Hingegen werden die Formen und die Bodenbedeckungen dieses ganzen Gebietes durch die wechselnden geologischen Verhältnisse der westlichen Umgebung von Eisenkappel stark beeinflusst. Es sei daher deren Wirkung auf die Formenentwicklung und das heutige Landschaftsbild hervorgehoben.

Ich beginne im NW mit dem Trobegraben, der sich zwischen Eisenkappel und der Trobeklamm nach W zwischen die Ausläufer des Obir erstreckt. Formenkundlich ist die Anschoppung der Stauschotter im Trobegraben am Beginne der nach den Trobewänden benannten Vellachklamm zu vergleichen mit dem ähnlichen Vorgange vor Eintritt der Vellach in die Enge bei Rechberg; auch dort häuften sich Stauschotter am Ausgange des Kunetgrabens und in der Einmündung auf der Südseite der Rechbergschwelle. Vellachschotter (grau-grüne Sandsteine, Diabase, Kristallin und Kalk) lagern in der Umgebung der Schießstätte (LUCERNA, 1, 37) und des Türkenschlüssels bis über 600 m Seehöhe; dann folgen bergwärts die Abraumhalden (Wettersteinkalk und Raibler Schichten) der glatten Trobewände, in denen sich die Stollen der Hochspannungsleitung befinden, kultivierter Gehängeschutt und die zerstreute Siedlung Trobe. Intermittierende Brunnen weisen auf das Einsickern des Wassers in den Schutt hin. Nach TELLER ist die Talweitung bis 1000 m hinauf nur mit rezemem Schutt (a_1) ausgefüllt. Die sanft ansteigende Schotterterrasse des Trobegrabens findet ein Vergleichsstück in der Verebnung östlich des Hofes Piskernik (Werfener Schichten, 622 m) und weiter in jener auf

der Ostseite (620—630 m) der Höhe, die den Hof Strožek trägt (Grünschiefer mit Diabas und Diabastuffen, ug der TELLER-Karte, 750 m). Ihr flacher Scheitel gehört bereits einem höheren Niveau an. LUCERNA (1, 37) bezeichnete mit Recht die Trobe- und Piskernikterrasse als Teilstücke der Eisenkappler Terrasse. Sie setzt sich auch ins untere Ebriachtal hinein fort. Zu ihr gehört die kleine Verflachung östlich Hof Krivec (Kriuz der TELLER-Karte, 620 m) und die ausgedehnte Leiste am südlichen Talgehänge mit dem Hof Walterle (ug, 644 m, „nördlich von Moseharnik“ nach LUCERNA), wo in den Abzissen unter den Schottern der sich talauswärts senkende Felssockel zum Vorschein kommt. Ferner westlich Walterle, schon jenseits des vom Hof Cimpaser kommenden Grabens, die kleine Hangverflachung mit dem unbenannten Gehöft (650 m), dann auf der linken Talseite die Verebnung nördlich der Industrieanlagen beim Wirtshaus Baracke (oder Ebriachklamm, 582 m) in 660 m Höhe (oberhalb des Gasthauses sehr schöne Epidotfelsbildungen, siehe GRABER, 2, 37). Ohne Rücksicht auf das Gestein breitet sich somit eine stückweise erhaltene Terrasse, bedeckt von losen Vellachschottern, weiter taleinwärts von solchen des engeren Bereiches, im unteren Ebriachtale bis zur Schlucht aus. Mit dem Beginne der klammartigen Talenge (hochgelegene Kolke in ug) enden die größeren Teilstücke dieser Terrasse.

Die alten Talbodenreste in größerer Höhe fasse ich als Ebriachterrasse zusammen. Auf der nördlichen Talseite liegen diese gut kultivierten, flachen Höhen sämtlich im Grünschiefer. Ihre Oberfläche steigt von der Verebnung beim Strožek (750 m) talein- und bergwärts ganz allmählich an, bis Ebriach zwischen 800 und 900 m, bis zum Schaidasattel (1069 m) zwischen 900 und 1000 m. Ein schmaler, durchlaufender Saum von Werfener Schichten trennt die Kulturlandschaft der Ebriachterrasse vom steilen Waldgehänge des Muschelkalkes. Auf der Südseite des Tales gehören zu ihr die teilweise im Granitaufbruch liegenden flachen Oberteile (750 m) westlich Schloß Hagenegg, die Kulturlächen von Moseharnik (717—740 m), Triplat (700—760 m), Repas (770 m) und südlich Wirtshaus Sauerbrunn (710—800 m). Hier durchbricht das Tal den Granit, in den es weiter westlich eingetieft ist. (Über die Reichweite des Granits am Ostabfalle des Schaidasattels siehe die von TELLER abweichenden Angaben von GRABER, 2, 59.) Die an den Granit südlich anschließenden permischen Schiefer, Sandsteine und Konglomerate bilden sanfte Waldhänge (900—1000 m) bis zur steiler aufstrebenden Trias. Die Ebriachterrasse stellt in ihrer Gesamtheit trotz erosiver Zergliederung und verschiedener Gesteinsbeschaffenheit ein einheitliches, älteres Niveau dar als die Eisenkappler Terrasse. Wegen der tiefen Lage der lokalen Erosionsbasis bei Eisenkappel (etwa 550 m) hat sich die Quellmulde des Ebriachbaches tiefer in den wasserscheidenden Rücken hineingefressen, als die Gerinne der Westseite es vermochten, wo das Freibachtal 850 m hoch liegt. Daher hier der sanfte Anstieg zum

Schaidasattel, während er sich nach O sogleich steil zur Talsohle auf 800 m absenkt.

Viel weiter als das Haupttal greift das Trögerntal bergwärts zurück, dessen Quellmulden im Grenzkamme selbst liegen. Beide Täler durchbrechen westlich des Wirtshauses Sauerbrunn den Granitzug (TELLER, 3, 257—258; MITTEREGGER, 160; REDLICH, 248). In den wenig widerstandsfähigen Permschichten konnte sich der große Schuttkegel des Nebentales ausbreiten. Die wilde Trögerenschlucht ist in die Untertrias tief eingeschnitten. Steinschläge, Vermurungen und Hochwässer gefährden ständig die 1923—1925 erbaute Straße. Harnische im zerklüfteten Wettersteindolomit zeigen die tektonische Nordbewegung an, hochgelegene Kolke an den Talwandungen die allmähliche Tiefenerosion des Bachlaufes. Über den Schluchtwänden sind beiderseits stellenweise kleine, zerschnittene Reste alter Talleisten sichtbar, die nördlich der Durchbruchstrecke in etwa 800 m auf die Ebriachterrasse auslaufen.

Am Talzwiesel, wo ein in den Karten nicht verzeichnetes Wirtshaus steht, folgt der westliche Talast, der vom Potok (d. i. Bach) durchflossen wird, den eingefalteten, leicht zerstörbaren Raibler Schichten einerseits bis zu den Ostabstürzen der Tolsta (SpK, Tovsta OA) Koschuta (= Dicke K., 2059 m, Dachsteinkalk), andererseits bis in das Perm-Karbongebiet der Schenkalm. Im Bereiche der stark verwitterten Raibler Schichten ist der schuttreiche Potokgraben anfänglich noch ziemlich breit; mit der Annäherung an die Koschuta verengt er sich immer mehr und endet schließlich ganz unter den Wänden in einem wilden Felszirkus. Er wird vom Melasteig in S—N-Richtung etwa an der Gesteinsgrenze von Dachsteinkalk und Wettersteindolomit überquert. Die weitgehende Auflösung des Dolomits in phantastische Türme und Kulissen steht in wirkungsvollem Gegensatz zu den tiefen, wasserleeren Einrissen, den erhärteten, gelben Schuttfeldern der stark zerquetschten Raibler Schichten, dem massenhaften Blockwerk und den vorkragenden, fest verkitteten Gehängebreccien. Latschenstreifen und -inseln treten auffallend zurück gegen das nicht zur Ruhe kommende Kahlgestein. In dem gegen die Nachmittagssonne sehr gut geschützten und tief zerfurchten Talschluß unter dem Ostabbruche der Koschuta konnten sich hineingewehte Schneemassen, abgebrochene Wächten und hinabgestürzte Lawinen, mit Blockwerk und Schutt durchsetzt, sehr lange Zeit halten. Zu einer Gletscherbildung kam es jedoch wegen des steilen Gefälles nicht, da die angehäuften Schneemassen erst in dem Talgrunde auf etwa 1300 m zusammengepreßt liegenbleiben konnten. Sie füllten den Talschluß und die felsige Talrinne infolge der langsamen Abschmelzung und des steten Nachschubes auf und drangen etwa bis zur Einnündung des von der Schenkalm kommenden Talastes vor. Hier (1100 m) fraßen Wasser und Oberflächenabschmelzung zerstörend an dem schuttdurchsetzten

Lawinenschnee. Die Ortsverhältnisse verhinderten derart die Bildung einer bis in den unteren Potokgraben reichenden Gletscherzunge.

Bei der benachbarten *Schenkalm* (Šenkova Planina) tritt der Unterschied der Gesteinsverhältnisse in der Formgebung klar in Erscheinung. Der breite Schuttstrom zwischen den Dolomitwänden des Mündungsgebietes dieses Talastes geht grabenaufwärts in das stufenförmig ansteigende Hutweidegelände der Alm über (P. 1410 bis P. 1561). Hügel wechseln mit dolinenartigen Senken in der weiten Mulde unter dem Grenzkamme. Permische Schiefer, Sandsteine und Konglomerate, meist rot gefärbt und zu Rutschen neigend, verursachen nasse Stellen und den Austritt einer starken Quelle. Fusulinenkalkbänke (Plešivec, 1802 m SpK, 1800 m O.A.) und Quarzkonglomerate sind für das flachwellige Karbon bezeichnend, das südwärts in dichtes Waldgelände übergeht.

Östlich davon liegt das stratigraphisch und landschaftlich eigenartige *Einzugsgebiet des Trögernbaches*. Gleich südlich der Einmündung des Potok beginnt das größtenteils von Wald eingenommene Karbongebiet; Perm bildet die Weidegründe in der Umgebung der *Roblekalm* (Roblekova Planina, 1300 m), die im südlichsten Quellraum des Trögernbaches liegt; devonischer Riffkalk krönt die nach *TELLER* aus Silurschiefern und Grauwacken aufragenden Waldhöhen des *Jägergrintovec* (Virnikov grintovec, 1654 m O.A., Virnik gr., 1655 m SpK, Vernik gr., 1658 m Geol. SpK) und des *Kärntner Storschitz* (1760 m SpK; Pristeni Storžič, 1762 m Geol. SpK, Pristovnikov st., 1759 m O.A.). Die Schrofen dieser beiden Kalkkuppen und des Plešivec (1802 m) umgrenzen somit das Einzugsgebiet und ragen wirkungsvoll über die sanfte Linie der breiten Verbindungsrücken empor. Zwischen ihnen breitet sich tatsächlich ein *Trog* aus, wie die Namen des Hauptortes und des Baches besagen (Trögern = Korte = Korito = Trog). Den Mittellauf des Trögernbaches begleiten beiderseits *Terrassen*: im O die von Trögern (991 m), im W die von Stefan (927 m) und Grabelnik (etwa 950 m). Sie steigen berg- und talwärts von 900 bis gegen 1000 m an und verzweigen sich dem Flußnetz entsprechend. In diesen flachen Trog sind die Bachlinien tief eingesenkt, am tiefsten der Trögernbach als ihr Hauptsammler. Für die Hänge und Oberteile der Höhe ist ein sich immer wiederholendes, absatzweises Ansteigen zu flachen Rasten und leicht gewellten Rückenlinien überaus bezeichnend. In der Gesamtheit dieser Formen erscheint eine alte, durch Abtrag des leicht zerstörbaren Gesteins stark erniedrigte und *zertalte Landoberfläche*. Sie wird an ihrer, durch die Wasserscheide des Grenzzuges gegebenen Umrandung (1350 bis 1600 m) von den oben genannten drei Kalkgipfeln überragt und senkt sich gegen die Gesteinsgrenze (Schenkalm, Südgehänge des Potokgrabens, Nordrand der Quellmulde des Obojnikbaches) ganz allmählich auf 1200—1300 m. Der außerordentliche *Waldreichtum* dieses Gebietes führte zu sehr großen Schlägerungen, namentlich im Hin-

tergrunde des Belzercgrabens unter dem Pečovniksattel, und zu technischen Anlagen (Seilbahn Trögern—Kristan im Vellachtal). Der *Almboden* zeigt dem Gestein entsprechende wellige Formen und nasse Stellen, so z. B., wie erwähnt, bei der Schenkalm, dann bei der Roblek- und der Pristovnikalm (westlich des Kärntner Storschitz). Wenn auch keine eiszeitliche Formgebung größeren Ausmaßes zu erwarten ist, können doch im Bereiche der drei Kalkgipfel in Almnähe deutliche Anzeichen einer alljährlichen Mitwirkung von *Schneemassen* an der Reliefbildung verzeichnet werden: bei der Schenkalm am Nordfuße des Plešivec Blockhalden (1600 m), dann in der gut beschatteten Nordmulde des Jägergrintovec Lawinen- und Schuttrinnen sowie grubig-höckerige Fußwälle (1500 m); ferner am Westfuße des Kärntner Storschitz bei der Pristovnikalm durch nasse Senken getrennte Hügelgruppen (Mahd, 1340 m). Ihre Formen erinnern an Moränenwälle und stammen jedenfalls aus einer Zeit, bevor noch der Lawinenschutz des Hochwaldes auf dem Steilhang darüber erwuchs, von dem sie durch eine Randsenke getrennt sind. Südlich davon, am Hang zwischen der Ankova Pl. (1380 m) und dem Seebergsattel (1218 m) liegen an zahlreichen Stellen Gehängebreccien anscheinend zwischeneiszeitlichen Alters.

Im Ostteile des Ebriachgebietes ist endlich der *Obojnikgraben* bemerkenswert. Seine weite, stark zertalte und von Verebnungen durchsetzte Quellmulde liegt im Karbon des Plesniški vrh. Sie entsendet nur zur Zeit der Schneeschmelze nennenswerte Zuflüsse; in den Dolomit (Kappe des Cimpaser aus Dachsteinkalk) schneiden sich wilde Tobel ein. Schließlich durchbricht der Obojnikbach in engem Tal nicht weniger als 11 W—O streichende Gesteinszüge, zuletzt Grünschiefer und Gabbro (GRABER, 2, 33), bis er in den Ebriachbach mündet. Seitlich begleitet ihn der *alte Talboden*, der sich aus der Quellmulde (P. 970, 982 bei Kožljak) über die Siedlungen Obojnik (944 m, ehemaliger Kupferbergbau), Ober- (874 m) und Unter-Bistričnik (760 m) bis auf die Verebnungen beiderseits der Mündung verfolgen läßt und mit der Ebriachterrasse übereinstimmt.

23. Eisenkappel Süd.

Die in dieser Gruppe zusammengefaßten formenkundlichen und eiszeitlichen Erscheinungen umfassen die *Terrassen* im Vellachtale südlich der Trobeklamm samt den Einbuchtungen in den Talbeginn des Lobnig-, Leppen- und Remscheniggrabens, dann südlich Bad Vellach die Gestaltung des *Seeberggebietes* und schließlich die Spuren der *Eigenvergletscherung* in der *Vellacher Kotschna*.

Die bisher im Vellachtal (Gruppe 21 und 22) festgestellten Teilstücke der *Eisenkappeler Terrasse* werden durch Beobachtungen in der Talweitung ergänzt. Als Gegenstück der Vellachschotter im Trobe- und unteren Ebriachgraben haben sich solche auch am Ostgehänge in die Mulde eingelagert, deren Kulturen gegen den Hof

Wölfel hinaufziehen. Die Schotter sind hier bis über 600 m verfolgbare, höher oben stark mit Wetterstein- und Muschelkalkschutt der Seitenhänge untermischt, nach TELLER nur rezent (a₁).

Östlich oberhalb der Kirche Maria Dorn erhebt sich terrassiert die flache, ausgedehnte Kulturplatte der Komposchenebene (630 m). Nach CANAVAL (6, 123) ist Komposch der Name eines seit 1846 dort bergbaulich tätigen Geschlechtes. Wie JAHNE (5, 18) nachwies, kam die Familie aus Ungarn und hieß ursprünglich Gombos. Gregor Komposch (1771—1841) war als Hutmann am Hochobir tätig, dann erwarb er selbst dort mehrere Erzgruben. Seine Nachkommen lebten bis 1885 in Eisenkappel (s. auch GLAUERT, 3). Die Terrasse ist auf dem Felssockel aus Vellachschottern ausgebaut, wird im N durch einen Steilhang (Werfener Schichten und Muschelkalk, Hof Brunner beim Bildstock) begrenzt und setzt sich, nun durch Kalkblöcke und Hangschutt undeutlich und verschmälert, unterhalb der Schichtplatten in den Lobniggraben fort, wo nördlich der Brücke 623 Nagelfluh sichtbar wird. Südlich der Mündung des Lobniggrabens breitet sich als ihre Fortsetzung die Boschteebene aus (An. 640 m). Ihr Nordabhang erweist die Auflagerung der Schotter auf Felssockel. Die kultivierten Hänge zum Lobniggraben und gegen Eisenkappel sind erosiv versteilt und zum Teil künstlich terrassiert. Ohne Unterbrechung verläuft die Terrasse weiter nach S gegen P. 637 und die nahegelegene Wochenzer Hube; dann biegt sie als schmales Sims in den Leppengraben ein, das sich unterhalb der Gehöfte Gobanz und Knotič erstreckt. Am Talausgange haben sich noch Reste des beim Eisensteinabbau zu Ende des 18. Jahrhunderts verwendeten Hochofens erhalten (CANAVAL. 6. 123).

Schotter sind ferner am Westufer der Vellach in die Kulturmulde (640—650 m) nördlich Schloß Hagenegg eingelagert. Am Hang östlich der Carinthiaquelle (TELLER, 3, 257—258; MITTEREGGER, 160; REDLICH, 245), dann gegenüber der Einmündung des Remscheniggrabens beim Hof Ribitz liegen wieder kleine, mit Schottern überstreute Verebnungen in übereinstimmender Höhe. Die stellenweise lehmigen Zwischenschaltungen werden in dem nahen Ziegelschlag verwertet. Am Talbeginn des Remscheniggrabens breitet sich eine von Hangschutt bedeckte, kleine Schotterterrasse beim Hof Korjon aus; bedeutender ist aber der Anriß im Talwiesel nächst der Brücke 580 und dem Wirtshaus. Von ihm gab LUCERNA (1, 37) an: „Aus Vellachschotter besteht der 60—70 m hohe Terrassensporn im Winkel zwischen Vellach und Remscheniggraben. Das horizontal geschichtete Konglomerat ist oberflächlich wenig verwittert.“ Meine Untersuchungen zeigten, daß hier z w e i e r l e i Schotter vorliegen. Zunächst an der Hangumbiegung und besonders an dem gegen die Vellach gewendeten Hangfuß die Nagelfluh. Sie ist horizontal geschichtet, zu Fels erhärtet, von der Talebene (580 m) mindestens 40 m hoch steil aufstrebend. Vorkragende Rippen über langgestreckte Höhlungen sind bezeichnend. Wo die Oberfläche unverletzt ist, trägt sie kräftigen Nadelwald. Außer-

lich und nach Gesteinsbestand gleicht diese Bildung ganz der als vorwürmisch erkannten Nagelfluh an den Abhängen der Rechbergschwelle. Dieser Sporn biegt entlang der letzten Häuser am Ostufer der Vellach ein, so daß hier der Hang eine kurze Strecke etwas zurücktritt. In die derart entstandene Mulde ist ein horizontal geschichteter Schotter eingelagert und ihr angeklebt. Seine steile Oberfläche ist zwar erhärtet und durch Wasserrinnen zerfurcht, aber nach seiner mit dem Hammer oder dem Nagelschuh leicht zerstörbaren Verwitterungskruste gut zu unterscheiden von der nordwärts anschließenden felsenharten, grobgebankten Nagelfluh. Wie dort ist der unverletzte Hang mit Hochwald bedeckt. Am Bruchrande rutscht der Hang stellenweise ab und die mit Gebüsch bestandene Humusdecke ist daher über den nackten Schotter hinuntergeglitten. Nur auf weniger steilen Partien konnte sie liegenbleiben oder sie hängt noch in absturzbereiten Lappen über die Vorsprünge hinab. Schotter und Nagelfluh werden zu Bau- und Straßenarbeiten zeitweise abgebaut. Die 1933 durch Rutsch freigelegte Höhe dieses Schotterabbrisses erreicht wie die Nagelfluh etwa 40 m über dem Tal. Unter dem Waldbestande setzt sich jedoch der Schotter, soviel ersichtlich, bergauf noch bis auf die kleine Verebnung in 650 m Höhe fort, demnach, wie LUCERNA angab, in 60—70 m Gesamthöhe. Der Schotter überdeckt daher dort die Nagelfluh. Zur Zeit der Beobachtung durch LUCERNA (Hauptbegehung 1901) war anscheinend nur die fest verkittete Nagelfluh bloßgelegt, aber noch nicht der anschließende, jüngere, wenig erhärtete Schotter. Daher fand LUCERNA nur ein „oberflächlich wenig verwittertes Konglomerat“, während jetzt ein liegendes Konglomerat und eine teils hangende, teils angelagerte jüngere Schotterdecke deutlich unterscheidbar ist. Damit wird auch die Altersfrage wie bei Rechberg dahin zu lösen sein, daß die Nagelfluh vorwürmisches, mithin Riß—Würm zwischeneiszeitliches Alter hat, der Schotter aber durch Stau erst während der Würmeiszeit entstanden ist.

Weiter südlich werden die erhaltenen Reste der Eisenkapper Terrasse immer spärlicher. Das ganz langsam ansteigende Haupttal verschmälert sich bis zur Brücke 618 (Vellacher Hammer, später Zementfabrik, jetzt Ruine). Zwischen ihr und dem Kilometer 28 zeigen einige der westlich der Straße anstehenden Felsen, die in Türme aufgelöst sind, Schlißflächen; nähere Untersuchung erweist sie als Harnische. Der Schuttkegel des von der Sadonighöhe (Veliki vrh, 1624 m) kommenden Wildbaches drängte die Vellach etwas nach W. In den weichen Werfener Schichten unterlag das keiner Schwierigkeit; es kam dabei jedoch nicht zur nennenswerten Anhäufung von Vellachschottern, wie LUCERNA (1, 37) anscheinend vermutete. Nach längerer Engtalstrecke durch den Dolomit ohne wesentliche Aufschlüsse folgt westlich der Straße bei der Kristansäge (Endpunkt der Seilbahn für den Holztransport von Trögern) eine wellige Kulturmulde, die in karbonen Sandsteinen, Schiefen, Kalken und Quarzkonglomeraten liegt und daher viel Schutt der anstehenden Gesteine (a₁ der TELLER-Karte)

enthält; er überdeckt vermutlich auch ältere Vellachschotter. TELLER (3, 227—228) hob diesen 1700 m langen und 150 m breiten, alten Murgang besonders hervor. Südlich davon überwindet die Straße abermals einen großen Schuttkegel aus diesem Karbonstreifen in mehreren Windungen. Bei der Paulitschmühle wird der devonische Riffkalk von der Vellach durchbrochen (Querstörung nach HERITSCH, 5, 183—184). An der östlichen Talseite folgt die mit dem 12 m hohen St. Christophbild einst bemalte Harnischfläche (Devonkalk) in etwa 10 m Breite, am Gegenhang ein steiler, mit Kalkblöcken durchsetzter Schuttabriss. Am Hang über ihm liegt der Rapoldfelsen (Höhle im Devonkalk mit Knochen des Braunbären, siehe C. GROSS, 3, 77—83). Den Fuß des Haller Felsens (Aufbau und Höhle wie beim Rapoldfelsen) bedeckt karboner Hangschutt. Erst beim Wirtshaus nächst Skalar nördlich Bad Vellach ist am linken Ufer in etwa 850 m Höhe (oder nach LUCERNA 17 m über dem heutigen Talboden) wieder eine kleine Terrasse aus Vellachschottern festzustellen.

Hinsichtlich der geologischen Verhältnisse von Bad Vellach und der dortigen Heilquellen kann auf das Schriftenverzeichnis hingewiesen werden (MITTEREGGER, 160; TELLER, 3, 257—258; HERITSCH, 5, 185; 6, 57; REDLICH, 241). Gleich südlich des Bades durchbricht der Fluß in enger Schlucht, wie schon AMI BOUÉ erwähnte (BÖHM, 131), den devonischen Bänderkalk (HERITSCH, 5, 175; SCHWINNER, 1, 81) beim Gustavfelsen, wo in den dünngebankten Schichtplatten Harnische sichtbar sind. Weiterhin ergibt sich eine Gliederung in die beiden geologisch und daher auch landschaftlich eigenartig gestalteten Gebiete des Seeberges und des oberen Vellachtales.

In der paläozoischen Aufbruchszone des Seeberges herrscht ein von Querstörungen durchsetzter Schuppenbau aus Karbonschiefern und Devonkalken. Das Sattelgelände zwischen den zwei Pfeilern, dem Kärntner Storschitz (Trig. 1760 und 1668 SpK. Trig. 1759 und P. 1669 OA) und dem Malinček (1621 m SpK. 1619 m OA), sinkt noch tiefer als in dem ähnlich gebauten, westlich benachbarten Raume von Trögern hinab, es liegt in 1½ km Breite durchwegs unter 1300 m. Verminderte Reliefenergie bei der Gebirgsbildung und geringere Widerstandsfähigkeit der Karbonschiefer gegen äußere Einflüsse riefen hier und auch noch im weiteren Umkreis überaus kennzeichnende Flachformen zwischen 1200 und 1400 m hervor. Sie befinden sich teils am Hang, wie z. B. am Kärntner Storschitz, teils bilden sie hochflächenartige Oberteile, wie am Plesniški vrh nördlich davon. In allmählichem Anstieg, aber in gleichen Formen, setzen sie sich einerseits über Trögern nach W fort, andererseits über den Haller Felsen und den Paulitschsattel nach O. Die derart vom Ostabsturze der Koschuta bis fast zu den Steiner Alpen herüberreichende ähnliche Höhenlage der Verflachungen, aus denen nur einzelne Kalkriffe aufragen, weist auf die Zusammengehörigkeit dieser Formen zu einer einheitlichen, alten Landoberfläche hin. Sie ist seither tief zertalt und in

manchen Einzelheiten verändert worden; aber auch aus den verbliebenen Restformen wird ihr Ursprung aus der gemeinsamen Wirkung von Krustenbewegungen, Gesteinsbeschaffenheit und äußeren Kräften ersichtlich.

Zu diesen letztgenannten Formbildnern gehört im Seeberggebiet vor allem das fließende Wasser. Zahlreiche, aber kleine Rinnale sammelten sich in der von tektonischen Schuppen durchzogenen Großmulde, deren tiefste Linie heute das mittlere Vellachtal einnimmt. Sein Verlauf ist anscheinend durch Brüche vorgezeichnet. Vom Seebergsattel an sind Teilstücke der alten Muldensohle erhalten, die vom fließenden Wasser überformt wurde. Sie bilden beiderseits des Tales je eine Reihe hochgelegener, meist besiedelter Verebnungen. Nach ihrem Ausgangsraume fasse ich sie als Seebergterrasse zusammen. Am deutlichsten ist sie in der paläozoischen Ursprungsmulde entwickelt, aber auch in den beiden nördlich folgenden Zonen der Trias und des Kristallins, die das Tal beide durchbricht, noch bis in das Becken von Eisenkappel aus Resten erkennbar. Dort streicht sie flach über der bisher verfolgten Eisenkappler Terrasse aus und tritt in Verbindung mit der von Ebriach.

Aus der verschiedenen Widerstandsfähigkeit der Gesteine gegen den Abtrag, der tektonischen Lagerung der Gesteinszüge und dem Verlaufe des sie durchquerenden Vellachtales ergeben sich hiebei einzelne Abschnitte mit formenkundlichen Unterschieden in der Ausgestaltung und Erhaltung des alten Tales.

In der paläozoischen Ursprungsmulde verschwimmen die Höhengrenzen der Seebergterrasse naturgemäß oft nach oben und unten wegen der schon ursprünglich sanften Neigung der Grundform, wegen der Gesteinsbeschaffenheit des vorherrschenden Karbonschiefers und der anfangs langsamen, erst später rascheren Tieferlegung des Vellachtales. Trotz der sonach unscharfen Grenzen zeigt sich aber immerhin in der Natur und in der Karte eine untergeordnete Stufung der Terrassen. Der nachfolgende Überblick hebt jedoch nur die Großgliederung hervor. Das flache Seeberger Sattelgebiet (1200—1300 m) setzt sich in allmählicher Senkung auf den beiderseitigen Talhängen in gut unterscheidbaren, ausgedehnten Verflachungen fort, die durch steile, junge Gräben getrennt sind. Links führen zuerst einige Leisten und schmale Zunge über den Hof Skalar (1011 m) zu den großen, sanft geneigten Ebenheiten, auf deren Oberrande die Höfe des Pasterk- (1140 m) und Rapoldbauern (1160 m) liegen; weiter zu jenen mit dem Hof Kordeš (1032 m) auf der oberen und dem Hof Kescher (880 m) auf der unteren Stufe; dann — bereits hart an der Triasgrenze — zu der von Kristan (923 m). Rechts läuft, wie sich noch zeigen wird, der alte Talboden der oberen Vellach in 1000—1100 m Höhe auf die vom Seebergsattel kommenden Flachformen aus. Sie umziehen zunächst nur als schmaler Saum (1000—1020 m) den Steilhang unter dem Haller Felsen, erlangen aber unterhalb der Siedlungen Paulitsch (1099 m),

Plaznik (1109 m) und beim Hof Stefan (904 m) besonders große, durch Stufen gegliederte Ausdehnung.

Im triadischen Durchbruchgebiete sind die beiderseitigen Verflachungen weit zerstückelter. Links, nördlich des vom Cimpaser kommenden Schuttstromes (P. 933), liegen in der Talbiegung einige schmale, durch Wasserrisse getrennte Flachrücken (von 1000 m gegen P. 875 absteigend); dann erst folgen die Flachmulden mit den Höfen Kušar (Geol. SpK, P. 915 OA) und Šajna (830 m). Rechts erscheinen nur die kleinen Verebnungen beim Hof Mlečnik (927 m) und nördlich davon (P. 921), weiterhin bloß einige Rasten im Gehänge zwischen 840 und 750 m.

In der nördlich folgenden kristallinen Aufbruchszone von Eisenkappel sind die zur Seebergterrasse gehörenden Verflachungen noch spärlicher. Links ist es der Flachrücken mit dem Hof Schlagoutz (P. 755, Schlegoutz der Geol. SpK), dann jener (P. 769) nördlich Hof Ribitz und endlich als letzte die Flachkuppe P. 748 im Mündungswinkel des Ebriachtales westlich Eisenkappel. Ihr entspricht in diesem Nebental die Höhe 750 mit dem Hof Strožek, wo das Ende der Ebriachterrasse festgestellt wurde (Gruppe 22). Rechts liegen beiderseits der Mündung des Remscheniggrabens nur kleine Eckfluren (720—740 m südlich, P. 780 nördlich) und schließlich als letzte die Verebnung oberhalb des Hofes Gobanz in 760 m nördlich des Leppengrabens. Die in der Ursprungsmulde sehr gut erhaltene Seebergterrasse streicht somit bei Eisenkappel mit ganz geringen Flächenresten etwa 130 bis 150 m über der Eisenkappler Terrasse flach aus.

Ist somit von außenbürtigen Kräften die Wirkung des fließenden Wassers trotz selbstverständlicher Abstufung recht ansehnlich, so hatte das Eis hingegen auf die Großformen des Seeberggebietes und des mittleren Vellachtales keinen Einfluß. Wie schon LUCERNA (1, 41) und nach ihm PENCK (1095) feststellten, sind in dem ganzen Raume keine Irrblöcke zu finden, die auf ein Überfließen von Eis aus dem Kanker- und Sann- in das Vellachgebiet hindeuten würden; auch eine Eigenvergletscherung der 1700 m nur wenig überragenden Hochgipfel in der 12 km breiten Depression zwischen Koschuta und Steiner Alpen kommt nicht in Frage.

Im wirkungsvollen Gegensatz zu dem hiemit in den wichtigsten geologischen Belangen kurz gekennzeichneten Seeberggebiet steht nach den Formen und den sie bildenden Kräften das obere Vellachtal. Seinen Talschluß bildet die seit mehr als 100 Jahren (1832) durch den Geologen AMI BOUÉ berühmt gewordene Vellacher Kotschna. Er stellte sie landschaftlich dem Felszirkus von Gavarnie in den Pyrenäen ebenbürtig zur Seite (BÖHM, 131). GRABER (2, 26) verglich sie nach dem Anblick und der Entstehungsgeschichte mit der Südumrahmung des Königssees. Gletscherkundlich ist die Vellacher Kotschna deshalb besonders bemerkenswert, weil sie der einzige Talschluß ist, der aus den Steiner Alpen eine Gletscherzunge in den Südbereich der

Karawanken hinüberleitete. Es ist daher sehr lohnend, die Spuren hiervon in allen Einzelheiten zu verfolgen.

An die Durchbruchsstrecke südlich Bad Vellach (devonischer Bänderkalk) schließt zunächst eine kleine Talweitung (Sägemühle) im Karbonschiefer an. Die Schotter aus dem Talinnern bilden südlich des Hofes Zadnikar (Sadounig bei LUCERNA, Sadovnic in der TELLER-Karte, jetzt auch Sattnegger genannt) eine begrünte Terrasse (900—920 m). Nach meinen Untersuchungen ist sie auf den anstehenden Fels aufgeschüttet, in den der Bach etwa 20 m tief eingeschnitten ist; LUCERNAS Vermutung hierüber (1, 37) bestätigte sich daher. Die Oberfläche der Terrasse ist durch zwei in der Talrichtung gestreckte Hutweidehügel gewellt. Aus der Pflanzendecke ragen einzelne Kalkblöcke heraus, der Abfall zum Bach ist steil. Eine flache Senke mit Feld trennt die Terrasse vom Berghang. Taleinwärts verschmälert sie sich und ist vom Hang her erosiv zerschnitten. Der Bachlauf bleibt bis zur Brücke 930 stark eingetieft. Erst hier weitet sich das Tal. Nördlich der Fuchshube (Geol. SpK; Pod Kočnov nach OA und SpK) liegen nach LUCERNA (1, 36) die Würmendmoränen. Ihre „Spuren (sind) sehr gering. Sie finden sich im Gehänge im N der Fuchshube. Unmittelbar hinter dem Gehöfte streicht am Weg in den östlichen Seitengraben auf Fels gelagerte Moräne mit vielen gekritzten Geschieben aus.“ In der Tabelle (1, 47) fügte LUCERNA noch die Seehöhe mit „circa 920 m“ bei. Darnach verzeichnete PENCK (1095), daß der Vellachgletscher „bis etwa 920 m Höhe herabreichte. Von seinem wenig ausgesprochenen Ende bis zu den Ufermoränen des Draugletschers bei Rechberg sind 15 km: auf dieser Strecke ist kein Karawankengletscher bis ins Vellachtal gelangt.“

Die Überprüfung von LUCERNAS Angaben im Gelände und an Hand der OA ergab einige nicht unwesentliche Unterschiede. Zunächst liegt die Fuchshube auf einer Terrasse in etwa 950 m. Nördlich von ihr, jenseits der Tiefenlinie, steigt der Hang von 940 m flach an. Der Seitengraben folgt nach TELLER der Grenze zwischen Silur und Perm. Östlich der Fuchshube liegt der Hangfuß auf 960 m. Wallartige Moränenformen sind nicht vorhanden. Der anstehende Fels wird fast ausschließlich von Hangschutt aus den vorgenannten Gesteinen bedeckt; kalkige Bestandteile treten sehr stark zurück, zweifellos gekritzte Kalke sind äußerst selten, Blockwerk ist sehr spärlich. Einige Kalkblöcke unbestimmbarer Herkunft ohne Anzeichen weiterer Verfrachtung finden sich in den Wiesen östlich der Fuchshube. Aus diesen tatsächlich „sehr geringen und wenig deutlichen Spuren“ sowie aus dem Herantreten der beiderseitigen Hänge gegen die Talenge bei der Brücke 930 ist bereits jetzt zu schließen, daß hier, am Nordende der Talweitung, höchstens ein ganz flaches Auslaufen der Gletscherzunge stattfand ohne Bildung von deutlichen Endmoränenwällen. Der spärlich mitgeführte Schutt blieb ohne Zusammenhäufung an den Stellen liegen, die von den Schmelzwässern mehr geschont wurden. Es ist ferner

kein Anhaltspunkt dafür vorhanden, daß die Zunge etwa über den Beginn der Talweitung bei Brücke 930 hinaus tiefer, bis „circa 920 m“ vorgedrungen wäre, wie LUCERNA angab. Der Höhenunterschied ist anscheinend darauf zurückzuführen, daß die O.A. LUCERNA nicht zur Verfügung stand.

Südöstlich der Fuchshube begleiten den Hangfuß wellige, zunächst noch sehr flache Schutthügel, die zum Teil deutlich vom Berghang ausgehen und gegen die tief eingerissene, im Sommer 1933 aber nur sehr wenig Wasser führende Bachfurche zu verschwinden. Die Tiefenlinie wird von Erlengebüsch umsäumt, während sonst Hutweide und Wiese die Bodenbedeckung bilden. Außer dem Schutt der das Tal querenden permischen Gesteine ist Kalkschutt häufig, der bis zu Erbsengröße kleingerieben ist, Blockwerk hingegen kommt selten vor. Erst nordwestlich des *Knappenhauses* (Geol. SpK, Ruine, 960 m) sind die Schutthügel kräftiger geformt und stellenweise mit Baumwuchs bestanden. Über den einstigen Bergbau auf Zinnober berichtete ROSTHORN (175). Nach TELLER (4, 43) wurde der Quecksilberbergbau in den 80er Jahren wieder aufgenommen, wegen Verschüttung des Knappenhauses durch einen Bergsturz (von O) aber bald wieder eingestellt. TORNQVIST (49, 52—53) erkannte die Vererzung als altmiozän. Bei der Quelle (O.A.) westlich des Knappenhauses sickert der sommerliche Vellachlauf ohne Beckenbildung schwach aus dem Schutt des kaum merklich ansteigenden Talbodens heraus. Die Ruine südlich davon ist die ehemalige *Schmelze* (Geol. SpK, etwa 970 m). Taleinwärts nimmt die Zahl der trockenen Schotterbetten zu, Wald überwiegt die Hutweideflecken. Bis zum Beginn des Steilgehänges (1100 m) beträgt der Anstieg des nahezu 3 km langen Talbodens nur 170 m (930 bis 1100). Die ihn abschließende *Felsstufe* (Muschelkalk) ist durchschnittlich etwa 130 m hoch, teils wandartig, teils bilden sie latschendurchsetzte Schrofen; den Fuß ummantelt Schutt. Der in der SO-Ecke vom Gehänge der Kopa zeitweise herabstürzende Wasserfall versickert beim Anlangen auf den Talboden (Sommer 1933). LUCERNA (1, 57) sah „an den steilen Talschluß . . . zwei Stadialschuttkegel angelehnt. Ihre Terrassen lassen sich deutlich talabwärts verfolgen und treten besonders in den Weitungen hervor.“ In den Schuttanhäufungen sind jedoch nach ihrer unauffälligen Form und ihrem frischen Gesteinsbestand nur rezente Schuttströme aus den Karen und Steinschlagrinnen zu erblicken, weiterhin liegt der am Bergfuß angesammelte Hangschutt. Deutliche Schotterterrassen aus der Eiszeit fehlen an den Rändern des Talschlusses. Die vorhin angemerkten Hügel sind im wesentlichen jüngeren Alters und gehen ganz allmählich in den Talboden über. Möglicherweise sind an diesen Formen auch Reste ganz verwaschener Eisrandbildungen beteiligt; sie lassen sich aber keinesfalls zwei getrennten Rückzugsstadien zuordnen. In ähnlicher Art stellt LUCERNAS schematische Skizze (1, 58) nur ein theoretisches Idealprofil dar, das jedoch im Vellachtal nur zum geringsten Teile tatsächlich sichtbar ist.

Über dem schmal durchziehenden Muschelkalk der Wandstufe baut geschlossen der erzführende Wettersteinkalk die umrahmenden Höhen auf, Baba (2123 m) im W, die beiden etwas zurückliegenden Rinkagipfel (2429 und 2451 m) im S, Mrzla gora (= Kalter Berg, 2203 m SpK, 2202 OA) und Kopa (1960 m) im O. Sie umschließen das sehr gut geschützte Einzugsgebiet des einstigen Vellachgletschers. Dessen Areal errechnete LUCERNA (1, 42) mit 643,43 ha. Auf der Wasserscheide verläuft jetzt die Grenze gegen Jugoslawien. Von der Baba bis nördlich der Mrzla gora strahlt mindestens ein halbes Dutzend kurzer Felsgrate gegen den Talschluß aus, so daß eine Anzahl von Kleinkaren gebildet wird. Ihre Sohle läuft auf die gemeinsame Abdachung aus, die in allmählicher Senkung, stellenweise auch in Absätzen, von 1700—1800 m bis zur schuttbedeckten Wandstufe (P. 1236) hinabreicht, wo sie steil zum tieferen Talboden (1100 m) abbricht. Diese von keiner größeren Furche durchschnittene Stufe nannte LUCERNA einen „unverletzten Trogschluß“ (1, 64—65) und führte ihn auf geringere Glazialerosion wegen entfernterer Lage vom Kamme zurück. Nach heutiger Auffassung ist die schräge Abdachung oberhalb der Wand ein alter, außer Wirkung gekommener Talboden. Seine Fortsetzung ist talauswärts in stückweise erhaltenen Verflachungen sichtbar, die auf die Seebergterrasse auslaufen. So z. B. links die Schrägläche am Nordosthang des Goli vrh (P. 1330, 1341—1400 m) und am Malinček (1100—1200 m); auch am Gegenhange rechts sind die Reste nördlich der Schrofenzzone zunächst nur schwach in 1200—1300 m Höhe ausgeprägt, dann erscheinen sie in der Verflachung bei der Siedlung Lesnik (1197 m, Leznik OA, Lessnik Geol. SpK) und sind bis auf den Hang südöstlich Bad Vellach (1000—1100 m) zu verfolgen. Die Steilen unter diesen Verflachungen bezeichnete LUCERNA (1, 65 u. Karte) als Trogränder und gelangte daher zu einer Überhaltung der Eishöhe des Vellachgletschers; eine Schliftgrenze oder Kehlung über ihnen konnte er aber nicht feststellen. Nach der jetzt gemäßigteren Anschauung über die Schurfwirkung der Gletscher im allgemeinen, nach der Gestaltung des Vellacher Einzugsgebietes und der Gesteinsbeschaffenheit wird diese Tatsache nicht mehr überraschen.

Den schrägen Boden des alten Talschlusses, der den gemeinsamen Auslauf der Kleinkare bildet, bedeckt im unteren Teile zwischen der Muschelkalkstufe und 1500 m größtenteils Latschen- und Alpenrosengestrüpp, das auf Schutt erwachsen ist. Östlich der Halterhütte (1472 m) fördert eine Quelle wegen dieser Schuttlage nur $\frac{1}{4}$ l Wasser in einer Minute zutage (August 1933). In der Umgebung der Halterhütte, wo einst der Bau einer Unterkunftshütte durch die Sektion Carinthia des Österreichischen Touristenklubs geplant war, treten die durch Strauchwerk begrünter Schuttvorwölbungen etwas stärker hervor. Nach LUCERNA (1, 57, 59) sind es möglicherweise Wallspuren der Bühlmoränen (1420—1450 m), die einer Schneegrenze von 1700 m entsprechen.

Mit zunehmender Höhe werden die Latschenfelder zerstückelt. Schuttströme aus den Karnischen der Baba bilden stellenweise (z. B. nächst P. 1684) sanderartige Felder geringer Neigung, die in flachen Wellen auslaufen. Schon vom Tal aus ist ein spitz endigender Felszahn auffallend, der zur Baba gehört, von ihr aber durch ein Kleinkar getrennt ist, dem ein solcher Schuttstrom entquillt. Es zeugt für die scharfe Beobachtungsgabe A. BOUÉS, wenn er über diesen Zacken im Jahre 1832 schreibt: „Pour escalader les premiers escarpements de la Kuschna, il ne se présente qu'une petite crête très aiguë et bordée des précipices de chaque côté. C'est un rocher détaché violemment de la montagne.“ Wo der Wettersteinkalk dieses ehemaligen, hochgelegenen Talschlusses nackt zutage tritt, wird er durch Karren zerfurcht, ist aber trotz aller Klüfte und Spalten verhältnismäßig geglättet, von Rundhöckern durchsetzt und im großen ganzen in einer welligen Schrägfläche gelegen. Sie erinnert an die von rezenten Gletschern oft freigegebenen, stellenweise schuttbedeckten Felsen des Untergrundes. Auf einer Verflachung in etwa 1800 m Höhe liegt das untere Ende eines Blockfeldes, das gegen den Steilhang des Sanntaler Sattels (2001 m) zu schütterer wird; nach LUCERNA (1, 57, 59) wäre es „ein kleiner Wall“ des Gschnitzstadiums auf zirka 1800 m bei einer Schneegrenze unter 2000 m. Erst auf etwa 1850 m waren im August 1933 unter den Felswänden der Mrzla gora die tiefstgelegenen Schneeflecken erhalten. Knapp unterhalb des Sanntaler Sattels sind die anstehenden Felsen durch Eis, Wasser und Lawinen hell gefärbt und geglättet. Nördlich des Verbindungssteiges von hier zu dem westlich gelegenen Seeländer Sattel befinden sich, wie auch LUCERNA (1, 49) andeutete, auf 2000 m zwei schwach begrünte, W—O verlaufende Schuttwälle hintereinander, die durch eine Senke getrennt sind. Nach N fallen sie zu den eben genannten weiß geglätteten Felsen ab, südlich des Innenwalles ist am Nordfuß des Rinkagrates (P. 2163) eine große Doline mit Schneeflecken eingesenkt. Diese beiden Wälle sind die einzigen wirklich klar unterscheidbaren Zeugen des Vellachgletschers. LUCERNA (1, 58, 59) erkannte sie als Daunmoränen bei einer Schneegrenze von 2200 m. Ähnliche Wälle gleichen Alters quert in 1900 bis 2000 m Höhe bereits auf jugoslawischem Gebiete die durch den Hintergrund der Oberen Seeländer Kotschna zur Tschechischen Hütte führende Fortsetzung des Steiges. Wegen der damaligen Handhabung der Grenzbestimmungen konnte ich diesen Raum nicht besuchen. Der „Hochtourist in den Ostalpen“ (VIII, 1930, 389—390) gibt an, es befinde sich am Nordfuß der Skutawände im Kar Na Vodine der östlichste Gletscher der Ostalpen. VEITER (100) hielt ihn für den am tiefsten hinabreichenden Ostalpengletscher in 1650—1700 m Höhe. LUCERNA (1, 49), der die Verhältnisse in den Steiner Alpen gewiß gründlich durchforschte, bemerkte jedoch: „Hieher (zu den Daunmoränen) rechne ich auch die zwei größeren und längeren Wälle im östlichen Nachbarkare Na Vodine, die sich zangenförmig nähern; sie sind berast, 10 m hoch

und aus Blöcken aufgebaut. Sie umschlossen am 3. August 1902 ein Schneefeld, das mit seiner unteren Wölbung die Form eines Kar-gletschers nachahmte.“ Darnach scheint vielleicht auch hier jetzt nicht mehr ein Gletscher im engeren Sinne vorzuliegen, sondern nur ein sehr gut geschütztes, langlebiges Firnfeld, wie ich solche übereinstimmend mit MARINELLI in den Karnischen Alpen (SRBIK, 5, 47—52) beim Wo-layer- und Valentinfirn sowohl aus morphologischen Gründen als auch insbesondere wegen der Eisstruktur erkannt habe. Nach LICHTENECKER (2, 30) ist der tiefstgelegene, echte Gletscher der ganzen Alpen der Bramkofelgletscher unter den Nordwänden des Bramkofels (Montasch, 2742 m). Die Mitte seines Gletscherendes liegt 1875 m hoch, die Kegelspitze über 2000 m.

Die gute Erhaltung der Daunmoränen ist nicht nur auf ihr jüngeres Alter zurückzuführen, sondern auch auf ihre Lage am Höhenrand und ihren Schutz vor Wasser- und Lawinenwirkung. Da diese Vorbedingungen bei den älteren Moränen des Vellachgletschers im Talgrunde nicht in diesem Maße gegeben sind, wurden sie anscheinend schon ursprünglich nicht in schärfer umrissenen Formen abgelagert, sondern verteilten sich auf einen größeren Raum und fielen dort leichter der Zerstörung anheim. Bei der sogenannten Würmendmoräne nächst der Fuchshube tritt noch die Wirkung der Steilstufe am Südennde des vermutlich mindestens beim Beginn der letzten Eiszeit bereits aufgeschotterten, jetzt sanft abfallenden Talbodens hinzu. Für den würmeiszeitlichen Vellachgletscher lag die Schneegrenze um 1500 m; sie verlief im S etwa in der Höhe der Halterhütte. Nach einer Abwärtsbewegung auf fast 3 km langer Bahn und einem Gefälle von rund 900 m (2100—1200 m) gelangte der Vellachgletscher zu der jetzt über 100 m hohen Wandstufe, die durch den Gebirgsbau begründet ist, daher sicher voreiszeitliches Alter hat. Dieser Gefällsbruch im Untergrunde mußte ein spaltenreiches Aufblättern der Zunge mit sich bringen. Auf dem anschließenden, damals schon flachen Talboden verminderte sich die Bewegungsenergie des regenerierten Würmgletschers sehr stark. Der träge Eiskörper quoll mehr nach Maßgabe des Druckes durch den folgenden Nachschub als wegen des Zuges der Schwere talaus. Beim Erreichen des Nordendes der Talweitung war die Kraft seiner Vorwärtsbewegung selbst zur Zeit seines Höchststandes trotz aller Ortsgunst im Firngebiete bereits vollkommen aufgezehrt. Nur eine allmählich ausdünnende, geschiebearme Zunge kam bis in die Gegend der Fuchshube. Die Gesamtlänge des Gletschers erreichte somit nur wenig über 4, kaum 4,6 km, die ihm LUCERNA (1, 42) zubilligte. Beim Ausbleiben des Eisnachschubes riß die Zunge ab, die über die Felsstufe herabhing. Die dunkle Wand aperte aus, wie wir es bei den heutigen Gletschern so oft sehen. Ein langsam abschmelzender Toteiskörper blieb am Talboden liegen, er sank ein, wurde immer schmaler und zog sich an die westliche Schattenseite zurück, wo er schließlich abstarb. Beim allmählichen Anstiege der Schneegrenze trat

vermutlich auf dem gerundeten Oberrande der Wandstufe ein längerer Eishalt ein; deutliche Spuren hievon sind aber nicht erhalten. Der weitere Rückzug über den alten, hochgelegenen Talschluß bis in die zahlreichen Kleinkare ging ohne größere Halte vor sich, nur einzelne Schattenwinkel begünstigten kurze Stillstände. In der Folgezeit zerstörten Schmelzwässer und Lawinen die Spuren des Rückzuges bis auf die heutigen Reste der Ablagerungen. Unter Berücksichtigung der örtlichen Verhältnisse verlief hiebei die Schneegrenze zur Bülhzeit schätzungsweise unterhalb des Nordendes der vom Grenzkamm ausstrahlenden kurzen Felsgrate (1650—1700 m). Zur Gschnitzzeit lagen die Kleinkare noch ober ihr (1900—2000 m). In der Daunzeit erhob sie sich schon über das Einzugsgebiet (2100 m) auf etwa 2200 m Höhe und ermöglichte nur mehr am Nordsporn der Rinka ein kleines Firnbecken, dessen Zeugen die beiden Daunwälle sind. Die zerschründeten Felsgipfel der Baba und der Mrzla gora bargen damals noch Eisrinnen. Etwa frührezente kleinere Vorstöße erreichten vermutlich die Daunwälle nicht mehr.

Zusammenfassend ergibt sich somit aus diesen Beobachtungen und Schlüssen: Im westlich benachbarten Freibachtal war die Lücke zwischen dem der Koschuta entstammenden Karawankeneis und dem Draugletscher etwa 5 km breit. Im Vellachtal betrug sie trotz der Nähe des über 2500 m hohen Grintoucmassivs wegen der nach Lage und Höhe ungünstigeren Ortsverhältnisse zwischen der Fuchshube und Rechberg bereits das Dreifache dieser Entfernung. Ein ausgedehntes, eisfreies Gebiet trennte die vergletscherten Steiner Alpen vom Draugletscher am Nordfuße der Karawanken.

24. Eisenkappel Ost.

Drei gleichlaufende Talfurchen haben ihren Ursprung in diesem Raume, der vom Grenzüücken Sadonighöhe (Veliki vrh, 1624 m) — Erlberg (Ouschowa, auch Uschowa oder Olschewa, 1929 m; über die Namen siehe F. PEHR und M. WUTTE) — Sneženik (1544 m) — Petzen (2114 m) umschlossen wird: es sind von S nach N der Remschenig-, der Leppen- und der Lobniggraben. Wegen des sinngemäßen Anschlusses an die vorhergehende und die nachfolgende Gruppe werden die drei Talgebiete in obiger Reihenfolge besprochen. Hiebei treten wie im Raume Eisenkappel West die glazialen Erscheinungen hinter den formenkundlichen sehr stark zurück. Daher müssen Art und Lagerung der Gesteine sowie die tektonischen Verhältnisse insoweit einbezogen werden, als es sich nach diesen Gesichtspunkten notwendig erwies.

a) Remscheniggraben.

Die jüngeren, wenig verfestigten Vellachschotter im Hangenden der Nagelfluh an der Talmündung (Gruppe 23) ziehen sich über die Siedlungen Korjon und Riegelnic, hier mit Granit- und Phyllitblöcken des Anstehenden stellenweise beladen, taleinwärts. Am Mündungssporn

des Kupitzgrabens (Wirtshaus Liputz, in OA und SpK Kupitz genannt) erscheinen sie wieder in rund 650—660 m auf den Kristallinsockel aufgeschüttet. LUCERNA (1, 37) brachte diesen „25—30 m hohen Terrassenvorsprung“ richtig mit der Eisenkappler Terrasse in Zusammenhang. Bei der zunächst weiteren Verfolgung des Hauptgrabens begegnen wir nur mehr Gesteinen des Einzugsgebietes auf der bloß hin und wieder sich verbreitenden Talsohle. Die Siedlung Pettlar liegt am Abfall einer kleinen Verebnung (800 m) in Glimmerschiefer. Weiter östlich quert den schmalen Talboden der Tonalitgneis; aus ihm ist der oberseits flache Felssporn von St. Margarethen (926 m) herausgeschnitten. Bald darauf verengt sich das Waldtal, das nun beiderseits vom Tonalitgneis begleitet wird. Die neue Grenze schneidet quer durch, folgt demnach nicht der Wasserscheide, die über den Hauptgipfel der Uschowa und weiterhin über den flachen Sattel (P. 1366 SpK) westlich der Uschowaalm verläuft. Hingegen blieb die Maroldalm im Quellgebiete des Mießbaches merkwürdigerweise bei Österreich. Nach Aussage der Landesbewohner waren bei der Festlegung dieses Grenzverlaufes private Besitzverhältnisse maßgebend. Wegen der Grenzwachen konnte das größtenteils bewaldete, flachwellige Ursprungsgebiet des Remschenigbaches nur von ferne besichtigt werden; immerhin ergaben sich bereits aus den Begehungen diesseits der Grenze entwicklungs geschichtliche Anhaltspunkte. Der Vorläufer des jetzigen Talbodens ist in Reststücken bei St. Margarethen, Pettlar, Kupitz und an der Talmündung erhalten, zwischen diesen Punkten aber nur stellenweise in kleinen Leisten und Nasen zu vermuten; er senkt sich sonach von etwa 930 m bei St. Margarethen auf 650 m an der Talmündung. Zu einem älteren, von der Wasserscheide ausgehenden Niveau gehören die besonders nordseitig erkennbaren Verflachungen. Sie tragen zum Teil Kulturen und Siedlungen, wie Jurjouz (1100 m), Saboden (1089 m), Puset (zirka 1060 m), den westlich benachbarten Hof in gleicher Höhe und Kach (zirka 920 m), wo die Granitgrenze nach GRABER (2, 59) erst nördlich vom Hof verläuft; weiterhin ist der schmale, vom Leppental trennende Rücken, der östlich der Carinthiaquelle mit P. 780 endet, im Zusammenhange mit diesem älteren Niveau. In die ehemals flache Einwalmung des Tales haben sich seither die jungen Talformen rückschreitend eingetieft. Hiebei zwang der Tonalitgneis zwischen St. Margarethen und der Wasserscheide zu einer nur linienhaften, schluchtartigen Tieferlegung des Bachlaufes, das Gestein verhinderte aber eine nennenswerte Seitenerosion.

Während nordseitig nur unbedeutende Steilgerinne in den Remscheniggraben münden, ergeben sich im S aus der Entfernung und der Höhe des Grenzkammes drei in den Karten unbenannte Tiefenlinien: der Kupitzgraben, der westlich Pettlar mündende Jerewitzgraben, beide nächst St. Leonhard wurzelnd, und ein vom Heiligengeistsattel (Heiligengeistgatter oder Sulzbacherhöhe, P. 1433 OA, 1432 SpK) sich steil gegen St. Margarethen senkendes Gerinne.

Die Talprofile dieser Gräben sind den durchstreichenden Gesteinszonen sehr charakteristisch angepaßt.

Die *Kupitzklamm* durchbricht einen schmalen Keil Tonalitgneis und den breit durchstreichenden Wettersteindolomit. Hochgelegene Kolke und Felsglättungen durch den Wasserlauf nächst der Teufelsbrücke (681 m, Tunnel) sind Zeugen des Durchschneidens der einstigen Mündungsstufe und der andauernden Tieferlegung. In den südlich folgenden weichen Werfener Schichten und permischen Schiefern weitet sich ganz allmählich das Tal. Zäher, grauschwarzer Letten wechselt mit Fusulinenkalkstreifen und Wettersteindolomit in dem gut kultivierten Ausräumungsbecken von Unter- und Ober-Tomaschitz (883 und 996 m); die *TELLER-Karte* verzeichnet hier rezenten Gehängeschutt (a_1). Bemerkenswert ist die durch Stau mit Schwemmstoffen angefüllte Kulturebene (etwa 880 m) westlich Unter-Tomaschitz. An der Obergrenze des Beckens verursachten Perm- und Karbonschiefer die starke Zergliederung durch kleine Gräben und die sanften, waldbedeckten Formen. Sie reichen über die gut bewässerte, rot gefärbte Vererbung von St. Leonhard (1334 m) bis zu dem auffallend breiten Grenzkamm hinauf, der nur geringe Höhenunterschiede aufweist (1430 bis 1500 m).

Der östlich benachbarte *Jerewitzagraben* geht nach Durchbruch des Glimmerschiefers gleichfalls in eine Klamm über (Tonalitgneis und Wettersteindolomit). Die seinerzeitige Steiganlage durch sie (Abbau von Zinkerzen in den 80er Jahren des vorigen Jahrhunderts) ist seit 40 Jahren zerstört. Ein verwachsener Fußsteig leitet aber noch am Westgehänge zu der verfallenen Rollbahn, überquert einen schroffen Streifen Fusulinenkalk und führt dann in eine stark gegliederte Talweitung ähnlich der von Tomaschitz, die wie dort in weichen Schichten gelegen ist und gegen St. Leonhard hinaufzieht.

In solchen Gesteinen liegt auch die Quellmulde des dritten, südlich St. Margarethen mündenden Grabens; talabwärts ist er zwischen dem Suhi vrh und den Westabstürzen der Uschowa tief in Kalk, Dolomit und zuletzt in den Tonalitgneis eingerissen. Der Fußsteig vermeidet daher die Grabensohle und führt am Osthang unterhalb der grotesken Felsentore (Dachsteinkalk) zum Heiligengeistsattel; weiterhin zu der durch die Forschungen insbesondere von *BRODAR*, *BAYER*, *GROSS* und *KYRLE* berühmt gewordenen *Pototschnikhöhle* (1700 m) hinauf. (Siehe im Schriftenverzeichnis ferner *KOS*, *MENGHIN*, *PENCK*, *PUSCHNIG*, *RAKOVEC* und *ZOTZ*.)

Was zunächst die eiszeitlichen Verhältnisse im Umkreis der Höhle anbelangt, die in nächster Nähe der vergletscherten Steiner Alpen lag, nahm *BRODAR* (15, 150) an: „Nördlich der Olševa (Uschowa) war auch das Drautal durch gewaltige, nach O hinziehende Eismassen angefüllt. Die Olševa selbst hat nur an ihrer Nordseite einen kleinen Gletscher getragen, war jedoch in den Tälern im S, W und N vom Eise eingerahmt.“ (Ähnlich 16, 94). Hiezu wäre zu be-

merken: Wegen Verwehrung des Grenzübertrittes konnte ich den Nordhang der Uschowa nur diessseits der Grenze abstreifen und das Gebiet jenseits von ihr nur durch Fernblick beurteilen. Auf Kärntner Gebiet fanden sich keinerlei Gletscherspuren; nach Höhe, Auslage, Neigung und Zertalung kam es hier nur zu vereisten Schrofen und zu steilen, durch Lawinen genährten Firnflächen. Aber jenseits der Grenze bildete sich anscheinend in der karartigen, auch von LUCERNA (1, 46) erwähnten Nordmulde östlich des Hauptgipfels (Trig. 1929) ein kleiner Gletscher. Darauf weisen der Fernblick und die Geländeformen der OA hin. Im S lagen die vergletscherten Täler der Steiner Alpen. Der Wistrasattel im O war eisfrei. Nur im weiteren Sinne war jedoch die Uschowa im W und N von eiserfüllten Tälern eingerahmt; denn weder das mittlere Vellachtal noch der Remscheniggraben und seine Äste oder der Leppen- und Lobniggraben waren vereist, auch die sie umgebenden Berge blieben selbst zur Hocheiszeit mit Ausnahme einiger Gipfelkappen und der Uschowa schneefrei. Das apere Gelände erstreckte sich nach W auf fast 20 km, nach N auf durchschnittlich 10 km Luftlinie.

Über die Höhlenfunde kann zusammenfassend kurz berichtet werden: Die Untersuchungen über die urgeschichtliche Stellung der „Olschewakultur“ (BAYER) der Höhlenbärenjäger sind derzeit dank der eingehenden Arbeiten BRODARS im wesentlichen abgeschlossen. Es erwies sich immer deutlicher, daß wir es bei dieser hochalpinen Jägerstation mit einer einzigartigen Mischung von primitiver und fortgeschrittener Stein- und ebensolcher Knochenkultur zu tun haben (kaum mehr Moustérien, sondern schon Aurignacien). Anfänglich wurde für den zeitweisen Aufenthalt der Bärenjäger in der Ptoetschnikhöhle nach Klima, Höhenlage, Fauna, Flora, Funden und Vergleich mit anderen alpinen Randsiedlungen nur die letzte Zwischen eiszeit angenommen. BAYER setzte hierfür vor 10 Jahren die Aurignacschwankung und folgerte (1, 11): „Nachdem der Höhlenbär offensichtlich schon lange vor dem Erscheinen des Menschen anwesend war, muß auch unter der Annahme nur einer Sommerstation das Klima ein relativ günstiges gewesen sein, und zwar kann es nicht viel rauher gewesen sein wie heute. Wir werden demnach in dem von mir angegebenen klimatischen Spielraum das günstigste Klima anzunehmen haben, also im Bereiche der Olschewa etwa eine Schneegrenze bei 2500 m.“ Nach den Forschungen der letzten Jahre ist die Siedlungszeit auch auf den Beginn der Würmvereisung bis nahe zu deren Höhepunkt auszudehnen. Wie ferner KYRLE schon 1931 (857) hervorhob, ist das Inventar der verschiedenen Stationen des „alpinen Paläolithikums“ (BÄCHLER) nicht so sehr typologisch nach den Artefakten zu vergleichen als vielmehr nach Klima, Höhe und Lage. Darnach wäre die in der Pototschnikhöhle aufgefundenene Kultur zwar in mancher Hinsicht der Stufe von Vättis nahestehend. Hierbei muß aber sogleich ein sehr bezeichnendes Vorseilen der Olschewakultur gegenüber den Ostschweizer Stationen

besonders betont werden. Es äußert sich vor allem in der weiter fortgeschrittenen Bearbeitung und Verzierung von Höhlenbärenknochen. Diese Kultur gehört daher teilweise bereits dem jüngeren alpinen Paläolithikum an. Die Begründung für diesen Vorsprung ist in den vergleichsweise günstigeren klimatischen Verhältnissen nahe dem Südrande der Alpen und in der Nachbarschaft des südnördlichen Durchzugsweges der jagenden Wanderhorden zu erblicken, deren Wechsel häufig auch neues Kulturgut und damit einen Anstoß zur weiteren Entwicklung brachte. Die Jäger folgten dem Wild aus den Niederungen allmählich bis auf den Gebirgskamm und vertrieben, wenigstens zeitweise, den Bären aus der Pototschnikhöhle, wo er hauste. Da sie nur einen Ausgang besitzt, kommt ein gleichzeitiges Bewohnen durch den Höhlenbären und seine Jäger nicht in Betracht. **BRODAR** (8, 10, 16) machte es durch Grabungen seit 1928 und über 1000 Temperaturmessungen sehr wahrscheinlich, daß sich die Bärenjäger tagsüber in der Vorhöhle, des Nachts und besonders beim Herannahen der letzten Eiszeit in der gleichmäßig warmen hinteren Höhle aufhielten. Nach den Berechnungen **BRODAS** (16, 94) ist die eiszeitliche mittlere Sommertemperatur in der Vorhöhle mit -2.26°C . im hinteren Teile der Höhle mit -1.04°C anzunehmen. Erst als die Horden aus jagdlichen und klimatischen Gründen die Höhle endgültig verließen, wölften dort wieder Bärinnen, wie die Funde fötaler Knochen im ersten Höhlenlehm (**GROSS**, 4, 258) klar beweisen. Mit der Klimaverschlechterung der drohenden Hocheiszeit räumte der Mensch die hochgelegene Pototschnikhöhle (1700 m), ähnlich wie die Mokricahöhle (1400 m) auf der Südseite der Steiner Alpen, und verlegte gleich seinem Jagdwild die Tätigkeit in tiefere Randlagen des Gebirges. Aus dieser Zeit der immer mehr fühlbaren letzten Vereisung dürften vielleicht die mir von **BRODAR** freundlichst mitgeteilten altsteinzeitlichen Funde in den Höhlen bei Schönstein-Wöllan herrühren, die bereits in niemals vergletschertem Gebiete liegen. Es fand somit anscheinend damals im Sinne von **KYRLE** (861—862), **MENGHIN** (19, 21) und **PENCK** (4, 63) eine allmähliche, durch die zunehmende Klimaverschlechterung bedingte Vertikalwanderung der Jäger und ihres Wildes vom Hochgebirge in das Alpenvorland statt, daher der umgekehrte Vorgang wie zu Beginn der letzten Zwischeneiszeit.

b) L e p p e n g r a b e n.

Die nach dem slowenischen Wort lepéna auch Lepengraben genannte und dementsprechend betonte Talfurche folgt anfänglich im allgemeinen der *G e s t e i n s g r e n z e* zwischen dem Grünschiefer im N und dem Granit im S. Weiterhin liegt das Einzugsgebiet bis zur Vereinigung der Quellbäche bei Rastoutschnig (Geol. SpK Hrasotschnig) im Grünschiefer. Er baut den Grenzkamm Možgano (Trig. 1558 O.A. Možganski vrh, 1575 m SpK) — Sneženik (1544 m) in etwa gleicher Höhe auf wie der Granit dessen westliche Fortsetzung Spitzberg (1550 m) — Javornik (1508 m Geol. SpK, mit Trig. 1487 O.A auf der Verflachung

des Westhanges). Dem Grünschiefer gehört ferner auch zum Teil die breite Höhe Goreca (P. 1356, Horilca der Geol. SpK) nordöstlich Rastoutschnig an. Der hier vom Grenzrücken über den Weiler Kukesch kommende Talast hat ausgeglichenes Gefälle. Hingegen durchbrechen die beiden anderen Quellläste in ihrem anscheinend jungen, unfertigen Laufe schluchtartig den Wettersteindolomit des Rückens Drče (1147 m) am äußersten Südfuße der Topica. Der westliche kurze Zufluß verläuft ganz in einem Dolomittobel, der östliche, von der Luschaalm kommende Quellbach folgt oberhalb der Erosionsstrecke zwar im engen Tal, aber mit ruhigem Gefälle der Gesteinsgrenze zwischen dem Grünschiefer im S und der Untertrias im N (Werfener Schichten, Muschelkalk und Raibler Schichten) mit den Kulturen und Höfen der Fraktion Koprein-Sonnseite — Petzen. Das heutige Längs- und Querprofil aller Talungen ist überall den Gesteinsverhältnissen angepaßt.

Der breite, flache S a t t e l d e r L u s c h a a l m (1250 m, Werfener Schichten, Wiesen und Felder, Dauersiedlung) am Westfuße der Petzen enthält keine Gletscherspuren. Der zwar um 900 m überhöhende, aber wenig zerfurchte Hang und die gute Besonnung verhinderten selbst zur Hocheiszeit die Bildung einer Gletscherzunge; bloß Lawinen erreichten diese für den Verkehr aus dem Jaun- in das Mießtal in Friedens- und Kriegszeiten seit alters wichtige Wasserscheide und hinterließen dort ihre Spuren.

Einer älteren L a n d o b e r f l ä c h e gehören die das Talnetz umgebenden H ö h e n an, der Grenzkamm vom Sneženik bis zum Možgano und seine beiden westlichen Ausstrahlungen. Es sind dies der schmale, oberseits flache Rücken zwischen dem Remschenig- und Leppengraben im S, dann die Goreca und — westlich der keilartig nach S vorspringenden Triasscholle — der Scheiderücken gegen den Lobnigraben im N. An der Einmündung in das Vellachtal treten diese Reste einer alten Landoberfläche in Verbindung mit den Ausläufern der S e e b e r g t e r r a s s e.

Die beiden Begleithöhen des Leppengrabens sind nach ihren Formen sehr ähnlich und umschließen gabelförmig die Talmulde. Am G e h ä n g e ist beiderseits, im N aber weit besser als im S, die allmähliche Tieferlegung des Talbodens aus Leistenstücken zu ersehen. Auch landschaftlich treten diese der OA zu entnehmenden Simse mit ihren Höfen und Kulturen deutlich hervor. Sie gehen im Vellachtal sämtlich in die S e e b e r g t e r r a s s e über (Verflachung oberhalb des Hofes Gobanz in 760—780 m Höhe); fast nur nahe der Talmündung finden sich auch Beziehungen zur E i s e n k a p p l e r T e r r a s s e (Wochenzer Hube nächst P. 637 und Boschteebene, 640 m; s. Gruppe 23). Am Talboden des Leppengrabens reichen die Vellachschotter, ähnlich wie im Remscheniggraben, etwa bis 650 m taleinwärts; dann finden sich nur mehr Geschiebe des Einzugsgebietes. Unter ihnen ist der Quarz-Hornblende-Porphyrat beim Hof Ježar petrographisch bemerkenswert (GRABER, 2, 54).

Die folgenden Feststellungen im oberen Lobniggraben (siehe c) über das Tertiär der Topitschnigmulde (gebräuchliche Schreibweise mit g, in den neueren Karten jedoch Topičnik) können durch Aufschlüsse aus dem oberen Leppengraben ergänzt werden. GRABER (2, 56) entdeckte schon 1895 beim Hof Wenetek auf der Westabdachung der Höhe Uderca (Geol. SpK; unbenannter P. 1201 der OA und SpK) die Nordüberschiebung von Trias auf miozänes Konglomerat; TELLER hielt jedoch diese Lagerungsverhältnisse nur für Geländerutsche. Nach CANAVAL (6, 123) bildet Grünschiefer und Diabas die Südbegrenzung der Topitschnigmulde. KAHLER (2, 237) stellte dann weiter fest, daß der Südrand des Tertiärs am Sattel mit Kreuz 1020 (Geol. SpK, nach OA und neuerer SpK 1015) westlich des Hofes Hojnik auf wenige Meter die Wasserscheide überschreite und vermutlich von Trias begrenzt werde. Auf der Scheitelhöhe und am Südabhange verzeichnete TELLER im Dreieck Wenetek—Hojnik—Hangfuß nördlich Mlačnik (westlich Rastoutschnig) rezenten Schutt. Nach meinen Beobachtungen setzt er sich aus typischen Tertiär-, Triasdolomit- und Grünschiefergeröllen zusammen. Das Tertiär reicht tatsächlich als seichte Oberflächenbedeckung über den Scheitel noch etwas auf den Südhang der Höhe Uderca hinab. An deren felsigem Ostabfall gegen die Bachrunse tritt der anstehende Dolomit zutage. Er erscheint, wie ich ferner beobachtete, auch in Aufschlüssen am Südhange nördlich Mlačnik noch etwas weiter westlich, als es die TELLER-Karte angibt. Unter dem derart aus dreierlei Gesteinen zusammengesetzten Schutt liegt die Gesteinsgrenze von Dolomit und Grünschiefer verborgen. Östlich Pečnik steht der Grünschiefer schon an. Soweit aus diesen spärlichen Anhaltspunkten zu ersehen, bildet somit auf der breiten Wasserscheide Uderca—Hojnik anscheinend Triasdolomit zunächst einmal das Liegende des Tertiärs, das nur in geringer Mächtigkeit ein altes Relief bedeckt.

Eine formenkundliche Beobachtung ergibt sich am Nordrande der mit terrassiertem Schwemmland erfüllten Talweitung zwischen Mlačnik und Rastoutschnig. Hier liegen am Fuße der Dolomitscholle begrünte Hügel. Sie sind in W—O-Richtung langgestreckt und etwa 20 m hoch. Der von der Luscha kommende Bach trennt sie vom Berghang ab. Diese Formen kommen in der OA sehr gut zum Ausdruck. Von ferne gesehen, könnte man diese Erhebungen für Moränenhügel halten, etwa für den Teil eines Stirnbogens an der Einmündung des von der Luscha herabziehenden Grabens. Schließen aber schon die örtlichen Verhältnisse eine Moräne aus, so erweist die nähere Untersuchung diese Längshügel als dolomitische, oberflächlich begrünte Bergsturzblöcke vom Südhange der Höhe Drče.

c) Lobniggraben.

Den Verlauf der Tiefenlinie zeichnete die tektonische Grenze zwischen dem Grünschiefer im S und der Trias im N vor: nur in der Strecke Einmündung des Prevernigbaches bis östlich Hof Stoper (OA.

Stopper SpK) schnitt sich die jüngere Talvertiefung in den Grünschiefer ein und trennte derart eine ältere Leiste ab. Sie gehört zu jenem Talboden, der auch an zahlreichen anderen Stellen sichtbar ist und auf die Eisenkappler Terrasse ausläuft; die Komposchebene (630 m) und ihr Gegenstück, die Boschteebene (640 m), kennzeichnen diese Phase der Talbildung (Gruppe 23). TELLER (3, 229) hob die „wirren Tegel- und Schottermassen . . . aus dem miozänen Binnenbecken“ hervor. „das sich im Quellgebiete des Lobniggrabens zwischen Oistra und Topica einsenkt. Ein ansehnlicher Teil der Westhälfte dieses Beckens hat sich in Gestalt einer Schlammure dem Einschnitt des Lobniggrabens entlang nach dem Haupttale hin entleert und scheint das alte Tasinemetum verschüttet zu haben, das die Historiker an diese Stelle des Vellachtales verlegen.“

Zwei Räume des Einzugsgebietes nehmen seit CANAVALS Feststellungen im Talinnern heute das größte Interesse ein: die Tertiärrmulden von Prevernig-Zavodjen (Sabodin) und von Topitschnig; beide wegen der Schlüsse auf die Karawankentektonik (Trias auf Miozän überschoben), die von Prevernig überdies wegen des Kohlenabbaues. KAHLER vermochte bereits durch seine bisher veröffentlichten, eingehenden Beobachtungen und Schlüsse auf breiterer Grundlage das frühere Dunkel über die junge Karawankentektonik wesentlich aufzuhellen. Gelegentlich meiner glazialgeologischen Studien im Lobniggraben ergab sich nachstehend eine Reihe ergänzender Wahrnehmungen, die als Beitrag von anderen Gesichtspunkten aus vorgebracht werden mögen.

Hinsichtlich der Prevernigmulde kam KAHLER (2, 241—242) bei Untersuchung der tertiären Geröllgesellschaft im hinteren Lobnigtale zu dem Schlusse, es sei „kaum wahrscheinlich“, daß ein dem Raibler Porphyrit ähnliches Eruptivgestein durch Gletschertransport über den Prevernigsattel (1171 m) in das Lobnigtal gelangt sei. Nach meinen Feststellungen bei den Gruppen 19, 20 und 21 ist das in Übereinstimmung mit der früheren Forschung ganz ausgeschlossen. Wie bereits in meiner Arbeit über die Karnischen Alpen (5, 156) betont, ist das Vorkommen von Raibler Porphyrit entgegen früheren Ansichten nicht mit glazialer, sondern mit bereits tertiärer Verfrachtung in Zusammenhang zu bringen. Das schließt aber natürlich nicht aus, daß an Stellen, die vom Eis erreicht wurden, Raibler Porphyrit nachträglich auch noch durch das Eis weiter verfrachtet wurden. Eine solche Stelle liegt jedoch am Prevernigsattel bestimmt nicht vor. Da sich ähnliche Eruptivgesteine wie die Raibler Porphyrite auch in der Topitschnigmulde fanden, können sie nur mit der übrigen tertiären Gesteinsgesellschaft durch Wasserfluten, aber nicht durch Eis, dorthin verschleppt worden sein. Solche allerdings sehr kleine Porphyritgerölle fand ich auch in der Prevernigmulde, hingegen nicht am Sattel 1171 und auch nicht im oberen Suchagraben. Hier hindern reichlicher Hangschutt und dichte Bewaldung bessere Aufschlüsse. Erst nördlich der

alte Triasrelief nur für den näheren Bereich folgende Ansicht aussprechen: Unmittelbar südlich der mit Tertiär mehr oder weniger mächtig ausgekleideten Topitschnigmulde lag schon vor Ablagerung des Tertiärs nordalpine Trias. Sie schloß die Mulde nach S und SW ab. Jetzt grenzt die Trias in der Gegend des Hofes Hojnik unter der dünnen tertiären und sonstigen Schuttbedeckung in bisher nicht näher geklärter Lage an den Grünschiefer. In der Mulde selbst bildet nach einer Reihe von Aufschlüssen die Trias, wenn nicht wahrscheinlich überhaupt, so wenigstens größtenteils den Untergrund des Tertiärs. Eine spätere S—N-Bewegung der Trias klemmte das Tertiär am Südrande der Mulde ein und überschob es sogar an mehreren Stellen, ähnlich wie am Westende der Lieschamulde und bei Mießdorf. Aus diesen wechselnden Lagerungsverhältnissen stammen die kalkigen Begleitgesteine des Tertiärs sowie die Konglomeratreste an den Muldenrändern. Die Höfe Bresnik, Wögel (1099 m), Bričko (1100 m) und Topitschnig (1121 m, 1933 Ruine durch Wassermangel beim Brand, am Hange südwestlich des Hofes nur nasse Wiese, kein Bach), Weneček (1120 m) und Hojnik (1060 m) liegen, wie meine Besichtigung ergab, sämtlich noch auf Tertiär. Entlang des Nordrandes der Mulde schließen Raibler Schichten und Wettersteinkalk mit Waldsteinen und Felswandeln an. Diese Triasschichten in nordalpiner Fazies setzen sich östlich des breiten, auffallend vorspringenden Querriegels (Dolomit), der die Hofruine Topitschnig trägt, bis gegen die Luscha (1250 m) fort. Das eingeschwemmte Tertiär erreicht anscheinend seine größte Mächtigkeit in der Taltiefe westlich der Hojnikmühle. Die hier niedergebrachte Bohrung CANAVALS gelangte trotz mindestens 35 m Teufe noch nicht in das Liegende. Ob dieses auch aus Trias oder etwa aus dem nahe benachbarten Grünschiefer besteht, ist eine noch ebenso offene Frage wie die nach der tektonischen Vergangenheit der Grünschiefer dieses Raumes. GRABER (2, 61—62) nahm hier nur eine Überschiebung der Trias auf das alte Grünschieferrelief an. Nach KAHLER (6, 119) fand auf der Südseite der nördlichen Karawankenkette auch noch eine jüngere (nachmiozäne) Überschiebung der paläozoischen (unterkarbonischen?) Grünschiefer auf die Trias statt. Mit der künftigen Lösung dieser tektonischen Fragen wird sich auch die ursächliche Zusammensetzung der tertiären Gesteinsgesellschaft in der Topitschnigmulde weiter klären. Aus meinen gewiß nur ergänzenden Befunden und Schlüssen ergibt sich, daß die Annahme einer südlichen, nicht aus dem unmittelbaren Nachbarbereiche stammenden Geröllkomponente, vorläufig wenigstens, noch nicht überzeugend ist.

Formenkundlich wirkt die Mulde, wie KAHLER (2, 236) zutreffend bemerkte, trotz der Steilhänge infolge der Auskleidung durch Tertiär ruhig. Der trichterförmige Talschluß ist nur durch einige radial gerichtete Tiefenlinien zerschnitten, zwischen denen sich die sonnseitig gut kultivierten und besiedelten Hänge absatzweise, mitunter schwach rückfällig, senken. Auf diese Formen ist die Bemerkung

CANAVALS (6, 138) zu beziehen: „Ein horizontal geschichteter derartiger (Quarz-)Schotter steht nächst dem Hof Bresnik an und scheint östlich von dem Hof Wögel eine alte Talstufe (1142 m) zusammenzusetzen. ... Nach der Talstufe bei Wögel und der Seehöhe von Bohrung XI (956.5 m nördlich der Hojnikmühle) kann daher auf eine Schottermächtigkeit von 200 m geschlossen werden.“ Die das Lobnig-tal begleitenden Oberflächenformen führten aber noch zu viel weitergehenden Schlüssen. Nach den Vorarbeiten von CANAVAL (5, 27), STINY und KIESLINGER (1, 472) über andere tertiäre Verwitterungsböden gelangten GRABER (2, 61—62) und dann besonders KAHLER (6, 118 bis 120) infolge der verschiedenen Tertiärvorkommen auf der Südseite des nördlichen Karawankenzuges zur Auffassung, daß vom Sinacher Gupf bis zum Ursulaberg eine miozäne Landoberfläche vorliege. Zu ihr gehöre auch die Topitschnigmulde, die aber durch jüngere, noch nicht restlos geklärte Überschiebungen gestört wurde.

Meine weiteren Geländebeobachtungen ergaben noch: Der Topitschnigrücken — denn der Hof liegt auf einer Rast des zur Höhe Uderca führenden Rückens, nicht in der nach ihm benannten Mulde — bildet heute den eigentlich überraschenden Talschluß des Lobniggrabens. Von ihm gehen die höheren, alten Leisten aus, die besonders an der nördlichen Talseite sehr gut zu verfolgen sind. Sie ziehen über die Höfe Wögel, Ižep, Haller, die Verflachung nördlich Stoper, alle über und nahe unter 1000 m gelegen, zur Tertiärmulde von Zavodjen (1000 m, südwestlich Preverinig), weiter zum Hof Teutschmann (880 m) hin und enden mit P. 849 oberhalb der Trobeklamm. Nach ihrer Höhe — und vermutlich auch nach ihrem Alter — stehen sie mit der Seebergterrasse in nahem Zusammenhange. Die tieferen, jüngeren Simsstücke laufen auf die Eisenkappler Terrasse aus.

Künftige tektonische Untersuchungen werden möglicherweise die Frage beantworten können, ob der Lobniggraben auch schon vor der jungmiozänen, mit Höhenänderungen verbundenen Überschiebung am Topitschnigrücken endete oder etwa weiter östlich. Wie immer dem sei, nach heutiger Erkenntnis gehören die Altformen im Raume östlich Eisenkappel der großzügig gegliederten, einheitlichen, vielleicht miozänen Landoberfläche an. Sie breitete sich ohne Rücksicht auf das Gestein in gleicher Weise über die Zone der Eruptivgesteine, der paläozoischen Grünschiefer und der Trias aus. Einen zusammenfassenden Überblick enthält Abschnitt III. B. 5.)

25. Vorland Topica — Petzen.

Bei Besprechung des Zungengebietes im Jauntal (Gruppe 19) unternahm ich den Versuch einer Rekonstruktion des äußeren, älteren Kranzes der Moränen des Draugletschers und der ihm jeweilig folgenden Umfließungsrinnen. Die Spuren beider wurden zunächst nur bis zur Linie Jaunstein — Slimnah — St. Stefan — St. Michael — Libitschberg

verfolgt. Der nunmehrige Beobachtungsraum umfaßt südlich anschließend das Gebiet des Vorlandes der Topica und Petzen, das mit fünf größeren Einbuchtungen in den Gebirgskörper eingreift. Von W nach O fortschreitend, werden sich weitere Anhaltspunkte für die Verhältnisse am südlichen Eisrande des Draugletschers ergeben.

Solange die Slimnahnöhe noch vom Eis erreicht wurde, war der Weg für die Vellach und die Schmelzwässer durch die Randsenke Jaunstein — Kleindorf — Globasnitz bereits vorgezeichnet. Zwischen der erhöht und gerade an der Grenze von Tertiär und Quartär liegenden Kirche von Jaunstein (552 m) und dem Westfuße der Slimnahnöhe (Schuppe aus Dachsteinkalk) breitet sich eine Schotterterrasse aus. Ihr Rand (P. 532) setzt scharf mit einer 10 m hohen Stufe zu der jüngeren Umfließungsrinne Jaunstein — Tschepitschach ab. Die Südbegrenzung bildet ein schmaler, kuppiger Dolomitriegel, ein abgesunkener Schubspan in der Nachbarschaft der Felsklippe von St. Hemma (843 m; KIESLINGER, 3, 226), die schon zur Keltenzeit eine wehrhafte Kultstätte trug (PASCHINGER, 6, 192). Die Klippe ragt aus dem Tertiär hervor, das sich südwärts auf 2 km über St. Simon bis in etwa 1000 m Höhe am Topicahang erstreckt. Den Sporn trennt vom Berghang ein nach O geöffnetes Trockentälchen, nach Form und Lage eine Eisrandbildung. Auf der gut kultivierten, vorliegenden Schotterterrasse nehmen die Tertiärgerölle (rundgerollte Quarze, rote Porphyre) mit Annäherung an den Südrand gegenüber den Drauschottern zu (gekritzte und polierte Kalke, bestoßene Grünschiefer). Tertiäre Geschiebe überwiegen auch in dem Trockentälchen und weiterhin entlang des Fahrweges nach Globasnitz. Nördlich des Sporns ragt inmitten der Terrasse ein hochkant gestellter, mehrere Meter hoher Felsblock empor, der von einem Kreuz gekrönt wird (Ringel der OA knapp südlich Schrift Pod Juno); es ist ein durch die junge Gebirgsbewegung abgesplitteter Span der Dolomitklippen und gehört zu den kleinen, im Miozän steckenden Triasspänen, die KIESLINGER (3, 227) im allgemeinen erwähnte. Die alte Talung senkt sich kaum merklich zu P. 531 und steigt ostwärts infolge der Aufschüttung des Schuttkegels durch den Globasnitzbach rückfällig etwas an. Zwischen P. 531 und dem Nordende von Globasnitz deutet entlang des Fahrweges eine lang hinziehende, mehrere Meter hohe Stufenfolge einen allmählich sinkenden Ufersaum an. Im N der Senke umgeben einige kleine, alleinstehende, begrünte Dolomithügel den Fuß der Slimnahnöhe. An deren Ostausläufern finden sich die bereits von PENCK (1098) erwähnten verfestigten Schotter mit gekritzten Geschieben, die er zutreffend der Ribbeiszeit zuwies. Nach Formen und Geschieben bildete die Tiefenlinie Jaunstein — Globasnitz einen Teil der Umfließungsrinne des damaligen Eiskörpers.

Bei dem Ort Globasnitz, der zu den typischen Siedlungen in Schwemmkegellage am Karawankenfuß gehört (H. PASCHINGER, 5, 324

bis 327), öffnet sich trichterförmig eine Einstülpung. Sie reicht einerseits südwärts zwischen die Ausläufer der Topica und die Vorberge der Petzen, andererseits nach W über Feuersberg in das Tal des Krupiëbaches. Über die von Tertiärhöhen umgebene Bucht von Globasnitz bemerkte HÖFER (3, 542), allerdings unter der irrigen Annahme, der Draugletscher habe schon bei St. Stefan, vielleicht bei Loibegg, sein östliches Ende erreicht: „Es wäre möglich, daß der Draugletscher von Loibegg aus eine kurze Zunge gegen Globasnitz vorschob; ich fand nie Gelegenheit, dieses Gebiet zu begehen.“ Einige Beobachtungen können diese Lücke ausfüllen. Am Südwestausgange von Globasnitz finden sich außer den quarzreichen Tertiärgeröllen und dem kantig bestoßenen Triaskalk und -dolomit des Einzugsgebietes auch gut polierte und gekritzte dunkle Kalke; dann am Westende von Feuersberg, dessen Burg durch das Erdbeben von 1318 zerstört wurde, faustgroße Geschiebe von dunklem Glimmerschiefer. Weiter westlich verhüllt, übereinstimmend mit der TELLER-Karte, Gehängeschutt aus Tertiär, stellenweise untermischt mit Dachsteinkalk vom Homarowberg, die auch hier noch zu vermutenden Fremdgesschiebe.

Der Südrand der Feuersberger Mulde ist durch einen deutlichen Ufersaum in Gestalt einer Stufe ausgeprägt. Sie läßt sich stellenweise auch taleinwärts sowohl an der West- wie an der Ostseite der Bucht von Globasnitz bis zu dem Querriegel P. 576 verfolgen. Er springt am linken Ufer des Globasnitzbaches beim Gehöft Wollauëinig und beim Wasserleitungsreservoir aus dem Hang auffallend vor. Die Aufschlüsse ergeben dunkle, polierte Kalke in lehmiger Grundmasse, gut abgeschliffene Silurschiefer, gerundete, ganz glatte Quarzgerölle und etwa nußgroße, stark bestoßene Stücke eines feinkörnigen, schwärzlichen, basischen Massengesteins, das im Einzugsbereiche nicht vorzukommen scheint; mithin eine Mischung von Quartär und Tertiär. Die Abhänge des verwaschenen Querwalles sind beiderseits flach, der Südseite sind einige Kalkblöcke aus dem Talinnern angelagert. Weiter taleinwärts finden sich keine glazialen Geschiebe mehr. Östlich des Baches, gegenüber des Querwalles, breitet sich eine kleine Mulde aus, der Wall findet hier keine Fortsetzung. Nach TELLERS Karte erstreckt sich das Quartär noch weiter taleinwärts. Obigen Befunden zufolge wäre es bereits bei dem Riegel P. 576 zu begrenzen. Formen und Geschiebe erweisen, daß hier nach HÖFERS Vermutung möglicherweise die äußerste, aber gewiß nur vorübergehende Grenze der Reichweite des rifeiszeitlichen Draugletschers, mindestens aber seiner Schmelzwässer, anzunehmen ist.

Im oberen Globasnitztale führt der neue, durch russische Kriegsgefangene 1916/17 sehr gut angelegte Almfahrweg (in die Karten noch nicht eingezeichnet) nach einer Durchbruchsstrecke durch Raibler Schichten über die Talleiste der Laagerhube (etwa 810 m). Sie setzt sich talauswärts links über die Mulde mit dem Gehöft Metnik (826 m) und in der Verflachung des Hofes Stuger (P 736) fort, rechts

enden die kleinen Hangleisten mit der ausgedehnten Platte P. 717 südöstlich Globasnitz. Ein höheres Niveau verläuft am linken Talhang zunächst wenig ausgesprochen, deutlich erst auf der Nord- und weiter auf der Westseite der kapartig vorspringenden Triasschubmasse des Homarowberges über die Höfe Homar (Trig. 833), Pogatschnig (P. 882) und Lušnik (gegen 900 m). Oberhalb des Steilhanges folgt der flache Scheitel des Homarowberges (P. 1079, 1059, 1005) und an der Tertiärgrenze die Verebnung P. 1041 mit Hof Navršnik. Am rechten Hang des Globasnitzgrabens entspricht diesen Flächen die Höhe Jelen (P. 1039). Im höheren Triasbereiche zeigen sich auf der Westseite keine deutlichen Zusammenhänge der stellenweise eingeschalteten Flachformen; über die der Ostseite s. Gruppe 26.

Die Schuttanhäufungen aus dem Talboden südlich der Laagerhube und die häufigen Abrisse an den talwärtigen Hängen der Topica westlich und des Turmes (Trig. 1460) östlich sind jungen Alters. Wie zu erwarten, fanden sich im Talhintergrunde nur Wirkungen von Lawinen und Wildwässern.

In der Fortsetzung der von Jaunstein kommenden Randsenke östlich Globasnitz hält die Mischung von Tertiär- und Quartärgeschieben an. Die Umgebung der Dolomitzuppe Pleska (Trig. 565) trägt außer quarzreichem Tertiär gut gerundete Brocken von Glimmerschiefer und Gneis. Bei der Bodenschwelle (540 m) zwischen Pleska und Wackendorf (laut Ortstafel mit ek, laut OA und Geol. SpK mit k, neuere SpK schreibt Wackendorf) tritt Glaziallehm zutage, der die nasse Mulde verursacht. Beim Bildstock am Nordostausgange von Wackendorf liegen gut gerollte Quarze, graugrüne Sandsteine und rote Porphyre als Vertreter des Tertiärs sowie flache quartäre Drauschotter.

Diese Funde auf der Oberfläche ergänzen die freilich nur in kurzgefaßten Verzeichnissen erhaltenen Bohrungsprofile aus den 90er Jahren des vorigen Jahrhunderts, während die Bohrproben selbst verloren gegangen sind (CANAVAL, 4, 7—22; 6, 117; KIESLINGER, 3, 227; KAHLER, 2, 245). Das Bohrloch bei Wackendorf liegt 750 m nordöstlich des Ortes, 900 m südsüdöstlich der Kuppe Na breg (P. 511). Trotz der Gesamtteufe von 326,85 m wurde hier noch kein Grundgebirge angefahren, die Bohrung blieb nach Durchörterung einer Diluvialschicht von strittiger Tiefe im Tertiär stecken. Es ist nun anregend, die im Laufe der Forschung wechselnde Grundlage für die Beurteilung der Mächtigkeit des Diluviums von Wackendorf zu verfolgen.

CANAVALS Verzeichnis (4, 18—22) enthält die kurze Beschreibung der 115 Schichten bis zum Ende der Bohrung. Als Kennzeichen des Diluviums nahm er die Konglomerate an: „Die mit diesen Bohrlochern durchfahrenen Konglomerate gehören wohl dem «geschichteten, also fluviatilen, zum Teil konglomerierten Diluvium» an, aus dem nach HÖFER (Jb. der Geol. Reichsanst., 1894, 44. Bd., p. 538) auch die Ebene bei Völkermarkt besteht, und nicht den «obermiozänen Konglomerat-

bildungen» TELLERS (Erläuterungen, p. 206).“ Die Konglomerate finden sich bis zur Teufe von 114.00 m. Daher gelangte CANAVAL zu einer Mächtigkeit des Diluviums bei Wackendorf von mehr als 100 m. Eine andere Grundlage bildeten die im Bohrungsverzeichnis angegebenen Porphyrgeschiebe. Ihr Vorkommen als Findlinge galt früher allgemein als Anzeichen diluvialer Verfrachtung: es ist anzunehmen, daß auch CANAVAL dieser Meinung war. Erst BRÜCKNER (1049) wies darauf hin, daß auch die Tertiärkonglomerate im Umkreise der Karawanken viel Porphyr enthalten. Belege hierfür aus dem näheren Bereiche erbrachten seither z. B. KIESLINGER (3, 216), KAHLER (2, 241; 4, 18) und SRBIK (5, 156). Nun besteht Schichte 77 der Wackendorfer Bohrung aus „graugrünem Letten mit Quarz-, Phyllit- und Porphyrstücken“ in einer Mächtigkeit von 9.00 m bei einer Gesamtteufe von 156.40 m. Sonst finden sich im Verzeichnis keine Porphyre mehr, auch nicht in 176 m Tiefe, wie KAHLER (2, 245) annahm, sondern nur mehr Quarz- und Phyllitbrocken. Mit Rücksicht auf diese Gesteinsgesellschaft hielt es KAHLER im Jahr 1929 für „wohl sehr wahrscheinlich, daß es sich hier schon um Tertiär handelt“. Diese Folgerung trifft für die Tiefe von rund 150 m sicher zu. Später gelangte KAHLER (7, 128) auf paläontologischer Grundlage zu einem Schluß auf die wichtige Obergrenze des Tertiärs gegen das Diluvium bei Wackendorf: „Dem Grundflözhorizont (des Tertiärs) scheint eine Landschnecke als Leitfossil eigen zu sein, ohne daß man diese Tatsache schon mit völliger Sicherheit behaupten könnte. Es ist die große *Helix steinheimensis* der älteren Literatur, die von PFEFFER als neue Art *Pseudochloritis gigas* beschrieben wurde. Sie ist weit verbreitet (folgen die Fundorte im oberen Lavanttal, in Oberloibach, Liescha und Unterbergen bei Ferlach). Sie fand sich auch in den ersten Metern der Wackendorfer Tiefbohrung und läßt hier das leider verschollene Bohrmaterial als Tertiär erkennen.“ Es war zu vermuten, daß sich dieser Schluß KAHLERS auf Schichte 5 in CANAVALS Verzeichnis (4, 18) beziehe: „Brauner Letten mit Konchilienschalen“ in einer Mächtigkeit von 1.40 m und in einer Gesamtteufe von 3.20 m. Nach KAHLERS wie stets freundschaftlich erteilter Briefmitteilung traf meine Vermutung zu: „Das Museum in Klagenfurt bewahrte Proben von *Pseudochloritis gigas* als *Helix* von Wackendorf auf. Diese sind wohl sicher identisch mit jenen aus der Bohrung, wenn dabei auch nichts weiter stand. *Pseudochloritis gigas* ist überall in der Nähe der Grundflöze, und zwar in ihrem Hangenden.“ „Brauner Letten mit Geröllen“ erscheint als Schichte 2 unter der Humusschichte von 0,6 m, dann ohne Gerölle als Schichte 3, ferner mit Geröllen als Schichte 4 in einer Gesamtteufe von 1.80 m und zuletzt noch als Schichte 6 unter der Konchilienschichte 5. Daher enthält die Wackendorfer Bohrung nach KAHLER ein höchstens 1.20 m (1.80—0,60 m) mächtiges Diluvium im Hangenden des Tertiärs.

In Anbetracht der Randlage des Wackendorfer Bohrungspunktes wäre diese Lösung immerhin verständlich. Ein sicherer Schluß kann

aber m. E. aus den bisherigen Voraussetzungen nicht gezogen werden; denn es ist mangels näherer Angaben des Fundpunktes nicht erwiesen, daß CANAVALS Konchilienschalen mit dem Musealstück wesensgleich sind, daß es somit aus der Bohrung stammt. Es könnte vielleicht auch von Grabungen bei Bauten, beim Ackern und selbst von einem Oberflächenfund herrühren, da das Tertiär in der Umgebung der Wackendorfer Bucht ansteht und in der Bucht selbst zahlreiche verkittete Tertiärgerölle zu finden sind. Einwandfrei sicheres Tertiär liegt aber jedenfalls in Schichte 18 vor: „Sandiger, grauer Tegel mit Kohlen Spuren“ in einer Mächtigkeit von 1 m und in einer Gesamteufe von 32.2 m. Ob überhaupt und wo die hangenden Tertiärschichten bei Wackendorf abzugrenzen sind, läßt sich wegen des Verlustes der Bohrerergebnisse aus der kurzen Beschreibung derzeit nicht mit Sicherheit ersehen. So viel aber kann schon jetzt geschlossen werden, daß das Diluvium von Wackendorf nur geringe Mächtigkeit besitzt.

Mittlerweile äußerte sich KAHLER im Jahre 1938 (12, 204) abermals über diese Frage: „Überraschenderweise hat sich herausgestellt, daß im östlichen Klagenfurter Becken die eiszeitliche Ausräumung nur sehr wenig tief eingegriffen hat. So konnte ich feststellen, daß schon die obersten Meter der Wackendorfer Bohrung südwestlich Bleiburg im Tertiär, wahrscheinlich in steilgestellten Grundflözschichten, stehen (die Bohrung sagt wegen der Steilstellung der Schichten leider sonst gar nichts).“ Ob es sich hierbei um neue Feststellungen KAHLERS handelt oder um die frühere Annahme hinsichtlich der Konchilienschalen, bleibt vorläufig offen. Wahrscheinlich handelt es sich aber um die alte Bohrung CANAVALS. Bei Besprechung der Bohrlöcher nächst Bleiburg wird auf die weiteren Schlüsse KAHLERS noch die Sprache kommen.

Zu der an sich richtigen und mit obigem Ergebnis übereinstimmenden Auffassung KIESLINGERS (3, 227), daß es sich bei Wackendorf nicht um ein tiefes, abflußloses Loch in einem vormiozänen Phyllitrelief im Sinne TELLERS handeln könne, darf angeführt werden, daß wir ja auch nach TELLER (3, 202) in den Ablagerungen am Auferande der Karawanken „nur Fragmente jener ausgedehnten tertiären Schichtenbedeckung zu erblicken haben, welche die Tiefen des nun von Diluvialablagerungen eingeebneten Senkungsfeldes im N dieser Gebirgskette verhüllen;“ TELLER kannte allerdings noch nicht die mittlerweile von KIESLINGER aufgedeckten Überschiebungen. Auch PENCK (1102) sprach wie TELLER von einem „ansehnlichen Bruch am Karawankenfuß, längs dessen die Tertiärfüllung des Klagenfurter Beckens in große Tiefen herabgesenkt worden ist“. KIESLINGER (3, 208) konnte jedoch statt der Brüche Überschiebungen und damit einen sehr wesentlichen, neu entdeckten Zug der Karawankentektonik klarlegen.

In der Mulde von Unterbergen wird die Reichweite der Drauschotter durch den starken rezenten Schutt verhüllt, der aus dem steilen Graben (Die Stiegen) zwischen der Petzen und der Feuers-

berger Spitze herausgeschafft wurde. Erst in etwa 660 m Höhe treten einige Quellen aus, südlich Wackendorf sammeln sie sich auf dem lettigen Untergrunde in einem starken, vom Jelen kommenden Bach, der sogleich mehrere Mühlen treibt. Die klammartige Talstrecke der Stiegen ist jedoch ganz wasserlos, auch das ehemalige Bergwerk Travena am rechten Talhange litt sehr unter Wassermangel. Die Entstehung der Klamm weist auf eine junge Hebung und auf eine früher weit stärkere Wasserführung hin. Laut Aussage der Landesbewohner bringen die Schmelzwässer des Frühjahrs keine besonders große Wasserzufuhr. Man gelangt zu der Vorstellung, das Tal sei im Zusammenhange mit der jüngeren Gebirgsbildung durch einen seither im Untergrunde (Wettersteinkalk, Raibler Schichten, Dachsteinkalk und -dolo- mit) verschwundenen Bach erodiert worden. Formenkundlich ergeben sich auch hier einige Beobachtungen. Das bisher im Globasnitzgraben von etwa 850 m talabwärts verfolgte Niveau umzieht die Mulde Wackendorf—Unterbergen von der Platte P. 717 im W bis zu der Verflachung Na Homeh (800—660 m) im O. Eine höhere Ver- ebnung senkt sich nordwärts beiderseits des Tales von dem sanft ge- wellten Almgelände der Feuersberger Spitze (um 1700 m) zunächst auf 1300 m (breite Verflachung um P. 1344 östlich der Stiegen) und sinkt dann rasch auf 1000 m ab, zum Jelen (P. 1039) links, zu P. 1056 nord- östlich Tousti vrh rechts. Auf die weitere Fortsetzung dieser Flächen nach O werde ich noch zurückkommen.

Wie der Slimnähügel die Randsenke Jaunstein—Globasnitz einengt, so auch der Ferrakogel (P. 555, 568) die Strecke Wackendorf- Feistritz. Die Geschiebefunde gleichen in ihrem Bestande und Mischungsverhältnis von Tertiär und Quartär völlig den bisherigen Feststellungen. Im Ziegelschlag (530 m) südwestlich Feistritz werden die Lehme verwertet, die an der verschwimmenden Randzone beider Formationen abgesetzt wurden. Wie auf dem 2 km nördlich gelegenen Kirchenhügel von St. Katharina sind auch auf dem „Sattnitzkonglo- merat“ des Ferrakogels (DREGER, 2, 49) Drauschotter vorhanden. Die Formen seines Westteiles im Luv des einstigen Draugletschers ähneln sehr der Moränenlandschaft am Westabhange des Libitsch- berges. Aus beiden Tatsachen ist auf eine wenigstens zeitweise Reichweite des Draugletschers bis auf den Ferrakogel zu schließen. Dessen höchste Erhebung P. 568 dürfte über das Eis emporgeragt haben, bis der Kogel durch die nagende Wirkung der Schmelzwässer zu einer schildkrötenförmigen Insel vor dem Eisrand wurde. Nach PENCKs Gliederung spielten sich diese Vorgänge zur Rißeiszeit ab.

Für die Mächtigkeit des Diluviums nordöstlich dieses Raumes ver- mögen zwei Bohrlöcher am Südfuße des Libitschber- ges trotz des Fehlens der Bohrproben dank CANAVALS Verzeichnis (4, 17) auch hier wenigstens Anhaltspunkte zu liefern. Bohrloch 1 nordöstlich Gono w e t z (OA und neuere SpK, Konobez Geol. SpK)

und südwestlich Sorgendorf, knapp nördlich der Bahn, ergab als 7. Schichte in 15,80 m Teufe eine 20 cm mächtige Phyllitbreccie (KIESLINGER, 3, 226, gab 16 m an, während diese Tiefe bereits die Untergrenze der Breccie anzeigt). Hierauf folgt Schieferton und Graphit-schiefer bis zur Gesamtteufe 20,50 m. Zwischen dem Humus (0,30 m) der Oberfläche und der Phyllitbreccie kommt nur in Schichte 2 Kalkschotter vor (6,70 m Mächtigkeit, 7,00 m Gesamtteufe), sonst gelber und blauer, schlammiger Sand sowie gelber, grauer Letten mit Geröll. Aus dieser Beschreibung der Bohrung ist kein Tertiär erkennbar. Auch nach KIESLINGER (3, 226) ist nördlich der Bahnlinie Kühnsdorf—Bleiburg bisher kein Tertiär bekannt. Darnach hat die am Rand einer Umfließungsrinne des Draugletschers gelegene Bohrung oberhalb der Phyllitbreccie vermutlich nur Diluvium, gar kein Tertiär, durchstoßen und ist durch die Schotter und die Grundmoräne in den aufgearbeiteten und schließlich in den anstehenden Felsboden gelangt. Daraus könnte hier auf eine Mächtigkeit des Diluviums von 15,50 m (15,80 — 0,30 Humus) geschlossen werden.

Das zweite Bohrloch liegt knapp südöstlich der Eisenbahnstation Bleiburg. In den ersten 8 Schichten kommen unter dem Humus zweimal Kalkschotter und viermal Konglomerate vor. Die 7. Schichte enthält braunen Lehm mit Geröll (Gesamtteufe 30,20 m). Die 9.—13. Schichte ist durchwegs schlammiger und sandiger Letten, in Schichte 14 bereits mit Phyllitstückchen vermischt. Schichte 15 besteht wieder aus braunem Lehm. Als 16. Schichte wurde in 39,65 m Gesamtteufe (auf 40 m abgerundet von KIESLINGER, 3, 246) der Quarzphyllit des Untergrundes erböhrt. Anscheinend wurde auch hier nur Diluvium durchfahren. Darnach wäre seine Mächtigkeit nahezu 40 m, mithin etwa um 21 m mehr als bei der kaum 1 km westlich gelegenen Bohrung von Gonowitz. Die Erklärung hierfür ergäbe sich aus der Lage dieses Bohrloches am Rande der Umfließungsrinne des Eiskörpers auf dem Libitschberg, während das Bohrloch südlich der Eisenbahn bereits etwa in der Mitte dieser Umfließungsrinne liegt. Ein Vergleich der mutmaßlichen Mächtigkeit des Diluviums in der Bucht von Wackendorf (nur ganz dünne Decke), dann bei Gonowitz (etwa 15 m) und nächst der Bahnstation Bleiburg (etwa 39 m) würde folgerichtig die Abhängigkeit der Aufschüttung von der Lage zur Umfließungsrinne des Draugletschers zeigen. Diese Annahme konnte daher zutreffen.

Doch berichtet Kahler im Jahre 1938 (12, 204) im Anschluß an die Wackendorfer Bohrung: „Ich konnte ferner feststellen, daß in der großen Umfließungsrinne des Draugletschers, dort, wo man eine kräftige Erosion vermuten müßte, denn die Drau fließt heute um 100 m tiefer, wenige Meter unter der Oberfläche tertiäre Kohle ansteht. Es sieht daher danach aus, als wären im östlichen Klagenfurter Becken, auch dort, wo kein Sattitzkonglomerat ansteht, in einem größeren Gebiet die kohlenführenden Schichten erhalten geblieben. Durch

die Feldgeologie ist diese Vermutung nicht weiter erhärtbar; ich habe nur gegen den Raum, in dem heute die Drau durchbricht, eine wesentliche Verstärkung der eiszeitlichen Ablagerungen feststellen können, die im übrigen den ganzen Raum dicht bedecken...“ Mangels näherer Angaben KAHLERS kann zu dem berichteten Vorkommen von Tertiärkohle wenige Meter unter der großen Umfließungsrinne des Draugletschers nicht Stellung genommen werden. Die Bohrprofile von Gonowitz und nächst der Bahnstation Bleiburg sowie die glazialen Verhältnisse im Zungengebiet scheinen — wenigstens vorläufig noch — das Gegenteil zu erweisen.

In die beiden östlich folgenden Buchten von Feistritz und Winkl — Unterort bauen sich flache, rezente Schuttkegel aus Tertiär- und Triasschutt vor. Sie heben sich gut ab von der tertiären Hügellandschaft am Bergfuß. Die Grenzzone (nicht -linie) gegen die Drauschotter verläuft etwa nach Angabe der TELLER-Karte. Auch in der Bucht von Oberloibach verschwinden die Drauschotter südlich des Ortes unter den jungen Ablagerungen aus dem Rischbergtal.

Die bisher am Hang verfolgte Verflachungszone setzt sich von Na Homeh (südöstl. Unterbergen) einerseits nach NO über Rutach (629 m) bis gegen Feistritz fort, andererseits entlang des Bergfußes über Neubersch (P. 669), Kanauf (nicht Kanauc, nach KIESLINGER, 3, 226) und Volina (654 m). Hier biegt sie, dem Einschwenken der Dolomitstrukturen an der Petzen folgend, die eine Z-förmige Flexur bilden, südwärts zum Hof Gradišnič (630 m) und weiter in den Rischberggraben hinein. Als Folge dieser tektonischen Verhältnisse brach im Mai 1928 ein Bergsturz nieder, dessen Schuttmasse sich südöstlich des Hofes Brdnik ausbreitete. Östlich des besonders tief gegen S eingreifenden tertiären Halbfensters von Loibach ist dieses Niveau auf dem Homberg (P. 655) abermals sichtbar.

26. Petzen.

Als Ostpfeiler und letzter Zweitausender der Karawanken erhebt sich die Petzen. Sie überhöht um mehr als 1600 m die Bleiburger Ebene, wo der eiszeitliche Draugletscher sein Ende fand. Von der gegliederten Nordseite dieses massigen Gebirgsstockes entsandten vier kleine Karagletscher schmale Eiszungen talwärts, ohne jedoch den Bergfuß erreichen zu können. Ihre Spuren zu verfolgen, bildet den wesentlichen Inhalt meiner Beobachtungen in dieser letzten, auf Kärntner Boden gelegenen Gruppe der Karawanken.

Über den flachen Oberteil der Petzen ragen drei Hauptgipfel empor: die Petzen (2114 m), auch Feistritzer oder Pyramidenspitz genannt; dann der Knieps (2110 m O.A., 2111 neuere SpK) und im O die Velka glava (2126 m O.A. und neuere SpK; 2124 m. Knieps, TELLER-Karte: Kordeschkopf nach PASCHINGER, 4, 6, während die SpK und O.A. nur die Höhe P. 1850 südöstlich davon als Kordesch- bzw. Kurdeschkopf bezeichnen). Diese Gipfel gliedern mit den von ihnen nach N

ausstrahlenden Nebenrücken vier Kare ab. Nur eines von ihnen, das als größtes auch einen viel benützten Zugang zur neuen (1934) Bleiburger Hütte unter dem Knieps enthält, führt einen bekannteren Namen, die Križa. Es ist auch das einzige, dessen Glazialspuren LUCERNA (1, 46), wenn auch nur in 10 Zeilen, erwähnte. Auf die Stellungnahme von PENCK (1095) werde ich noch zurückkommen. Westlich der Križa liegt unter dem Petzengipfel ein anderes Kar, das ich mangels eines gebräuchlichen Namens wegen des nahen Berghauses Kolscha das Kolschakar nenne oder kurz die Kolscha. Zwischen Knieps und Velka glava stürzt das von mir nach einem Nebenrücken getaufte Grebenkar ab. Endlich nennen die Landesbewohner das von der Velka glava gegen Rischberg gerichtete Kar die Tehma (OA Tehma), eine auch für die dort tätige Almgensenschaft gebrauchte Bezeichnung.

Die beiden westlichen Kare, Kolscha und Križa, laufen zuerst in talähnliche, stark bewegte, waldige Senken aus, die erst tiefer unten in Gräben übergehen. Sie münden beide nächst der Schmelz, dem Erzwaschhaus der TELLER-Karte (640 m), südlich Feistritz. Die rezente Schuttlunge verhüllt am Bergfuß zumeist den Überschiebungsrand der Trias auf das Tertiär. Mit der noch in der Gegenwart anhaltenden Gebirgsbewegung stehen kleine Bergstürze hier und in den Karen im Zusammenhange. Der Weg zu den Halden beim Berghaus Kolscha (1375 m) führt zunächst am Fuße der von Schutt, Blockwerk und Wald bedeckten, unruhigen Verflachungen (P. 859 bis 1000 m) auf der Westseite des Hanges, der sich vom Neuberschstein herabsenkt. Dann umgeht er westlich die verwilderte Waldsteile, die vom Talzwiesel P. 943 südwärts bis gegen 1200 m hinaufreicht. Sie verflacht sich vorübergehend bei P. 1287 und steigt hierauf abermals, von zahlreichen trockenen Rensen zerrissen, steil zu dem alten Knappensteig an, der die große, vorerst noch ungegliedert erscheinende Hohlform Kolscha zwischen dem Trubnik im W und dem Neuberschstein im O quert. Südlich dieses Weges dehnen sich gegen den Steilabsturz der Petzen überraschend zwei ganz verborgene Kare aus, die durch eine schmale Felsrippe (P. 1787) geteilt sind, die Zaga jama im W und die Tschelschman (Čaičman) jama im O. (Jama = Grube, Höhlung, Kar; Zaga vielleicht entstellt aus Jager, Jäger, also Jägerkar; die Bezeichnung des Nachbarkars scheint mit einem Eigennamen zusammenzuhängen.) Beide sind ein wildes, selten besuchtes, wegloses und schwer zugängliches Gensengebiet, das im August 1933 vollkommen schneefrei war.

In der Zaga jama beginnt südlich P. 1535 ein sanft ansteigender, breiter Karboden, den grobes Blockwerk und Latschengestrüpp in regelloser Verteilung einnimmt. Inmitten dieser Bodenbedeckung liegt auf etwa 1600 m eine große, dolinenartige Rundschenke. Südlich P. 1603 schließt sich der Grobschutt zu einem Blockwall (1620 m) zusammen. Er schmiegt sich den von Latschenfeldern unterbrochenen Schutthal-

den am Fuße der schrofigen Umrahmung des hufeisenförmigen Felskessels an. Spuren einer rechtsseitigen Blockmoräne ziehen sich von etwa 1600—1550 m talauswärts.

Der unübersichtliche Zugang zur *Tschelschmanjama* führt ähnlich wie im westlich benachbarten Kar von der trennenden Felsrippe an (P. 1330) auf Steigspuren durch eine zuerst graben-, dann trogförmige Tiefenlinie (P. 1542), an die im O der felsige Steilabfall des Neuberschsteins nahe herantritt. Unregelmäßig verteiltes Blockwerk, Schutt und Latscheninseln nehmen die flacheren Teile ein. Südlich der Stufe P. 1542 breitet sich dann der gut beschattete, schmale Kartrog gleicher Beschaffenheit aus. Seine rinnenartige Sohle wird von Krummholz und Schutthängen beiderseits eingeengt. Auf etwa 1620 m hebt sich inmitten des Karbodens ein in der Talrichtung langgestreckter, begrünter Schutthügel ab. Der durch Kleinformen belebte Karhintergrund liegt vertieft. Die Felsumrahmung bilden besonders an der Ost- und Südseite Wände, deren Fuß von Schutthaldden ummantelt wird, während die weniger steile Westseite meist Baumbestand trägt.

Die durchwegs gut beschattete, steilwandige *Križa* liegt zwischen den stumpfen Pfeilern der Pyramidenspitze und des Knieps. Der in das Kar führende Touristensteig überquert südlich der Feistritzquelle (736 m) in seichter Talung eine unruhig bewegte, waldige Blockwerkzone, die bei P. 860, dem Untergrund entsprechend, flachere Formen annimmt. Sie bilden das spiegelbildliche Gegenstück zu jenen bei und südlich P. 859 auf der Westseite des vom Neuberschstein herabziehenden Rücken. Südöstlich P. 978 sammelt sich abermals zum Teil junges Blockwerk und Schutt formlos, aber dichter, auf einer Verflachung (1000 m). *LUCERNA* (I, 46) faßte diese Anschoppung auf 980 bis 1000 m als *Würnemoräne* auf. Die folgende Steile (1020 bis 1060 m) wird bald wieder von einer längeren Verflachung abgelöst (1060—1080 m), auf der sich abermals Blockwerk und Schutt ansammelte. Nach einem Steilhang von 100 m dehnt sich von P. 1199 an der Trog der Unteren *Križa* aus. Er steigt in etwa 5. durch schmale Verflachungen gebildeten Stufen bis rund 1400 m an; die unterste um 1200 m ist am geräumigsten. Das bereits zumeist mit einer Pflanzendecke überzogene Blockwerk läßt den Boden sehr unruhig und hügelig erscheinen. Felswandeln an der Westseite, Schutthaldden unter den Felsen und steile Latschenhänge im O schließen diesen Trog beiderseits deutlich ab. *LUCERNA* bezeichnete diese Talstrecke als zweites (von oben gerechnetes) Schutzgebiet der Blockmoränen. Im S leitet eine schrofige Schrägläche (1400—1520 m) zum gestuften Kessel der Oberen *Križa* empor. Die gräflich Thurnsche *Jagdhitte* (1578 m) steht auf einer breiten, rückfälligen Verebnung. An deren Nordrande sammelten sich wieder zahlreiche Blöcke zu einem unregelmäßigen Haufwerk an. Einige Felskesselchen, die in der O.A. sehr gut dargestellt sind, umgeben die eirunde Verebnung der Jagdhütte. Talaufwärts wechseln flachere Blockhalden mit steileren Latschenhängen, bis ein lang-

gestreckter Blockquerwall (P. 1768 bis P. 1794) das Kar fast seiner ganzen Breite nach durchzieht. Der anstehende Felsboden der oberseits gerundeten Schwelle trägt loses Blockwerk, Schutt, Latschen und als botanische Besonderheit die einzigen Zirben der Karawanken in 1770 bis 1800 m Höhe. Südwärts fällt die Schwelle zu einer gleichlaufenden, schmalen, im Sommer 1933 schneefreien Senke ab, in der sich zahlreiche Felstrümmer sogar bis Heuhüttengröße sammelten. Jenseits steigen dann die Schutthalden zu den von Steinschlagrinnen zerfurchten Felswänden und Schrofen an. Nach LUCERNA (1, 46) wären in diesem Raume nur „mächtige Schneehalden-Schuttwälle“ als oberste Spuren zu sehen. Er erwähnt jedoch richtig eine „scharfe rechte Ufermoräne (ca. 1740 m).“ Sie ist in dieser Höhe durch einen tiefen Erosionseinschnitt vom Ostende des Querwalles P. 1794 getrennt und verliert sich talabwärts nächst einer Hütte und dem zum Schutzhaus führenden Steig in etwa 1700 m Höhe.

Nach diesen Beobachtungen liegt die Križa trogförmig in mehreren großen Stufen zwischen Felswandungen eingesenkt: im Lee der niederschlagsreichen Südwestwinde ist sie überdies den kalten Nordwinden ausgesetzt. Die vorgefundenen Glazialspuren und der alljährliche Lawinenreichtum zeugen für ihre besondere Eignung als eiszeitlicher Firnbehälter.

Wie bei den bisher besprochenen Karen fehlt auch beim Grebenkar ein bis an den Bergfuß hinabreichendes, deutlich ausgeprägtes Tal. Es wird auch hier zunächst durch ein Bündel unbedeutender Gräben ersetzt. Sie sammeln sich aus einer weiten Mulde erst nordwestlich Hof Skutel in der gemeinsamen Tiefenlinie, die nach kurzer Strecke bei Volina den Schuttkegel von Unterort erreicht. Die größeren Taläste leiten sich aus der unruhig gestuften, bewaldeten Flachmulde Injamen (Grube) her (P. 1063—1200 m, Linse von Raibler Schichten laut TELLER-Karte). Bergwärts setzt sie sich nach einem über 100 m hohen, dicht bewaldeten und ungegliederten Steilhang südlich P. 1368 in einer Steilrinne fort, die sich bald grabenartig verengt. In 1580 m Höhe geht sie in das trogförmige Kar über, das zwischen dem Südeile der Siebenhüttenalm (P. 1782) und den Abhängen des Greben (P. 1870) eingesenkt ist. Den zunächst ebenen, von einem wirren Blockfeld bedeckten Karboden quert der jetzt (1933) durchlaufend hergestellte Verbindungsweg von der Alm (P. 1669) nach Rischberg bei P. 1586. Der flache Trichter des Karhintergrundes schließt sich rasch bei 1600 m. Von hier strahlt das zu einem rückfälligen Hügel zusammengeschobene, latschendurchsetzte Blockwerk talwärts aus. Es bedeckt auch noch im Karhintergrunde den Schutthügel P. 1664. Er fällt nach S zu einer tiefen, dem Hang sich anschmiegenden Senke des Schuttgürtels ab, der die Felswände rings umsäumt. Sie überhöhen den Karboden um 400 m: erst in der Tiefe konnten sich Schutt und Blöcke zu regellosem Haufwerk ansammeln.

Das letzte der drauwärtigen Petzenkare ist die *Techma* unter dem Kordeschkopf (Velka glava 2126 m). Der Rischberggraben greift infolge der Flexur im Gebirgsbau (KIESLINGER, 3, 222) tief in den Petzenstock ein. Das Tertiär reicht noch bis über 1100 m bergaufwärts (Kreidegerölle auf der Höhe Gornja nach LIPOLD, 2, 335; TELLER, 3, 148; KAHLER, 10, 51—52). Höher oben hingegen, in dem von Stollen und Pingen durchfurchten erzführenden Kalk westlich der Siedlung Rischberg, zeigt sich eine gleich schwache Talentwicklung wie in den Karen weiter westlich. Eine seichte Tiefenlinie ist in eine Vorzone geringerer Reliefeenergie eingesenkt, die den schroffen Nordabfall des Petzenkamms umgibt (Per baby der Geol. SpK). Erst mit dem Eintritt in diesen Felsenbereich ändert sich das Bild, überraschend trotz allem liegt das ganz verborgene Kar vor uns. Nordwestlich Rischberg führt die seichte Talung über P. 1241 auf die Höhenstufen 1300 und 1400 m. Beide beginnen mit flachen Leisten und werden westwärts steiler. In die tiefere Stufe ist eine auffallende, etwa 150 m lange, allseits geschlossene, schmale Vertiefung eingesenkt. Talwärts ist ihr ein länglicher, begrünter Schuttrücken vorgelagert. Ähnliche dolinenartige Hohlformen finden sich ferner auf 1400 m und auf der nächsthöheren Stufe mit dem P. 1550, einem Hügel mit Latschengestrüpp, der von angesammeltem nacktem Blockwerk umgeben ist. Er liegt bereits auf der Schwelle des nach ONO geöffneten Kars. Die gleiche, aber schütterere Bedeckung trägt der weglose Karboden, der zwischen wulstigen Verebnungen und Gruben sanft ansteigt. Von etwa 1700 m an bis zum Felsfuß liegen die steil geböschten, noch stellenweise mit Latschennestern besiedelten Schutthalden. Den Karhintergrund teilt eine dreieckige Felszone. Östlich von ihr reicht eine breite Schuttgasse über P. 1781 selbst bis auf die Hochfläche hinauf.

Trotz örtlicher Unterschiede sind den vier Petzenkaren folgende Eigenheiten gemeinsam: Die im weiter entlegenen Vorfelde wenig ausgesprochene Talung. Ferner der stufenweise Anstieg des sehr gut geschützten, schmalen Troges bis zu einer Sohlenhöhe von 1600 bis 1700 m, in der Križa sogar bis 1800 m. Endlich unter jeweiliger Ausnützung der Ebenheiten durchwegs ein glaziales Blockfeld auf 1550 bis 1600 m, in der Križa überdies ein ausgedehnter Querwall auf 1800 m. Aus allen Beobachtungen ist auf hocheiszeitliche Gletscherzungen zu schließen, die sich zwischen den Trogwänden schmal talaus erstreckten, dann aber mangels einer ausgesprochenen Talrinne sich kuchenförmig verdünnten oder nur fingerförmig auseinanderflossen und ihre vorwiegend aus Blockwerk bestehende Fracht in den Gräben, zum Teil auch noch auf den Verflachungen des Vorfeldes ohne Bildung deutlicher Endmoränenformen ablegten. Schmelzwässer, Lawinen und Bergstürze trugen weiter zu der heute verschwommenen Gestalt der eiszeitlichen Ablagerungen im Petzengebiet bei.

Ein Vergleich meiner Beobachtungen mit jenen von PENCK und LUCERNA ergibt: Nach PENCK (1095) hat die Petzen „so aus-

gezeichnete Karformen auf ihrer Nordseite, daß an der Existenz früherer Gletscher nicht gezweifelt werden kann. Neuschnee, der in der Osterwoche 1908 Einzelheiten in den Bergformen besonders deutlich machte, ließ erkennen, daß sich die glazialen Formen bis etwa 1200 m Höhe herabsenken. Dies würde auf eine eiszeitliche Höhe der Schneegrenze in etwa 1600 m Höhe schließen lassen. Jedenfalls haben die Petzengletscher den Fuß des Berges nicht erreicht und sind nicht ins Klagenfurter Becken herabgestiegen.“ Die nach PENCK in 1600 m Höhe gelegene Schneegrenze verlief über den Karboden der beiden Kolschakare, dann nahe dem Südrand der Oberen Križa, weiter über den Karboden des Grebenkars und die Karschwelle der Techna. Aus dem Gelände und zum Teil schon aus den Karten geht hervor, daß selbst bei Annahme dieser Schneegrenze die glazialen Formen als Zeugnis der Reichweite der beiden Gletscherzungen im Vorfelde der Kolscha und der Križa anscheinend doch auch noch in größere Tiefe als nur bis 1200 m zu sehen sind; auch für die Zunge aus dem Grebenkar gilt PENCKs Annahme nur im Durchschnitt, da einzelne Geländeformen auf ein tieferes Hinabreichen der Zunge hindeuten.

LUCERNA (1, 46) kannte, wie eingangs erwähnt, durch flüchtige Begehung nur die Križa. Als tiefste Spur der Eiszeit liegt nach ihm „im Graben Schutt von moränenähnlicher Zusammensetzung (980 bis 1000 m). Diesen Schutt halten wir für Würmmoräne. Ihrem Gletscher entspricht eine reale Schneegrenze von etwa 1500 m. Das ist wesentlich tiefer als an der Raduha“ (2062 m, östlich Sulzbach im Sanntal, Meridian des Petzengipfels). Tatsächlich reichen nach meinen Beobachtungen formlose Ablagerungen von Schutt und Blockwerk ungewissen Ursprungs sogar bis P. 860 hinab. Die 1500er Schneegrenze käme in der Križa auf den Steilrand nördlich der Jagdhütte zwischen der Unteren und Oberen Križa zu liegen. Wegen der besonderen Ortsgunst, der Auslage und Beschattung, den Hang- und Gefällsverhältnissen, ferner nach der heutigen Schneedecke im Winter und den Lawinengängen kann dort die eiszeitliche Schneegrenze sogar erst auf dem Karboden der Unteren Križa um 1200—1300 m angenommen werden. Bei dieser örtlich begrenzten Tieflage in dem hochgeschlossenen Firnraum wäre eine hocheiszeitliche, wenn auch nur vorübergehende Reichweite der Gletscherzunge selbst bis zu dem Schutt und Blockwerk bei P. 860 zwanglos erklärbar.

Ähnliche Ortsgunst drückte auch in der doppelt gegliederten K o l s c h a die sonst allgemein höher liegende Schneegrenze hinab, so daß auch hier eine allerdings verschwommene Reichweite des Gletschers möglicherweise bis etwa 900 m erzielt wurde. Die Gletscherzunge aus dem langgestreckten, aber schmalen G r e b e n k a r reichte nach den Geländeformen bis in die gut geschützte Mulde In j a m e n hinab, wo sie mit ihren letzten Ausläufern ohne Wallbildung auf der Verflachung südlich P. 1063 endete. Die Zunge aus dem T e c h m a k a r kam infolge geringerer Ortsgunst anscheinend bereits auf 1300 m zum Stillstand:

ihn kennzeichnen ein Schuttwall und die hinter ihm liegende Senke, in der das Toteis abschmolz. So nahmen die örtlichen Verhältnisse in weitgehendem Maße, bald hemmend, bald fördernd, ebenso auf die Gestalt und die Reichweite der Gletscherzungen Einfluß wie auf ihr Verhalten beim Rückzug. In dieser Hinsicht gewinnen die vor Besonnung geschützten, flachen Karböden und die kleineren Talstufen erhöhte Bedeutung. Auf ihnen konnten sich die Gletscherzungen vergleichsweise viel länger halten als auf den Steilstrecken. Das Blockwerk sammelte sich hierdurch auf den Stellen geringeren Gefälles und schob sich am Vorderrande der häufig talwärts, also rückfällig, noch etwas ansteigenden Felsschwellen zu fast geschlossenen Blockfeldern zusammen.

Formenkundlich ist das Petzenmassiv sehr eigenartig. Seine breite südseitige Aufwölbung senkt sich, von den Gipfeln nur wenig überragt, zunächst in meist flachen Wellen von 2100 auf etwa 1900 m und bricht nur im SO mit einem racheldurchsetzten Steilhang zum Toplatat ab. Gegen N hingegen strahlen unmittelbar von den Gipfeln kurze, an ihren Flanken felsige Queräste aus. Sie und die steilen Felsabbrüche der Rückwand umschließen die vorhin in glazialer Hinsicht gewürdigten wilden Kare. Der plateauartige Obertheil des Petzenmassivs ist infolge der Beschaffenheit des erzführenden Wettersteinkalkes mehr oder weniger verkarstet. Eine lange Reihe von Dolinen — die OA verzeichnet mehr als ein Dutzend — zieht sich wie aufgefädelt in 1900—1950 m Höhe vom Nordwestende der Südabdachung bis zum Knieps (2110 m). So entsteht, namentlich bei Vorhandensein von Schneeresten, der Eindruck einer stets wieder durch breite Verflachungen unterbrochenen Tiefenlinie. Untertags setzen sich die Hohlräume in kleinen Grotten und Karstgerinnen fort. Auch zwischen Knieps und Kordeschkopf liegt in 2000—2100 m Höhe mehr als ein halbes Dutzend solcher Dolinen. Sie tragen zum Unterschiede von dem Westabschnitte bisweilen Graswuchs und enthalten stellenweise Tümpel. Die zahlreichen Pinggen der alten Bergbaue sind von ihnen wohl zu unterscheiden. Bei der herrschenden Wasserarmut gewinnt die aus fossilreichen Raibler Schichten entspringende Kniepsquelle in der nächsten Nachbarschaft der Bleiburger Hütte erhöhte Bedeutung.

Die Gipfelflur der Petzen ist ihrer Höhe nach mit den Gebirgsgruppen ihrer Umgebung in Beziehung zu bringen: im S mit dem obersten Verflachungs- und Verkarstungsniveau in den zentralen Julischen Alpen auf dem Kanin (1800—2300 m), dem Mangart (1900 bis 2100 m) und dem Triglav (2400 m) sowie mit der über Krn, Kuk und Crna prst verlaufenden S- und SO-Abdachung in 1800 m Höhe, im NO mit dem Korniveau (1900—2000 m) WINKLERS (2, 323). Diese Fluren bilden in ihrer Gesamtheit nach übereinstimmendem Urteil eine „mit tertiäre“ Gebirgsoberfläche. Hinsichtlich der näheren Altersbestimmung gehen die Ansichten allerdings auseinander. Einen stratigraphischen Anhaltspunkt bieten auf dem Petzenmassiv die von

MOJSISOVICS (159) beschriebenen Augensteine. Er fand „nordwestlich vom Gipfel Hochpetzen (Pyramidenspitze) in einer beiläufigen Höhe von 6500 Wiener Fuß einen nur wenige Quadratfuß haltenden Raum von losen Augensteinen völlig überschüttet, ganz in derselben Weise, wie ich es an vielen Stellen des Dachsteingebirges gesehen hatte. Der Grubenvorsteher des Feistritzer Bleibergwerkes auf der Petzen, dem ich einige mitgebrachte Stückchen zeigte, teilte mir mit, daß er am Südgehänge der Hochpetzen ebenfalls eine Stelle kenne, an welcher solche Geschiebe von Quarz- und Hornblendegesteinen zu finden sind.“ MOJSISOVICS verglich sie mit den Augensteinen der Salzburger Alpen: es sind „aus kleinen, glänzend polierten Geschieben der kristallinen Gesteine der Zentralalpen zusammengesetzte und durch rote Tone zementierte Konglomerate.“ Diese Angaben können von mir sowohl hinsichtlich der Fundorte als auch der petrographischen Zusammensetzung bestätigt werden. Übrigens fand ich auch bisweilen in Dolinen und Klüften vereinzelte glänzend polierte, sehr gut abgerollte Quarze im Verbands mit rötlich verkittetem Schutt des anstehenden Wettersteinkalkes. Darnach kann die einstige flächenhafte Verbreitung der Augensteine über die Gipfelverebnung der Petzen zu einem Augensteinfeld angenommen werden.

In der Frage über den Ursprung der Augensteinfelder, mit anderen Worten, ob hier Schotterreste zentralalpiner Flüsse (Götzingen) oder Verwitterungsreste aufgearbeiteter Tertiärschichten zu sehen seien, die einst das noch in der Nähe der Erosionsbasis gelegene Kalkgebiet überdeckten (KIESLINGER, 1, 464; WINKLER, 1, 192, 218; 3, 187 bis 188) scheint nach dem derzeitigen Stande der tektonischen Forschung in den Karawanken (KAHLER und KIESLINGER) letztere Auffassung zuzutreffen. Hinsichtlich der zeitlichen Einordnung besteht zwischen WINKLER und KAHLER noch keine Übereinstimmung. Denn WINKLER (2, 323, 327) kam zu dem Ergebnis, das Korniveau habe mittelmiozänes Alter (Ende des älteren Miozäns), die Aufschüttung der Augensteine aber (1, 205, 210—211), etwa auf den Gesäusebergen, sei älter als die älteste noch erkennbare Landoberfläche und falle ins älteste Miozän (Aquitän) oder noch ins Oberoligozän; die Augensteinlandschaft sei somit die morphogenetische Ausgangsform der jüngeren Raxlandschaft. KAHLER hingegen (6, 120) reihte die nach WINKLER zum Großteil aus der Umschwemmung primärer Tertiärschichten hervorgegangenen Augensteinfelder — vorläufig wenigstens — wegen der faziellen Verknüpfung des marinen Tertiärs mit dem Süßwassertertiär in die helvetische Stufe ein. Darnach wäre die Hebung des Augensteinfeldes zur heutigen Hochfläche der Petzen erst frühestens im Jungmiozän erfolgt. Zu einem ähnlichen Ergebnis kam STINY (4, 11): Die jüngere, von Augensteinen überstreute Landoberfläche der Karawanken „ist entschieden viel jünger als helvetisch; ob sie dem höheren Sarmat oder dem Pannon angehört“, können erst weitere Untersuchungen lehren. Wie immer in Zukunft diese Frage auf breiterer Forschungs-

grundlage gelöst werden möge, jedenfalls gehört die Gipfflur der Petzen der mitteltertiären Landoberfläche an, die sich von den Julischen Alpen zur Koralpe hinüberspannt.

Eine tiefere Verflachungszone gliedert stellenweise die Hänge des Petzenmassivs unterhalb einer Steilstufe, die nach Form und Höhe gut unterscheidbar ist. Auf der West- und Südseite sind Reste dieses nächstjüngeren Niveaus erhalten in dem flachen Ober- teile der Feuersbergerspitze (P. 1690 und 1704), dann am Hang beider- seits der Verbindungslinie Luschaalm—Petzengipfel in 1600—1760 m Höhe, ferner südlich des Knieps in dem schmalen, sich sanft senken- den Hutweiderücken mit P. 1737; weiter östlich bricht der Südhang gegen den Toplagraben in zerrissenen Steilwänden ab. Erst südlich des Kordeschkopfes (SpK und OA) erscheint wieder ein Teilstück auf der Unteren Petzen (P. 1706, 1718, 1662 und 1596). Diesem somit zwischen etwa 1600 und 1700 m nur stellenweise erhaltenen Niveau entsprechen auf der Nordseite an Hohlformen die Böden der vier unvermittelt unter dem Abbruche der Gipfflur beginnenden Kare, an Rückenformen die Verflachungen der sie trennenden Höhen. Beide bewegen sich zwi- schen 1500 und 1800 m. Von den Rückenformen ist besonders die ge- stufte Siebenhüttenalm gut ausgeprägt. Diese Gegensätze in der Ober- flächengestaltung der Nordseite sind anscheinend durch die pultartige Aufwölbung der Petzen und die Nähe der Erosionsbasis des Drau- spiegels bedingt. Auch dieses Niveau findet Vergleiche in den Julischen Alpen und in der Koralpe (Wolscheneckniveau, 1500—1600 m). WINK- LER (2. 322—323) hielt diese Aufwölbung für älter als Obermiozän, vermutlich sei sie am Ende des Mittelmiozäns erfolgt.

Eine nächst tiefere Verflachungszone setzt sich von der breiten Kuppe um P. 1344 südöstlich Tousti vrh ostwärts fort. Ihre Teilstücke sind der gemeinsame Auslauf der kleinen Kolschakare, die Untere Križa, die tieferen Stufen des Grebenkars und die flachen Wel- len der Techma. Sie liegen sämtlich zwischen 1500 und 1300 m.

Ein noch tieferes, in sich wieder abgetrepptes Niveau liegt stückweise am Nordfuße der Petzen in 1000—1200 m Höhe. Zu ihm gehören, im W beginnend, die flachen Höhen Jelen (P. 1039), Tousti vrh (P. 1167), Mušenik (P. 1063, 1168) und die von der tief eingreifen- den Mulde In jamen gegen das Rischbachtal sich stark verbreiternden Flächen (1000 bis über 1100 m). Diese tiefere, jungtertiäre Ver- flachungszone ist mit WINKLERS Vorstufe im Koralpengebiet (Glashütten- und Weitensfeld—Trahütten-Niveau, 1200—900 m) ver- gleichbar. Wegen der tektonisch noch nicht völlig geklärten Vorgänge in den Karawanken seien die formenkundlichen Beobachtungen und Schlüsse hiemit vorläufig abgebrochen.

III. Voreiszeitliche Formen.

Der nachfolgende Versuch bezweckt die Darstellung der Formen, die von der Eiszeit in den Karawanken vorgefunden wurden. Sie sind durch den Gesteinsbestand und den Gebirgsbau bedingt. Dieser ursächliche Zusammenhang erforderte ein Eindringen in Fragen, die heute noch nicht restlos geklärt sind. Daher kann auch in formenkundlicher Hinsicht kein abgeschlossenes Ergebnis, sondern nur ein Augenblicksbild erwartet werden. Infolge der geologischen Eigenart der Karawanken mußte auch die formenkundliche Darstellung andere Wege gehen, als ich sie in der einheitlich gebauten Kette der benachbarten Karnischen Alpen eingeschlagen hatte. Nach der seit Beginn geologischer Forschung erkannten Breitengliederung der Karawanken wurden unterschieden der Grenzkamm, die Zwischenzone und die Nordkette. Hingegen habe ich das drauwärtige Vorland den Untersuchungen über die Eiszeit vorbehalten, da es ganz im Wirkungsbereiche des Draugletschers gelegen ist. Hinsichtlich aller Einzelheiten darf auf die Gruppen 1—26 hingewiesen werden.

A. Grenzkamm.

1. Geologische Grenze zwischen Karnischen Alpen und Karawanken.

Meine formenkundlichen Untersuchungen der Karnischen Hauptkette ergaben eine staffelweise Senkung der Gebirgsachse von W nach O. Sie steigert sich im Bereiche des Gailitzdurchbruches zum Achsenknick. Hiedurch gelangen immer tiefere, jüngere Formen auf den wasserscheidenden Kamm, bis sich im Tor der Gailitz eine breite und tiefe Bresche dem jüngsten System öffnet. Die höchste und älteste Gipfellur A endet am Osternig in 2000 m Höhe mit freiem Luftausstriche. Bereits 7 km östlich davon schließt das nächst tiefere System B als erste Gipfellurstaffel mit dem Göriacher Berg in 1800 m ab. Auf den

beiderseitigen Begleithöhen des Gailitzdurchbruches wird sie von der zweiten Gipffellurstaffel C abgelöst. Sie umfaßt die nur mehr 1500 bis 1550 m erreichenden Berge bis zum Hahnenwipfel westlich des Wurzner Passes (1073 m). Hier und in den Leisten des Gailitztales greift das nächst jüngere System D am tiefsten auf die Südseite des Gebirges hinüber, nachdem es am Bartolosattel (1175 m) und westlich des Ofens (1165 m) sogar den Hauptkamm überschritten hat. Östlich des Wurzner Passes schwingt sich die Gipffellur wieder zu größerer Höhe auf. Meine seinerzeit bis hierher geführte Untersuchung ließ bereits erkennen: Die Kerbe des Tors der Gailitz trennt nur äußerlich die stratigraphische, tektonische und formgeschichtliche Einheit der Karnischen Hauptkette und der sogenannten Westkarawanken. Die nunmehrige Fortführung meiner Arbeit in den Karawanken wird in dieser Hinsicht zunächst trachten, den Geltungsbereich dieser formgeschichtlichen Einheit festzustellen. Die Grundlage hierfür bildet die Gipffellur.

Östlich der tektonischen, das ganze Gebirge querenden Senke des Wurzner Passes ruht die Gipffellur auf dem Steinberg (Steinwipfel oder Kamnat vrh) und seinen strahlenförmigen Ausläufern in 1600 bis 1650 m Höhe. Sie überragt damit unvermittelt ihr aus den gleichen Gesteinen bestehendes Gegenstück Ofen—Hahnenwipfel westlich des Passes um 100 m und gelangt hiedurch mit den breiten Kuppen- und Rückenformen der Silurschiefer in die Almregion. Östlich des bewaldeten Schwarzriegelsattels (1533 m), in dem der Korpitschgraben wurzelt, steigt sie in der nunmehr von S die Wasserscheide überschreitenden Untertrias (Muschelkalk) auf der Vojsca und Blekova als verschmälertes Kamm bis 1750 m an. Die Werfener Schichten äußern sich hiebei in flachen, bis 100 m eingesattelten Almböden. Weiter östlich bildet wieder Muschelkalk den sich verschmälernnden, vorerst nur stellenweise schrofigen Kamm bis etwa 1800 m. Hier verstärkt sich sehr rasch die Steilheit der rissigen Gratformen im Schlerndolomit des Techantinger Mittagkogels (1932 m). Damit hat die Aufschiebung (Hochwipfelbruch nach FRECH und TELLER) der Trias auf den paläozoischen Sockel bereits mit felsbildenden Gesteinen den Grenzkamm überschritten, der anscheinend infolge dieser tektonischen Vorgänge nunmehr nach N ausbiegt. Der variszische Bau der Karnischen Alpen wurde

schon am Schwarzriegelsattel in die Tiefe gedrückt, hier wird er vollends überwältigt. Die Karawankentrias der Koschuta-einheit beherrscht bis auf weiteres unbestritten den Grenzkamm. Bei Verfolgung der karnischen Formen über den Wurzner Paß nach O hinaus entspricht die Gipfflur vom Steinberg bis zu den Hochgebirgsformen am Westabfalle des Techantinger Mittagkogels dem Wiederhochkommen des Systems B oder der ersten Gipfflurstaffel. Sie hatte westlich der tiefen Gailitzdepression mit dem Göriacher Berg, 15 km vom Steinberg entfernt, vorläufig ihr Ende erreicht. Ähnlich wie dort steigt sie auch hier wieder bis gegen 1700 m an. Bei diesem formenkundlichen Vergleich ist jedoch der tektonische Unterschied und damit der verschiedene Werdegang dieser Formen festzuhalten. In den Karnischen Alpen bildet der variszische Bau die Gipfflur, die jüngere Überschiebung der südalpinen Trias erreicht nicht den Hauptkamm. Dieses Verhältnis bleibt auch noch östlich des Wurzner Passes bis zum Schwarzriegelsattel aufrecht. Hier aber wird der variszische Bau zum Sockel hinabgedrückt und die überschiebende Trias formt die Gipfflur. Die Gestaltung ihrer Einzelformen wechselt mit den Gesteinen; am stärksten ändern sich Höhe und Formen aber erst mit dem Hochkommen des felsbildenden Schlerndolomits. Der unscheinbare Schwarzriegelsattel ist somit hinsichtlich Gestein, Bau und Form eine bedeutsame Trennungslinie; an ihm werden die Karnischen Alpen von den Karawanken überwältigt, er ist eine tektonische Grenzmarke, an der ein Gebirge versinkt und ein neues sich auftürmt. Hier erst liegt die tektonische Westgrenze der Karawanken.

2. Gliederung des Grenzkammes der Karawanken.

Meine Beobachtungen im Gelände und Vergleiche mit dem einschlägigen Schrifttum ergaben für die formenkundliche Gliederung des über 100 km langen Hauptkammes der Karawanken folgende, nach ihren höchsten Erhebungen benannte Abschnitte. 1. Techantinger und Großer Mittagkogel—Kahlkogel. 2. Hochstuhl—Vertatscha. 3. Koschuta. 4. Seeberg—Uschowa. Die Abschnittsgrenzen bilden Schwarzriegel-, Maria-Elendsattel, Loiblpaß, Schenkalm und Wistrasattel.

A b s c h n i t t 1.

Techantinger und Großer Mittagkogel — Kahlkogel.

Vom Schwarzriegel- bis zum Maria-Elendsattel.

Die Hochgebirgsgipfelflur der geologisch am Schwarzriegel-sattel beginnenden Karawanken steigt im **Techantinger Mittagkogel** zwar jäh auf 1932 m an, hält sich aber weiterhin über den Mallestiger und den Schwarzkogel auf nur wenig über 1800 m. Südlich des Hauptkammes verbreitert sie sich vorübergehend zu etwa gleicher Höhe durch die Felsgruppe des Sredni und Lepi vrh jenseits des Hludobaches und durch die flache Kuppe Murnouc südlich des Mallestigers. Die Gesteinsbeschaffenheit des Schlerndolomits und der Gebirgsbau bringen die schroffen Nordabstürze mit sich, die in nahezu ununterbrochener Folge den schmalen Hauptkamm begleiten. Sie stehen im wirkungsvollen Gegensatze zu den von S bis auf die Wasserscheide heraufreichenden, nur mäßig steilen Hutweidehängen. Innerhalb der Hochgebirgsformen des Dolomitgebietes reicht die tiefste Schartung östlich des Mallestigers nur bis 1709 m hinab. Vom Schwarzkogel an aber sinkt der nun breitere Wald Rücken ganz allmählich zum **Jepitzasattel** (1438 m) ab. Er ist durch eine SW—NO verlaufende Störung bedingt. Hier grenzt mit scharfer Überschiebungslinie an den Schlerndolomit die hangende tonreiche Schichtgruppe **TELLERS**, die er auch bisweilen Raibler Schichten nannte und nach Fossilfunden den Wengener und Cassianer Schichten gleichstellte. Ihren äußerlich auffallendsten Bestandteil bilden die Hornstein-Plattenkalke, als welche sie auch bezeichnet werden können. Sie reichen in 1 km Breite ostwärts bis zur alten Bertahütte und verleihen dem Sattelgebiete die sanfteren Formen.

Im **Großen Mittagkogel** (2143 m) erreicht die Gipfelflur die höchste Erhebung des ganzen Abschnittes. Denn hier ist eine Deckscholle aus Dachsteinkalk auf die sie fast geschlossen umgebenden Hornstein-Plattenkalke aufgeschoben. Der sehr rasch ansteigende, schmale Hauptgrat verbreitert sich nur im Gipfelaufbau des Großen Mittagkogels und entsendet allseits, auch auf die Südseite, kurze, steile Seitengrate, die zerschründete Fels- und Schuttkare umschließen. Durch die den Sattel der Ferlacher Alm querende Überschiebungslinie (tonreiche Schich-

ten und Muschelkalk, die Worounicalinie TELLERS) wird der Kleine Mittagkogel (1739 m. Schlerndolomit) als Nordpfeiler geringerer Höhe, aber ähnlicher Formen nur oberflächlich abgetrennt.

Im SO endet die Deckscholle des Großen Mittagkogels auf dem Hühnerkogel (Gebno, 1974 m) abermals an einer deutlichen Störungslinie. Mit dem fast 400 m eingesenkten, waldigen Mlincesattel (1581 m) ändern sich Höhe und Formen der Gipfelflur des kräftig nach S einbuchtenden Grenzkammes durch die nun bis zum Maria-Elendsattel die Wasserscheide beherrschenden Hornstein-Plattenkalke. Die breite, nur nach N in dunkel gebänderten Schichtstreifen schroff abbrechende Kuppe des Frauenkogels (1892 m) senkt sich auf Almboden über den Grünen Sattel (P. 1758) zur Flachkuppe des Rosenkogels (1775 m) und von da zum Rosenbachsattel (1586 m). Hier streicht an einer Überschiebungslinie Muschelkalk durch, der steinigen Hutweideboden trägt und auch den nordseitig schrofigen Hahnkogel (Petelin, 1763 m) aufbaut. Nach einer schmalen Schlerndolomitzone greifen die Raibler Schichten über den Eckesattel (1491 m) nach SO hinüber. Sie bilden weiterhin den bogenförmig nach N gewölbten Kamm des Kahlkogels (1836 m) bis knapp östlich des Maria-Elendsattels (1439 m). Der flachen Lagerung der Hornstein-Plattenkalke entsprechen die sanften, bis auf den Kamm begrasten Südhänge und der steile Abfall über die schrofigen Schichtköpfe der Nordseite. Im Südbereiche der Turmalpe gehen sie in die wilden Tobel der tektonisch sehr stark zerrütteten Pakete des nach O auskeilenden Schlerndolomits und besonders des Muschelkalks über. Dieser schneidet am Westfuße der Kotschna (1548 m) die Raibler Schichten an einer durchlaufenden Störungslinie jäh ab und erreicht hiemit den Hauptkamm. Durch den Unterschied in den gipfelbildenden Gesteinen und Formen ergibt sich hier eine Grenze gegen den folgenden Abschnitt Hochstuhl—Vertatscha.

Ein Rückblick auf die bisherige Gestaltung der Gipfelflur zeigt zunächst den kurzen Wiederaufschwung der ersten karnischen Staffel auf 1600 m, dann deren Unterjochung durch den Vormarsch der Karawankentrias. In deren Bereiche schließen an die massige Aufwölbung des Mittagkogels (Dachsteinkalk — Hauptdolomit) in 2000 bis 2100 m Höhe beiderseits unruhig

bewegte, langgestreckte Fluren (Schlerndolomit, Raibler Schichten) in durchschnittlich 1800 m Höhe an. Sie sinken im W am Schwarzriegelsattel auf rund 1530 m ab, im O liegen sie am Maria-Elendsattel noch um 100 m tiefer. Das Ausmaß des Schuppenbaues entscheidet jeweilig die Höhe, das Gestein die Gestalt des Grenzkammes. Sie ist im Bereiche des Schlerndolomits und des Dachsteinkalkes fast durchwegs gratförmig, während die Hornstein führenden Raibler Schichten breite Rückenformen mit sich bringen.

Schichtbestand und Bauformen sind auch maßgebend für die kennzeichnenden Formen des Hanggebietes und der Fußregion des Nordabfalles. Die paläozoischen Gesteine der Karnischen Alpen sind als Gipfelbildner schon im näheren Bereiche des Wurzner Passes in südfallenden Schuppenpaketen nordwärts übereinander geschoben, noch mehr weiter östlich infolge der Überwältigung durch die flach gelagerte Karawankentrias. Die harten obersilurischen und devonischen Kalkrippen treten bei solcher Bauart als steilwandige Stufenfolgen neben- und übereinander hervor, während benachbart die leichter verwitternden untersilurischen Schiefer und Sandsteine zu gerundeten Oberteilen oder flachen Terrassen abgetragen und von Wildwassergerinnen tief durchfurcht werden. Stufen und Terrassen sind in diesem Raume vor allem durch Gestein und Bau bedingt. Erst in zweiter Linie wird man bei ihrer Bildung an Haltepunkte aufsteigender Krustenbewegungen denken dürfen; besonders dann, wenn man sich wie hier im Grenzbereich einer großen Überschiebung sieht. Solche Terrassen in 1000 bis 900 m Höhe, die nicht nur Raum für Siedlung, sondern dank der Bedeckung durch Glazialschutt auch günstigen Boden für Kulturen gewährten, sind die von Krainberg, Platzer, Trabina, Oitz, Arneuc, Hubach, Truppe, Kopainig, Illitsch, Zwanzger, Trattinig, Wukounig und Outschna. Der enge Spielraum in der Höhenlage von rund nur 100 m ist anscheinend darauf zurückzuführen, daß sich die Grenzlinien der Terrassen, die W—O streichenden Kalkzüge, vorwiegend in diesen Grenzen bewegen. Das schließt aber gewiß nicht ein Mitwirken von Krustenbewegungen aus. Zutreffendenfalls gehören dann diese Terrassen dem aus den Karnischen Alpen bis auf den Wurzner Paß (1073 m) verfolgten tiefsten System D an.

Eine weitere formenkundlich hervorzuhebende Erscheinung dieses Abschnittes sind — ganz ähnlich wie im Vorlande der Petzen — die Schuppen oder Klippen im Raume Kanzianiberg—Alt-Finkenstein—Samonig. Sie liegen als schmale tektonische Schubsplitter in und nördlich der flachen, durch Schutt trogförmigen Senke am Hangfuß und bestehen aus steilgestellten, teils klotzigen, teils grätenförmigen Schuppen der überschiebenden Trias, des überwältigten Paläozoikums und des vorgelagerten Tertiärs. Die am stärksten hervortretende Klippe des Kanzianiberges ist anscheinend in ursächlichem Zusammenhange mit der Auf- und Vorwölbung des Mallestigers bei der Gebirgsbewegung am weitesten nach N vorangeeilt. Sie grenzt an die über Mallestig—Müllnern in auffallend nach NW streichenden Parallelrücken der Tertiärhöhen Haubitze und Goritschitza. Dieses Herausschwenken aus der allgemeinen Streichrichtung führte mittlerweile HERITSCH auf den Verlauf der Störungslinien zurück, die aus dem Raume jenseits der Gail und Drau in das Karawankenvorland eintreten.

Der im W noch geschlossene variszische Sockel endet durch das kräftige Nordwärtsdrängen der Karawankentrias schon am Worounzgraben. Weiterhin, bis zum Kl. Suchagraben, tritt er nur mehr stellenweise in schmalen Streifen an dem von tertiären und jüngeren Ablagerungen ummantelten Gebirgsfuße hervor. So zeigt die untere Felsstufe der Grauenwand die kennzeichnenden Formen des obersilurischen Bänderkalkes, die obere Felsstufe hingegen sehr deutlich die Überschiebung durch den Schlerndolomit der Gratschützen. Dieser Längsrücken bildet mit dem Kapellenberg, vorerst nur nach den Formen beurteilt, den noch lückenhaften Beginn des übrigens auch weiter im O stets zerstückelten Nordkette der Karawanken. Nach Gestein und Bau aber gehören beide Rücken noch der am Kapellenberg mit Tertiär eigenartig verschuppten Hauptkette der Karawanken an. Hingegen bilden im weiteren Vorfelde die Tafelberge nordöstlich des alten Faaker Seetales und ihre ganz nahe an die Karawanken herantretende Fortsetzung östlich der in Kristallin eingeschnittenen Enge von Winkel bis zum Rosenbachtal bei St. Jakob nach Gestein, Bau und Form einen Höhenzug, der mit den Karawanken in keinem sichtbaren Zusammenhange zu stehen scheint. Deren Vormarsch und die

Scharung großer, von NW eintretender Bruchlinien dürften beim Untersinken dieser fremdartigen Höhen zusammengewirkt haben.

Abschnitt 2.

Hochstuhl—Vertatscha.

Vom Maria-Elendsattel bis zum Loiblpaß.

Im Bereiche der Kotschna und des Kotschnasattels greifen die felsigen Abbrüche zweier Furchen gemeinsam bis auf den Grenzkamm zurück: von N jene des durch seine Verheerungen berüchtigten Hasengrabens, von NO jene des in seinem eigenen Schutt erstickten Kl. Suchgrabens. Beide folgen anscheinend jungen Störungslinien. An dem derart von der rückschreitenden Erosion scharf bedrohten *Kotschnasattel* (1560 m) ändert sich mit dem Gesteinswechsel von Muschelkalk zum Dachsteinkalk unvermittelt abermals Gestalt und Höhe der Gipfflur. Südlich einer querdurchziehenden Felswand erhebt sich die dreieckige Almhochfläche *Korenšica* sofort auf 1700—1800 m. Kleinkuppen und Flachwellen mit eingesenkten Dolinen kennzeichnen zunächst die Formen. Den Scheitel krönt die schrofige *Bärentaler Kotschna*. Deren Höhe von 1940 m wurde zuletzt etwa vom Hühnerkogel erreicht, dem Ostausläufer des Großen Mittagkogels. Dem Gebirgsbau entsprechend, steigt die Hochfläche von SW allmählich zur *Bärentaler Kotschna* an. Jenseits des Scheitels senkt sie sich im überschiebenden Schlern-dolomit nach NO stufenförmig zu einer ausgedehnten Hochflur auf 1600 m. Sie wird von der Spitzkuppe des Grintovec (1652 m) abgeschlossen. Gegen das *Bärental* im O aber bricht sie so gleich ab.

Wie der *Kotschnasattel* ist auch der im Grenzkamme folgende *Bärensattel* (1696 m) durch einen Schichtenwechsel bedingt. Denn von O greift eine schmale Zunge von Muschelkalk und Porphyr herauf. Anschließend daran aber wird die Gipfflur des Hauptkammes ohne Unterbrechung bis kurz westlich des *Loiblpasses* wieder von Dachsteinkalk gebildet. Nach Gestein und Bau ergibt sich hierbei manche Gleichartigkeit der Formen. Ein kurzer Abstieg bringt die Gipfflur wieder auf die Höhe der *Bärentaler Kotschna*, dann steigt sie langsam bis zum stumpfen Gipfel des *Wainasch* (2102 m), sinkt in der *Bevšica*

auf 2024 m ab und erhebt sich nun rasch im **Hochstuhl** auf 2238 m zur größten Höhe der ganzen Karawanken. Die beiden unbedeutenden Scharten dieser Kammstrecke liegen sehr hoch, auf rund 1960 m. Durch die Art des Gebirgsbaues stehen die Formen der S- und N-Seite in einem immer wiederkehrenden Gegensatz: dort steigen die Hutweide-, Schutt- und Latschenhänge auf den Schichtplatten mehr oder weniger sanft an, aber jenseits der gangbaren Firstlinie folgen die unvermittelten Wandabstürze über die Schichtköpfe in die durch kurze Schroffengrate getrennten Schuttkare. Die größten von ihnen sind die **Schneider Kotschna** und die **Stou jama**. Einzelheiten enthält Gruppe 11.

Vom Hochstuhl an verzweigt sich die bisher in einem einzigen nach S ausgebogenen Grat geformte Gipfelflur in drei Äste: in den über **Vertatscha—Zelenica** zum **Loiblpaß** leitenden Hauptgrat; dann in die nördlichen, klotzigen Vorlagen des **Koziak** (Schafberg) im W und der **Riauca** im O des Bodentales; endlich in den Südgrat **Begunjšica**, der sich jenseits des **St. Annatales** in der **Koschuta** fortsetzt.

Der **Hauptgrat** sinkt vom Hochstuhl über die zackige **Klagenfurter Spitze** (2103 m) zu der von drei Sätteln begrenzten Felspyramide der **Bjelšica** (1960 m) ab und steigt in der nach Gestein, Bau und Form dem Hochstuhlzuge gleichenden **Vertatscha** (**Deutscher Berg**) wieder auf 2178 m an. Die schmale Einsenkung der **Pauscharte** (neueste SpK. 1912 m) östlich der **Vertatscha** liegt nur etwa 100 m unter dem Hauptgrat, der sich in dem unmittelbar benachbarten Gipfel der **Zelenica** (2027 m) unter voller Wahrung des bisherigen Hochgebirgscharakters, aber allmählich in **Zacken** absinkend, fortsetzt. Östlich des **Pakliésattels** (neueste SpK. nahe an 1700 m, nördlich des **Zelenicasattels**) geht er mit dem Auftauchen der **Untertrias** in einen breiten **Waldrücken** über, an dessen beiden Steilflanken die Schichtköpfe der tektonischen Mulde in **Schrofen** sichtbar sind. Der einst von einem Straßentunnel durchbohrte, später durch Menschenhand erniedrigte **Loiblpaß** (1366 m) bezeichnet den tiefsten Punkt der eingewalmten Gebirgsachse, die sich ostwärts wieder emporhebt.

Von der **Bjelšica** durch den tief eingesenkten **Matschacher Sattel** (1712 m) getrennt, schließt sich im N der durch seine Aus-

läufer gabelförmige Vorbau des *Koziak* an (2016 m). Der flach gelagerte Dachsteinkalk seines Gipfelbereiches hebt sich zumeist scharf aus dem von einigen Porphyraufbrüchen und Spuren von Raibler Schichten durchsetzten Muschelkalksockel heraus. Südseitig reichen die steilen Schafweiden bis auf den breiten Kamm und die fast ebene Gipfelkuppe. Hier aber bricht die Gebirgsoberfläche unvermittelt in Wandfluchten nach N ab. Die tiefer gelegenen Verebnungen beider Flanken ziehen als lückenhafte Restformen alter Böden des Barentales und des Strugarcagrabens in gleicher Weise über Sockel- und Gipfelgesteine hinweg (Gruppe 11). Mit der Annäherung an die Zone der Werfener Schichten gelangen die Mittelgebirgsformen vollends zur Geltung.

Östlich des Bodentales ist der abgeplattete Dolomitgipfel der *Ri u a c a* (1789 m) als Vorbau der Zelenica ein bescheidenes Gegenstück des *Koziak*. Der Formenwechsel zum Mittelgebirge vollzieht sich hier an der Heiligen Wand.

Die *S ü d k e t t e* der Gipfelflur spaltet sich am Verbindungsrücken zwischen Hoch- und Kleinstuhl (2147 m) ab. Sie ist zunächst durch einige Schuttkare und die Ursprungsgräben des Zelenicabaches in mehrere Einzelgipfel zerschnitten. In der *B e g u n j š i c a* (2063 m) nimmt sie wieder die gestreckte, wenig bewegte Gratform an. Gestein, Bau und Form des Gipfelbereiches gleichen dem Hochstuhlgebiet, an Höhe und Geschlossenheit wird die Zelenicakette sogar übertroffen. Diese ist durch einen großen Längsbruch vom Südstrang abgetrennt. Die N—S verlaufende Loiblstörung schneidet gewaltsam das geologisch einheitliche, sehr kräftig entwickelte Rückgrat *Begunjsica-Koschuta* in zwei Teile, die an der Bruchlinie auf 1500—1600 m absinken.

Eine *R ü c k s c h a u* ergibt: Wie vorhin der Mittagkogel bildet in diesem Abschnitte der Hochstuhl den in der Mitte gelegenen Scheitel der bogenförmig gewölbten Gipfelflur; dem dortigen Vorprellen des Grenzkammes nach N steht hier das Einbuchten nach S gegenüber. Die Gratform herrscht weitaus vor, nur stellenweise ist sie von hochflächenartigen Oberteilen abgelöst und auch südseitig von ihnen begleitet. Gegen O nehmen die Abzweigungen vom Hauptgrat zu. Die sanfte Einmündung

der Gebirgsachse am Loibl wird in dem mauerartig aufstrebenden Südstrange zum tiefgreifenden Querbruch. Dementsprechend haben sich hier schroffe Formen entwickelt.

Abschnitt 3.

Koschuta.

Vom Loiblpaß bis zur Schenkalm.

Östlich des Loiblpasses steigt der Nordstrang zuerst über die brüchigen Werfener Schichten, dann über Muschelkalk zum Schlerndolomit der gratförmigen *B a b a a n* (1966 m), deren Abbrüche besonders nordseitig sehr steil sind. Jenseits des Sattels P. 1731 (Porphyraufbrüche) entsendet sie noch zwei kurze Felsäste (1700—1800 m) gegen das obere Ribnicatal. Die Längsstörung des St. Annatales verläuft über den Hainschsattel nach NO. Er stellt die Verbindung zum Veliki vrh (2088 m) her, dem Westpfiler der *K o s c h u t a*. Westwärts sinkt der Zackengrat rasch auf 1500 m ab, östlich des Veliki vrh jedoch hält sich die Firstlinie auf 10 km Entfernung dauernd in 2000—2100 m Höhe; der Koschutnikturm erreicht sogar 2136 m. Die einzige Schartung Skarbina liegt auf 1867 m, wie so häufig unmittelbar benachbart dem Hainschturm (2094 m), der alle Gipfel der Westkoschuta überragt. Mit Recht ist die Koschuta *K ä r n t e n s G r e n z m a u e r* genannt worden; denn mauerähnlich sind die Nordabstürze des Dachsteinkalkes ins Innere des Landes, während im S über dem Wald die Almen bis auf den nordwärts schroff abbrechenden Grat hinaufreichen.

Die Hochgebirgsformen der Koschuta enden bereits in der Linie Pišincasattel (1389 m), Lärchriegel- (1440 m) und Menigsattel (1482 m), wo weniger widerstandsfähige Gesteine durchstreichen. Die von hier nach N abzweigenden Mittelgebirgsrücken begrenzen wie Querwälle die geräumigen Talschlüsse Huda jama, Merzli vovk und den oberen Freibachgraben, den ein Felsausläufer des Koschutnikturmes (2136 m) einengt. Diese höchste Erhebung der ganzen Koschuta liegt nur 1,5 km vom Ostpfiler der geschlossenen Grenzmauer entfernt. Sie spaltet sich hier gabelförmig an einer massigen Felspyramide, die bezeichnenderweise *Tovsta Koschuta*, „Die Dicke“, genannt ist, und sinkt dann sehr bald auf 1700 m ab. Die beiden Äste um-

schließen den wilden Felskessel Mela (Gruppe 22). Der unvermittelt rasch abbrechende Südast endet schon bei der Schenkalm, dem Grenzsaume des paläozoischen Seeberggebietes. Der Nordast schwingt sich jenseits des Potoksattels im Schlerndolomit nochmals zu den Felsköpfen des Kališnik- und Režovnikturmes auf, die in zerrissenen Steilhängen nach S zum Potok abfallen. An der Trögernklamm endet vorläufig der Hochgebirgscharakter, jedoch nicht der südalpine Triaszug. Sein weiterer Verlauf gehört bereits dem nächsten Abschnitt des Grenzkammes an.

Das kennzeichnende Merkmal der Gipfflur des Koschutaabschnittes ist somit eine nur geringen Schwankungen unterworfenen Gratlinie von fast 2100 m Höhe und 15 km Länge. Diese natürliche Grenzmauer öffnet sich an ihren beiden Enden gabelförmig und sinkt hierbei sehr rasch zu den Nachbarbereichen ab.

A b s c h n i t t 4.

Seeberg—Uschowa.

Von der Schenkalm bis zum Wistrasattel.

Im Abschnitt Seeberg—Uschowa gehört die Gipfflur der wasserscheidenden Grenzhöhen nicht mehr wie bisher durchwegs den Karawanken an, sondern liegt in ihrem Mittelteil auf den Steiner Alpen. Sie unterscheiden sich nach Gestein, Bau und Form wesentlich von den Ostkarawanken. Hiedurch ergibt sich in diesem Bereich eine Dreigliederung des Grenzkammes, wobei aber die beiden Flügel untereinander weitgehende Ähnlichkeit zeigen und sich scharf gegen die Steiner Alpen abheben. Deren geologische Nordgrenze verläuft quer über die Begleithöhen der Vellacher Kotschna, und zwar über den Nordabhang des Malinček im W und den Sattel südlich der Paulitschwand im O.

Den Westteil dieses Abschnittes bildet die paläozoische Aufbruchzone des Seeberggebietes. Bei der Darstellung der Gruppen 22, 23 und 24 wurden ihre Eigenheiten nach Höhe, Bau und Form bereits hervorgehoben. Das Seeberggebiet nimmt zwischen den nur lose verbundenen Hochgebirgspfählen Tovsta Koschuta und Uschowa im N sowie den bis zur Überwältigung

der Karawanken vordringenden Steiner Alpen im S nach jeder Hinsicht eine Sonderstellung ein. Inmitten jüngerer Kalkgebirge erscheint es als Rest einer einheitlichen, alten *Landoberfläche*, über die nur mehrere paläozoische Kalkklötze in 1700 m Höhe und kleinere Klippen als belebende Blickpunkte emporragen. Die ehemalige Haupttiefenlinie dieses abgetragenen Reliefs ist bruchstückweise in der entlang des Vellachtales nordwärts von mir verfolgten *Seebergterrasse* erhalten. Sie bildet die örtliche Erosionsbasis der anderen Talungen.

In der Umrandung des Felskessels der Vellacher Kotschna schneidet die Triasüberschiebung der Steiner Alpen als fremdes, jedoch landschaftlich um so wirkungsvolleres Formelement mit Hochgebirgscharakter das paläozoische Seeberggebiet ab. Die Gipfflur des Grenzkammes senkt sich daher von der Skuta und Rinka nach N über Baba und Merzla gora rasch von 2500 auf 1750 m. Hier geht sie unter Einschaltung permischer Schichten allmählich in die Formen des Devons und Karbons über, die trotz der burgartig da und dort über das Wald- und Almgelände aufragenden Kalkklippen doch weit ruhiger wirken.

Erst im Nordbereiche des Seebergabschnittes kommt die Koschutatrias wieder formändernd zur Geltung. Sie tritt auch noch östlich der Trögernschlucht gipfelbildend auf. Denn ihr Kalk und Dolomit formt die breite Erhebung des Struglov vrh (1368 m) und östlich des Obojnikdurchbruches die Dachsteinkalkkuppe des Cimpaser (1547 m); aber jenseits des Vellachtales reicht sie vorerst nur mehr zu Abhangrücken des Mittelgebirges hin. Erst östlich der Felsentore bei St. Margarethen überragt der Dachsteinkalk in der jäh aus der fast geschlossenen Begrenzung durch Fremdgesteine aufstrebenden *Uschowa* (1929 m) sein Umland wieder um rund 500 m. Die Rückenlinie dieses letzten Hochgipfels der Karawankenhauptkette ist zumeist hochflächenartig verbreitert; besonders östlich des Scheitels dehnt sich eine Hutweidefläche in durchschnittlich 1850 m Höhe aus. Damit endet die Trias der Koschuta an der großen Überschiebungslinie, die südlich St. Margarethen über *Uschawasattel*, *Schwarzenbach*, dann nördlich des *Wistrasattels* und nächst der *Uschowahöhle* verläuft.

3. Zusammenfassung.

Ein Rückblick auf die Gestaltung der Gipfflur des langgestreckten Grenzkammes vom Wurzner Paß bis auf die Uschowa läßt zusammenfassend noch einmal erkennen: Nach Unterjochung der wiederaufstrebenden karnischen Gesteine baut die Karawankentrias vom Schwarzriegelsattel bis zum Ostende der Koschuta den Grenzkamm auf. Er gliedert sich hiebei in drei Abschnitte. Die durchschnittlich auf 1400—1500 m eingesenkten Abschnittsgrenzen Schwarzriegel-, Maria-Elendsattel, Loiblpaß und Schenkalm sind tektonisch, stratigraphisch und formenkundlich begründet. Mittagkogel und Hochstuhl bilden die beiden 2100 und 2200 m hoch gelegenen Scheitel einer zweimaligen, verhältnismäßig flachen Aufwölbung der Gipfflur. Deren Form ist fast durchwegs ein geschlossener Grat, nur im Hochstuhlabschnitt verzweigt er sich. In der östlich anschließenden Koschutamauer hält sich die Gipfflur auf durchschnittlich 2000 m Höhe und bricht an ihren beiden gabelförmig gestalteten Enden rasch ab.

Im vierten und letzten Abschnitte des Grenzkammes ist die Zerstückelung der Gipfflur in drei nach Gestein, Bau und Form stark verschiedene Gebiete kennzeichnend. Hiedurch unterscheiden sich die paläozoische, abgetragene Landoberfläche der Seebergzone, der in sie hineinragende Anteil der Steiner Alpen und endlich die Uschowa, das Ostkap der Koschutatrias. Daher ändern sich in diesem Abschnitt auch dreimal Höhe und Form der Gipfflur. Sie ruht punktweise auf den devonischen Kalkklötzen des Trögergebietes in 1600 bis 1700 m Höhe, steigt südwärts beiderseits der Vellacher Kotschna als zerrissener Hochgebirgsgrat der Steiner Alpen jäh bis auf 2500 m an und erscheint in der Uschowa als breiter, ganz freistehender Flachrücken in 1850—1930 m Höhe.

Im ganzen Verlaufe des Grenzkammes stehen die Gipfflur nach Höhe und Form sowie die jeweilige Gestaltung des Nordabfalles der Karawankenhauptkette in engster Wechselbeziehung zu der Beschaffenheit der Bausteine und zu dem Gebirgsbau.

B. Zwischenzone.

Gliederung.

Die Nordkette der Karawanken ist in ihrer ganzen Längs-erstreckung vom Grenzkamm durch eine ostwärts an Geschlossenheit und Breite zunehmende Zwischenzone getrennt. Sie hebt sich durch viel geringere Höhe und sanfte Formen von den sie begleitenden Ketten ab. Durch Gesteinsbeschaffenheit und Bau ergeben sich hiebei für die Formen der Zwischenzone einzelne Abschnitte. Loibltal, Schaidasattel, Vellachtal und Petzen zeichnen ihre Grenzzenen.

1. Westlich des Loibltales.

Schon westlich des Kl. Suchagrabens, im Bereiche der weit nach N vordringenden Mittagskogelüberschiebung, lassen sich Bruchstücke einer Tiefenlinie innerhalb des Stockwerkbaues der Karawanken unterscheiden. Sie haben verschiedene Entstehung und Form. Zwischen dem Grenzkamm und der Klippenzone von St. Kanzian—Alt-Finkenstein—Samonig liegt die trogförmige, W—O verlaufende Senke, die beim Abschnitt 1 des Grenzkaumes bereits gekennzeichnet wurde. Weiter östlich gehört der langgestreckte Rücken der Gratschützen (Gračenica) zwar nach Bau und Gestein zum Kl. Mittagskogel, doch trennt ihn als Vorkette jene breite Senke ab, die von Kopein über den Sattel der Roßalm in den Gratschützengraben leitet.

Anders wieder ist die Lage am Kapellenberg, der sich gleichfalls als Vorkette abhebt. Hier streicht innerhalb der südalpinen Triasschuppen (Muschelkalk) eine große Überschiebungslinie durch. Es ist der sogenannte Hochwipfelbruch, der schon zwischen dem Gr. und dem Kl. Mittagskofel in das Innere des Gebirges eintritt. An dieser tektonischen Störungslinie ersten Ranges kommen im Sattel südlich des Kapellenberges die karbonen Graphite des karnischen Sockels zum Vorschein. Sie liegen im Zuge der Silurschiefer des Radischgrabens und der Auernigschichten des Muschenik. Von hier verläuft die Überschiebungslinie durch den Kl. Suchagraben auf den Gipssattel (1466 m) zwischen dem Matschacher Gupf und der Bärenentaler Kotschna, wo man beim Abbau untertags überraschend auf Oberkarbon im Liegenden der Werfener Schichten stieß. Erst

am Gipssattel beginnt die formenkundliche Trennung des Grenzkammes von der Nordkette deutlicher zu werden. Hierbei gehört jedoch, was schon hier hervorgehoben sei, mindestens die gipfelbildende Trias des Matschacher Gupfs noch zu der des Grenzkammes, nicht zur nordalpinen Fazies der Nordkette. Nach der äußeren Form und Lage ist aber bereits der Matschacher Gupf wie dann weiter östlich der Sinacher Gupf und der Singerberg ein Glied der Nordkette. Die jeweiligen Gesteine der Zwischenzone bestimmen deren sanfte Formen. In einem schmalen, aber nicht durchwegs geschlossenen Längsstreifen sind nun karbone Schiefer, Sandsteine, Konglomerate und Fusulinenkalke festzustellen. Diese Zone verläuft vom Gipssattel über den Südrand der Poautzmulde ins Bärental hinab, dann über die Abhänge in den Strugarcagraben, von hier über den Brandsattel ins Bodental und über den Warantrücken ins Loiblital. Nördlich dieses durchlaufenden Streifens queren ferner silurische Schiefer, Sandsteine und Kalke vom Bärental in den unteren Strugarcagraben. Sie verschwinden vorläufig südlich des Krischnigsattels (1083 m), der bereits im Hauptdolomit liegt. Ähnliche Mittelgebirgsformen treten durch die Tertiärbedeckung in der Umgebung von Strugarjach auf.

Im Raume Poautzmulde—Loiblital bilden somit die paläozoischen Gesteine der Zwischenzone einen W—O gestreckten, langen Streifen geringerer Höhe und sanfter Formen in 1—2 km Breite. Er ist bisher, wie erwähnt, nicht geschlossen, sondern durch die Überschiebungen der Hochstuhlgruppe zerstückelt. Immerhin sind bereits im Abschnitte westlich des Loibltales die bezeichnenden Formen dieser Gesteinsgruppe erkennbar: flach geböschte, stärker abgetragene Oberteile, zu Rutschen neigende Hänge und tief eingerissene, schuttreiche Tiefenlinien. Durch diese Formen hebt sich die Zwischenzone schon hier auch landschaftlich von der sie im S und N begrenzenden Trias ab.

2. Loiblital—Schaidasattel.

Vom Loiblital an ist der Zug paläozoischer Gesteine geschlossen über Zell—Eisenkappel bis zur Petzen zu verfolgen. Zu ihnen treten von der Wurzel des Ebriachtales an jüngere Eruptivgesteine und deren Hüllschiefer, die noch weiter ostwärts reichen. In dieser von E. SUSS kurz als Tonalitlinie

bezeichneten Zone liegt die nun durchlaufende Längssenke. Sie trennt in zunehmender Breite den Grenzkamm von der Nordkette ab und wird damit zu einer überaus kennzeichnenden Leitlinie für den Bau der Ostkarawanken. Im Verlaufe des Streichens ändert sich zwar die Gesteinsgesellschaft und mit ihr in mancher Hinsicht auch die Form der Oberfläche, immer aber tritt die Zwischenzone nach Höhe und Gestaltung in formenkundlichen Gegensatz zu ihren triadischen Begleithöhen.

Östlich des Loibltales erscheint auf den Südhängen des Eselgrabens außer dem bisherigen Karbon und Perm der vermutlich unterkarbone Grünschiefer als westlichster Ausläufer seines von Zell an geschlossenen Vorkommens. Am Eselsattel (1175 m) erreicht der altpaläozoische Schichtenzug eine Breite von höchstens 150 m. Es drängen sich hier nach TELLER der Hochwipfel- und der Gailbruch in eine einzige, ganz schmale Zone zusammen. Erst allmählich tritt dieses Störungsbündel wieder auseinander und bestimmt hiedurch die ostwärts langsam wachsende Breite der paläozoischen Zwischenzone. Im Längstale der Ribnica beschränkt sie sich vornehmlich auf die Abhänge der südlichen Höhen, die vom Maiergraben schluchtartig zerschnitten sind. Hingegen greift sie muldenförmig weit in den Hainschgraben hinein und bildet hier die Unterlage alter, mit Glazialschutt bedeckter Talbodenreste, die ins Waidischtal auslaufen. Ähnlich werden die oberseits flachwelligen Höhen um Ravnik (930 m) durch die glazial ausgekleideten Quelläste des Waidischtales von dem zweiten Stück des Längstalguges abgetrennt, dem heutigen Talrumpfe von Zell. An dessen erster Bildung scheinen alte Querbrüche der Furchen beteiligt zu sein, die nach S bis an die Koschuta zurückreichen, ferner gebirgsbildende Vorgänge in der Nordkette: Wasserwirkung, denn das Verbauen durch die Koschutagletscher und endlich die nacheiszeitliche Schutzzufuhr ergänzten die Talformen zu dem heutigen Bilde. Von Zell an tritt der Grünschiefer mit seinen Gabbros, Diabasen und deren Tuffen zusammenhängend, oberflächenformend in langem Zuge auf, der erst südlich der Petzen endet. Er bildet im Zelltal die stetigen Abhänge der südseitigen Höhen, während die Karbon-, Perm- und Triasschichten auf dem höheren Hang und auf den Oberteilen durchziehen. TELLER sah in ihnen Reste der ursprüng-

lichen Sedimentbedeckung des Grünschiefers. Der Zellerbach durchbricht ihn nur auf kurzer Strecke westlich von Terkl, während der breite Querschnitt des oberen Freibachtales nicht erst durch den Gletscher seine Weite erhielt, sondern auf eine schon ursprünglich geräumige Talanlage zurückgeht.

3. Schaidasattel—Vellachtal.

Am Schaidasattel (1069 m) nähert sich die Trias der Koschuta und des Obirzuges auf nicht einmal 2 km. Die flachwelligen Abtragsformen im Grünschiefer der Westabdachung des Sattels versteilen sich im Quellgebiete des Ebriachtales. Mit ihm beginnt die dritte Längsfurche im Verlaufe der Zwischenzone. Gleichzeitig erweitert sich der Gesteinsbestand durch Hinzutritt von Granit, Tonalit und Hüllschiefern zu der kristallinen Aufbruchzone von Eisenkappel. Der Grünschiefer nimmt die ganze Nordseite des Ebriachtales ein, über der sich steil der Obirzug aufbaut. Von Sauerbrunn bis Eisenkappel erstreckt sich ein schmaler Streifen auch auf der Südseite des Tales. Der Granitzug dringt erstmalig am Ostabhange des Schaidasattels empor; er enthält die enge Talrinne bis Sauerbrunn und streicht dann auf den südlichen Begleithängen ostwärts weiter. Hier bilden wieder Streifen von Perm, Karbon und vom Hof Cimpaser an kristalline Schiefer die randliche Begrenzung der Zwischenzone. Die junge Ebriachfurche ist östlich Sauerbrunn tief in den Grünschiefer eingeschnitten und besonders westlich des Wirtshauses Baracke als Klamm entwickelt. Die begrünten, siedlungsreichen Flachformen im Bereiche des Ebriachtales liegen größtenteils im Grünschiefer, greifen aber auch noch ohne wesentliche Änderung auf den südlich benachbarten Granit hinüber und heben sich landschaftlich scharf ab von der sie umsäumenden Trias des Obirzuges und der Koschuta. Die Abstufung dieses alten, breiten Talbodens habe ich als Ebriachterrasse zusammengefaßt (Gruppe 22). Sie tritt bei Eisenkappel in Verbindung mit der Seebergterrasse.

4. Vellachtal—Petzen.

Dann durchschneidet das Vellachtal, einer Querstörung folgend, sämtliche Gesteinszüge in S—N-Richtung. Hierbei wechseln innerhalb der Zwischenzone die Talformen kaum merklich; um

so stärker aber ist der Gegensatz zu den schuttreichen, zerklüfteten Talstrecken in den triadischen Nachbarzonen, vor allem in der Trobeklamm.

Östlich der Vellach bis zur wasserscheidenden Grenze folgt die Gliederung des Talnetzes mit geringen Abweichungen dem aus der Karte des näheren ersichtlichen Gesteinsverlaufe. Jedes dieser drei Talgebiete hat seine formenkundlichen Merkmale.

Schon nahe der Mündung des Remschenigggrabens erscheint an der Grenze von Glimmerschiefer und Dolomit eine vorerst noch vereinzelt Tonalitlinse. Das aus dem permokarbonen Rutschgebiete von Tomaschitz kommende Nebental durchbricht sie nach Durchquerung der Kupitzklamm. Erst bei St. Margarethen verbreitert sich der infolge der Überschiebung durch den Ausläufer der Koschuta anfänglich noch schmale Streifen des Tonalits sehr rasch und wird hier selbst formbildend. In ihn ist die Talfurche tief, stellenweise schluchtartig eingeschnitten. Gleich südlich von ihr aber liegt die unvermittelt steil aufstrebende Uschowatrias. In diesem Querschnitt erreicht die von Intrusivgesteinen durchsetzte Zwischenzone ihre größte N—S-Breite von fast 5 km. Die jungen Aufschüttungen des Uschawasattels (1366 m) leiten dann, wie zuletzt am Schaidasattel, in ein neues Talgebiet hinüber, in das schon auf jugoslawischem Gebiet gelegene Mießtal.

Für die Begleithöhen des Leppengrabens sind die breit gerundeten, im Granit und im Grünschiefer allmählich bis auf 1550 m ansteigenden Rücken kennzeichnend. Sie stehen nach Höhe und Form wieder wie im Ebriachtal in wirkungsvollem Gegensatze zur Trias der Uschowa und des Oistra—Topica-Petzenzuges. Auf den Hängen ist die Schuttführung des Grünschiefers bedeutend größer als die des Granits. Die Talformen sind in beiden Gesteinen weit mehr ausgereift als in der benachbarten Trias. Im O enden diese ausgeglichenen, von Wald, Almen, Feldern und zahlreichen Höfen bestandenen Altfluren ohne Übergang an der Trias des Petzenstockes.

Für den Lobniggraben endlich sind vor allem die Tertiärvorkommen der Prevernig- und Topitschnigmulde hervorzuheben. Sie gelangen bei der Nordkette noch kurz zur Besprechung.

In allen drei Talgebieten lassen sich ferner Reste der allmählichen **Tieferlegung des Talbodens** verfolgen. Die höhere Stufe steht mit der **Seeberg**, die tiefere mit der **Eisenkappler Terrasse** in entwicklungsgeschichtlichem Zusammenhange (Gruppe 24).

5. Überblick.

Die **Zwischenzone** durchzieht die **Karawanken** in ihrer ganzen Längserstreckung und ist durch den Gebirgsbau begründet. Insbesondere im Gebiet östlich **Eisenkappel** wird es deutlich, daß in der **Zwischenzone** formenkundlich eine alte, abgetragene **Landoberfläche** zu sehen ist. Sie trennt die **Nordkette** von den **Ostausläufern des Koschutazuges**. Dieser überschiebt sie von **S her** am Nordfuße der **Uschowa**, da die **Trias** der **Koschuta** selbst wieder samt der paläozoischen **Schuppenzone** des **Seeberggebietes** durch den **Vormarsch** der **Steiner Alpen** nordwärts gedrängt wurde.

Faziell entstammen die **Bausteine** der **Koschuta** und der **Nordkette** trotz ihrer Verwandtschaft anscheinend doch getrennten, früher viel weiter voneinander entfernten Ablagerungsräumen. In dieser heute noch nicht restlos gelösten Frage trat **H. V. GRABER** für eine fazielle Mittelstellung der **Koschuta** zwischen den südalpin entwickelten **Steiner Alpen** und der nordalpinen **Trias** im Zuge **Obir—Petzen** ein. Auch die **Gebirgsbildung** der beiden **Karawankenketten**, die aus den in mancher Hinsicht gewiß ähnlichen **Triasgesteinen** vor sich ging, dürfte getrennte Wege eingeschlagen haben. Hierbei ist jedoch die tektonische **Entstehung der Tonalitzone** von **Eisenkappel** noch nicht endgültig geklärt worden. Nach **KIESLINGER** (3, 209) hat die **Nordbewegung** „keineswegs gleichmäßig die ganzen **Karawanken** erfaßt, sondern die jeweils nördlicheren Teile jeweils stärker. Dadurch ist es zu einem **Auseinandergleiten** der einzelnen **Faltenstreifen** gekommen, vielleicht ist erst bei dieser Gelegenheit die paläozoische **Aufbruchzone**, welche unser Gebirge in zwei **Streifen** teilt, entblößt worden.“ Auf dieser Vorstellung weiterbauend, gelangte **GRABER** (2, 61) zu folgenden Schlüssen: „Die geringe **Breite** des **Eisenkappler Kristallins** und das **Ausmaß** der durch **KIESLINGER** auf etwa 3 km bestimmten **Nordschiebung** des **Petzen—Obirzuges** über

Jungtertiär lassen den Gedanken als berechtigt erscheinen, daß der Gebirgsstreifen von der nördlichen Grünschiefergrenze bis zum alten Südsaum des Tonalits, bzw. seines südlichen Hüllschiefermantels, im Miozän bereits freilag und dann erst, nach Ablagerung der jungtertiären Konglomerate, von den Triaskalken überschoben wurde, also eine alte Landoberfläche darstellt, die heute als tektonisches Fenster teilweise bloßgelegt ist . . .“ Die Trias des Obir—Petzenzuges habe sich hiebei von der Koschuta losgelöst und in Form einer Reliefüberschiebung im Sinne AMPFERERS die Zwischenzone überfahren.

Die Lösung dieses tektonischen Problems liegt zwar bereits außerhalb des Rahmens meiner Arbeit; doch möchte ich auf Grund meiner Geländebeobachtungen folgendes zur Erwägung anheimstellen. Abgesehen von den faziellen Gründen spricht m. E. vorläufig noch gegen die Ansicht von KIESLINGER und GRABER überdies die negative Feststellung, daß sich mindestens im Ostbereiche der Zwischenzone beiderseits von Eisenkappel gar keine hängengebliebenen, abgeschürften Triasreste finden. Das aber müßte nach den Erfahrungen im Karwendel und in den Südtiroler Dolomiten bei einer Reliefüberschiebung der Fall sein. Der Annahme einer nordgerichteten Überfahrung der Zwischenzone durch die Trias des Obir—Petzenzuges stehen daher — wenigstens nach den bisherigen Feldbefunden — noch ernste Bedenken gegenüber. Eingehende tektonische Untersuchungen in dieser Hinsicht sind derzeit noch ausständig. Möglicherweise könnte es sich hier um tektonische Vorgänge handeln, die zwar nicht mit AMPFERERS Reliefüberschiebung, wohl aber mit dessen *Unterströmungslehre* im ursächlichen Zusammenhange stehen. Gerade im südalpinen Grenzbereiche wurden nach WINKLERS Untersuchungen über „Die Bedeutung des Alpen-Dinariden-Problems für den Alpenbau“ solche immer mit Raumverlust verbundene Unterströmungen zur Tertiärzeit wirksam.

Diese Erwägung leitet zur weiteren Frage nach dem Alter der Landoberfläche hinüber. Sie erstreckt sich in gleicher Weise über die Zone der paläozoischen Grünschiefer wie der Erstarrungsgesteine, an ihrem Nordrand auch auf Trias. Die jüngste Granitintrusion fand nach den Untersuchungen

GRABERS sicher spätestens im Vormiozän statt. Im Triasbereiche der alten Landoberfläche, z. B. bei Strugarjach und im Lobnigraben, ist ihr noch Miozän vermutlich helvetischen Alters aufgelagert und von Trias auch überschoben. Nach dem heutigen Stande unserer Kenntnisse ergäbe sich hieraus als oberste Ausbildungsgrenze der Landoberfläche in der Zwischenzone der Ostkarawanken spätestens die vorhelvetische Miozänzeit.

C. Nordkette.

1. Gliederung.

Im Bereiche der großen, im Mittagskogel gipfelnden Überschiebung erscheinen ihrer Form nach die Gratschützen und der Kapellenberg vorerst nur als schwächliche Ansätze zu einer Nordkette des Grenzkammes. Die Gesteinsbeschaffenheit und der Bau dieser beiden kurzen Längserhebungen scheinen noch auf ihre Zugehörigkeit zum Grenzkamme hinzuweisen. Östlich des breiten Suchaschuttkegels jedoch ist die Nordkette orographisch bis über die Petzen hinaus in kräftigem Zug entwickelt. Er übertrifft mit seinen Hochgipfeln Obir und Petzen sogar den Ostabschnitt der Koschuta und findet erst in den Steiner Alpen ebenbürtige Berge. Nördlich der Zwischenzone gelegen, nimmt diese Kette durch ihre nordalpine Gesteinsfazies und ihren selbständigen Bau eine Sonderstellung ein.

Die Bezeichnung „Nordkette“ trifft formenkundlich den eigentlichen Wortsinn; denn es reihen sich im Nordteile der Karawanken mehrere Berggruppen verschiedener Höhe und Gestalt wie Glieder einer Kette aneinander. Den äußeren Zusammenhang der Kettenglieder trennen Quertalstrecken, die stellenweise zu Durchbruchstälern und Klammern verengt sind. Hiedurch entstehen sieben Gruppen: Matschacher Gupf, Singerbergzug, Ferlacher Horn, Matzen-Setitsche, Obir, Oistratopica und Petzen.

Hinsichtlich der Einzelheiten ihres tektonischen Baues kann auf die Arbeiten von TELLER, KAHLER, KIESLINGER und STINY verwiesen werden. Aus diesen derzeit noch nicht abgeschlossenen Erkenntnissen und ergänzenden eigenen Befunden werden zunächst einige Züge hervorgehoben, die den Schichtbestand

und den Gebirgsbau der Nordkette besonders kennzeichnen. Sie bilden die Grundlage zu meinen formenkundlichen Beobachtungen und Schlüssen, die naturgemäß auch nur ein vorläufiges Ergebnis darstellen.

2. Baugeschichte.

In tektonischer Hinsicht folgte dem vorgosauischen Deckenschub der Karawanken im Tertiär ein vorhelvetischer, nordwärts gerichteter Schuppenbau. Querstörungen, die Vorläufer der heutigen Quertäler, durchschnitten den fortlaufenden Schichtbestand und wurden zu tektonischen Grenzlinien der einzelnen Schuppenstreifen. In der Vortiefe dieses erst werdenden Triasreliefs lagerte sich in ruhigen Zeiten eine mittelmiozäne, wahrscheinlich helvetische, Ton-Kohlengruppe ab. Die ihr reichlich beigemengten Quarzschotter entnahm sie einem tiefgründig verwitterten Kristallingebiet im N des Karawankenvorlandes. Infolge der damals geringen Höhenunterschiede des sich langsam bildenden Gebirges drang diese Ablagerung stellenweise sogar bis an die Südseite der späteren Nordkette vor.

In einer nachhelvetischen Phase wurde die Schuppentektonik wieder lebhafter. Die einzelnen Kettenglieder wanderten hierbei ungleich weit nach N, auch die Zahl der Schuppen war abschnittsweise verschieden. Immer aber wurde das Miozän am Außenrande des Gebirges von der Trias überschoben. Der Schutt der nunmehr rasch aufsteigenden Karawanken verfestigte sich seither zum Sattnitzkonglomerat. Mit seiner Ablagerung im Vorlande trat somit ein scharfer Wechsel in der Zusammensetzung des Gerölles, seiner Herkunftsrichtung und Stärke ein. Durch die Fortdauer der Gebirgsbildung und spätere Krustenbewegungen im Rosental scheint dann aber eine oberflächliche Abtrennung dieser alten Konglomerate vom Nordhange der Karawanken erfolgt zu sein.

Während einer schwachen, vermutlich pontischen, Nachphase setzte sich der Schuppenbau der Nordkette gleichsinnig fort. Seine Ausläufer wirken durch die Eiszeit bis in die Gegenwart nach. Dieser jungtertiären bis altquartären Gebirgsbildung der Karawanken entspricht eine weitverbreitete Folge jüngerer Hangkonglomerate. Sie sind im allgemeinen weniger verfestigt als das Sattnitzkonglomerat und haben frischeres Aus-

sehen. Durch das Nordwärtswandern der Schuppen wurden auch diese, dem Sattnitzkonglomerat sonst recht ähnlichen Schuttausstrahlungen teilweise noch überschoben. Der Schuppenbau war überdies jeweilig mit regionalen Hebungen verbunden. Aus der abschnittsweise wechselnden Zahl der Verschuppungen zwischen Trias und Tertiär sowie aus der verschiedenen Höhenlage der geschlossenen Trias ergibt sich trotz einheitlicher Bauformel somit eine selbständige Tektonik der einzelnen Kettenglieder.

3. Formentwicklung.

Einen formenkundlich wichtigen Leithorizont bilden auf der Südseite der Nordkette einzelne Miozänablagerungen. Sie bedecken dort Teilstücke einer abgetragenen *Landoberfläche*, deren *Entstehungszeit* zu Überlegungen Anlaß gibt. KAHLER hielt sie für gleich alt wie jene auf dem Kristallin des Karawankenvorlandes, die er nördlich der Drau von Penken (südlich Velden a. W.) über Tainach—Stein, weiter mit KIESLINGER südlich der Drau bei Liescha im Mießtale feststellte. Wegen ihrer teilweisen Bedeckung mit Miozän nannte er auch beide Landflächen miozän. Das Kristallin- und das Kalkgebiet hatten nach KAHLER anfangs vermutlich gleiche Höhe und wurden beide von den miozänen Sedimenten mindestens zum Teil überlagert. Erst in der nachhelvetischen Gebirgsbildungsphase der Nordkarawanken erfolgte die Trennung der Absätze in die heutigen zwei Stockwerke. Das tiefere blieb auf dem Kristallin des Vorlandes liegen, das höhere gelangte auf die Südseite der Karawankennordkette.

Hinsichtlich des „miozänen“ Alters dieser beiden Teilstücke der drauwärtigen Landoberfläche stelle ich folgendes zur Erwägung anheim. Dem Absatze des Miozäns auf der Südseite der Nordkette ging jedenfalls eine tiefgründige, langwährende Verwitterung des kristallinen Untergrundes im Karawankenvorlande voran. Der Ausbildungsbeginn dieser sedimentliefernden Landoberfläche reicht daher anscheinend sehr weit zurück, möglicherweise sogar bis ins Oligozän, was auch KIESLINGER (1, 468) in Betracht zog. Die Bedeckung der ehemals einheitlichen Landoberfläche mit Miozän war nur der Abschluß ihrer Entwicklung. Wegen der formenkundlich notwendigen Unter-

scheidung zwischen der Entstehungszeit einer Landoberfläche und ihrer später folgenden Sedimentbedeckung wären daher meines Erachtens die beiden Landoberflächen im N und S der Nordkette, vorläufig wenigstens, nicht kurzweg „miozän“ zu nennen, sondern vor weiterer Kenntnis eher etwa nur als vorhelvetisch zu bezeichnen, wenn die Miozänbedeckung als Helvet einmal gesichert ist. Darnach besteht vielleicht auch kein gar so scharfer, von KAHLER (6, 119) besonders hervorgehobener Gegensatz zu der „oligozänen“ Landoberfläche auf der Südseite der Karawanken (nördlich Abling) und der Steiner Alpen (Oberburg u. a., s. TELLER-Karte). Die Gebirgsphasen der Steiner Alpen stimmen nach den Studien von RAKOVEC (1, 140) der Zeit nach gut überein mit dem vorhin angedeuteten Werdegang der Karawanken. Auf der Südseite beider Gebirge fand infolge der dortigen paläogeographischen Verhältnisse eine aus den Schichten unzweifelhaft ersichtliche Oligozäntransgression statt. Sie überflutete eine schon vorhandene, also bestimmt ältere Landoberfläche. Deren Ausbildung wurde im Oligozän abgeschlossen. In das nördliche Vorland der Karawanken aber drang erst eine miozäne, wahrscheinlich helvetische, Überflutung vor. Es ist daher vielleicht nicht unwahrscheinlich, daß beide Landoberflächen, die im Drau- und die im Sawegebiet, schon im Oligozän bestanden oder wenigstens in Ausbildung begriffen waren. Während jedoch im Sawegebiet die Überflutung bald, noch im Oligozän, folgte, geschah das im Draugebiet erst im Miozän. Darnach bestünde der Unterschied zwischen den erhaltenen Resten der alten Landoberflächen in beiden Flußgebieten nicht so sehr in ihrer Ausbildungszeit, als vielmehr im wesentlichen nur in der Zeit ihrer späteren Bedeckung mit Sedimenten.

Nach dieser formenkundlichen Erwägung kann auf die Kennzeichnung der einzelnen Abschnitte übergegangen werden.

4. Abschnittsbildung.

Die selbständige Tektonik der einzelnen Kettenglieder zeigt sich in der wechselnden Zahl der Verschuppungen zwischen Trias und Tertiär sowie in der jeweilig verschiedenen Höhenlage der Überschiebungslinien. Naturgemäß ergeben sich hieraus auch formenkundliche Unterschiede in den Talräumen, an

den Hängen und in der Gipfflur. Stellenweise sind in den Quertälern und in den Tiefenlinien der Südseite Reste einer alten Landoberfläche erhalten. Ihre heutige Lage gestattet Schlüsse auf die Entstehung dieser Formen. Insbesondere am drauwärtigen Hange der Nordkette, wo die Schichtköpfe zutage treten, hebt sich die triadische Gebirgszone immer scharf von den überschobenen tertiären und jüngeren Ablagerungen der Vorberge und randlichen Hochflächen ab. Diese selbst steigen wieder fast durchwegs unvermittelt aus dem Rosen- und Jauntal empor. Den abschnittsweise schwankenden Verhältnissen im Tal- und Hangbereich entspricht ferner auch die nach Höhe und Formgestaltung verschiedene Gipfflur der einzelnen Kettenglieder. Deren Beginn und Ende bilden häufig massige Eckpfeiler. Sie sind geradezu landschaftliche Wahrzeichen der Nordkette, die durch die Quertäler in 7 geologisch selbständige Gruppen zerstückelt ist.

a) Matschacher Gupf und b) Singerbergzug.

Gleich beiderseits des Zuganges ins Bärenthal stehen zwei solche Torwächter, die nach ihrer übereinstimmenden Form den gleichen, sehr bezeichnenden Beinamen erhalten haben: im W der Matschacher Gupf, an dessen Schichtbestand noch südalpine Trias beteiligt ist. Dann ihm gegenüber der Sinacher Gupf, der Westpfeiler des Singerbergzuges. Er gehört bereits ganz der nordalpinen Trias an, aus der von hier an die Nordkette geformt ist. Trotz dieses Unterschiedes im Gebirgsbau und ungeachtet der räumlichen Trennung werden beide Kettenglieder zweckmäßig gemeinsam besprochen.

Westlich des unteren Bärenales bilden jungtertiäre bis altquartäre Hangkonglomerate der Karawanken die steilrandige Hochfläche von Matschach. Die alte, seither zur tiefen Erosionsschlucht umgestaltete Talrinne des Feistritzbaches trennt sie von der ähnlich beschaffenen Sinacher Hochfläche. Auf beide laufen verlassene Talbodenreste von S her aus. Sie sind talaufwärts über Konglomerate, nordalpine Trias und kohlenführendes Tertiär zu verfolgen. Auf den Leisten zwischen dem Matschacher und Sinacher Gupf liegt das Tertiär 800 bis 900 m hoch und wird von südalpiner Trias über-

schoben. Ein höherer, älterer Talbodenrest auf den östlichen Begleithöhen bei Strugarjach steigt samt seiner Tertiärbedeckung bis etwa 1150 m an. Auf der nahegelegenen Dreieralm erreicht das Tertiär, abermals überschoben, sogar 1250 m. Im Bleiberger Graben hingegen senken sich die stellenweisen Tertiärreste wieder auf 950 m. Somit war der Schuppenbau auf der Südseite des Sinacher Gupfs anscheinend mit einer recht beträchtlichen Hebung dieses Gebirgsstreifens verbunden.

Reichliche Tertiärkonglomerate wurden ferner an der Ostgrenze dieser Gruppe von N her in die Warantmulde des Loibltales (westlich vom Deutschen Peter) während der Frühzeit der Gebirgsbildung eingelagert. Sie reichen heute bis etwa 1000 m hoch empor. Darnach folgte die alte, im Miozän überflutete Landoberfläche den Tiefenlinien und Hängen des unteren Bären- und Loibltales mit Einstülpungen in den Strugarecgraben und in das Bleiberger Tal. Sie umgab derart die damals noch niedrige Insel des Singerbergzuges. Durch die spätere Gebirgsbildung wurde die Tertiärbedeckung in verschiedenem Ausmaße gehoben und zerstückelt.

Die Gipfelflur knüpft sich im Westteile der Gruppe an den Nordvorbau der Bärenentaler Kotschna und berührt in ungefährr gleicher Höhe den Matschacher Gupf (1685 m). Östlich des Bärenales senkt sie sich auf 4 km Entfernung schon um etwa 100 m zum Sinacher Gupf, dem Eckpfeiler des Singerbergzuges. Von ihm fällt die anfangs breite Rückenlinie über den Rabenberg (1465 m) abermals um 100 m ab. Erst mit dem Singerberg (1589 m) gewinnt sie, knapp an den Felsabstürzen zum Loiblital, wieder die Höhe ihres Westpfeilers. In diese somit bogenförmig durchhängende Gipfelflur sind der Orajnea- und Halbsingsattel (1120 und 1360 m) eingesenkt.

Am Nordhange des Singerbergzuges überschoben die beiden flachen Vorlandsdecken (KAHLER) auch hier wieder Kohlentertiär, pliozäne und jüngere Hangkonglomerate. Die Deckenstirnen treten hierbei als Felspartien in Gegensatz zu den flachen Stufen der zu Rutschen neigenden Konglomeratlandschaft. Die Felsabstürze gegen das Loiblital erhielten ihre erste Anlage bereits durch die Gebirgsbildung. Nur ihre Ausgestaltung und Verschärfung ist das Werk der Eiszeit.

c) Ferlacher Horn.

Östlich des Loibltales setzt sich der triadische Schichtbestand lückenlos fort, aber tektonisch und formenkundlich beginnt hier wieder ein neues Kettenglied. Die allein aufragende Pyramide des Ferlacher Horns (1841 m) übertrifft den westlich benachbarten Singerberg um fast 300 m. Von diesem mächtigen Pfeiler zwischen dem Loibl- und Waidischtal strahlen drei schmale Rücken aus, die sich rasch senken. Der nördliche endet mit dem Wahrzeichen Ferlachs, dem Sechter (1447 m). Die kennzeichnenden Formen der Gruppe sind schon durch den Gebirgsbau begründet und daher in ihren Anfängen voreiszeitlichen Alters. Hierher gehört zunächst das weithin sichtbare Bergsturzgebiet des Sechters; dann der wilde Felskessel Kotla, der bis zur Gipfelpyramide zurückreicht, und sein kleines, ganz verborgenes Gegenstück im hinteren Toningraben; endlich die berühmte Tschepaschlucht und die schmalen, sie am Nordwesthange des Ferlacher Horns begleitenden Felsgürtel. Am schmalen Nordfuße dieses Gebirgsdreiecks erscheinen die sanften Formen der von der Trias überschobenen jungtertiären bis altquartären Vorstufe.

d) Matzen — Setitsche.

Im Abschnitte zwischen Waidisch- und Freibachtal ist die Gipfelflur abermals anders gestaltet. Der Knotenpunkt Javornik (1690 m) entsendet je einen breiten Rücken zur Matzen (1627 m), zum Schwarzen Gupf (1688 m) und zum Terklturn (1628 m). Die Gipfelflur bewegt sich daher in diesem Bereiche zwischen 1600 und 1700 m. Der letztgenannte Ast schwingt sich aber in der Setitsche (1922 m) kurz zu bedeutend größerer Höhe auf. Dieser freistehende Gipfel bleibt sogar um kaum 100 m hinter der gerade südlich liegenden Koschutamauer zurück. Die trennenden Sättel beiderseits des Javornik sind verhältnismäßig tief eingesenkt (1360 und 1376 m). Auf der Ost- und Südseite dieses Gebirgsabschnittes reichen die ausgedehnten Bergsturzgebiete der Matzen, des Javornik und der Setitsche in ihren Urformen bis in die erste Folgezeit einer lebhafteren Gebirgsbildung zurück. Auf der Nordseite bilden die erst durch spätere Erosion zu Teilstücken zerschnittenen, welligen Hochflächen von Rauth, Toplak, St. Margarethen und Abtei wie-

der die an ihrem Südrand überschobene jungtertiäre bis altquartäre Vorzone. Ihr Triassockel prellt hierbei im Mündungsgebiete des Freibaches nach N vor und engt dadurch das Rosental ein. Die tertiären und jüngeren Formen steigen im Bereiche Matzen—Wolfsberg sehr hoch, bis gegen 1100 m. an und greifen halbfensterartig mit ihren Ausläufern weit ins Waidisch- und Freibachtal hinein.

Die Ablagerungen am Nord- und Südausgange der Durchbruchsstrecke des Freibachtales sowie auf der Südseite des Ferlacher Horns, beim Franzhof im oberen Ribnicatal, haben nach TELLER tertiäres Alter. In Übereinstimmung mit PENCK sehe ich in ihrem Schichtbestande, soweit er zugänglich ist, aber quartäre und jüngere Absätze. Der Lage nach ließen sie sich allerdings in die Vorstellung einer früher einheitlichen, stellenweise von Miozän bedeckten, alten Landoberfläche einfügen, die erst durch die jüngere Gebirgsbildung zerstückelt und in verschiedene Höhenlage gebracht wurde.

e) Obir.

Schon in der westlichen Nachbargruppe streben die Tiefenlinien fingerförmig auseinander: der Inze- und Gotschuchenbach zur Drau, der Suchigraben zum Freibachtal. In der Obirgruppe hingegen ist das Durchtalungssystem vornehmlich ostwärts geöffnet. Denn nur der Wildensteiner Graben leitet zur Drau hinab, hingegen führen der Kunet-, Leschanz- und Trobegraben in das N—S verlaufende Vellachtal. Damit ändert sich auch die orographische Grundform dieser Gruppe.

Die Gipfelflur hebt sich vom Kuhberg (2024 m) nordwärts zum Hochobir (2141 m) rasch um mehr als 100 m und senkt sich sogleich wieder zum Kleinobir (1950 m) ab. Der First dieses ganz im W der Gruppe gelegenen Daches verbreitert sich gegen O zu einer Hochfläche. Von ihr strahlen dann, ähnlich wie in der Matzen-Setitschegruppe, nach O breite Rücken aus, der Altenberg (1553 m) im N, der Jovanberg (1460 m) im S. Zwischen ihnen wurzelt am Potschulasattel das abgetreppte Alm- und Bergbauggebiet der Scheffleralpe. Die Hochfläche umfaßt als Gipfelflur den südseitig breiten Kamm und senkt sich staffelförmig von 2000 m am Kuhberg auf 1500 m am Jovanberg. Eine untere Verflachungszone beginnt südöstlich

des Kuhberges, verläuft als Almregion in 1600 bis 1500 m entlang des Hanges und verschmilzt mit der oberen in der Umgebung des Potschulasattels; tiefere, jüngere Staffeln schließen sich östlich an. STINY bezeichnete diese, durch Bohnerzfundes überdies glücklich belegten obersten Versanftungen gewiß zutreffend als „tertiäre“ Landoberfläche. Von der Miozänablagerung wurde sie nicht mehr erreicht. Anscheinend befand sie sich infolge kräftigerer Reliefenergie, die dann zum Aufschub der Obir- auf die Sockeldecke führte, bereits in größerer Meereshöhe. Das Miozän konnte daher nur in die noch tiefer gelegenen Talmulden der östlich benachbarten Gruppe eindringen. Das schließt jedoch gleiches Ausbildungsalter dieser jetzt verschieden hohen Flächenstücke keinesfalls aus, sondern wäre ein Anzeichen der streifenweise nach Kraft und Zeit verschieden wirksamen Gebirgsbildung.

Alle Einzelformen des Obirstockes sind dem Schichtbestand und Bau angepaßt. Die Überschiebungen der außerdem noch in sich stark zerschuppten Sockel- und Obirdecke sowie die zerfaserten Streifen der Raibler Schichten kommen in Wandstufen und Verebnungsstreifen als entsprechende Geländeformen zum Ausdruck. Das Gipfelkar des Hochobir ist ebenso bereits durch den Gebirgsbau begründet wie die nordschauende, felsige Deckenstirn des Altenberges. In ihr lag bereits zur Zeit des erfolgten Deckenschubes die Vorbedingung für den späteren Bergsturz. Das überschobene Kohlentertiär des nördlichen Bergfußes reicht hier kaum bis 500 m empor und ist größtenteils durch jüngere Ablagerungen verhüllt.

f) Oistra — Topica.

Das Quertal der Vellach unterbricht abermals das Streichen der Schichten. Ähnlich wie im Loibl-, Waidisch- und Freibachtal verengt sich auch hier die Furche zur Trobe- und Rechbergklamm. Östlich der Vellach beginnt nach Bau und Form eine neue Gruppe. Sie endet im O am Luschasattel (1288 m) und an dem dort wurzelnden Globasnitzgraben.

Im Höhenzuge Oistra (1577 m) — Topica (1647 m) herrscht sehr starke Verschuppung; dementsprechend schwankt auch die Gipfelflur. Die östlich der Vellach rasch und schmal aufsteigenden Vorberge (Sittersdorfer Berg, Jegartkogel und Poža)

verknöten sich zunächst in 1300 m Höhe auf dem Lobnigberg zu einem Flachrücken, sinken aber sogleich zum Prevernigsattel (1171 m) ab, dessen nachhelvetische Hebung zuerst KAHLER erkannte. Die beiden Gipfel Oistra und Topica sind Scheitel zweier verschiedener Schuppen. Nördlich der Oistra und auf der Westflanke des der Topica vorgelagerten Homarovberges liegt der Überschiebungsrand der beiden Triasschuppen auf das Tertiär fast 1100 m hoch. Es sind daher anscheinend auch die Vorberge sehr stark gehoben worden. Die östliche Schuppe entsandte zahlreiche Schubsplitter weit in das überschobene Tertiärland hinaus, ja selbst bis ins Jauntal. Nach Art der Entstehung sind ihnen die Klippen von Kanzianiberg — Alt-Finkenstein — Samonig am geologischen Westende der Karawanken vergleichbar. Für den Ostbereich seien nur die Klippe von St. Hemma und der Slimnahhügel samt den ihn umschwärmenden Triasinseln als landschaftlich besonders auffallende Punkte genannt.

Die angedeuteten Gebirgsbewegungen und die Gesteinsunterschiede begründen die bekannten Gegensätze des Reliefs und der Bodenbedeckung in den Trias- und Tertiärzonen des Nordhanges, aber auch die größere Unruhe in den Formen des tertiären Vorlandes.

Die Südseite dieser Gruppe begrenzt das Lobnigtal. Auf der dort schon ausgereiften, alten Landoberfläche kam Miozän zum Absatz. Nach dem letzten Stande der Forschung hat es in der Prevernignmulde helvetisches Alter, während die Tertiärschotter in der Topitschnigmulde etwas jünger sind. Die Ausbildung der alten Landoberfläche war somit spätestens im Vorhelvet bereits vollendet.

g) Petzen.

Die letzte Gruppe der Nordkette auf deutschem Gebiet bildet der Petzenstock. Er endet im O am Rischbergsattel. Wie bei Gruppe 26 bereits des näheren dargelegt, ist das schon von MOJŠISOVICS festgestellte Vorkommen von Augensteinen auf der ausgedehnten südseitigen Gipfellur der Petzen in 2100 bis 1900 m Höhe formenkundlich besonders hervorzuheben. Über den zeitlichen Werdegang dieses Augensteinfeldes ist derzeit noch keine volle Einigung erzielt. Nach WINKLER fällt

die Einschwemmung der Augensteine auf die alten, tief gelegenen Landoberflächen des Ostalpenrandes frühestens ins Oberoligozän, spätestens ins Aquitan; jedenfalls erfolgte sie vor der Ausbildung der ältesten, jetzt noch erkennbaren Landoberfläche. Diese ging im Mittelmiozän, genauer am Ende des älteren Miozäns, vor sich. Die Hebung und Zerschneidung der flachhügeligen Augensteinlandschaft zur Gipffellur, die LICHTENECKERS Raxlandschaft entspricht, ist demnach etwa ins Helvet anzusetzen. Nach KAHLER und STINY verschiebt sich die Aufschüttungsphase für das Gebiet der Petzen ins Helvet, die Hebungsphase zur Gipffellur in die frühestens jungmiozäne Folgezeit.

Trotz der vorläufigen Unsicherheit über die zeitliche Einordnung der Vorgänge wäre die Bildungsgeschichte des Petzenmassivs in großen Zügen etwa folgendermaßen denkbar: Auf diesem Teilstücke der damals noch tief gelegenen, alten Landoberfläche kam das quarzreiche, anscheinend helvetische Miozän zum Absatz. Durch die mit Höhersaltung und Nordwärtswandern verbundene Schuppentektonik gelangte der ganze Block der Petzen noch während des Miozäns und dann im Pliozän in die heutige Lage. Die Augensteine erhielten sich als Rest der einstigen Miozänaufrichtung. Die Bewegungsrichtung der Schuppen stieg nach N an; dadurch wäre die heutige Schiefstellung der Gipffellur erklärbar. Durch die Art des Gebirgsbaues und die Nähe der örtlichen Erosionsbasis im Jauntale wird der schroffe Abbruch zu den Nordkaren der Petzen verständlich; sie wurden eiszeitlich nur mehr unwesentlich ausgestaltet. Die einzelnen Schuppen der Petzentrias überschoben das Relief des tertiären Vorlandes bis unter 700 m hinab. Ihre Grenzlinien erscheinen in mehreren Verflachungszonen des Hanggebietes und besonders deutlich in der Z-förmigen Flexur, die vom Ostende der Petzen über den vom Miozän bedeckten Rischbergsattel verläuft. Bei diesen Bewegungen eilten die Schubspäne der Petzentrias noch weiter nordwärts als im Topicagebiet; die äußerste Klippe gelangte bis St. Michael.

5. Überblick.

Im bemerkenswerten Gegensatze zu der tektonischen und formenkundlichen Einheit der Karnischen Hauptkette weisen die einzelnen Glieder der Karawankennordkette trotz gemeinsamer

Bauformel selbständigen Bau auf. Ihm entsprechen auch neben manchen gemeinsamen Merkmalen die formenkundlichen Unterschiede von Gruppe zu Gruppe. Eine tertiäre, mindestens stellenweise dann von Miozän bedeckte Landoberfläche kam durch die fortschreitende Gebirgsbildung zum Teil an die Südseite der späteren Nordkette zu liegen, wurde dort hiedurch zerstückelt und verschieden hoch gehoben. Sie ist daher nur mehr in Resten vorhanden. Ihr höchstes Teilstück auf der Petzen gelangte im Jungtertiär in die heutige Lage. Es gehört mit ähnlichen Flächenresten in den benachbarten Gebirgsgruppen zu dem ältesten, noch erhaltenen Oberflächensystem der Ostalpen.

Zusammenfassung.

Die wesentlichsten Züge des heutigen Formenbildes der Karawanken beruhen in den drei durchlaufenden Längsstreifen, dem Grenzkamm, der Zwischenzone und der Nordkette, auf der Verschiedenheit des Gesteinsbestandes und dessen Verwendung für den Gebirgsbau. Er weist trotz gegenseitiger Abhängigkeit der drei Bereiche doch in jedem eine weitgehende Selbständigkeit auf. Die Wirkung der Eiszeit beschränkte sich auf eine ausgestaltende Überformung des vorgefundenen Reliefs.

IV. Ablauf und Wirkungen der Eiszeit.

Hiezu Beilage 2.

Wie in den Karnischen Alpen gliedere ich auch in den Karawanken die eiszeitlichen Vorgänge der Übersichtlichkeit halber in eine Reihe von Fragen, die aber in innerem Zusammenhange stehen.

1. Schneegrenze.

Die Lage der wirklichen Schneegrenze in einer Gebirgsgruppe bestimmt das jeweilige Ausmaß ihrer Vergletscherung. Sie ist das Ergebnis des Zusammenwirkens von Klima, Lage im Raum und Oberflächenformen. Während die G e l ä n d e v e r h ä l t n i s s e seit der Eiszeit nur einen untergeordneten Wandel erfuhren, änderte sich das Klima seither jedenfalls sehr bedeutend, wenn auch über viele Einzelheiten noch nicht die wünschenswerte Klärung erreicht ist. Im Gegensatze zu P. BECK rechnet PENCK (4) zur Hocheiszeit mit einem Sinken der durchschnittlichen Jahrestemperatur um -8°C gegen heute. Hiebei waren die Niederschlagsmengen zwar vermindert, fielen aber wegen der bedeutend niedrigeren Jahrestemperatur größtenteils in festem Zustand und schmolzen erst in tieferer Lage ab. Die Wiederherstellung des Gleichgewichtes erfolgte an der eiszeitlichen Schneegrenze, die örtlichen Schwankungen unterworfen war. Außer der Verringerung von Jahrestemperatur und Niederschlagsmenge ist für das eiszeitliche Klima besonders die Verlängerung des Dauerzustandes der Schneezeit kennzeichnend. Erst diese zeitliche Verschärfung war bei entsprechender Höhe, Lage und Beschaffenheit des Geländes für das Maß der Vergletscherung ausschlaggebend. Die Schwierigkeit, hiebei den Anteil des Klimas von dem des Geländes wenigstens annähernd zu trennen, mit anderen Worten, die klimatische und die wirkliche Schneegrenze von einst und jetzt zu bestimmen, empfand schon 1888 E. RICHTER (1, 277): „Man hat eine Vielfalt von Gleichungen mit zwei Unbekannten vor

sich; eine Unbekannte ist die klimatische, die andere die orographische Größe. Aber die Menge der Gleichungen hilft nichts zu ihrer Auflösung; denn die eine Größe, das orographische Element, ist in jedem einzelnen Falle eine andere. Von einer für alle Fälle zutreffenden exakten Lösung der Frage nach der klimatischen Schneegrenze kann also keine Rede sein. Wir werden die Schätzungen nach subjektivem Ermessen nicht entbehren, über Annäherungswerte nicht hinauskommen können."

Einige Rückschlüsse auf die eiszeitlichen Zusammenhänge von Klima, Raum und Formen des Gebirges ermöglichen jedoch immerhin die heutigen Witterungsverhältnisse. Ihre Kenntnis ergänzt die klimatisch derzeit noch nicht restlos gesicherten Zustände der Eiszeit durch Angaben der Wechselwirkung zwischen dem heutigen Klima und dem betreffenden, seither nur unbedeutend veränderten Raum. Beobachtungen im Gelände sowie die Statistik von Temperatur und Niederschlag der Gegenwart führen derart zur Abschätzung der örtlich wechselnden orographischen Größe, dann der heutigen klimatischen Schneegrenzhöhe und dadurch mittelbar auch der eiszeitlichen. Deren möglichst genaue Bestimmung bildet nach wie vor ein wesentliches Ziel der Eiszeitforschung.

Für die Nordseite der Karnischen Alpen konnte ich, von den Spuren der Vergangenheit und den Beobachtungen der Gegenwart ausgehend, unter Berücksichtigung einiger benachbarter Gebirgsgruppen eine heutige Schneegrenze in durchschnittlich 2700 m Höhe annehmen (SRBIK, 5. 143—146): die eiszeitliche klimatische Schneegrenze lag somit im allgemeinen auf 1500 m. Die wirkliche Schneegrenze war jedoch wegen besonderer Ortsgunst zur Eiszeit durchwegs ganz bedeutend, stellenweise sogar bis um etwa 300 m, herabgedrückt. In Übereinstimmung mit MARINELLI gelangte ich durch eine Reihe von Beobachtungen zu dem Ergebnis, daß das Eiskar in der Kellerwandgruppe heute der einzige Gletscher der Karnischen Hauptkette ist, während die ähnlichen Erscheinungen in den Schlußkaren des Valentin- und Wolayer Tales lediglich als Firnfelder anzusehen sind.

Bei Einhaltung eines ähnlichen Arbeitsvorganges in den seit Ende der Eiszeit ganz gletscherfreien Karawanken sei als Grundlage für Schlüsse auf die Vergangenheit zunächst auch

hier das Zusammenwirken der räumlichen Lage und Beschaffenheit des Gebirges mit dem heutigen Klima kurz gekennzeichnet. Dabei kommen vor allem die Niederschlagsmengen in Betracht. Den nötigen Aufschluß hierüber gewähren die Untersuchungen von KNOCH und REICHEL. Ferner wies PASCHINGER (3) durch Vergleich der Geofaktoren Relief, Klima, Boden und Siedlung auf den beiden Flanken der Karawanken überzeugend nach, daß dieses Gebirge eine deutliche Strukturgrenze zwischen dem Klagenfurter Becken und den Niederungen im oberen Sawetal darstellt.

Nach meinen Ausführungen im Abschnitt III über das Relief der Karawanken streicht der Gebirgswall auf ungefähr 100 km in W—O-Richtung. Vom Techantinger Mittagkogel bis zum Ostende der Koschuta erstreckt sich ein geschlossenes, in der 15 km langen Koschuta mauerartiges Hochgebirge mit Gipfeln über 2000 m und geringer Schartung. Der Abstieg der ganzen Kette nach N ist fast durchwegs unvermittelt steil, weit sanfter nach S. Diesem Aufbau entsprechen auch die verhältnismäßig kurzen, bis an den Grenzkamm zurückgreifenden Talfurchen der Kärntner Seite. Den Flügeln dieser Hochgebirgsstrecke sind, nach auswärts gestaffelt, im S zwei hohe Gebirgsgruppen vorgelagert, die Julischen Alpen im W, die Steiner Alpen im O. Zwischen ihnen — und gerade im S der Hochgebirgszone des Grenzkammes — öffnen sich im oberen Sawetale die zusammenhängenden Beckenlandschaften von Laibach, Krainburg und Radmannsdorf zu einer breiten Lücke in dem südlich vorgebauten Hochgebirgsland. Eine Folge ausgedehnter Karstflächen in 600 bis 900 m Höhe mit Gipfeln von 1000 bis 1500 m trennt die Sawebecken von der Adriaküste. Beiderseits der somit den regenbringenden SW-Winden schutzlos preisgegebenen Hochgebirgszone der Karawanken liegt in der Gailitzdepression und im Seeberggebiet je eine Zone verminderter Erhebung im Regenschatten von mächtigen Hochgebirgsstöcken. Diese großzügigen Reliefverhältnisse der Karawanken sind entscheidend für das Ausmaß ihrer Niederschläge und damit für ihr heutiges Klima sowie für das ihres nördlichen Vorlandes. Der Wechsel des Reliefs und seiner Beziehungen zu den südlichen Randgebieten der Alpen vereinigen sich derart gleichsinnig zu einer Dreigliederung des Niederschlagsausmaßes oder

einer dreifachen Abstufung des Klimas entlang der Karawanken. Wie heute mußte sich diese klimatische Abschnittsbildung auch zur Eiszeit geltend machen. Immer aber wirkten hiebei noch die Ortsverhältnisse weitgehend mit.

a) Westabschnitt.

Der durch Relief und Klima bestimmte Westabschnitt des Grenzkammes gehört noch der Gailitzdepression an und endet östlich des Wurzner Passes mit der Überschiebung der Koschutaeinheit auf den variszischen Sockel der Karnischen Alpen. Dieser Bau ist mit einem Reliefaufschwung bis über 1700 m verbunden. Wie bei den Karnischen Alpen angegeben (SRBIK, 5. 143—144), liegt das Becken von Tarvis und die Gailitzfurche mit nur etwa 1500 mm Niederschlag im Regenschatten der nahen Julischen Alpen, die dort über 3200 mm aufweisen. Die heutige Schneegrenze dieser Gebirgsstöcke wurde von E. RICHTER und BRÜCKNER mit etwa 2600 m angenommen: am Monte Canin ist sie besonders tief herabgesenkt, nach MARINELLI und DESIO sogar unter 2450 m. Auf den Höhen östlich der Gailitz bewegen sich die Niederschläge gleich dem Relief als geradezu spiegelbildliches Gegenstück zu den Verhältnissen westlich der Furche zwischen 1600 und 2000 mm. Dieser Raum lag unter dem flachen, wenig bewegten Eisscheitel zwischen den beiden ostwärts gerichteten Strömen des Drau- und des Sawegletschers.

b) Mittelabschnitt.

In dem klimatischen Mittelabschnitte der Karawanken steigern sich die Niederschlagshöhen auf 2000 bis 2500 mm. Diese Zone umfaßt das Hochgebirgsrelief des Grenzkammes etwa vom Westabfalle des Techantinger Mittagkogels bis zum Ostende der Koschuta in durchschnittlich je 3 km Gürtelbreite beiderseits der Gratlinie. Der Kl. Mittagkogel und die zur Eiszeit als Firnbecken dienenden Buchten und Talschlüsse am Nordfuße des Grenzkammes gehören noch in diesen Bereich örtlich höchsten Niederschlages. Während sich die 2000 mm-Linie südwärts bis in die Sawebecken fortsetzt, sinkt sie gegen das Rosental jäh auf 1400 mm ab. Die Nordkette der Karawanken liegt aber noch fast gänzlich in der Mittelzone von 1600 bis 2000 mm. Am Obirstock beträgt der 40jährige Niederschlagsdurchschnitt

noch immer 1546 mm (KNOCH und REICHEL, Tab. 15 u. 16). Hier ist für ganz Kärnten die Höchstzahl von 84 Schneetagen im Jahre zu verzeichnen (PASCHINGER, 5, 97). Erst am Gebirgsfuß, etwa in der Linie Faaker See — Feistritz — Gallizien, sinkt der Niederschlag unter 1400 mm. Im Kälteseebecken von Klagenfurt erreicht er nur mehr 990 mm.

Das Anschwellen der Niederschläge auf dem Grenzkamm und deren rasches Absinken auf der Nordseite sind durch die Lage, den Bau und den Hochgebirgscharakter dieses Karawankenabschnittes sowie durch die Verhältnisse in seinem südlichen Vorlande bedingt. Denn die regenschweren SW-Winde haben durch die Lücke zwischen den Julischen und den Steiner Alpen ungehindert Zutritt auf den Grenzkamm und entledigen sich ihres Feuchtigkeitsgehaltes in Form von Steigungsniederschlägen auf dem verhältnismäßig sanften Südabhänge des Gebirges, spätestens nach Erreichen der bis über 2000 m aufragenden Kammlinie. Von hier an aber vermindert sich der verbleibende Niederschlagsrest ungemein rasch.

Ähnliche Klima- und Geländeverhältnisse herrschen auch in den Hochgebirgsstöcken, die dem Westflügel dieses Abschnittes im S vorgelagert sind. Am Triglav (2863 m), der höchsten Erhebung in den Julischen Alpen, steigt der heutige Niederschlag auf 2500 bis 3000 mm; denn dieser Gipfel fängt den Großteil der von der Adria kommenden Feuchtigkeit durch seine Lage und Höhe auf und leitet nur einen Bruchteil zu den Karawanken weiter. Der Triglav ist daher, wie schon E. RICHTER (1, 275) bemerkte, auf allen Seiten von kleinen Gletschern und Schneefeldern umgeben. Der größte ist der eigentliche Triglavgletscher, der sich an der NO-Seite des Großen Triglav im obersten Kar des Kottales befindet. RICHTER nannte ihn einen richtigen, nicht sehr stark geneigten Gletscher, dessen Hauptmasse nicht über 2600 m liege, allerdings im Schatten des Gr. und Kl. Triglav. Diese Höhenangabe scheint etwas zu hoch gegriffen. Denn soviel schon aus der OA entnommen werden kann, dürfte seine mittlere Höhe und daher wohl auch die wirkliche Schneegrenze etwa 2450 m betragen. Diese Angabe stimmt gut mit den Aneroidmessungen und Beobachtungen MARINELIS (17, 268) kurz vor dem Jahre 1910 überein. Denn er gelangte bei einer mittleren Gletschernähe von 2460 m und einer

schätzungsweise örtlichen Absenkung von etwa 150 m zu einer klimatischen Schneegrenze auf 2550 bis 2600 m. Somit nahezu 200 m über jener des Caningletschers, der den Adriawinden mangels ausreichend hoher Gebirgsvorlagen weit mehr preisgegeben ist. Hingegen liegt der Triglavgletscher zwar unter den schützenden Wänden des Gipfelaufbaues, aber am Nordende einer über 2000 m hohen Gebirgskette. Sie umrandet im S und W bogenförmig das Wocheiner Becken und zehrt bereits viel Feuchtigkeit der Winde auf.

Aus den bisherigen Tatsachen kann, auch ohne schon jetzt bestimmte Zahlen zu nennen, geschlossen werden: Im Dekungsraum des Triglav und seiner nördlichen Nachbarn, des Razor (2601 m) und der Skrlatica (2738 m), mithin vom Bereiche der Gailitzdepression bis zum Westflügel des klimatischen Mittelabschnittes der Karawanken, liegt die heutige Schneegrenze jedenfalls schon bedeutend höher als 2450 m; dementsprechend auch zur Eiszeit.

Auf der Südseite des aus den Krainer Becken allmählich aufsteigenden Karawankenwalles ergeben sich Anhaltspunkte für die Lage der eiszeitlichen Schneegrenze aus einigen Endmoränen. Die des Gebengletschers erkannte MELIK zwischen dem Loiblpaß und Neumarkt auf 590 m. Nach PENCK entspricht ihr eine eiszeitliche Schneegrenze von 1400 m. Mit dieser verhältnismäßig sehr tiefen Herabsenkung stimmen auch die Endmoränen zweier weiterer Gletscherzungen der Südseite überein. Die des Zelenicagletschers im Završnicatal am Südfuße des Hochstuhls auf 700 m; ferner die des Storžičgletschers an der Mündung des Lomšicatales östlich von Neumarkt auf 550 m. Alle drei Gletscherzungen endeten in engen, sehr gut beschatteten Tälern unter besonderer Ortsgunst. Sie stellen daher nur Ausnahmefälle dar.

Für die Schneegrenze auf der Nordseite dieses hochragenden Karawankenabschnittes ist dessen Wirkung als Fangschirm für die niederschlagsreichen SW-Winde maßgebend. Er gewährt ihnen den ungehinderten Aufstieg, zwingt sie aber zur andauernden Feuchtigkeitsabgabe bis auf den Gebirgsscheitel. An ihm bricht der Kamm nach N unvermittelt steil, auf weite Strecken sogar wandartig, zur Tiefe ab. Dort kam, wie schon das allerdings schwache Abbild der Gegenwart im Winter zeigt,

den festen Niederschlägen der Eiszeit in hohem Maße der Vorteil der Nordauslage zugute. Sie schützte vor dem raschen Abschmelzen, dem die zwar niederschlagsreichere, aber der Besonnung sehr ausgesetzte Südseite unterworfen war. Auch der Verlauf der Talungen war für die Gletscherentwicklung nordseitig weit günstiger. Dazu kam hier die starke Abkühlung durch die unmittelbare Nähe des ausgedehnten Draugletschers. Diese besondere Ortsgunst der Nordseite glich selbst bei vorsichtigster Abschätzung die Vorteile der südlichen Luvseite nicht nur reichlich aus, sondern übertraf sie sogar. Tatsächlich sind die drauwärtigen Eisströme aus den Karawanken, ob sie nun den Hauptgletscher erreichten oder nicht, ungleich bedeutender als die der Südseite.

c) Ostabschnitt.

Der klimatische Ostabschnitt der Karawanken umfaßt die Seebergdepression, dann die Uschowa als letzten Eckpfeiler des Koschutazuges, die Obirgruppe und endlich den Petzenstock. Diesem somit in sich wieder gegliederten Relief sind im S die Steiner Alpen vorgelagert. Die reichsten, von der Adria kommenden Niederschläge (2500 bis über 3000 mm) fängt ihnen bereits in Küstennähe der Ternowaner Wald ab. In den Steiner Alpen samt der zu ihnen gehörigen Storzićgruppe ist daher der Niederschlag trotz größerer Massenerhebung (Grintouc, 2558 m, Skuta, 2532 m und Rinka, 2451 m) nicht höher als in dem um mindestens 200 bis 300 m niedrigeren Mittelabschnitte der Karawanken (2000 bis 2500 mm). Für ihr nördliches Vorland wirken die Steiner Alpen abermals als Windfang; es verbleibt für diesen Gebirgsraum nur ein Niederschlagsrest von 1600 bis 2000 mm wie in der Obirgruppe. Die nächsttiefere 1400 bis 1600 mm-Zone biegt im Vellachtal bis an den Südrand des Beckens von Eisenkappel aus, umschlingt im Jauntal den Gebirgsfuß, folgt dem steilen Ostabfalle der Petzen und buchtet über den Rischbergsattel bis ins Mießtal hinein. Nördlich des noch in den Steiner Alpen wurzelnden kurzen Vellachtgletschers reichten das Relief und die eiszeitliche Niederschlagsmenge nur mehr hin zur Ernährung des kleinen, ganz allein stehenden Gletschers auf der Uschowa, des Wildensteingletschers im Nordkar des Hochobir und der drei nordseitigen

Kargletscher der Petzen, die selbst beim Hochstande den Draugletscher nicht mehr erreichten.

Für die Steiner Alpen legte LUCERNA auf Grund seiner eingehenden Geländebeobachtungen die heutige Schneegrenze auf 2700 m fest, demnach die klimatische Schneegrenze zur Eiszeit auf etwa 1500 m. Mit Rücksicht auf die Ortsverhältnisse weitesten Sinnes gelangte er für die Nordseite der Steiner Alpen zu einer Senkung um 100 bis 150 m unter das Gruppenmittel, somit auf 1400 bis 1350 m; für die Südseite zu einer Hebung um 200 bis 250 m über dasselbe, daher auf 1700 bis 1750 m. Sie läge auf der Nordseite noch tiefer, wenn sich hier nicht der Regenschatten geltend machen würde. Der wechselnden Ortsgunst wurde daher von LUCERNA die ihr gebührende Bedeutung zuerkannt.

Aus dem Moränenvorkommen im mittleren Petzenkar auf 900 bis 1000 m schloß LUCERNA auf eine wirkliche Schneegrenze zur Würmeiszeit in 1500 m Höhe. „das ist wesentlich tiefer als an der Raduha“ (zwischen dem oberen Sann- und Wistratal). Denn dort fand er sie bei dem kleinen Grohatgletscher auf etwa 1600 m. PENCK (1095) beobachtete vor allem die nordseitigen Petzenkare und die glazialen Formen, die sich nach seinen Wahrnehmungen bei Neuschnee bis etwa 1200 m herabsenken. Daraus folgerte er für die Petzen eine eiszeitliche Höhe der Schneegrenze von nur etwa 1600 m.

Z u s a m m e n f a s s u n g.

PENCK schloß im Jahre 1909 seine Ausführungen mit den in ihrem Kern auch heute noch gültigen Worten: „Überblicken wir unsere recht lückenhaften Beobachtungen über die alten Karawankengletscher, so gelangen wir zu einer ähnlichen Höhe der zugehörigen Schneegrenze wie LUCERNA für die angrenzenden Steiner Alpen, nämlich etwa 1500 m. Ist der Blockwall vor dem Gebentale eine Moräne, so lag die Schneegrenze im Stiefer als im N. entsprechend der tiefen Lage der eiszeitlichen Schneegrenze am Südsaume der Alpen; im O lag sie höher als im W: die massige Erhebung der Steiner Alpen legt sich hier südlich vor die Karawanken und fängt ihnen die reichen Niederschlagsmassen ab.“

Wie erwähnt, bestätigte mittlerweile MELIK die Vermutung PENCKs über die Endmoräne am Ausgange des Gebentales. Mei-

nen Beobachtungen zufolge ist jedoch ihre besonders tiefe Lage nur durch die große Ortsgunst begründet. Dasselbe gilt für die Reichweite des südseitigen Zelenica- und des Storziögletschers. Diese starke Absenkung der Schneegrenze kann daher keinesfalls etwa für die ganze Südseite der Karawanken angenommen werden. Die klimatische Schneegrenze stieg allerdings, wie PENCK annahm. vom Südrande gegen das Innere der Ostalpen an. Gegenüber dieser gewissermaßen stetigen Kurve aber bildete die wirkliche Schneegrenze eine wellenförmige Linie. Sie berührte hiebei jeweilig die Südseite der einzelnen, hintereinander liegenden Gebirgszüge in größerer Höhe als deren Nordseite. Zu einem ähnlichen Ergebnis gelangte LICHTENECKER (1, 146) hinsichtlich des Alpenostrandes. Nach meinen eingehenden Untersuchungen auf der Nordseite der Karawanken und nach Vergleichen mit den Ergebnissen auf jugoslawischem Gebiete trifft PENCKs Annahme hinsichtlich der Höhenlage der klimatischen Schneegrenze in den Karawanken auf 1500 m im allgemeinen zu. Die Ortsgunst drückte jedoch auf der Kärntner Seite die wirkliche Schneegrenze zur Eiszeit allenthalben sehr stark herab, insbesondere in dem durch seine Lage im Luv der Adriawinde und durch seinen eigenartigen Hochgebirgscharakter ausgezeichneten Mittelabschnitte der Karawanken. Sie lag hier daher mindestens so tief wie auf der Südseite, stellenweise sogar noch tiefer, weit unter 1500 m.

2. Die nordseitige Vereisung der Karawanken.

Im Bereiche der tiefen Depression des Karnischen Grenz-
kammes, die vom Tor der Gailitz bis auf die Höhen östlich des
Wurzner Passes reicht, ergab sich (SRBIK. 5, 162, 168) ein wenig
bewegter Eisscheitel von etwa 13 km Länge und durchschnittlich
1600 m Höhe. Er lag im toten Winkel zwischen den beiden
Ferneisströmen, die weiterhin als Drau- und als Sawegletscher
endgültig getrennte Bahnen einschlugen. Der Draugletscher
durchfloß das Villacher und Klagenfurter Becken einschließlich
des Rosentals und endete im Jauntal westlich Bleiburg. Die
Gestaltung seiner Südflanke war hiebei stets in engster
Abhängigkeit vom Relief der Karawanken. Sie bildeten je nach
den Geländebeziehungen den festen Rahmen

für den Eisstrom, zwangen ihn stellenweise zur Eisabgabe, vermehrten aber auch andererseits seine Eismasse dort, wo ihre Formen eine ausreichende Eigenvergletscherung zuließen.

a) Südflanke des Draugletschers.

Ihre Feststellung nach Höhe und Gestalt am Nordrande der Karawanken ermöglichten Geländebeobachtungen über das Vorkommen von Fremdgeschieben und Eisrandformen. Daraus folgten Anhaltspunkte über die jeweilige Eishöhe, das Gefälle, dann — mangels entsprechender Bohrungen — aus der heutigen Lage des Talbodens am Nordfuß des Gebirges wenigstens annähernde Mindestwerte der Eismächtigkeit und aus dem Zusammenhang mit dem Relief die Gliederung der Südflanke. Das Ergebnis zeigen die beiden **Übersichten**.

Da zentralalpine und karnische **Geschiebe** auch im Tertiär vorkommen, das den Nordrand der Karawanken streckenweise begleitet, konnten sie nur im Triasgebiet als Anzeiger der Reichweite des Eises verwertet werden. Aber auch hier blieben sie oft mehrere hundert Meter unter der sonst sichergestellten Eishöhe zurück. Die Ursache hievon ist, wie besonders in den Westkarawanken ersichtlich werden wird, in den dortigen Steilhängen und den damit verbundenen Eisverhältnissen zu finden.

Deutlichere Anzeichen der Ferneishöhe ergaben sich in der Regel aus den **Formen**, die der Eisstrom am Gehänge hinterließ oder wenigstens vorbereitete. Es sind das zunächst seltener geschlossene **Seitenmoränenwälle** als vielmehr in sich wieder gestaffelte **Eisrandzonen**. Sie heben sich durch unruhigen, raschen Formenwechsel von kurzen Wälchen, schmalen Längsmulden und grubenförmigen Rundformen sowie durch die Anhäufung örtlichen und fremden Schuttes stets nur eine Strecke weit dort vom Hang ab, wo er ihre Ausbildung und ihren Bestand zuließ. Eine andere Art der Formen des Eisrandes sind dann **versteilte Felszonen** besonders an ein- und ausspringenden Punkten des Karawankennordrandes, wo eine verstärkte Anpressung des Eises in übereinstimmender Höhe zu erwarten war. An solchen schon durch Bau und Schichtbestand für den Abbruch günstigen Stellen bereitete die randliche Eisarbeit spätere Felsstürze vor. Sie sind heute geradezu ein immer wiederkehrendes Kennzeichen an den Pforten zu den ins

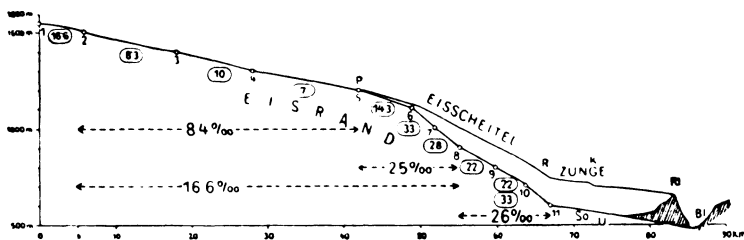
Gebirgsinnere führenden Tälern und auch sonst stellenweise entlang der Nordkette zu beobachten.

Das Relief des Gletscherbettes, dann die Massenänderungen durch Zu- und Abstrom des Eises bedingten ferner das wechselnde Gefälle der Südflanke des Draugletschers. Hierbei zeigten sich bemerkenswerte Unterschiede gegen den Gailgletscher im Bereiche der Karnischen Alpen (SRBIK, 5, 160). Dort senkte sich die randliche Gletscheroberfläche zwischen Helm und Wurzner Paß auf einer geraden Länge von etwa 110 km allmählich von 2300 auf rund 1600 m. Das durchschnittliche Gefälle war hiebei, wenn man von allen örtlichen Änderungen absieht, etwa 7 m auf 1 km, also sehr gering. In den Karawanken hingegen fiel der Eisrand schon auf einer kürzeren Strecke von nur etwa 80 km um rund 1000 m, nämlich von 1600 m im Querschnitte des Gailitzdurchbruches auf 600 m bei Rechberg. Hier löste sich die Zunge des Draugletschers vom Nordrande des Gebirges los. Sie endete erst nach weiteren fast 20 km in etwa gleicher Höhe am Rinckenberg nordwestlich Bleiburg. Das Durchschnittsgefälle war somit etwa 10 m je km, mithin größer als beim Gailgletscher. Die stark schwankenden Einzelheiten des Eisrandgefälles faßte schon PENCK (1077) in gewohnter Treffsicherheit folgendermaßen zusammen: „Der Rechberger Wall ist das Ostende der südlichen Ufermoränenwälle des Draugletschers, die wir 28,5 km weit mit geringfügigen Unterbrechungen am Abfalle der Karawanken entlang verfolgen können. Sie senken sich zunächst langsamer, dann rascher. Oberhalb Gupf ist das Gefälle 17‰, unterhalb 27‰. Noch geringer ist das Gefälle des Gletschersaumes weiter oberhalb: zwischen Wurzner Sattel und Orajncasattel senkt er sich nur mit 8‰. Auch an der Nordflanke des Klagenfurter Eisfächers steigert sich das Gefälle gegen das Gletscherende hin. Es ist oberhalb der Ausbuchtung bei Himmelberg (nordwestl. Feldkirchen) 12‰, unterhalb 20‰. Aber es ist nirgends so steil und nirgends so sanft, wie wir es eben an der Südseite festgestellt haben. Diese Verschiedenheiten bringen wir damit in Zusammenhang, daß die Südseite des Draugletschers von den Karawanken zunächst noch Zuflüsse erhielt, welche den Gletscher etwas zum Schwellen brachten, und viel weiter von Firn bedeckt war als die Nordseite. Daher erhielt der südliche Gletscher-

saum zunächst ein geringeres Gefälle, das dann durch ein um so steileres an seinem Ende wieder wettgemacht wurde. Aus diesem verschiedenen Verhalten des Gletschersaumes an der Nord- und Südflanke folgern wir auf ein ausgesprochenes Nordostgefälle des Draugletschers im oberen Teile des Klagenfurter Beckens."

Das Ergebnis meiner eigenen Untersuchungen über das Gefälle des Draugletschers am Nordrande der Karawanken stimmt hiemit sehr genau überein (Angaben PENCKs in Klammern). Denn oberhalb Gupf (westlich der Mündung des Freibaches) gelangte ich, wie das Profil zeigt, für den Abschnitt Schwarzriegelsattel (3 km östlich des Wurzner Passes) — Freibachtal zu einem Durchschnittsgefälle von $16,6\text{‰}$ (17‰), von hier bis Rechberg zu einem von 26‰ (27‰), ganz im W aber, zwischen der Ostgrenze des Wurzner Passes und dem Orajncasattel, zu einem von $8,4\text{‰}$ (8‰).

Hinsichtlich des Verlaufes der Schneegrenze über den Draugletscher besagte PENCK (1096—1097): „Die gewaltige Zunge unseres Gletschers, die sich im Klagenfurter Becken breit machte, lag in ihrer ganzen Ausdehnung unterhalb der Schneegrenze; ja, wir müssen sogar annehmen, daß der eigent-



Skizze 2. Gefälle der Südflanke des Draugletschers am Karawanken-nordrand vom Ofen bis Rechberg.

- | | |
|-----------------------|----------------------|
| 1 Ofen | 7 Falej |
| 2 Schwarzriegelsattel | 8 Schwarzer Gupf Ost |
| 3 Großer Mittagkogel | 9 Obir Nord |
| 4 Turmalpe | 10 Altenberg Ost |
| 5 Singerberg | 11 Rechberg |
| 6 Matzen | |

- | | |
|---|-------------------|
| Bl Bleiburg | R Rückersdorf |
| K Kolm südl. Kühnsdorf | Ri Rinkenberg |
| P Plöschenberg bei Köttmannsdorf (Sattnitz) | So Sonnegg |
| | U Umliebungsrinne |

1 (16.6) 2 Gefälle ‰ der Teilstrecke 1—2

liche Draugletscher bereits von der Gegend von Spittal a. d. Dr. an aper gewesen ist, während der Gailgletscher trotz seiner mutmaßlich geringeren Höhe noch bis zum Saume des Klagenfurter Beckens eine Firndecke trug. Die eiszeitliche Schneegrenze lief von Spittal a. d. Dr. bis an den Fuß der Karawanken schräg über die Gletscheroberfläche. Damit steht im Einklang, daß sich letztere im Klagenfurter Becken nach NO senkte.“

Allen Anhaltspunkten zufolge lag der sehr flache Eisscheitel näher dem Südrande des Eisfächers. Die Scheitellinie verlief aus dem Raume südlich des Faaker Sees über die Sattnitz zum Klopeiner See, weiter über den Kolm (südlich Kühnsdorf) zum Rinkenberg, wo die Zunge zur Würmeiszeit am weitesten nach O reichte. Nach meinen Ergebnissen über die Lage der eiszeitlichen Schneegrenze in den Karawanken überhaupt und besonders nach den Geländebeziehungen im Westabschnitt erhielt die Südflanke des Ferneisstromes vom Steinwipfel bis zum Matschacher Gupf reichlichen Zuschuß durch Lawinen, südlich Rosenbach überdies durch 3 Firnströme vom Grenzkamm. Es ist daher in sinngemäßer Ergänzung der Vermutung PENCKS anzunehmen, daß in diesem ganzen Bereiche der Südsaum des Draugletschers mindestens an den Ausmündungen der mit Eis und Firnschnee erfüllten Talbuchten nicht aper, sondern weithin mit Firnstreifen bedeckt war. Erst mit dem nordwärtigen Austritt aus dem Schutzraume des Gebirgskammes und mit der Annäherung an die Scheitellinie kam, der dortigen Schneegrenzlage entsprechend, das Blankeis zutage.

Es erhebt sich schließlich noch die Frage nach einem wenigstens annähernden Vergleich der Südflanke des Draugletschers zur Reiß- und zur Würmeiszeit. Die Antwort ermöglichen einige Randfunde von Formen und Geschieben. Nach Lage und Beschaffenheit sind sie mit den sonstigen Grenzen der letzten Großvergletscherung nicht gut vereinbar; sie erklären sich aber zwanglos bei Annahme einer älteren, höchstens um etwa 100 m tieferen Schneegrenze (PENCK, 1155). Ferner weisen ihre verwaschene, zum Teil verlehnte Oberfläche sowie die starke Vermischung und Verkittung von Fremdgeschieben mit Hangschutt darauf hin, daß anscheinend ein weit längerer Zeitraum seit ihrer ersten Ablagerung verstrichen ist als bei den Spuren der Würmvereisung. An allen

Übersicht 1.

Die Südflanke des Draugletschers zur Würmeiszeit.

a) Höhe und Mächtigkeit des Eises, Zu- und Abstrom, Gefälle.

Querschnitt	Beiläufige		Heutige Seehöhe des Karawanken- vorlandes in m	Anmerkung
	Eisrand- höhe	Größte Eis- mächtigkeit (mindestens)		
	der Südflanke in m			
Arnoldstein-Ofen	gegen 1600	1050	Gailtal nördl. Arnoldstein 540	Eisstau vom Tor der Gailitz bis einschließlich Wurzner Paß im toten Winkel zwischen Drau- und Sawegletscher auf 13 km Länge. Am Steinwipfel östl. des Passes endgültige Teilung des Eisstromes.
Höhen beiderseits des Wurz- ner Passes	1550	1040	Gailtal zwischen Schütt und Federaun 510	
Radendorf—östl. Steinwipfel— Schwarzriegelsattel	1500	1000	Gailunterlauf 490	Lawinenzustrom vom ganzen Grenzkamm. Eisarm über den Sattel der Roßalm in den Gratschützengraben. In der Rosen- bacher Bucht Vermehrung des Ferneises überdies durch La- winengletscher. Sehr langsame Senkung des Eisrandes vom Ofen bis zum Gr. Mittagskogel, auf 18 km Luftlinie nur um 200 m.
Dobrova — St. Stefan — Malle- stiger	1450	960	Faaker See 550	
Faaker See—Gr. Mittagskogel	1400	850	Winkl 550	
Rudnik südlich Förderlach— Petelin—Gratschützen— Rosenbach Süd	1350	800	Mühlbach 480	Lawinenzustrom in die Kahlkogelbuchten auf die dort fest- gerammten Ferneislappen. Ausgedehntes Eisstromnetz zwi- schen Bären- und Loibltal. Auffüllung des Senkungstrogas im Rosental durch Ferneis. Vom Gr. Mittagskogel bis zum Ostabsturz des Singerberges noch langsamere Senkung des Eisrandes, auf 24 km um 200 m.
Mühlbach — St. Jakob — Maria- Elend — Turmalpe	1300	820	Rosental bei Unterfeistritz 430	
Turia — Tanzboden — Raben- berg	1250	820	Köttmannsdorf—Singerberg 1200	
Köttmannsdorf—Singerberg	1200	770	Matachach 420	

<i>Opferholz—Hollenburg—Feralach—Loibltal</i>	1150	720	<i>Hollenburg</i> 430
<i>Hachel (Sattnitz West)—Glainach—Rauth—Matzen Nord</i>	1100	680	Glainach 420
<i>Haselberg (Sattnitz Mitte)—Gotschuchen—Hintergupf</i>	1050	650	
<i>Radsberg—Sabosach—Falej</i>	1000	600	
<i>Östl. Ober-Mieger—St. Margarethen—Schwarzer Gupf Nord</i>	950	550	Rosental 400
<i>Ostrand Sattnitz—Schwarzer Gupf Ost</i>	900	500	
<i>Westrand Hochfläche von Rückersdorf—Gallizien—Abtei—Freibachtal</i>	850	450	
<i>Klopeiner See—Wildenstein—Obir Nord</i>	800	390	Unteres Vellachtal 410—430
<i>Rückersdorf—Altenberg West</i>	750	320	
<i>Osthang Kolm—Ostrand Hochfläche v. Rückersdorf—Untert—Altenberg Ost</i>	700	200	
<i>Westhang Rinkenbergnördl. Loibegg—Ruinenhügel Sonnegg—Bukovnik</i>	650	150	Jauntal 500—470
<i>Replach—Lettenstätten—Loibegg—Sonnegg—Rechberg</i>	600	100	

Eisstau im unteren Loibltal. Lücke von etwa 2 km bis zum Zungenende des Zelenicagletschers. Vereinigung des Feneislappens mit dem Waidischgletscher. Lawinenstau südlich Falej im Raume Matzen—Wolfsberg—Schwarzer Gupf. Vereinzelter Lappen ins Freibachtal. Lücke bis zur Zunge des Freibachgletschers beim Terkl etwa 5 km. Zustrom des kleinen Wildensteingletschers vom Hochobir. Infolge Eisabgabe nach S zwischen Singerberg und Matzen rasches Absinken des Eisrandes, auf 7 km um 100 m; noch mehr bis Falej mangels Eiszustrom, auf 3 km um 100 m; daher auf 10 km um 200 m. Weitere Steigerung des Gefälles zwischen Falej und Obir N, auf 8 km um 200 m; ähnlich entlang der Nordseite des Altenberges bis Rechberg, auf 7,5 km um 200 m.

Verlauf des flachen Eisscheitels über die Sattnitz — nördl. Klopeiner See—Kolm—Rinkenbergnördl. Steilabfall der Südflanke entlang der Umfließungsrinne. Geringe Senkung in der Zungenachse bis zum Rinkenbergnördl. Rasche Abnahme der Eismächtigkeit infolge Nähe des Zungenendes; Schätzung beeinträchtigt durch große Aufschüttungen auf die Böden des unteren Vellach- und des Jauntales. Bogenförmiges Loslösen des Eiskörpers vom Gebirgsfuß bei Rechberg. Lücke von 15 km Breite bis zum Zungenende des Vellachgletschers.

b) Rahmenüberhöhung, Teilströme, Gliederung.

Gebirge	Rahmen		Eisrand	Rahmenüberhöhung	Mächtigkeit	Breite	Abschnitte des Draugletschers, Länge in km
	Form	Querschnitt, Seehöhe in m					
			in m	in m	in m	in km	
Karnischer Kamm	Senkungszone	Wurzner Paß 1073	1550	—	480	2,8	Eisscheitel 13
	Wiederanstieg	Steinwipfel 1656		100			
		Schwarzriegelsattel 1538	1500	40			
		Blekowa 1750		250			
Grenzkamm	Techantinger Mittagkogel 1932	1450	480	—	—	—	
	Mallestiger 1801		350				
	Jepitzasattel 1438	1410	30				
	Gr. Mittagkogel 2143	1400	750				
Vorbergzone	Kl. Mittagkogel 1739	1350	390	—	150	1,1	Lawinenzone 32
	Gratschützensattel 1177	—	—				
Rosenbacher Buchten	Mlincesattel 1581	1920	260	—	—	—	
	Baba 1892		580				
	Grüner Sattel 1758		440				
	Rosenbachsattel 1586		280				
	Eckelesattel 1491		180				
Kahlkogelbuchten	Kahlkogel 1836	1300	540	—	—	—	
	Maria-Elendsattel 1439		140				
	Kotschnasattel 1560		260				

Geogr. Höhe	Rahmen		Eisrand	Rahmen- über- höhung	Mächtigkeit	Breite		Abschnitte des Draugletschers, Länge in km
	Form	Querschnitt, Seehöhe in m				Beiläufige Höhe in m	d. Eisteilstromes	
			in m	in km				
Grenzkamm d. Karawank. Nordkette der Karawanken	Kahlkogel- buchten	Gipssattel 1466		170				Lawinen- zone 32
	Pfeiler des Bärentales	Matschacher Gupf 1685	1280	400				
		Sinacher Gupf 1577	1260	320				
	Lücken	Bärental bei Storning 850	1250			400	3,3	Eisstrom- netz 17
		Krischnigsattel 1083				170	0,7	
		Orajncasattel 1120				130	0,5	
	Wand	Rabenberg 1465		210				
		Singerberg 1589	1200	390				
	Lücke	Loibltal b. Ferlach 460	1150	—	700	2,7		
	Pfeiler	Sechter 1447	1120	330				
	Lücke	Waidischtal b. Herločnik 760	860	—	100	1,3		
	Wand	Matzen 1627	1100	430				Gleitzone 22
		Schwarzer Gupf 1685	950	740				
	Lücke	Freibachtal südl. Niederdörfel 700	850	—	150	1,6		
	Wand	Kleinobir 1947	800	1150				Zungen- gebiet 16
Altenberg 1552		750	800					
Rechberg 603		600	—					

übrigen Stellen sind die ohnedies schwachen Zeugen einer früheren Eiszeit anscheinend verwischt. Nach den noch vorhandenen Resten zu urteilen, war die südseitige Ausdehnung des älteren Draugletschers nur ganz unbedeutend größer als die der letzten Fernvereisung.

Die durch Erosion bloßgelegte Rißmoräne bei Tschinowitsch am Nordwestrande der Faaker Dobrova (Gruppe 7) ist als bisher einziger Fundpunkt in diesem Raume sehr bemerkenswert, sie beweist jedoch noch nichts über die Reichweite der Rißvereisung. Anders verhält es sich vermutlich bei drei Fundstellen von Formen und Geschieben vorbezeichneter Art in der südlichen Eisrandzone und schließlich am Zungene in der Umgebung von Bleiburg.

Diese drei Flankenpunkte liegen auf der Nordseite des Rabenberges, des Schwarzen Gupfs und des Jegartkogels (Gruppen 12, 16 u. 19) um etwa 50 bis 100 m höher und etwas auswärts der würmeiszeitlichen Gletschergrenze, immer an Umbiegungs- oder Prallstellen eines jedenfalls älteren Ferneisstromes. Dessen Südflanke scheint aber sonst von der des jüngeren Draugletschers im allgemeinen wenig abgewichen zu sein. Erst im Zungengebiet (Gruppe 19) fanden sich dann wieder deutlichere Spuren, die auf ein früher näheres Heranrücken des Eisrandes an den Nordfuß der Karawanken schließen lassen, mithin auf ein breiteres Aufeinanderfließen der Zunge. Sie stehen im Zusammenhange mit der rißeiszeitlichen Endmoränenlandschaft auf der Westseite des Libitschkogels. Damals reichte die Zunge des Draugletschers somit, wie schon PENCK feststellte, nur um etwa 1½ km weiter östlich als zur Würmeiszeit. Bei dieser letzten Vergletscherung fand der mächtige Eisstrom schon am Rinkenberg in etwa 600 m Höhe sein Ende, rund 200 km Luftlinie von dem 2400 m hohen Eisscheitel westlich Toblach entfernt, nachdem er die geräumigsten Talungen der südlichen Ostalpen ihrer ganzen Breite nach erfüllt und durchzogen hatte.

b) Zusammenwirken von Ferneis und örtlicher Vergletscherung.

Den Hochstand in den Karnischen Alpen kennzeichneten zwei Vorgänge: der Stau der zahlreichen, aber vergleichsweise zumeist schwachen Seitengletscher durch den mächtigen

Gaileisstrom; dann, wo es die Form des Grenzkammes zuließ, das Überfließen von Fern- und Lokaleis in die Talgebiete der Südseite. Auch in den *Karawanken* bestimmten Relief und Eismasse das Eindringen des Ferngletschers in den Gebirgskörper und die Vorgänge bei seinem Zusammentreffen mit dem bodenständigen Eis. Höhe und Form des Gebirges, der Verlauf seines Talnetzes und die durch Annäherung an das Zungengebiet geänderten Eisverhältnisse brachten jedoch in den *Karawanken* zum Teil andere Erscheinungen hervor, die der besonderen Eigenart dieses Bereiches entsprechen.

Danach ergeben sich hier aus meinen Untersuchungen (Gruppe 1—26, Skizze u. Übersichten) für die Südflanke des Draugletschers die folgenden 5 Abschnitte: Eisscheitel, Lawinenzone, Eisstromnetz, Gleitzzone und Zungengebiet.

1. Eisscheitel.

Er liegt im Grenzraume gegen die Karnischen Alpen und reicht vom Westgehänge des Gailitzdurchbruches bis zum Steinwipfel östlich des Wurzner Passes (13 km). Es bestand nur geringe Eisbewegung im toten Winkel zwischen dem bisher noch Gailgletscher genannten Eisstrom im N und dem Sawegletscher im S. Die Mächtigkeit der Eisüberdeckung des Wurzner Passes erreichte mindestens 480 m (SRBIK, 5. 162, 165, 168—169).

2. Lawinenzone.

Sie erstreckt sich vom Steinwipfel bis zum Matschacher Gupf (etwa 32 km). Am Steinwipfel erfolgte die endgültige Teilung des Eisstromes. Er überflutete größtenteils die Nordhänge des Grenzkammes und drang hoch in die Nebentäler ein, deren Zahl nicht weniger als 13 beträgt. Die Furchen treten meist rechtwinklig in das Haupttal ein und haben — ähnlich wie in den Westkarnischen Alpen — nur einen durchschnittlichen Abstand von 1—3 km. Sie beginnen sämtlich in Steilmulden, stellenweise in Felskaren, unter dem zur Eiszeit durchwegs verfirnten und stark überwächten Hauptkamm. Daher reichte der Eisrand noch nahe an den Schwarzriegel- und auch noch sogar an den Jepitzasattel heran. Die Steilhänge der Gipfel des paläozoischen Karnischen Kammes überragten ihn schon anfänglich um mehr als 200 m. Ostwärts steigerte sich die Überhöhung mit dem Vor-

dringen der Koschutaeinheit am Techantinger Mittagskogel bereits auf etwa 480 m. im Bereiche des Großen Mittagskogels sogar auf 750 m. Über den Sattel am Ostfuße des Kleinen Mittagskogels drang ein 150 m mächtiger und mehr als 1 km breiter Ferneisstrom in den Gratschützengraben ein. Diese Furche bildete mit dem Ardeschitzen- und Bärengraben die eiserfüllte Rosenbacher Bucht. In ihr sank die Überhöhung des durchwegs steil abbrechenden Grenzkammes selbst in den Sattelgebieten nirgends unter 200 m. Ähnlich greifen gegen die Nordseite des Kahlkogels und der Bärentaler Kotschna abermals drei tiefe Furchen bis ganz an den Grenzücken zurück, von denen der Gr. und der Kl. Suchagraben in steilen Felskesseln enden.

Nach den formenkundlichen und eiszeitlichen Verhältnissen dieses Abschnittes stürzte mindestens ein Dutzend großer und eine Unzahl kleiner Lawenstränge in geringem Seitenabstand auf den tief liegenden Rand des Ferneisstromes nieder: sie überdeckten die eingedrungenen Lappen, füllten die Talbuchten hoch auf und drangen in Streifen weit nordwärts auf das Ferneis vor. In der Rosenbacher Bucht konnten sich infolge der hierfür günstigen Talformen aus dem Firn der Lawinen selbst drei Gletscherzungen entwickeln, die sich auf den Ferneislappen legten. Wegen der Ernährungsart der Südflanke des Draugletschers in diesem Abschnitte rechtfertigt sich daher die für ihn gewählte Bezeichnung einer *Lawinenzone*.

Über die *Mechanik der Eisbewegung* beim Zusammentreffen von Fern- und Lokaleis boten bereits bei den Karnischen Alpen die Vergleiche mit heutigen Gletschern Zentralasiens manche Anhaltspunkte (SRBIK. 5. 149—151). Sie können für die Karawanken durch Gletscherbeobachtungen sinngemäß ergänzt werden, die KLEBELSBERG im Gebirge Peters d. Gr. (Westturkestan) und VISSER im Karakorum vornahmen.

In den Westkarawanken gelangten die Lawinengänge aus den zahlreichen Gleitrinnen und die sich aus ihnen in den größeren Tälern entwickelten Firnzungen — ähnlich wie bei manchen asiatischen Gletschern der Gegenwart — an oder selbst weit unterhalb der Schneegrenze auf die Oberfläche des längst ausgeglichenen Draugletschers. Er füllte sein Haupttal in ganzer Breite aus und drang weit in die Buchten am Karawankennordrand ein. Durch die dortigen Geländebeziehungen wurde die Eis-

mechanik bestimmt. Die starke Überhöhung der Abrißstellen, das Gefälle, die Talrichtung und der Raummangel mußten nach höchstens kurzfristiger Stauung am Eisrand zu einer Überlagerung des Ferneises durch die Lawinen führen; weiterhin zu einer streifenförmigen Fortsetzung ihrer eingemuldeten, im Querschnitt gewölbten Gleitbahnen auf dem Gletscherkörper. Hier sank der erst zu Firneis gepreßte Lawinenschnee nur wenig unter die Eisoberfläche ein. Er zeichnete sich noch im Vorfeld als heller Streifen von dem dort dunkeln, aperen Ferneis ab. Mitunter wurde er wohl, wie bei heutigen Gletschern beobachtet, wegen seiner geringen Dichte und Härte auch in schmalen, weißen Längskämmen emporgepreßt und schließlich in einzelne Firnpyramiden aufgelöst. Die Schuttführung der Lawingänge war nach der Beschaffenheit und Schichtkopflage der Gesteine des Abrißgebietes recht ansehnlich. Hiedurch allein schon wird besonders in diesem Abschnitte das häufige Zurückbleiben der Fremdgeschiebe um mehrere hundert Meter unter der sonst sichergestellten Ferneishöhe erklärlich. Weitere Ursachen dieser Erscheinung sind nacheiszeitliche Lawinen, Bergstürze, Gesteinsverwitterung, Gehängeschutt durch Wasserwirkung der Wildbäche. Schuttkriechen und stellenweise dichter Waldbestand.

3. Eisstromnetz.

Die Zone reicht vom Matschacher Gupf bis zur Matzen (etwa 17 km). Ihre Entwicklung wurde durch die Beschaffenheit des Rahmens nach Höhe und Talverlauf sowie durch die hier auftretende Eigenvergletscherung der Karawanken ermöglicht. Bisher war der im Gr. Mittagskogel gipfelnde Hauptkamm nach N vorgewölbt; er entsandte daher zwar zahlreiche, aber nur kurze Steiltäler, engte die Südflanke des Draugletschers ein und führte ihr reichlich Lawinenschnee zu. Im Gebiete des Hochstuhls, der größten Erhebung in den ganzen Karawanken, aber tritt der Hauptkamm stark südwärts zurück. Er behält auch weiterhin in der Vertatscha und jenseits der Loiblsenke in der Koschuta den größten Abstand vom Rosental bei, in dem sich der Ferneisstrom nach O bewegte. Die Höhe des Gebirges sowie die günstige Richtung und Form des Bären-, Boden- und der Südäste des Waidischtales führten in dieser Bucht zur Entwick-

lung ansehnlicher Lokalgletscher. Durch deren Verbindung mit dem in die Gebirgstäler eingedrungenen Ferneis entstand derart ein Eisstromnetz, dessen Verlauf sich kurz folgendermaßen gestaltete.

Der Draugletscher trat mit einem Arme zwischen den Pfeilern des Matschacher und Sinacher Gupfs in das Bärenental ein. Er nahm hier den Hochstuhl- sowie den kleineren Strugarcagletscher auf und überschritt gemeinsam mit dem Karawanken- eis den Krischnigsattel, der ins Bleiberger Tal hinüberleitet. Die Hauptmasse des Ferneises glitt entlang der Nordseite des Singerbergzuges, in dem die Vorkette der Karawanken geschlossene Formen anzunehmen beginnt. Ein zweiter Arm gelangte jedoch über den Orajncasattel mit dem Eisstrom aus dem Bärenental in das erstmalig W—O gerichtete Bleiberger Tal. Hier vereinigte er sich mit dem Bodentalgletscher und sodann im Loibltal mit dem von N her eingedrungenen Ferneislappen. Diese aus Karawanken- und Ferneis bestehenden Gletschermassen reichten bis in die Talweitung südlich des Deutschen Peters. Zwischen ihnen und dem schwächlichen Zelenicagletscher hingegen blieb eine Lücke von etwa 2 km Breite offen.

Nach der auffällig großen Entfernung zwischen Bären- und Loibltal von rund 10 km folgt in kurzem Abstände die Mündung des Waidischtales. Dazwischen schiebt sich der schroffe Pfeiler des Sechters ein, an dem das Ferneis auf drei Seiten brandete. Es entsandte abermals einen Lappen in das Waidischtal, der mit den vereinigten drei Strängen des westlichen Koschutagletschers zu einer Einheit verschmolz. Zwischen Matschacher Gupf und Matzen dehnte sich südwärts bis zum Grenzkamm somit ein weitverzweigtes Eisstromnetz aus, das in solcher Entwicklung nur diesem Raume der Karawanken zukam.

Einige Schlüsse auf das Verhalten des eingedrungenen Ferneises ergaben sich aus den Geländeverhältnissen, der Eishöhe, aus Geschiebefunden, Erfahrungen in anderen Gebieten der Alpen und schließlich aus Vergleichen mit ähnlichen Vorgängen im Bereiche heutiger großer Gletscher Zentralasiens. Dadurch gewinnen die natürlich nur wahrscheinlichen Folgerungen für die Karawanken verstärkte Beweiskraft.

Schon nach den Wahrnehmungen im Gelände entsprach die Eishöhe der in das Bären-, Loibl- und Waidischtal eingestülpten

Lappen zwar anfänglich der jeweiligen Eishöhe des vorüberziehenden Draugletschers; taleinwärts aber senkte sie sich mehr oder weniger rasch.

Hiezu führen auch einige allgemein gültige Beobachtungen über den Einfluß des Geländes auf die Eismechanik. Das Ausmaß der Höhenabnahme wurde jeweilig durch die Größe des Eismassenschubes sowie durch die Richtung und Form des Nebentales bestimmt. Starker Nachdruck, große Menge der eingepreßten Eismassen, schmaler Talquerschnitt und allmählicher Anstieg der Talsohle bei günstigem Verlauf zur Hauptströmungsrichtung verlangsamten die Höhenabnahme. Hingegen wurde ein Abscheren an der Lappenwurzel und damit eine Verminderung oder gar das Ausbleiben des Nachschubes um so mehr begünstigt, je geringer der Mündungswinkel des Nebentales zur Hauptstromrichtung und je größer dessen Gefälle war. Eine Zunahme des Winkels und geringes Gefälle des Nebentales erleichterten jedoch das Einpressen der Eismassen und den Bestand des Zusammenhanges. Bei jähen Biegungen und in Felskesseln trat statt der Vorwärtsbewegung des Eislappens Aufstau ein, in Talweiten kuchenartiges Ausbreiten und damit rascheres Aufzehren der bewegenden Kraft. In tiefen Talfurchen und im toten Winkel von Gefällsstufen glitt das Eis des Lappens über die einmal eingelagerten, dann erstarrten, abgescherten und von Grundmoränen durchsetzten Eispolster hinweg, was AMPFERER schon 1915 betonte. Diese Grundsätze gelten ebenso für den Bereich des eingedrungenen Ferneises wie für die aus entgegengesetzter Richtung vom Hauptkamme der Karawanken abströmenden Nebengletscher, desgleichen beim Zusammentreffen beider. In diesem besonderen Falle konnte überdies je nach den Gelände- und Eisverhältnissen auf den anfänglichen Stau eine Lagerung der Teilströme neben-, über- oder ineinander folgen. Bei einer Überlagerung gelangte der Nebengletscher entweder ins Hangende oder ins Liegende des Hauptstromes. Auf diese wechselnden Möglichkeiten bei heutigen Gletschern Zentralasiens haben in letzter Zeit KLEBELSBERG und VISSER eingehend hingewiesen.

Nach allen Geländebefunden in unserem Karawankenabschnitt, nach sonstigen Erfahrungen und Vergleichen nahm die Eishöhe des in das Gebirgsinnere eingedrungenen Ferneises

jedenfalls ab. Das Zusammenreffen mit den Lokalglutschern war hiebei jeweilig von den Ortsverhältnissen abhängig, daher talweise verschieden. Es gestaltete sich etwa folgendermaßen.

Der Bärenalglutschers taute sich mit seinem linken Lappen in der Poautzmulde bis etwa 1400 m Höhe an. Die Zungenmitte preßte sich durch das Engtal, überlagerte ungefähr an der Mündung des Strugarcagrabens das Draueis, das hier mindestens 1250 m hoch stand, und wurde samt dem Eis von der Nordseite des Koziak in die allgemeine Strömungsrichtung zum Bleiberger Tal abgelenkt. Infolge des höheren Eisstandes auf der Nordseite des Singerbergzuges lagerte sich das über den Orajncasattel quellende Ferneis auf den Nebenstrom.

Der Bodentalglutschers stieß in etwa gleicher Höhe auf diese aus Fern- und Karawankeneis zusammengesetzte Gletschermasse; er wurde daher mit Teilen seitlich über die Höhen südlich von Bukovnik nach O abgelenkt.

Der Ferneisstrom hatte an dem schroff abstürzenden Ostende des Singerberges noch 1200 m Höhe. Er buchtete ins Loibltal hinein, füllte die tiefen Felsnischen an der Westseite des Sechters und des Ferlacher Horns hoch auf und schob sich unter Absinken der Eisoberfläche gegen und über den Kl. Loibl vor. Andererseits drängte aber der Bleiberger Eisstrom auf demselben Wege talwärts, den ihm der Ferneislappen wie ein Pfropf zu verschließen trachtete. Bei der Unsicherheit des zeitlichen Zusammentreffens und der trotz mancher Anhaltspunkte in den Einzelheiten doch nur schätzungsweisen Eishöhe lassen sich über die Art der Eisbewegung in diesem Raume bloß Vermutungen äußern. Auch wird sich die Eismechanik in ihrer Abhängigkeit von den Schwankungen der Eishöhe, des Eisdruckes und der meist unterirdischen Arbeit des fließenden Wassers zeitweise geändert haben. Gewiß aber traten große Eisstauungen des Bleiberger Stromes ein, die ihn zum Teil nach SO abdrängten. Die äußersten Spuren des vereinigten Fern- und Karawankeneises fanden sich, wie erwähnt, in der Warantmulde südlich des Deutschen Peters. Infolge dieser Hemmungen des Eisabstromes bei andauerndem Nachschub von W stieg die Eishöhe im Bleiberger Bereich höher an, als es dem bloßen

Zustrom entsprochen hätte. Nachdem der Ferneislappen beim Höchststande einmal in die geräumigen Felsnischen des unteren Loibltales eingepreßt war, konnte sich in der Folgezeit der Druck von N her nicht mehr weiter verstärken, er mußte vielmehr nachlassen. Durch die andauernde Strömungsrichtung des Draueises nach O erfolgte allmählich ein Abscheren des Lappens an der Wurzel, wodurch dieser außer Bewegung geriet. Hingegen hielt der durch den Stau gesteigerte Eisdruck aus dem Bleiberger Tal vermutlich noch länger an und drängte, seiner natürlichen Abstromrichtung folgend, sowohl in die Warantmulde des Loibltales als auch über den Kl. Loiblpaß auf die Wiedervereinigung mit dem Draugletscher hin. Aber erst mit dem späteren Einsinken der Eisoberfläche des Draugletschers konnte sich der bisher gestaute Bleiberger Strom auf das rückschmelzende Lappende aufchieben. Vermutlich gelang es Teilen seiner Zunge schließlich sogar, die Eisblockade zu durchbrechen und in der eingesunkenen Eismulde, die infolge fortwährender Unterhöhlung durch die Schmelzwässer entstanden war, in Schollenform drauwärts vorzudringen. Während damals die Felshänge, Talwinkel und Nischen des unteren Loibltales noch mit dem alten Ferneis voll bepackt waren, das steil zur Talrinne abbrach, triftete hier mit den Schmelzwässern obertags ein Teil des früheren Stauaises in schmaler Furche zwischen wirren Trümmern von Toteis talauswärts.

Im Raume zwischen dem südlich des Kl. Loibl vorgedrungenen Eislappen und dem aus entgegengesetzter Richtung kommenden *Zelenicagletscher* ergab sich nach allen Anzeichen, wie bereits erwähnt, eine etwa 2 km breite Lücke. Wenn sich in ihr anscheinend zwar auch kein größerer Stausee der Schmelzwässer bildete, dürfte diese apere, von ausgeschwemmter Grundmoräne und von Schottern erfüllte Zwischenzone doch von zahlreichen Wasseradern durchzogen und von einzelnen Tümpeln bedeckt gewesen sein. Der Abfluß der Schmelzwässer aus solchen Becken und aus den ihrer ganzen Breite nach eiserfüllten Tälern erfolgte wie bei heutigen Gletschern größtenteils auf dem Gletschergrunde in Eistunnels. Die typischen, tektonisch angelegten Engtalstrecken wurden hiedurch noch mehr eingetieft und bei günstigen Verhältnissen — wie

besonders im Loibltal — die Bildungen von Schluchten eingeleitet. Erst in den trichterförmigen Talmündungen traten die Schmelzwässer in breiten Sanderflächen an das Tageslicht.

Zwischen dem vorspringenden Pfeiler des Sechters und dem Steilhange der Matzen zweigte von dem in mindestens 1100 m Höhe vorüberleitenden Ferneisstrom ein Lappen ins Waidischtal ab. Er wurde, solange er noch ausreichend Nachschub erhielt, in den Toningraben hineingepreßt, dessen Kessel nahe an den Kamm des Ferlacher Horns zurückreicht. Südlich des heutigen Ortes Waidisch breitete er sich in der Talweitung kuchenartig aus und erreichte die Zunge des von S kommenden Waidischgletschers. Die Oberfläche beider Eisströme lag den Geschiebefunden zufolge nur mehr in etwa 850 m Höhe. Beiderseits war die Bewegungskraft aufgezehrt, sie reichte eben nur noch zum ruhigen Zusammenschluß hin. Anscheinend sammelten sich die Schmelzwässer beider Eiszungen obertags in der Vereinigungsmulde als seichter Gletschersee, während ein starker Gletscherbach unter dem Eis talauswärts floß und allmählich den Eistunnel zum Einsturz brachte.

Trotz gemeinsamer Vorgänge weisen daher Bären-, Loibl- und Waidischtal doch eigene Züge beim Zusammentreffen der Eisströme auf. Sie sind in dem Wechsel der Gelände- und Gletscherverhältnisse begründet.

4. Gleitzone.

In dem nun folgenden Abschnitt von der Matzen bis zum Vellachdurchbruch bei Rechberg (etwa 22 km) herrschen wieder eigenartige Verhältnisse. Die Nordkette der Karawanken nimmt an Höhe zu und wird nur etwa in der Abschnittsmittle vom Freibachtal zerschnitten. Denn die sonstigen Gerinne, der Inze-, Gotschuchen- und Wildensteiner Graben, sind nur unbedeutend. Das Ferneis reichte am Nordabhange der Matzen bis etwa 1100 m. Ein kleiner Lappen staute bei Falej die Lawinen und die Schmelzwässer der südlichen Umräumung. Erst in die trichterförmig sich öffnende Mündung des Freibachtals drang ein stumpfgeformter Lappen etwa 1 km südwärts vor. Die Spuren seines schrittweisen Rückzuges sind in einer schönen Moränenlandschaft erhalten. Eine 5 km breite Lücke trennte diesen Lappen vom Freibachgletscher. Dessen Zunge lag beim

Terkel, am Beginn der Engtalstrecke, schloß das Zeller Tal ab, das im W durch den Waidischgletscher blockiert wurde, erreichte aber nicht mehr den Schaidasattel.

Weiterhin empfing der Ferneisstrom zwar eine geringe Verstärkung durch den kleinen Wildenstein-gletscher vom Hochobir, jedoch ist andererseits im heutigen Drauquertal zwischen der Sattnitz und der Hochfläche von Rückersdorf ein Eisabstrom nach NO anzunehmen, wodurch das Sinken des Eisrandes am Gebirgsfuß etwas beschleunigt wurde. Abgesehen von der verhältnismäßig geringen Einstülpung ins Freibachtal, einem letzten, schwächlichen Ansatz zur Bildung eines Eisstromnetzes, glitt der Draugletscher — ähnlich wie schon weiter im W am Nordhange des Singerbergzuges — ohne größere Ein- und Ausbuchtungen talabwärts. Hierbei begrenzten die Höhen Matzen, Wolfsberg, Schwarzer Gupf, Kleinobir, Altenberg und seine Ausläufer bei Rechberg durch ihre kaum gegliederten Steilhänge in sonst lückenloser Folge den Eisrand. Diese wenig gestörte, ruhige Bewegung des Draugletschers entlang des nur vom Freibachtal unterbrochenen Rahmens auf einer Entfernung von mehr als 20 km begründet den diese Strecke kennzeichnenden Namen „Gleitzone“.

An ihrer Ostgrenze, am Vellachdurchbruch zwischen Rechberg und Miklauzhof, sind noch einige Wahrnehmungen besonders hervorzuheben. Einen länger währenden Eishochstand zeigt zunächst der Rechberger Ufermoränenwall an. Er staute die Vellach zeitweise auf und zwang sie schließlich zur Laufverlegung nach O. Hingegen entspricht die Grundmoräne im Tälchen von Wolina am Südfuße des Sittersdorfer Berges wegen ihres frischen Erhaltungszustandes anscheinend einem vorübergehenden, nur wenig älteren Eishochstande vor Aufschüttung des Rechberger Walles. Zwischen ihm und der aus den Steiner Alpen quellenden Zunge des Vellachgletschers liegt eine eisfreie Zone von 15 km Breite. Östlich von ihr konnte sich nur auf der Nordseite der Uschowa (des Erlberges) eine ganz alleinstehende, kurze Gletscherzunge entwickeln. Am Rechberger Walle löste sich das Ferneis endgültig vom Gebirgsfuße der Karawanken ab. Damit beginnt der letzte Abschnitt.

5. Zungengebiet.

Meinen Untersuchungsergebnissen zufolge verlief die nach außen steil, in der Gletscherachse aber sanft abdachende Südflanke der Zunge beim Hochstande der Würmeiszeit etwa in der Linie Rechberg—Sittersdorf—Sonnegger Berg—Loibegg—Lettenstätten—Rinkenbergl (etwa 16 km). Die Umliebungsrinne der Vellach und der mit ihr nördlich Rechberg vereinigten Gletscherschmelzwässer trennte fortan das Eis vom Berghang. Die drei Karlgletscher der Petzen endeten bereits hoch über dem Jauntal.

3. Hocheiszeitliches Landschaftsbild und Altformen des Reliefs.

Der gedachte Tiefblick aus einem zur letzten Eiszeit langsam über den Karawanken kreisenden Flugzeug vermittelt am besten den Gesamteindruck des damaligen Landschaftsbildes und zeigt dessen starke Abhängigkeit von dem Altrelief, das die Vereisung bereits vorfand. Nach der Wirkung dieses wechselvollen Zusammenspiels auf den Flugzeugbeobachter können hierbei die nachstehenden 5 Abschnitte unterschieden werden.

1. Eisscheitel.

Im Grenzbereiche der Karnischen Alpen ergab sich für den Eisscheitel folgendes Schlußbild (SRBIK. 5. 168—169): Als letzte Firninseln des Gebirges ragen nur mehr die Kuppen des Kapin und des Göriacher Berges über die Eisoberfläche empor. Dann verschwindet der Grenzkamm infolge der Achsensenkung ganz unter dem Eis und es breitet sich auf etwa 13 km Längserstreckung eine ununterbrochene, wenig bewegte und firnbedeckte Gletscheroberfläche im Lee der beiden Eisströme aus, die durch das Gail- und Sawetal nach O ziehen. Erst am Steinvipfel östlich des Wurzner Passes erscheint der Firnrücken wieder und bildet einen breiten Grenzsaum zwischen ihnen. Als verhältnismäßig kleiner, aber hochragender, letzter Nunatak der Gailtaler Alpen erhebt sich im N eindrucksvoll der vergletscherte Gipfelaufbau der Villacher Alpe (des 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 der Umrahmung unterbrochene weiße Firnmeer bezeugt vielleicht am eindringlichsten die enge **A b h ä n g i g k e i t** des Eisstromnetzes von dem vorgefundenen, im Vergleiche zur Eishöhe nur mehr kümmerlich sichtbaren Relief. Fast unabsehbar erfüllt weiter im O zwischen den Gurktaler Alpen und den Karawanken ein schon teilweise aperer Eiskörper das Villach—Klagenfurter Becken.

2. Lawinenzone.

Bei der Fortsetzung des Fluges läßt sich rückschauend das zwischen dem Steinwipfel und der Bärentaler Kotschna besonders nordseitig gewonnene Landschaftsbild einheitlich als **L a w i n e n z o n e** zusammenfassen.

Der östlich des Wurzner Passes zunächst noch breite Firnrücken der geologisch hier endenden **K a r n i s c h e n A l p e n** geht nach N kaum merklich in die mit schneebedecktem Gailais hochaufgefüllte Mulde des verzweigten Korpitschgrabens über. Nur am steileren Gehänge zeigen sich vorerst Spuren abgerollter Lawinen. Im Gipfelbereiche der **K a r a w a n k e n**, die infolge geänderter Gesteinsbeschaffenheit und Bauart nach N schroff abstürzen, verschärfen sich aber sogleich die Gegensätze. Die Kammstrecke Techantinger Mittagkogel—Mallestiger—Schwarzkogel ragt, vom Drautal aus gesehen, als überwächtete, auf- und absteigende Mauer mehrere hundert Meter über die unruhig ein- und ausbuchtende Eisoberfläche empor. Kurze, dunkle Felsrippen wechseln mit steilen Rinnen, durch die der meist schutt-durchsetzte Schnee von Lawinen und abgebrochenen Wächten sich trompetenförmig auf der Eisoberfläche ausbreitet. Hingegen trägt hier die Südseite der Kammlinie eine breite, geschlossene Firndecke. Sie nährt einige schmale Eisstränge, die in engen Talgräben dem Sawegletscher zustreben. Östlich des Schwarzkogels folgt im Haupt Rücken eine windverblasene, nur nordseitig überwächtete Strecke. Die Bucht des Ferneisstromes reicht sehr nahe an den Jepitzasattel heran.

Weiterhin beherrscht der **G r o ß e M i t t a g s k o g e l** das hocheiszeitliche Landschaftsbild. Mehr als 700 m erhebt sich sein felsumgürteter Firngipfel über das Eis der Nordseite, fast 1000 m über den weit schwächeren Sawegletscher. Allseitig, be-

sonders aber aus den gut geschützten Karen im N und O des Großen Mittagkogels, stürzen Lawinen auf die eingedrungenen Gletscherlappen, wo ihre Spur noch lange zu verfolgen ist. Die verfirnten Gipfelfelsen sowie die Lawinenflanken des Kl. Mittagkogels und des Türkenkopfes treten wie Vorposten des Hochgebirgskammes deutlich hervor. Ringsum von Eis umgeben, zeichnet sich nur der Gipfel der Gratschützen als ganz kleine, apere Insel ab.

In die Rosenbacher Bucht ist das Draueis fingerförmig durch die Talgräben bis zu den felsigen Ausläufern der Nebenrücken vorgedrungen. Von dem in seiner ganzen Längserstreckung verfirnten und nordwärts überwächten Kammstück Gr. Mittagkogel—Frauenkogel—Kahlkogel brechen an zahlreichen Stellen gewaltige Schneemassen nieder, die sich in den vereisten Talmulden als schmale, hellweiße Lawingletscher auf die meist grau gefärbten Ferneislappen aufschieben. Denn durch die Wucht einer Eisüberhöhung des Grenzkammes, die schon in den Sattelgebieten mindestens 250 m beträgt, unter den Gipfeln der südlichen Buchtumrahmung aber sogar über 500 m ansteigt, preßte sich der ursprünglich lockere Schnee zum festen Firneis zusammen. Es erhielt hiebei auf der nach N steil abdachenden Eisfläche eine so starke Bewegungskraft, daß sich die drei talaus drängenden Lawingletscherzungen im Talzwiesel südlich Rosenbach vereinigen konnten.

Auf dem breiten Firnrücken Kahlkogel—Bärentaler Kotschna halten die nordseitigen Lawinen und Wächten an, die durch die Bauform des Gebirges und die Lage im Windschatten begründet sind; besonders kennzeichnend aber ist für die Kahlkogelbuchten nicht nur die Reichweite des Ferneises bis hart an den Karawankenamm und der Schneezustrom von dort, sondern das Festrammen der bis in die hintersten, tiefen Talkessel des Radisch-, Hasen- und des Kl. Suchagrabens eingedrungenen Eismasse, die nun von hoch oben her überdies durch die niederstürzenden Wächten und Lawinen überschüttet werden.

3. Eisstromnetz.

Bisher bildeten die Karawanken im allgemeinen den festen Rahmen, an dem der Ferneisstrom brandete. Das Landschaftsbild ändert sich wesentlich im Bereiche der Hochgebirgsketten

des Hochstuhls bis einschließlich der Koschuta. Denn das Ferneis dringt durch die Talungen und über einige Sättel in das Innere des Gebirgskörpers ein und tritt dort in Verbindung mit der Eigenvergletscherung. Der vorherrschende Zug dieses Karawankenabschnittes ist daher ein Eisstromnetz. Sein Verlauf wird weitgehend durch das Relief bestimmt.

Zwischen den Firnkuppen des Matschacher und Sinacher Gupfs schiebt sich ein Ferneisstrom ins untere Bärenental hinein. Er vereinigt sich hier mit dem Bärenental- und Strugarcagletscher, dann, nach Überschreitung des Krischnigsattels und Eintritt in das Bleiberger Tal, mit dem Bodentalgletscher. Weiterhin stößt er auf den ins Loibltal vorgedrungenen Ferneislappen. Durch diesen Verlauf des Eisstromnetzes wird der Singerberg zu einer Insel inmitten des Eises. Sein schmaler, nur wenig firnfter Rücken hebt sich grätenartig von seiner vereisten Umgebung ab und wird vom Sinacher Gupf durch den Eisübertritt am Orajncasattel geschieden.

Anschließend an diese Zone ragt das auf seiner Nordseite selbst vergletscherte Massiv des Kosiak wie eine klotzige Insel aus den sie lückenlos umgebenden Eisströmen empor. Denn auch im S hängen die Firnbecken des Bären- und Bodentalgletschers über den Matschacher Sattel miteinander zusammen. Die weitere Sicht auf den Hochstuhl kam vermittelt schon aus größerer Entfernung den Eindruck ähnlicher Verhältnisse wie in der vorhin gekennzeichneten Lawinenzone. Er verstärkt sich aber noch bedeutend nach erfolgter Annäherung. In ununterbrochener, rascher Folge reihen sich von der Bärenentaler Kotschna an bis in den Hintergrund des Firnraumes unter dem Hochstuhl und dem Spitzkegel der Bjelschitza die jähren Sturzbahnen von Lawinen und Wächten aneinander. Sie füllen mit zunehmender Kammhöhe immer mehr den ohnedies im ergiebigen Windschatten der reichlichen Niederschläge liegenden Talschluß und polstern ihn aus. Schließlich sammeln sie sich in diesem Firntroge zu Massen, die in Verbindung mit dem Talgefälle dem Hochstuhlgleitscher seine nach Breite, Höhe und Längserstreckung große Reichweite verleihen. Im Kammgebiete tragen die breiten Verebnungen der Bärenentaler Kotschna und Bevschitza starken Schneebeleg; erst etwa vom Wajnasch an verschmälert sich die Firnscheide, bis im Gipfelaufbau des Hoch-

stuhls und der schlanken Klagenfurter Spitze die Felszinnen und beschatteten Einrisse deutlicher hervortreten.

Der dunkle Zackengrat über den besonders gegen N steil zur Tiefe schießenden Firnfeldern, die stellenweise von jähem Wandfluchten unterbrochen sind, wird geradezu zum Wahrzeichen der Vertatscha. Der von ihr bogenförmig umrahmte Firnkessel ist hoch aufgefüllt und wird ständig durch Lawinen weiter genährt. Die hier aufgestapelten Massen stehen daher mit den benachbarten Sammelräumen im Bärental, Strugarca- und Zelenicagraben über schmale Sättel und Scharten in fließender Verbindung. Die Hauptstoßrichtung zielt ins untere Bodental, dessen Ausgang jedoch durch Fremdeis blockiert wird. Trotz des räumlich vergleichsweise beschränkten Einzugsgebietes wird daher der Eisstrom im Bodental durch Stau erhöht, der schließlich mit dem Absinken der Randhöhen zum Übertritt ins Loibltal führt.

Ein Tiefblick jenseits des Grates Hochstuhl—Vertatscha—Zelenica zeigt auf der Südseite den Zusammenschluß einiger aus verborgenen Karen genährter, dünner Gletscherfäden zu einer sehr gut geschützten Zunge, die im Završnicagraben endet. Ferner erscheint im Hochtale zwischen der Zelenica und der Begunjsica ein reichlich mit Blockwerk durchsetzter Lawinengletscher. Er tritt in der Taltiefe südlich des Loiblpasses mit einer kurzen Zunge in Verbindung, die aus dem Kessel zwischen Baba, Hainsattel und Westende der Koschuta herabkommt. Hier schließt sich der südlich des Hochstuhls beginnende Firntrog.

Auf der Nordseite des Zackengrates der Zelenica wird ein dünner Gletscherstrang aus kleinen, aber tief beschatteten und verästelten Firnfeldern genährt. Mit dem von N ins Loibltal vorgedrungenen Ferneislappen kann er sich jedoch nicht mehr vereinigen: eine apere Lücke trennt ihn ab.

Dieses eisfreie Gelände beschränkt sich nicht nur auf die Talsohle, es breitet sich auch beiderseits von ihr weithin aus und ist eine kennzeichnende Begleiterscheinung der verminderten Reliefenergie im Bereiche der Achsensenkung des Loiblgebietes. Von der Firnkappe der Riauca und den Schneeflecken oberhalb der Heiligen Wand im W bis zum Umkreis der vereisten, schmalfirstigen Baba dehnt sich nordwärts eine nackte,

stark durchtalte Gesteinszone. Im Loibltal endet sie schon an dem eingestülpten Ferneislappen: östlich davon aber erst an der schneeweiß leuchtenden Pyramide des Ferlacher Horns. Gegen die Stirn und die tiefen Höhlungen in den beiden Felsflanken dieses hochragenden, sternförmigen Pfeilers preßt sich das zwischen die felsigen Steilhänge des Singerberges und der Matzen eingeklemmte Ferneis. Es verbindet sich im Waidischtal mit den vereinigten Teilströmen der Karawankengletscher, die im Westteile der Koschuta wurzeln.

Dorthin führt uns zunächst der weitere Flug. Vom Eckpfeiler der Baba strahlen nach NW und N nur ganz schmale, tief zwischen eisfreie Begleithöhen eingesenkte Gletscherzungen aus, die aber den Ribnicagraben nicht mehr erreichen. Sehr eindrucksvoll ist hingegen der Blick auf die fast 15 km geradlinig verlaufende Koschuta. Ihren schneebedeckten First überragen einzelne dunkle Zinnen, besonders der Hainsch- und der Koschutnikturm. Dem pultartigen Aufbau der Kette entsprechend, zeigt ihre Südseite eine durchlaufende, breite Firnzone. Aus ihr entwickelt sich jedoch nur im Gebental eine recht ansehnliche Gletscherzunge. Sie endet in dem vom Loiblpaß kommenden St. Anna-Tal. Nach N fällt die Koschuta unvermittelt als eine etwa 500 m hohe Felsmauer ab. Womöglich noch dichter als im Hochstuhlgebiet folgt zwischen den vereisten Schrofen eine Lawinenrinne auf die andere. Der leeseitig angesammelte feste Niederschlag wird hiedurch noch mehr erhöht. Daher zieht sich ein geschlossenes, aber durch Lawinengassen immer wieder zerfurchtes Firnfeld vom Hainschsattel bis zum Ostabbruch der Koschuta hin. Es bildet das sehr ergiebige Nährgebiet von drei Koschutagletschern. Während die Zungen des Hainsch- und des verzweigten Waidischgletschers sich mit dem eingedrungenen Ferneislappen gerade noch vereinigen können, ist die Kraft der kuchenartig verbreiterten Zunge des Freibachgletschers schon am Beginne der Engtalstrecke vollkommen aufgezehrt. Das Zeller Tal wird durch den Einschluß zwischen zwei Gletscherströme zu einem beiderseits abgedämmten Talrumpfe.

Unter den flachen Firnhauben der Setitsche und des Javornik sind an den aperen Südhängen ausgedehnte Felsabrisse sichtbar. Weiter im N trägt der sichelförmige Höhenzug Mat-

zen — Schwarzer Gupf eine Schneelage auf seinem breiten First und auf der steilen Innenseite. Die dunkle, firnfreie Südflanke des Draugletschers staut im Winkel südlich der aperen Kuppe des Wolfsberges die Lawinen hoch an. Der Eisrand folgt weiter dem Abhange des Schwarzen Gupfs und entsendet noch einmal einen stumpfen Lappen ins Freibachtal. Eine etwa 5 km breite Lücke trennt ihn von der Zunge des dorthin gerichteten Freibachgletschers. Das Eisstromnetz ist nicht mehr geschlossen und findet hier sein Ende.

4. Vier-Pfeiler-Zone.

Ganz anders ist das hocheiszeitliche Fliegerbild der Karawanken im letzten Gebirgsabschnitte beschaffen, der den Raum Obir—Ostabsturz der Koschuta—Vellacher Kotschna—Petzen umfaßt. Die vier firnbewehrten, nur sehr lose durch einzelne Firnkuppen verbundenen Eckpfeiler stehen im wirkungsvollen Gegensatz zu dem nahezu ganz eisfreien Mittelraum.

Am Obirstock reicht der Firmantel südseitig bis auf die Verebnungen in 1500—1600 m Höhe herab, noch tiefer an den anderen Flanken, wo es die Hangverhältnisse zulassen. Dennoch bleibt selbst auf dem Nordabfalle des Kleinobir eine breite, von Lawingassen zerfurchte Zone zwischen Firnrand und Draueis fast aper. Stärker als gegen das Freibachtal ist die Lawinen- und Wächtenbildung auf der steil abstürzenden Nordseite des Hochobir. Aus dem sehr gut geschützten Felskessel östlich des Gipfels entwickelt sich als einziger Eisstrom der durch Lawinen und abgebrochene Wächten genährte Wildensteinletscher. Seine schmale Zunge erreicht in starkem Gefälle noch oberhalb der Talmündung das einbuchtende Ferneis. Der Draugletscher preßt sich weiterhin an den felsigen Steilhängen des Altenberges vorbei, dessen Rücken noch einen Firnstreifen trägt. Dann umsäumt das Eis im N die wallartige Rechberger Schuttschwelle bis zum Austritte des Vellachtales aus dem Gebirge. Hier springt der Ostrand des Eises halbmondförmig zurück. In dieser Bucht öffnen sich nebeneinander mehrere Gletschertore, denen mächtige Schmelzwässer entströmen. Sie vereinigen sich sogleich mit dem weit schwächeren Vellachlauf, der dem Rechberger Wall ausweichen muß. Ihre gemeinsame Strömungsrichtung nach NO

folgt weiterhin der Senke zwischen dem Gehänge der Karawanken und dem Eisrande. Hiedurch hat sich der Draugletscher endgültig vom Gebirge losgelöst, es beginnt das Zungengebiet seiner Südflanke. An die Stelle der vom Eis bisher noch überdeckten Gletscherbäche tritt obertags eine offene Umfließungsrinne.

Zunächst südwärts der Leitlinie des Vellachtales folgend, erscheinen dessen beiderseitige Begleithöhen, dann das Becken von Eisenkappel und das breite Ebriachtal vollkommen schneefrei. Erst das Einzugsgebiet des Trögernbaches wird wieder von einigen verfirnten Höhen umrahmt. Die Koschutamauer endet mit einer weithin sichtbaren Schneepyramide. Sie stürzt jäh zu dem mit Lawinenschnee erfüllten Felskessel Mela ab, aus dem sich im anschließenden Schluchttal eine kurze Firnzunge entwickelt. Mit diesem massigen Eckpfeiler der Koschuta hängt im S noch unmittelbar der flache Firnrücken des Plešivec zusammen. Dann aber trennen breitwellige Sattelgebiete und verzweigte Tiefenlinien die inselartigen, weißen Kuppen des Jäger-Grintovec, Kärtner Storschitz und Cimpaser.

Am schneefreien Seeberg beherrschen schon die stark vergletscherten Steiner Alpen das ungemein eindrucksvolle Bild, von dem nur der Kotschnakessel mit dem tief eingebetteten, etwa $4\frac{1}{2}$ km langen Vellacher Gletscher noch in den Bereich unseres Fliegerbildes fällt. Die felsdurchsetzte Firnumrahmung endet mit der Paulitschwand. Nördlich von ihr folgen entlang der Wasserscheide nur mehr einzelne Firninseln und erst die Uschowa trägt dank ihrer Höhe und Form eine ausgedehnte Firndecke. In der gut beschatteten Nordmulde bildet sich aus ihr eine kurze, breite Lawingletscherzunge, die am Uschowasattel kuchenförmig endet. Im Einzugsbereiche der drei von O dem Becken von Eisenkappel zustrebenden Täler erheben sich wieder nur als einzelne Firnkuppen über ihre apere Umgebung Spitzberg, Sneženik (d. i. Schneeberg), dann Možganski vrh und endlich, schon ganz im N, die Gipfel der Ojstra und Topica.

Den drei vergletscherten Eckpfeilern Obir, Koschuta und Steiner Alpen reiht sich als vierter die Petzen an. Die gestaffelten Verebnungen ihrer Südseite bedeckt eine bis auf die Kammlinie reichende Firndecke. Gletscherzungen aber konnten

sich an der Petzen nur in ihren steil eingesenkten Nordkaren entwickeln; trotz aller Ortsgunst enden sie aber mangels ausreichenden Nachschubes schon in den Talgräben.

5. Zungengebiet.

Die tektonischen Klippen im Vorlande der Ojstra-Topica-Petzen sind von weit verzweigten Schmelzwasserrinnsalen und wüsten Schotterflächen umgeben. Über dieses Gewirr ragt der Libitschberg als massige, apere Insel empor. Inmitten der Wasserlinien wirkt er wie ein letztes Bollwerk zum Schutze der Bleiburger Berge gegen den dunklen Eiswall der nahe vorgedrungenen Draugletscherzunge. Ihr schuttbedeckter Scheitel senkt sich flach vom Kolm gegen den Rinkenberg. Aber die spaltenreiche Südflanke bricht in 100—150 m hohen Eiswänden gegen die uns schon bekannte Umließungsrinne ab, die sich vom Austritte der Vellach aus dem Gebirge nach NO wendet und den absterbenden Eiskörper mit ihren Vernichtungsfluten umschlingt. Am Westhange des Rinkenberges liegen die letzten Ausläufer der Gletscherzunge. Zum Übersteigen der breiten Rückenlinie fehlt ihr bereits die Kraft.

Vereisung und Relief haben ihren endgültigen Ausgleich vollzogen.

4. Rückzug der Südflanke des Draugletschers.

Eine zusammenfassende Übersicht des Rückzugsverlaufes der Südflanke des Draugletschers muß sich auf die Hervorhebung der kennzeichnenden Vorgänge beschränken. Für deren Eigenart sind die zeitlichen und räumlichen Verhältnisse maßgebend. Die von O nach W rückschreitende Darstellung beginnt mit dem Zungengebiet, geht dann auf den anschließenden Eiskörper im Vorland über und erstreckt sich schließlich auf die Vorgänge am Nordfuße der Karawanken. Sie gliedert sich somit in die drei Längsabschnitte Jauntal, Vorbergzone (Rückersdorf—Sattnitz—Faaker Dobrova) und Rosenthal.

a) Jauntal.

Nach Erhaltungszustand und Lage der verwaschenen Endmoränenlandschaft im Raume Drautalstrecke von Völkermarkt bis Lippitzbach—Bleiburg—Nordrand der Karawanken—Gös-

selsdorfer Seetal (Gruppen 19, 25 und Skizze) ergibt sich eine Unterscheidung der Spuren zweier Vereisungen. Zur *Rißeiszeit* reichte die Gletscherzunge bis auf den Westhang des Libitschberges. Ihre Südflanke fand nur vereinzelte Haftpunkte auf den Klippen am Fuße der Ostkarawanken. Die tektonische Zersplitterung des Vorlandes zeichnete dem Eis und den Umfließungsrinnen die Wege vor. Damals reichte der geschlossene Eisrand mindestens bis zur Linie St. Michael—St. Stefan, dann weiter westwärts über Höhe Slimnah, Homitzberg, Ruinenhügel Sonnegg nach Sielach. Spuren südlich dieser Linie, wie etwa am Nordfuße des Jegartkogels und auf den Klippen zwischen Globasnitz und Feistritz, deuten auf einen nur vorübergehenden Eishochstand in größerer Ausdehnung hin. Den schwankenden Außenrand des Eisfächers begleitete als Umfließungsrinne der Schmelzwässer und der Vellach die Randsenke Wigasnitz—Pfannsdorf—Jaunstein—Globasnitz—Feistritz—Bleiburg.

Zur *Würmeiszeit* lag der Eisrand, wie aus der Skizze ersichtlich ist, bereits fast 2 km weiter westlich. Seine zurückgewichene Südflanke wurde von der Umfließungsrinne Sonnegg—Jaunstein—St. Stefan—Traundorf—Lücke zwischen Rinken- und Libitschberg bespült. Der weitere Rückzug vollzog sich um den Drehpunkt der Sonnegger Höhen derart, daß der Eisrand immer mehr aus der NO- in die N-Richtung einschwenkte, bis er nur mehr die Höhe Kolm südlich Kühnsdorf erreichte. Die im Gelände noch erkennbaren Umfließungsrinnen folgten hierbei nicht nur passiv stets unmittelbar dem nach W und N zurückschmelzenden Eisrande, sondern die Arbeit des fließenden Wassers trug auch selbst sehr wesentlich zur Beschleunigung dieses klimatisch bedingten Vorganges bei. In Übereinstimmung mit PENCK werden die Spuren solcher kurzen Halte als „Äußerer Kranz der Jungendmoränen“ des Draugletschers zusammengefaßt.

Während eines weiteren, nur kurzfristigen Übergangsstadiums bestand noch unmittelbare Eisverbindung zwischen dem Ostrande der Hochfläche von Rückersdorf über Eberndorf mit dem Kolm. Dann gab das Eis endlich die Tiefenlinie von Gösselsdorf frei. Sie wurde spätestens in diesem Zeitraum urstromartig von einer wenig bewegten Wasserfläche erfüllt, die

bis in die Umgebung von Kühnsdorf reichte und gegen den heutigen Klopeiner See ausbuchtete. Ihr Südende lag beim Austritte der Vellach aus dem Gebirge. Unter Ablagerung einer letzten Seitenmoräne bei Rechberg löste sich hier der Eisrand endgültig vom Fuße der Karawanken los.

Die weiteren Vorgänge im unteren Vellachtale stellen die Verbindung zum Rosental her. Mit dem Zurückweichen des Eises auf den Ostrand der Hochfläche von Rückersdorf und in die südliche Anschlußzone, deren tiefste Linie heute von der unteren Vellach durchflossen wird, beginnt der „Innere Kranz der Jungendmoränen“. Hierbei treten jedoch in der Bucht zwischen dem Karawankenabschnitt Obir—Altenberg und dem Südrande der Hochfläche von Rückersdorf die Wallformen sehr stark zurück hinter typische Eisrandbildungen und Toteislandschaften. Ganz ähnliche Erscheinungen des Eiszerfalles stagnierender Massen konnte C. TROLL (609—610) im Vorlande des Loisachgletschers am Rande des Kochelseebeckens, und PASCHINGER (1, 133) in der Hollenburger Senke beobachten. Die Bucht des allmählich verlandenden Schmelzwassersees, in den die Vellach mündete, folgte jeweilig mit einem Arme westwärts dem schwindenden Eisrand, bis sich der Durchbruch zum jetzigen Drautal zwischen Saager und Möchling ergab. Die von HERITSCH (2) für den alten und den heutigen Unterlauf der Vellach aufgestellte Viergliederung der eiszeitlichen Terrassen ließ sich nach meinen Wahrnehmungen im Gelände nicht aufrechterhalten. Es bestehen nur die beiden jüngeren, zum Drautal sich senkenden Terrassen; hingegen sind die beiden älteren, die HERITSCH annahm, keine formenkundlichen Einheiten, sondern ungleich alte Teilfelder verschiedener Höhe und Entstehung.

b) Vorbergzone.

Anschließend an das Zungengebiet im Jauntal verlief der Eisscheitel des Draugletschers westwärts über die Hochfläche von Rückersdorf, die Sattnitz und weiter über die Berge beiderseits des Faaker Sees. Diesen 60 km langen, wenn auch nicht zusammenhängenden Höhenzug in Randlage zur Tiefenfurche des Villach—Klagenfurter Beckens fasse ich mit Beziehung auf die Karawanken als Vorbergzone zusammen. Auf ihr be-

gann die Südflanke des Draugletschers und zog sich über das Rosental bis auf den Nordhang der Karawanken hin. Um meine dortigen Beobachtungen über die eiszeitlichen Verhältnisse zu ergänzen, führte ich auch in der Vorbergzone an Hand der Arbeiten von PENCK, STINY, KAHLER und PASCHINGER eine Reihe von Streifzügen durch. Der Umkreis des Faaker Sees ist durchaus nur auf Grund meiner eigenen Erkundungen in Gruppe 7 dargestellt.

Die Vorbergzone gliedert sich nach dem Gelände zwanglos in mehrere Abschnitte. Deren natürliche Grenzen bilden das Gösselsdorfer Seetal, der Draudurchbruch zwischen Saager und Stein, die Hollenburger Senke, das Rosental zwischen Rosegg und St. Jakob, das tektonische Becken des Faaker Sees und schließlich der Gailunterlauf.

Wie im Aufbau und in den Formen hat jeder Abschnitt auch hinsichtlich der Eiszeit Spuren trotz mancher Gemeinsamkeiten seine Eigenart. Diese verschiedenartigen Anzeichen im Gelände ermöglichen einige Schlüsse auf die Vorgänge beim Rückzuge des Draugletschers. Hierbei können in der ganzen Vorbergzone einheitliche Klimaverhältnisse angenommen werden. Für die Dauer und Art des Gletscherschwundes in den einzelnen Abschnitten waren vor allem zwei Umstände maßgebend: die Eismächtigkeit und die Geländeformen. Jene sank beim Hochstande von etwa 950 m im Bereiche der Faaker Dobrova auf 200—300 m am Ostrande der Hochfläche von Rückersdorf. Durch diesen Unterschied in den Eisverhältnissen mußte der tiefgreifende Zerfall von der Zunge in umgekehrter Richtung fortschreiten. Die Geländeformen knüpften teils den stärksten Eiszerfall an ganz bestimmte Räume, verzögerten dort aber dann das weitere Abschmelzen, teils begünstigten sie die Erhaltung der Spuren vorübergehender Eishalte. Formen dieser Art sind die Steilumrahmungen der voneinander scharf getrennten Abschnitte gegen ihr Anland, der zumeist klotzartige Bau der Vorberge, die hochflächenartigen Oberteile mit aufgesetzten Rundkuppen und Randwülsten, dann die innere Zerschneidung durch Längs- und Quertiefenlinien sowie die Einschaltung tektonischer, erst durch die schwindende Eiszeit mit Seen gefüllter Becken. Auf den hochflächenartigen Oberteilen schmolz das Eis unter Zurücklassung einer Grundmoränen-

decke verhältnismäßig ruhig und frühzeitig ab. Die wulstförmigen Höhenränder entlang der Haupt- und Nebentiefenlinien und einzelne Kuppen auf den Hochflächen boten zumeist günstige Verhältnisse für einen vorübergehenden Eisstillstand und die Erhaltung seiner Spuren. Daher sind hier häufiger verwaschene, in Teilstücke aufgelöste Moränenkränze zu finden. In den Tiefenlinien, besonders in den breiten Abschnittsgrenzen und in den Becken, hielt sich das zumeist stark moränendurchsetzte Eis wegen seiner Schutzlage viel länger; überdies glitten dorthin die Eisschollen von den Randzonen hinunter. So sammelten sich in den Tälern die Toteismassen, bis sie von den Schmelzwässern aufgelöst oder entführt wurden. Die Becken wurden durch das Toteis vor gänzlicher Zuschüttung bewahrt. Seine Schmelzwässer füllten die Hohlformen zu Seen und gossen in sie ihre Deltakegel hinein, so daß sie mehr oder weniger rasch verlandeten. Nachstehend folgen einige Beispiele für die Eigenart dieser Vorgänge in den einzelnen Abschnitten.

Am Ostrande der Hochfläche von Rückersdorf beginnt der innere Kranz der Jugendmoränen. Sie umgeben bei stellenweiser Einschaltung von Rundhöckern bogenförmig in mehreren Staffeln das einst zusammenhängende Becken des Zablatnigsees und der ihn heute umgebenden Sumpfwiesen. Am Südrande der Hochfläche sind die Wallgruppen stark in der Richtung der Moränenreste auf dem Zasedrücken zurückgebogen, mit denen sie vor dem Eisfreiwerden der Vellachfurche in Verbindung standen. Im Becken von St. Veit werden die Rückzugswälle begreiflicherweise undeutlich. Erst am Westrande der Hochfläche zeigen vereinzelte Wallstücke auf dem Steiner Berg und seiner südlichen Fortsetzung wieder einen schwächlichen Gletscherhalt an. Der Klopeiner See lag, wie PENCK (1089) schon vor mehr als 30 Jahren feststellte, in einer Bucht des Kühnsdorfer Sees. Er blieb durch eingelagerte Toteismassen unverschüttet. Von seiner einstigen Fortsetzung nach W ist nur mehr der Kleinsee erhalten.

Der Eiseinbruch in der breiten, tektonisch vorgezeichneten Lücke Gallizien—Stein öffnete der Vellach den Ausweg ins heutige Drautal und verlegte mit einem Ruck das Zungenende auf die Ostsattnitz. Die eiszeitlichen Verhältnisse dortselbst sind zwar noch nicht genauer untersucht; doch läßt sich

immerhin ersehen, daß die beiderseitigen Höhenwülste entlang der drei schlauchartigen Quertalungen von Mühlgraben, Mieger und Gölttschach (PETERS, 2, 563—564. und PENCK, 1105) jeweilig kurzfristige Haftzonen beim Eisrückzug bildeten, während in den Furchen Toteis zurückblieb. Die im Haselberg (854 m) gipfelnde Hochfläche der Ostsattnitz trägt nur ausgedehnte Reste der Grundmoränendecke; Moränenfetzen nebst Eiszeitschotter finden sich auf der westlichen Randwulst des Stifkogelzuges.

Die Hollenburger Senke brachte beim Eisschwund gleichfalls ein Abreißen der Gletscherzunge mit sich. PENCK (1103) vermutete hier beim Rückzug die Bildung eines großen Stausees zwischen den beiden Eisströmen im Rosen- und im Wörtherseetal. Die Einzelbefunde PASCHINGERS (1, 130—133) machen es aber wahrscheinlicher, daß eine ausgedehnte Seebildung eher zu Beginn einer Großvergletscherung stattfand, bis der Stausee durch das beiderseits in die Senke vordringende Ferneis überwältigt wurde. Nach den Geländebeziehungen aperten beim Eisrückzuge die Höhen der Sattnitz zuerst aus. Hingegen schmolzen die beiden Gletscherströme in den Längstalungen und das in die Hollenburger Senke eingepreßte Toteis erst viel später ab. Für diese Zeit des langsamen Schwundes dürfte die Annahme STINYS (3, 218—219) zutreffen, daß kein einheitlicher Seespiegel mehr bestand, sondern nur einzelne Tümpel und seichte Seewannen, in denen Tone, Gehängelehme und Grundmoränen zum Absatz kamen.

Am Höhenrande der Westsattnitz zwischen Köttmannsdorf und Opferholz sprechen die dortigen Moränen für einen längeren Gletscherhalt. Diesen Abschnitt der Vorbergzone durchzieht fast seiner ganzen Länge nach die Keutschacher Seenlinie. Ihre kurze Verbindung mit dem Wörthersee stellt die Bucht von Reifnitz her. An den genannten Tiefenfurchen vollzog sich der Eiseinbruch, der sie vor der Verlandung schützte. Die Verhältnisse sind hiebei im Grunde die gleichen wie um den Klopeiner und Zablatnigsee. Nach der Aufnahme KAHLERS (4) hinterließ der Draugletscher auch in der Keutschacher Seenlinie und auf den Höhen nördlich vor ihr mehrere kurze Wallstücke, aber in der Umgebung der Bastionen des Turiawaldes (805 m) und des Tanzbodens (929 m) nur gekritzte Geschiebe und eine Grundmoränendecke. Vielleicht verdeckt jedoch das

unübersichtliche Waldgelände — ähnlich wie in der Faaker und Arnoldsteiner Dobrova — die meisten der zu erwartenden Kleinformen. Auf der Hochfläche von Augsdorf—Schiefling liegt über älterer Nagelfluh ein Gewirr ganz verwaschener Wallstücke. Die sehr bemerkenswerte Feststellung **KAHLERS** auf Grund der Geröllverteilung, daß das Gailtaler Eis nördlich des Turiawaldes bis nahe an die Furche des Wörthersees gereicht und den zentralalpinen Eisstrom überdeckt habe, konnte gleichfalls von mir bestätigt werden. Diese Tatsache stimmt mit den sonstigen Wahrnehmungen über die größere Mächtigkeit des Gailgletschers überein.

Eine noch breitere Lücke in dem zerfallenden Eiskörper als die beiden östlichen Querfurchen rief der Einbruch über dem Rosental zwischen Feistritz—Rosegg und seiner Fortsetzung bis in das Villacher Becken hervor. Die Wallspuren auf und zwischen den Inselbergen Petelin, Bleiberg, Tabor, Wauberg und Rudnik (Gruppe 7) zeugen von einem letzten, schwankenden Halt vor dem Rückzug in das tektonische, durch die Wirkung der Eiszeit nur noch mehr ausgestaltete Becken des Faaker Sees. In ihm blieben die Toteismassen liegen und bewahrten wenigstens seinen tiefsten Teil vor der Zuschüttung. Spätestens nach Zurücklassung eines Grundmoränenteppichs ohne deutliche Wallspuren auf der Faaker Dobrova brach auch das Eis über dem Südteile des Villacher Beckens in ganzer Breite ein. Während die Ostabhänge der Villacher Alpe noch unter Eis lagen, trennte ein großer, erst allmählich verlandender Stausee endgültig die immer mehr auseinander weichenden Zungen des Gail- und des Draugletschers. In diesen See ergossen sich nun auch die Schmelzwässer aus dem Faaker Becken. Damit war die Gefällsumkehr des Seetales vollzogen.

Zusammenfassend entwickelte sich das Schwinden des Draugletschers in der Vorbergzone nach diesen durch Beobachtungen von Eiszeitspuren unterstützten Eindrücken über die Bedeutung des Geländes somit etwa folgendermaßen. Beim Ausbleiben des Eisnachscheses begann der Verfall in den einzelnen Abschnitten ziemlich gleichzeitig. Die Wirkung verlangsamte sich jedoch von O nach W mit der zunehmenden Eismächtigkeit. Am frühesten wurden jeweilig die sanft gewölbten Oberteile eisfrei. Ihre Randwülste ermöglichten kurzfristige

Eisstillstände. Dem Einsinken der Gletscheroberfläche über den Tiefenfurchen an den Grenzen der Abschnitte und innerhalb von ihnen folgte stets der Eiseinbruch und schließlich als letzte Phase die Ausaperung. Örtliche Verhältnisse bestimmten hiebei den Zeitpunkt und die Dauer dieser Vorgänge. Sie schritten daher nicht etwa in strenger Reihenfolge von O nach W vor, sondern spielten sich nebeneinander ab. Ein Unterschied ergab sich nur in dem Grad des gleichzeitigen Verfalles. Er war natürlich in Zungennähe immer bereits größer als in den entfernteren Abschnitten. Durch diese Vorgänge zerfiel der Gletscherkörper schon frühzeitig in einzelne, durch Einbrüche über den Quersenzen geschiedene Eisgruppen. Deren Zerstörung ging trotz mehrerer, hintereinander gestaffelter Widerstandsfronten auf den Hochflächen doch verhältnismäßig rasch vor sich.

Die naheliegende Frage, wie die Rückzugshalte in der Vorbergzone mit jenen nördlich der Linie Wörthersee-Völkermarkt in eine zeitlich nähere Beziehung zu bringen sind, fällt zwar bereits außerhalb des Rahmens meiner Arbeit; doch lassen sich auf Grund der Eismächtigkeit beim Hochstand und durch die hinterlassenen Wallspuren auf hervortretenden Geländelinien mit einiger Wahrscheinlichkeit Schlüsse ziehen. Darnach könnte sich die Gleichzeitigkeit folgender, durch Moränenwälle gekennzeichnete Eisrandlagen ergeben: a) Höhen nordwestlich Völkermarkt — Ostrand der Hochfläche von Rückersdorf. b) Langer Rain (östlich des Austrittes der Gurk aus den Vorbergen) — Tainacher Berg — Stein — Westrand der Hochfläche von Rückersdorf. c) Haidach — Thon — Althofen — Ostrand der Ostsattnitz. Im Klagenfurter Becken folgt dann eine weite Strecke ohne deutliche Spuren eines Gletscherhaltes. Erst jene von Ossiach — Pörschach brachte PENCK (1092—1093) in Zusammenhang mit einer gleichzeitigen Rückzugsphase des Gletscherendes. „welches bei Tarvis das Gailitztal sperrte und hier die Bildung des Tarviser Stausees zur Folge hatte“. Nach Eishöhe, Spuren und Formen im Gelände scheint mir folgende weitere Gleichzeitigkeit der stark zerlappten Eisrandlagen zuzutreffen: d) Pörschach — Westhälfte der Westsattnitz. e) Ossiach — Inselberge östlich des Faaker Sees. f) Kumitzberg (nordöstlich Villach) — Ostabfall der Villacher Alpe — Gailtalenge östlich Fürnitz. Im Vorfelde der sich nun wieder in

seine ursprünglichen zwei Teilströme spaltenden Gletscherzunge lag der von Schotterterrassen umsäumte Villacher Stausee. Näheres hierüber wird meine Arbeit über die Glazialgeologie der Gailtaler Alpen enthalten.

c) Rosental.

In diese Zone sind die Rückzugerscheinungen zusammengefaßt, die räumlich nicht nur im Rosental selbst von Gallizien bis St. Jakob vor sich gingen, sondern auch in seiner westlichen Fortsetzung, dem Faaker Seetal, und auf der Nordabdachung der Karawanken, die das Gletscherbett von der Hochfläche von Abtei bis zum Wurzner Paß begleitet. Die Mechanik des Abschmelzens in den breiten, stark besonnten Furchen des Rosentales und des Faaker Seetales hatte zwar ihre eigenen Formen. Sie waren aber aufs engste verbunden mit der Art des Eisverfalles an dem weit mehr beschatteten Gebirgssaum. Er hatte dem Draugletscher an zahlreichen Stellen das Eindringen ermöglicht und den Eisstand durch Lawinen vermehrt. Zur Zeit des Gletscherschwundes machte sich hier die Ortsgunst durch ein verzögertes Abschmelzen geltend, das naturgemäß auch andere Formen hatte als im Vorlandstrog. Beide Formengruppen greifen aber ineinander und ergeben zusammen ein geschlossenes Bild.

Die Südflanke der Draugletscherzunge lag mit ihrer Hauptmasse in dem randlichen Talzuge. Beim allmählichen Ausbleiben des Nachschubes von Ferneis hörte die Vorwärtsbewegung im Rosental wegen des geringen Gefälles nahezu ganz auf. Der Eiszuschuß aus den Karawanken währte allerdings länger, war aber doch viel zu gering, um einen Bewegungsanstoß der trägen Eismasse hervorzurufen. Das Abschmelzen der Südflanke erfolgte daher damals im wesentlichen nur an Ort und Stelle. Bei einheitlichem Klima waren für diese Vorgänge wieder die Eismächtigkeit und die Geländebeziehungen maßgebend. Der Schwund setzte daher in dem ganzen Raume ziemlich gleichzeitig ein, schritt aber im O wegen der geringeren Eismächtigkeit viel rascher vor als im W. Die Randsenke war zwar mit Ferneis hoch aufgefüllt, aber einer stärkeren Besonnung ausgesetzt als der Berghang. Der Rückzug ging somit in der Längsrichtung der Zunge gletscheraufwärts vor sich

und äußerte sich gleichzeitig im Querschnitt durch zunehmendes Schmälerwerden, Einsinken und Zerbrechen der Eismasse. Hierbei wiesen die alten Talfurchen den Schmelzwässern die Wege und wurden durch die ständige Unterhöhlung des Eises zu deutlich ausgeprägten Einbruchslinien, längs derer sich der Zerfall in zahlreiche Toteiskörper vollzog. Während diese im O schon abgeschmolzen oder mindestens schon in Trümmergeborsten waren, verblieben weiter westlich noch Großschollen steigender Mächtigkeit aufzuzehren. Das Rosental war die Sammelschiene der Schmelzwässer. Sie nahmen nach dem Eisrückgang vom westlichen Randwulste der Hochfläche von Rückersdorf ihren Lauf durch die Lücke in der Vorbergzone zwischen Saager und Stein. Beim fortgesetzten Eiszerfall verlängerte sich die Eisspalte immer mehr westwärts. Sie folgte hierbei dem steilen Südabfalle der Sattnitz als tiefer Einriß. Im kleineren Ausmaße ist er anscheinend sehr gut vergleichbar mit der sog. „Randkluft“ und den „Ablationsschluchten“ am Rande heutiger großer Gletscherzungen in breiten und stark besonnten Tälern zentralasiatischer Gebirge, wie sie OESTREICH, KLEBELSBERG und VISSER beschrieben. Schon ALBERT HEIM stellte auch in den Alpen ähnliche Erscheinungen fest. Die mit Eisschollen durchsetzten Schmelzwasserseen der Randzone im jeweiligen Vorfelde der weichenden Gletscherzunge wurden beim anhaltenden Eisschwund zu einem Gewirr von Kleinseen, Sümpfen, Wasseradern, Inseln und Sandbänken wie in einem Urstromtal, bis es zum Teil verlandete. Selbst noch heute ergibt die von toten Armen und Sumpfwald begleitete Draustrecke zwischen Feistritz und Hollenburg, dann im engen unteren Rosental zwischen Glainach (nordöstl. Ferlach) und der Mündung des Freibaches ein Nachfolgebild dieser Entwicklung.

Am Karawankenuß nahmen die Vorgänge je nach dem Gelände eine örtlich wechselnde Gestalt an. Bei Abriach westl. Wildenstein hinterließ die Südflanke des Draugletschers eine Endmoränenlandschaft (Gruppe 20). Dann zog sich die Zunge auf die Hochfläche von Abtei zurück. Ihre nördliche Fortsetzung verlief damals jenseits des vermutlich tief einbuchtenden Gletschertores über den Ostrand der Sattnitz. Auf den gut beschatteten Nordhängen des Kleinobir, des Schwarzen Gupfs und der Matzen hielt sich das Eis länger als auf den besonnten Hoch-

flächen von Abtei, St. Margarethen, Hintergupf und Rauth. Hier sank das Eis an Ort und Stelle weit rascher in sich zusammen. Der Hangzone wurde daher ihre Stütze entzogen, sie glitt ab und fiel in tieferer Lage der Abschmelzung anheim. Den schrittweisen Rückzug des in das Freibachtal nur wenig eingestülpten Gletscherlappens kennzeichnen sehr gut die gestaffelten Moränenzüge bei Niederdörfel südöstl. St. Margarethen (Gruppe 16). Mit dem allmählichen Sinken des Eisrandes öffnete sich endlich auch den Schmelzwässern in der Wolfsbergmulde ein Ausweg, wo ansehnliche Lawinenmassen aufgestaut waren. Der nordseitige Steilrand der Hochflächen gegen das Rosental wurde zu einer jener Einbruchslinien, an denen immer ein beschleunigter Verfall durch Abreißen des Zusammenhanges eintritt. Dieses Zusammenspiel des rascheren Abschmelzens auf den fußnahen Hochflächen und des Eisabgleitens von den Nordhängen als Folgeerscheinung wiederholte sich in gleicher Weise auch weiter westlich.

Hiezu trat im Bereiche des Singerberges, des Sinacher und Matschacher Gupfs noch der Zerfall des Eisstromnetzes. Wahrscheinlich schon mit dem Erreichen des Hochstandes, spätestens beim Ausbleiben des Nachschubes, kamen die Gletscherlappen außer größere Bewegung, die in das Waidisch-, Loibl- und Bärental eingestülpt worden waren. Ihre Abschmelzung verzögerte sich jedoch durch große Ortsgunst ganz bedeutend im Verhältnis zur Eismasse im Rosental. Sie wurden zu Toteis, das im trompetenförmigen Austritte der Nebentalschluchten aus dem Gebirge südlich der Ferlach und bei Feistritz noch in randlichen Resten lag, nachdem der Hauptgletscher schon lange zerfallen und vielleicht sogar schon nahezu ganz abgeschmolzen war. Die Zerstörung dieser mächtigen, einst gewaltsam eingepreßten und noch immer gut geschützten Toteismassen begann mit Einbrüchen als Folgen der Unterwaschungen durch die teilweise gestauten Schmelzwässer, setzte sich mit talwärtigen Gleitbewegungen fort und endete mit dem Zerfall des Eishaufwerkes beiderseits der schuttbeladenen Schmelzwassergerinne. Während der Rückzugszeit dürfte ein Nachdrängen der drei Karawankengletscher dieses Bereiches nicht stattgefunden haben, da deren zwar länger währende Ernährung doch nicht zu einem so starken Bewegungsanstoß aus-

reichend war, daß er sich bis an den Karawankennordrand geltend machen konnte. Die weiteren Vorgänge im Gebirgsinnern werden im Zusammenhange mit dem Rückzuge der Eigenvergletscherung besprochen.

Ähnliche Verhältnisse wie im Gebiete des Eisstromnetzes herrschten in der westlich benachbarten Lawinenzone. Hier hatte sich das Ferneis wie ein faltiger Mantel in die zahlreichen Talfurchen hineingeschmiegt und drang stellenweise sogar bis in Kammnähe vor. Seine große Mächtigkeit war ausgiebig durch den Firn der Lawinen vermehrt worden, die von den Steilhängen niederbrachen. Dieser örtliche Massenzuschuß hielt, wenn auch abgeschwächt, zunächst noch in der Rückzugszeit an, als im Rosental und im Faaker Seetal der Verfall schon weit vorgeschritten war und auch die fußnahen Verflachungen schon ergriffen hatte. Dem vom gut beschatteten Gebirgshange nur langsam im Zickzack zurückweichenden Eisrand folgten jeweilig unmittelbar die Lawinenbahnen. In den drei engen, aber tiefen Ursprungsgräben des Rosenbachtals hatten sich aus ihnen schmale Firnzungen entwickelt, die weit talaus reichten, sich vereinigten und das eingedrungene Ferneis überdeckten. Beim Abschmelzen schütteten ihre Schmelzwässer die mächtige Schotterterrasse beim heutigen Bahnhof Rosenbach auf. Weiter westlich reihten sich von der Talenge bei Winkl bis zum Wurzner Paß die Lawinen- und Schmelzwasserrinnen dicht geschart aneinander. Sie blieben noch geraume Zeit mit Firn erfüllt, während die sie trennenden Rücken schon längst ausgeapert waren. Der heutige Anblick dieser Nordhänge der Westkarawanken im Frühjahr mag ein annäherndes Bild der Schwarz-Weiß-Landschaft zu vorgeschrittener Rückzugszeit ergeben. Damals umschlang den Bergfuß ein weit verzweigtes Netz von Wasseradern, die größtenteils in einen durch Schuttkegel zerschnittenen, inselreichen Schmelzwassersee mündeten. Dessen Stammbecken bildete der jetzige Faaker See. Er entwässerte anfangs noch über Winkl zum Rosental, nach der Verbauung durch Schuttkegel und dem weiteren Rückzuge des Eises nur mehr ins heutige Gailtal. Hier umspülte das Südende des Villacher Schmelzwassersees zwischen Müllnern und Fürnitz die eingesunkene Zunge des Gailgletschers. Nördlich davon trennte er den schwinden-

den Draueisstrom ab. Zu diesem Zeitpunkte hatte der Gletscher somit den Bereich der Karawanken bereits gänzlich freigegeben.

5. Rückzug der nordseitigen Eigenvergletscherung in den Karawanken.

Für die Hocheiszeit ergab sich nach den kennzeichnenden Erscheinungsformen der Vergletscherung und des von ihr vorgefundenen Reliefs auf der Nordseite der Karawanken folgende Gliederung:

1. Der Eisscheitel vom Bereiche der Gailitzfurche bis auf die Höhen östlich des Wurzner Passes.

2. Die Lawinenzone vom Steinwipfel bis zum Talschluß des Kl. Suchagrabens, der von der Bärenentaler Kotschna und dem Matschacher Gupf umrahmt wird. In der Rosenbacher Bucht konnten sich sogar Lawinengletscherzungen entwickeln.

3. Das Eisstromnetz. Die vom Hochstuhl und der Vertatscha im Bären- und Bodental abströmenden Gletscher standen in Verbindung mit dem eingedrungenen Ferneis. Zwischen diesem und der Zunge des Zelenicagletschers klappte im Loibltal eine etwa 2 km breite Lücke. Ein anderes Nährgebiet von Karawankengletschern war die Koschuta. Die westlichen Zuströme von ihr sammelte der Waidischgletscher und führte sie dem eingedrungenen Ferneis zu. Der Freibachgletscher von der Ostkoschuta endete bereits 5 km vom Draueis entfernt.

4. Östlich schloß sich die Vier-Pfeiler-Zone mit einzelnen Kargletschern an. Sie hatten ihren Ursprung in gipfelnahen Hohlformen von vier weit auseinander liegenden Hochgebirgsstöcken. Nur der kleine Wildensteingletscher vom Hochobir erreichte eben noch das Ferneis. Unter dem Ostkap der Koschuta entwickelte sich aus dem Felskessel Mela ein kurzer Lawinengletscher. In den Steiner Alpen wurzelte der Vellachgletscher. Seine Zunge endete zwar im Karawankenbereich, doch schon 15 km entfernt vom Moränenwall des Draugletschers bei Rechberg. Der nordseitige Kargletscher auf der Ushowa verband nur lose mit jenen auf der Petzen, die ohne Zusammenhang mit dem Ferneis blieben.

Die Art der Eigenvergletscherung in den Karawanken und ihres Rückzuges wird am besten durch die Zone des Eis-

stromnetzes gekennzeichnet. Diese Gletscher vor allem gehören dem „Lawinentyp“ an, wie ihn VISSER nannte. KLEBELSBERG (1. 193; 2. 38; 3. 308) fand ihn besonders in Turkestan weit verbreitet. Seine Darstellung der Eigenart des „Turkestanischen Gletschertypus“ paßt, abgesehen natürlich von den Größen- und Höhenverhältnissen, sehr gut auf die Karawanken: „Neben vermittelnden Typen kommen hier Talgletscher vor, denen ein Firnfeld überhaupt fehlt. Breit und nur sanft ansteigend führt die Gletscheroberfläche im Grunde tiefer Täler einwärts bis in den Talschluß; dort schließt der Talgletscher, häufig noch unter der klimatischen Schneegrenze, am Fuße hoher Steilhänge ab. Er nährt sich ohne Vermittlung eines Firnfeldes aus der Vergletscherung der Steilhänge, die schattseitig trotz stärkster Neigung vereist, wie mit Vorhängen verkleidet sind von Hanggletschern und lawinenziseliertem Firn.“

Trotz der durch den Bau und die Formen der Karawanken begründeten Verschiedenheiten der Eigenvergletscherung weisen auch die beiderseits an das Eisstromnetz anschließenden Abschnitte die wesentlichsten Eigenheiten dieses Typus auf: Das Fehlen größerer, sanft geneigter Firnfelder, die Ernährung durch Lawinen und die örtliche Tieflage der Schneegrenze. Gemeinsam ist ferner allen drei Abschnitten die verhältnismäßig lange Dauer der Lawinengänge und der Vereisung; endlich die nur mangelhafte Erhaltung der Spuren, aus denen die Reichweite beim Hochstand und die Haltepunkte, richtiger die Beharrungszonen, beim Rückzuge zu erschließen sind. Einzelheiten enthält die Übersicht.

Nach den Geländebeobachtungen ging der Rückzug der Eigenvergletscherung folgendermaßen vor sich. Wo räumlich ein hocheiszeitlicher Zusammenhang der Firn- und Eisströme aus den Karawanken mit dem Ferneis bestand, demnach in der Lawinenzone und im Bereiche des Eisstromnetzes, verschwimmen die Ablagerungsformen ineinander. Ihre zuverlässige Scheidung nach der Herkunft ergibt sich meist erst in einiger Entfernung aus den Geschieben. Doch auch sie gewähren keinen sicheren Anhaltspunkt. Denn die Obergrenze der fremden Irrlinge ist durch die Überdeckung mit Ortsgeschieben in der Regel tief hinabgedrückt, sei es, daß diese aus

einer früheren Überlagerung des Ferneises durch Lawinen und Eiszungen dorthin gelangten, sei es, daß sie erst später durch die Schmelzwässer talwärts verschleppt wurden. Der Zeit nach überdauerte zwar der Nachschub aus den Karawanken den des Draueises wegen der größeren Ortsgunst des nahen Ernährungsgebietes. Die Abschmelzung ergriff aber im Grenzbereiche von Fern- und Karawankeneis beide Ströme gleichzeitig. Ihre gemeinsame Endmoränenlandschaft ist daher weder dem Raume noch der Zeit nach verlässlich voneinander zu trennen.

Das Absterben der vereinigten Eisströme begann wegen ihrer Tieflage anscheinend nur wenig früher als das der isoliert endigenden Karawankengletscher. Mit Eintritt der ersten Anzeichen einer Klimabesserung und des dadurch verminderten Nachschubes bildeten sich die ältesten Abschmelzformen bei beiden Gruppen im hocheiszeitlichen Vereinigungsraume, bezw. in dem erreichten Zungengebiete. Sie umfaßten aber von Haus aus nicht etwa nur das äußerste Eisende, sondern sogleich eine Zone, deren Ausdehnung nach der Tiefe und Breite immer von den Eis- und Ortsverhältnissen abhängig, daher teilweise verschieden war. Die Verfallerscheinungen drangen hiebei von den Endmoränen des Hochstandes angefangen taleinwärts weiter vor. Beharrungszonen ergaben sich jeweilig innerhalb der Klimaspanne dort, wo das Gelände durch Raum und Beschattung einen scheinbaren Stillstand gestattete; nur scheinbar, denn der Rückzug war tatsächlich nicht zum Stillstande gekommen, sondern nur durch die Geländebeschaffenheit verlangsamt. Diese älteste Rückzugsphase wurde durch einen allmählichen Anstieg der Schneegrenze über die zur Hocheiszeit um einige 100 Meter, vielleicht bis zu 300 m. eingeleitet. Die Spuren dieser Vorgänge fasse ich als „alte Gletscherstände“ zusammen. Sie zeigen ein zunehmendes Rückschmelzen und Einsinken an Ort und Stelle an, keinen Vorstoß. Denn ein Vorpellen der Nebengletscher etwa infolge der nun verminderten Stauwirkung wie in den Karnischen Alpen (SRBIK, 5, 185 ff.) kam in den Karawanken wegen ganz anderer Eisverhältnisse und verschiedener Talbildung wenigstens in nennenswertem Ausmaße kaum zur Geltung. Die alten Gletscherstände schlossen sich daher an die würmeiszeitlichen Endmoränen unmittelbar an, setzten sie taleinwärts fort und ge-

stalteten sie zu einer mehr oder weniger ausgedehnten Endmoränenlandschaft. Sie entsprechen somit nach Entstehung und Schneegrenze am ehesten dem Bühlstadium. Die Seehöhe dieser Ablagerungen schwankt bis zum Freibachtal zwischen 800 und 1000 m, nur im Waidischtal sinkt die Untergrenze bis 700 m hinab. Beim Vellachgletscher liegt der Bereich zwischen 950 und 1100 m, in den Petzenkaren je nach Auslage und Ortsgunst zwischen 860 und 1500 m. Am Nordfuße der Uschowa steigen die verschwommenen Formen von 1360 bis etwa 1450 m an. Die Unter- und Obergrenze der alten Gletscherstände wandert daher in den Ostkarawanken, dem Relief entsprechend, in größere Höhe empor.

Auch beim weiteren Verlauf des Rückzuges spricht sich wie bisher zumeist ein ähnlich gleitender Übergang von älteren zu jüngeren Spuren der Gletscherhalte aus. Sie sind stets den einzelnen Tälern angepaßt. Beim Bärenalpgletscher liegen sie, soweit noch ersichtlich, in zwei durch eine etwa 2 km breite Lücke getrennten Räumen, die ein Verweilen begünstigten: in der Bucht von Poautz südlich der Engtalstrecke und am Ausgange der schlauchartigen Talform Im Winkel, wo der Eisstrom aus dem hochaufgefüllten Talschluß herausquoll. In der Zwischenzone und in der Talwurzel sind die Spuren durch Jungschutt verwischt. Am besten erscheint der gleitende Übergang der einzelnen Halte infolge der Geländeverhältnisse beim Bodentalgletscher ausgeprägt. Immerhin lassen sich die dortigen Spuren in drei Frontgruppen gliedern. Jede zeugt von einer Aufeinanderfolge mehrerer kleinerer, fortgesetzter Rückzugshalte. Noch mehr als beim Bärenalpgletscher erinnern hier die fossilen Spuren des Eisschwundes besonders lebhaft an die von KLEBELSBERG (1, 193; 2, 38) in Wort und Bild sehr anschaulich dargestellten jungen Verfallserscheinungen beim turkestanischen Borolmasgletscher, der dem gleichen Lawinentyp angehört. Denn hier wie dort sind überraschend ähnliche Rückzugsspuren des aus Lawinen in einem ungegliederten Talschluß genährten, verhältnismäßig kurzen Gletschers zu beobachten. Es zeigt sich eine Aufeinanderfolge mehrerer Stirnwallzonen auf der Talsohle als Anzeichen des abschnittsweisen frontalen Rückzuges und damit im Zusammenhange eine Reihe von lang-

gestreckten Seitenmoränen, deren hangwärtige Staffelung auf der ganzen Strecke die einzige Zunge begleitet und ihr ruckweises Schmälerwerden anzeigt.

Noch eine andere Erscheinung bei einzelnen rezenten Lawingletschern Turkestans findet in den Karawanken einen Vergleich, das Abreißen der Zunge. S. FINSTERWALDER (94) hatte den notwendigen Eintritt eines solchen Vorganges beim plötzlichen Ausbleiben des Eisnachschiebes theoretisch nachgewiesen. KLEBELSBERG (1, 208) konnte ihn tatsächlich in Turkestan beobachten und durch die vereinigte Wirkung von Klima und Gelände in einer Art begründen, die auch für die Karawanken zutrifft. Bei den Gletschern des Lawinentypus reicht selbst eine nur geringe Klimamilderung schon für den jähen Ausfall des Eisnachschiebes hin. Denn das Ursprungsgebiet der Gletscher ist hier auf einen schmalen und kurzen Streifen im kesselförmigen Talhintergrund zusammengedrängt. Jede Klimaänderung trifft daher gleich das gesamte Nährgebiet und kommt bei dem verkürzten, steilen Weg ins Abschmelzgebiet unmittelbar zur Wirkung. Das sprunghaft einsetzende Eisdefizit äußert sich in dem Abreißen der Gletscherzunge an geeigneter Stelle und der ganzen Breite nach. Solche morphologische Bedingungen sind besonders in der Vellaacher Kotschna gegeben. Nach den hinterlassenen Spuren erfolgte hier das Abreißen der Gletscherzunge an der etwa 130 m hohen Felsstufe, die den Talboden abschließt. Eiszeitliche tektonisch-seismische Ursachen für eine gewaltsame Unterbrechung des Gletscherstromes sind aus diesem Raume zwar nicht bekannt, können aber nach den sonstigen Anzeichen über jugendliche Gebirgsbewegungen und die sie begleitenden Erdbeben in den Karawanken gewiß auch mitgespielt haben.

Ungeachtet der gleitenden Übergänge von einem Halt zum andern ergibt sich die untere Grenzzone der jüngeren Gletscherstände gegen die Spuren der alten nicht nur aus der größeren Höhenlage, sondern auch aus der Beschaffenheit des Rückzugsgeländes. Denn das Eis gestaltete zwar die vorgefundenen Formen aus, aber weit mehr wurde die Eisbewegung durch das voreiszeitliche Relief bestimmt. Beim Rückzuge waren es immer im Gelände begründete Schwächen zonen für den Bestand des Eisstromes, hinter denen er trotz

der fortschreitenden Abschmelzung wieder günstige Gelegenheit zum längeren Verweilen fand. Klima und Relief wirkten derart gemeinsam mit bei Auswahl der Gletscherhalte. Solche Zonen verminderten Eiszusammenhanges sind vor allem Engtalstrecken, Talgabeln, Felsstufen und Karschwellen. An ihnen treten Änderungen im Quer- und Längsschnitte des Gletschers auf. Sie stören daher schon beim Vorstoß sein ruhiges Abfließen. Beim Rückzug wirken sie je nach ihrer Art verzögernd durch Eisstau oder beschleunigend durch die erzwungene Teilung und Ausdünnung der Eismasse; dadurch begünstigen sie das raschere Abschmelzen. Es kann sich unter Umständen sogar zum ruckweisen Abreißen des Eiszusammenhanges steigern. Bergwärts solcher Gefahrszonen liegende Ränder von Becken und Talweiten, dann quer verlaufende Höhenlinien, geschützte Karböden und endlich oberste Schattenwinkel in den Schlußkaren sind hingegen Geländerräume, die beim Zutreffen der örtlichen Klimaverhältnisse einen Gletscherhalt jeweilig förderten.

Unter Berücksichtigung aller einflußnehmenden Kräfte sind die jüngsten Zeugen des weiteren Eisrückzuges in den Karawanken der Zeit nach — mit einer einzigen, jedoch schon den Steiner Alpen angehörenden Ausnahme — sämtlich in das Gschnitzstadium einzuordnen. Die Untergrenze dieser Spuren liegt im losen Anschluß an die alten Gletscherstände auf etwa 1000 m, beim Waidischgletscher wie früher wieder um 100 m tiefer. Die Obergrenze ist ganz dem Gelände angepaßt und schwankt daher zwischen 1300 m im Bodental am Fuße der Vertatschawände und 1800 m in der Vellacher Kotschna oder in dem größten der Petzenkare. Sie steigt somit wie die der alten Gletscherstände in den Ostkarawanken an. Innerhalb dieser Höhenspanne von 300 bis 800 m liegen Schuttwälle, oft nur formlose Ansammlungen von Moränenschutt, Blockwälle und Blockfelder, in Gruppen oder vereinzelt, aber stets in Staffelung über- und hintereinander sowie stets in Räumen, die ihre erste Auflagerung und spätere Erhaltung ermöglichten. Darnach war eine Gliederung des Gschnitzstadiums in eine längere Phasenfolge gewiß vorhanden. Wegen deren Abhängigkeit von den örtlichen Klima- und Geländeverhältnissen und der doch recht unsicheren Abschätzung dieser bei jedem

Übersicht 2.

Rückzug der Eigenvergletscherung auf der Nordseite der Karawanken.

(Höhe in m)

Zo- ne	Gruppe	Reichweite zur Hocheiszeit	Alte Glet- scherstände	Gschnitzstadium
Lawinenzone	1 bis 10	Wurzner Paß-Gr. Mittags- kogel- Bärenta- ler Kotschna	Lawinen vom Grenzkamm	
		Lawinengänge östl. des Eis- scheitels vom verfirnten Grenzkamm unmittelbar auf das eingedrun- gene Ferneis. Entwicklung von 3 Lawinen- gletschern in den Quellästen des Rosenbach- tales	Schotterterrasse beim Bahnhof Rosenbach (600)	Schuttformen nördl. des Rosenbachsattels (1450—1650)
			Die sonst hinterlassenen Spuren ermög- lichen keine verlässliche Gliederung.	
Eisstromnetz	11	Bärental- Hoch- stuhl	Bärentalgletscher	
		Vereinigung mit dem Ferneis im Mündungsge- biete des Stru- garcagrabens	Verschwom- mene Moränen- landschaft auf den Höhen bei- derseits der Engtalstrecke (800—900)	1. Gruppe. Poautzmulde (1100—1300)—Neu-St. Mi- chael (980): Blockfeld und Anhäufung von Moränen- schutt. Zugehörige schot- terartige Seitenmoräne im Talschluß am Höhenrand der Matschacher Alm (1550—1640). 2. Gruppe. Johannsenruh (Im Winkel, 1130—1220): Stauplan und Schutthügel. Einsinken im kesselarti- gen Talschluß, Spuren ver- schüttet.
			Strugarcagletscher	
		Wie oben	Im Talschluß Rundbuckel, Blockwerk und kleine Wälle (1500—1600).	

Zo- ne	Gruppe	Reichweite zur Hocheiszeit	Alte Glet- scherstände	Gschnitzstadium
Eisstromnetz	12	Singer- berg-Bo- dental- Vertat- scha	Bodentalgletscher	
		Vereinigung mit dem Bleiberger Ast im Mündungsgebiete des Bodentales in das Bleiberger Tal.	Moränenlandschaft auf der Hochfläche von Repitz und bei Bukovnik (940—1000)	<p>1. Gruppe. Südl. der Engtalstrecke östl. Repitz und südl. der Umfließungsrinne Moränenlandschaft nächst Kapelle von Bodental (1000).</p> <p>2. Gruppe. Südl. anschließend ein durch Seitenmoränenzüge teilweise abgegliedertes Zungenbecken bis zum Gasthaus Bodner (1020—1050).</p> <p>3. Gruppe. Allmählicher Übergang in den fast ebenen Talboden der Jäggerrast, dann Anstieg zu Rundbuckeln und Blockhalden (1200—1300).</p>
		Die Bodentalkomponente und der ins Loibltal eingedrungene Ferneislappen reichen nach S bis in die Warantmulde im Umkreis des Deutschen Peters	Gegen die Taltiefe gestaffelte Seitenmoränen, besonders an westlicher Talseite	
	14	Loibltal	Schwache Spuren in der Warantmulde und auf dem Kleinen Loibl.	
		Zelenicagletscher		
		Die Zunge endet bei Strach (1020) -Spitzar (P. 928) jenseits einer 2 km breiten Lücke.	Dünne Moränendecke auf den Talsporen nächst Raidenwirt (950—1000).	Südwestl. der Talgabel stellenweise Anhäufung von Moränenschutt in allen Ästen des Zelenicagrabens (1050—1450).

Zo- ne	Gruppe	Reichweite zur Hocheiszeit	Alte Glet- scherstände	Gschnitzstadium
Eisstromnetz	15	Waidischgletscher		
	Waidischtal-Koschuta West	Vereinigung mit dem eingedrungenen Ferneislappen nächst der Talenge südl. Waidisch	Moränenlandschaft bei Močnik-Heparoben (700—800).	Moränenlandschaft auf den Höhen südlich der Talgabel bei Dovjak-Ravnik (900). Dann Zerfall in getrennte Gletscherströme. a) Hainschgletscher. Seitenmoränen auf den beiden Talleisten (950—gegen 1100), Stirnmoränenlandschaft beim Hainschbauer (980), Blockwall bei P. 1177, im Talschluß stellenweise Schuttansammlungen (1300—1700). — b) Waidischgletscher. Rechte Seitenmoräne westl. Zell (Trig. 936) vom Eis nicht mehr erreicht. Dann Zerfall in zwei Äste: H u d a j a m a: Blockmoräne bei P. 1155. M e r z l i v o v k: Moränenhügel im Talschluß (1100—1300) und Blockwall (1400). Über die glazialen Spuren im südl. Einzugsgebiete des Ribnikabaches s. Text.
	17	Freibachgletscher		
	Freibachtal-Koschuta Ost	Zunge reicht bis zum Beginn des Schluchttales nördl. Terkl, 5 km von dem in das Mündungsgebiet eingestülpten Ferneislappen entfernt.	Gestaffelte Endmoränenlandschaft vom Zungenende bis auf die Höhen südl. Kvadnik und bei Kališnik (860—gegen 1000). Spätere Querteilung durch die Umfließungsrinne südl. Terkl.	Einsinken im Trogtal unterhalb der Seitenmoräne beim Koschutnbauer P. 1036. Im Talhin-tergrund drei Blockwälle auf 1220, 1370 und 1420.

Zo- ne	Gruppe	Reichweite zur Hocheiszeit	Alte Glet- scherstände	Gschnitzstadium
Vier-Pfeiler-Zone	18	Obir- Alten- bergNord	Wildensteingletscher	
		Vereinigung mit dem einbuchtenden Ferneissüdl. der Wasserfallstufe (etwa 800). Je eine schmale Lawinengletscherzunge zwischen Hoch- und Kleinobir in das Wildensteiner- u. das Freibachtal.	Spuren der schmalen Zunge im Engtal verschüttet.	Blockansammlung am Nordrande der Hofmannsalm (1245).
	22	Eisen- kappel West	Lawinenfirnzunge Mela-Potok	
		Aus dem Felskessel Mela am Ostende der Koschuta in das obere Engtal des Potok	Spuren im Kessel und in der anschließenden Schlucht verwischt	
	23	Eisen- kappel Süd	Vellachgletscher	
		Flacher Auslauf der Zunge bei der Fuchshube (950), 15 km vom Ferneisstrom bei Rechberg entfernt	Spuren von Eisrandbildungen am Talboden (950—1100).	Abreißen der Zunge an der Wandstufe, auf deren schuttbedecktem Ober- rand (1230) vermutlich Eishalt. Schuttvorwölbungen bei der Halterhütte (1420—1470). Unterrand eines Blockfeldes (1800). Weiter s. Anmkg.
	24	Eisen- kappel Ost	Uschowagletscher	
		Zungenende des Lawinengletschers aus dem Nordkar reicht bis nahe zur Uschowaalm (1300).	Verwachsene Schuttformen	
			am Hangfuß (1400—1450).	im Karhintergrund (1450—1600).

Zo- ne	Gruppe	Reichweite zur Hocheiszeit	Alte Glet- scherstände	Gschnitzstadium
Vier-Pfeiler-Zone	26	Petzen	Petzenkargletscher	
			Endmoränen verschwommen. Mutmaßliche Reichweite von W nach O: Kolscha 880, Križa 860, Gre- ben 1080, Tehma 1300.— S. Text.	Rückschmelzen aus der Endmo- ränenlageu. Ein- sinken der schmalen Zun- gen in den schlauchartigen Kargraben ohne deutliche Wall- formen

Anmerkung.

Dem Daunstadium gehören an: Auf dem Nordabfalle der Steiner Alpen, am Sanntaler Sattel, zwei übereinander gestaffelte, schwach begrünte Schuttwälle (2000).

Jüngere Rückzugsstände sind im ganzen Bereiche der Karawanken nicht erhalten.

Gletscher sich ändernden Werte unterbleibt aber besser eine weitere Unterteilung in zwei, drei oder gar noch mehr Phasen und der Versuch einer theoretischen Parallelisierung von großen Talgletschern des Lawinentyps mit kleinen Kargletschern. Nach allen Anhaltspunkten kommt man der Wirklichkeit viel näher durch die bloße Feststellung eines gestaffelten, den Ortsverhältnissen jeweilig angeglichenen und daher stets wechselnden Rückzugsrhythmus während des Gschnitzstadiums.

Lediglich die schon schwach begrünten Schuttwälle in 2000 m Höhe am Sanntaler Sattel, der von den Steiner Alpen in die Vellacher Kotschna und damit in den Bereich der Karawanken hinableitet, sind trotz aller Berücksichtigung der Ortsgunst mit dem Anstieg der Schneegrenze zur Gschnitzzeit nicht mehr vereinbar. Sie gehören bereits dem Daunstadium an.

Jüngere Rückzugsstände sind in den Karawanken nicht erhalten.

Hinsichtlich der Frage „Rückzugsstadien oder Schlußvereisung?“ haben sich meine Erfahrungen in den Karnischen Alpen (SRBIK, 5, 186—194) auch in den Kara-

wanken vollauf bestätigt. Sie können daher kurz zusammengefaßt werden. Die Spuren der alten Gletscherstände gehen unmittelbar aus der Rاندlage des eiszeitlichen Hochstandes hervor. Sie setzen sich als Ablagerungen eines trotz aller Schwankungen allmählich fortschreitenden Rückzuges ohne Anzeichen größerer Vorstöße in den Spuren des Gschnitzstadiums gegen das Ursprungsgebiet der Gletscher fort. Das Karawankeneis hinterließ hierbei an morphologisch geeigneten Stellen des alten Reliefs seine verschieden gestalteten Ablagerungen. Ihre Erhaltung ist an gut geschützte Punkte geknüpft. Statt deutlicher Grenzlagen der Moränen sind im Innern des Gebirges wegen des gleitenden Überganges zumeist bloß Spurenzonen der zeitweiligen Gletscherhalte im Rückzug unterscheidbar. Die Beobachtungen und das Relief sprechen daher in den Karawanken gegen eine abtrennbare Schlußvereisung.

6. Zwischeneiszeitliche Vorgänge.

Zwei große Kräftegruppen wirkten vor allem formändernd während der Eiszeit: zu den älteren, bis in die Gegenwart tätigen Krustenbewegungen traten damals überdies das Eis und die verstärkte Arbeit des Wassers. Die Grundlage für den Versuch, das wechselvolle Zusammenspiel dieser verschiedenartigen Kräfte nach Wirkung und Zeitfolge in den Karawanken zu erkennen, bilden die dort bisher festgestellten tektonischen Vorgänge und meine eigenen Beobachtungen über den Ablauf der Eiszeit in den Karawanken sowie in ihrem Vorlande. Ausgehend von den Ursachen und der Art der Krustenbewegungen, werden sodann die formenkundlichen Folgen der Wirksamkeit beider Kraftgruppen während der Zwischeneiszeiten besprochen. In die letzte von ihnen bis nahe zum Höhepunkt der Würmvereisung fallen bereits die ältesten Siedlungsspuren des Menschen innerhalb der Karawanken, die in der Pototschnikhöhle (1700 m) auf der Uschowa gefunden wurden (Gruppe 24).

a) Krustenbewegungen und Eiszeit.

Nach heutiger Kenntnis über das Wesen der Krustenbewegungen im allgemeinen (PENCK. 2, 3) ergibt sich für unser Gebiet folgende Vorstellung. Der Ursprung dieser Schwankungen

liegt teils in den innen-, teils in den außenbürtigen Kräften, mithin in der jungen, mit einem Vormarsche verbundenen Gebirgsbildung der Karawanken und in den Druckschwankungen der eiszeitlichen Gletscher. Beide Kräfte zielen auf eine Wiederherstellung des gestörten Gleichgewichtes ab, haben daher letzten Endes isostatischen Charakter. Ihr Anteil an der nachträglich sichtbaren, gemeinsamen Wirkung ist aber wie zu meist auch hier nur annähernd abzuschätzen: man wird sich mit der Annahme ihres nur selten auflösbaren Ineinandergreifens begnügen müssen. Immerhin sprechen die vorhandenen Anzeichen in Gebiete der Karawanken für ein weitaus stärkeres Hervortreten der gebirgsbildenden, innenbürtigen Kräfte bei Erzeugung des Formengutes. Sie bewirkten die großen Höhenunterschiede im Aufbau des Reliefs, drückten die Vortiefe am Nordsaume des Gebirges hinab und erzeugten auch sonst flache, weiträumige Verbiegungen. Ihre Tätigkeit setzte während der Eiszeit nicht aus und hatte dann stellenweise, besonders im Innern des Gebirges, vermutlich seismische Eisbrüche zur Folge, wie sie aus Zentralasien bekannt sind. In den Karawanken können sie heute natürlich nicht mehr nachgewiesen werden. Die oben genannten Verbiegungen sind nun aber auch bezeichnend für die formändernde Wirkung der außenbürtigen Kraft, des wechselnden Eisdruckes. Ihr Ursprung bleibt daher zweifelhaft. Auch über die Wirkungszeit der Krustenschwankungen bestehen Unsicherheiten. Sie werden durch die notwendige Annahme fortschreitender Wellen hervorgerufen, ferner durch die Erkenntnis einer verspäteten Wirkung der schwankenden Eislast, die eine Interferenz des abklingenden Wiederaufstieges der Kruste mit dem Beginn einer neuen Absenkung zur Folge hatte. Diese Vorgänge dauern während der ganzen Eiszeit an, sind aber nur in der Verstellung zwischeneiszeitlicher Ablagerungen kennbar. Schließlich ergibt sich eine weitere Schwierigkeit aus der noch unsicheren Anzahl der südalpinen Vereisungen und daher auch der Zahl der Zwischeneiszeiten. Denn nach den bisherigen Ergebnissen im südalpinen Alpenvorlande scheinen dort Spuren von drei bis vier Vereisungen erhalten zu sein. Aus dem ganzen zentral- und südalpinen Bereiche des Draugletschers aber liegen — wie nach DESTO auch beim Isonzo-

gletscher — unbestritten sichere Zeugen nur von zwei Vereisungen vor. Sie werden durch eine deutliche Zwischeneiszeit getrennt. In den Karnischen Alpen, den Lienzer Dolomiten, den Gailtaler Alpen und in den Karawanken sowie im ganzen Drau- und Gailtal von Toblach über Lienz-Sachsenburg-Spittal und von Kartitsch über Hermagor-Villach bis Bleiburg konnte ich durchwegs keine älteren Moränen als die der Rißeiszeit — und diese nur sehr selten — feststellen; ältere Ablagerungen gehören der vorangegangenen Zeit an. Nach dieser, gewiß nur für einen Bruchteil des ganzen südalpinen Raumes geltenden Sachlage bildet daher, streng genommen, anscheinend ein Zeitraum den Übergang vom Tertiär zur ersten dieser beiden Eiszeiten, der — ganz wie der Übergang von der zweiten Vereisung zur geologischen Gegenwart — dermalen nur mit Vorbehalt als eine Zwischeneiszeit angesehen werden könnte. Gleichwohl ist sie mit Rücksicht auf die Verhältnisse im südlichen Alpenvorland als Mindel-Riß-Zwischeneiszeit zu bezeichnen. Sie stellt die Verbindung her von dem in unserem Raume nicht weiter zu gliedernden Altquartär zu der bereits in Spuren sichtbaren Rißeiszeit.

Die Gebirgsbildungsphasen der Karawanken sind, wenigstens in großen Zügen, bereits festgelegt. Dem hier nicht mehr in Betracht kommenden vorgosauischen Deckenbau folgten im Tertiär ein mehrphasiger Schuppenbau und im Quartär tektonisch zu begründende Verstellungen eiszeitlicher Schotter. Auch in der geologischen Gegenwart sind die Karawanken noch nicht wieder zur Ruhe gekommen. Bis auf die tertiären Gebirgsbewegungen muß zurückgegriffen werden, wenn die formenkundlichen Vorgänge im Altquartär geklärt und ihre weitere Entwicklung durch die Eiszeit verfolgt werden sollen.

Eine der Begleitwirkungen des Gebirgsneubaus war jeweilig eine gesteigerte Schuttausstrahlung, die sich nicht nur im Hanggebiete, sondern auch im Vorlande geltend machen mußte. Über sie breiteten sich dann die Ablagerungen der Eiszeit. Sie sind jedoch aus bekannten Gründen nur mangelhaft erhalten. Durch den fortschreitenden Bau des Gebirges wurden die älteren, bereits mehr oder weniger verfestigten Schuttablagerungen gestört. Aus ihrem Schichtbestand, ihrer Folge und Be-

schaffenheit ergeben sich Schlüsse auf ihre Herkunft und ihr Alter.

Die Krustenbewegungen weitesten Sinnes sind daher von den sonstigen eiszeitlichen Vorgängen in den Karawanken nicht zu trennen.

b) Ablagerungen und Seebildungen in der Randzone.

In dieser Formengruppe kommt das Zusammenwirken der innen- und außenbürtigen Kräfte am stärksten zum Ausdruck. Die Ablagerungen der Randzone faßten HÖFER, DREGER, TELLER und PENCK als Sattnitzkonglomerat auf. Erst KAHLER (4) erkannte den verfestigten, im Barentalkonglomerat typischen Karawankenschutt für eine jüngere, vom Sattnitzkonglomerat abzutrennende Bildung. Meine wiederholten Vergleiche und formenkundlichen Überlegungen bestätigten sein Urteil. Trotz mancher Ähnlichkeit unterscheidet sich der verfestigte Altschutt am Nordfuße der Karawanken nach Gesteinsbeschaffenheit und Bildungszeit vom Sattnitzkonglomerat am jenseitigen Draufer. Denn diese Ablagerung scheint noch aus einer Zeit zu stammen, als die tektonische Abtrennung der Sattnitz durch das Absinken des Rosentales noch nicht in dem Grad vollzogen war wie zur Bildungszeit der Karawankenkonglomerate. Ähnliche Vorgänge hat schon 1855 PETERS (2, 564) vermutet. In letzter Zeit bauten HERITSCH und KAHLER ihre langjährigen stratigraphisch-tektonischen Studien erfolgreich weiter aus und nannten sämtliche Schuttbildungen dieser Art am Nordfuße der Karawanken einheitlich Barentalkonglomerat (10). Da sich aber trotz gleicher Entstehung aus der Verschiedenheit der Ursprungsgebiete doch kennzeichnende Unterschiede in der Gesteinsgesellschaft und in dem Verfestigungsgrad ergeben, behalte ich die bisherigen, den Ortsverhältnissen jeweilig entsprechenden Namen der einzelnen Konglomerate bei. Mit diesen größtenteils schon älteren Vorkommen stehen die zwischen-eiszeitlichen Ablagerungen dieses Raumes im engsten Zusammenhange.

Die Seebildungen der Randzone erfolgten in tektonisch geformten Becken. In sie wurden zwischen-eiszeitliche Schuttmassen hineingeschüttet, so daß sie heute zum Teil schon verlandet sind.

Auf Grund meiner bei den einzelnen Gruppen wiedergegebenen Beobachtungen wird nachstehend darzustellen versucht, wie und wann die Absätze und Seen der Randzone entstanden sind. Es war hiebei unerläßlich, auch das weitere Vorfeld einzubeziehen, mithin das Faaker Seegebiet, die Hollenburger Senke und das Jauntal. Eine Längsgliederung in einzelne Abschnitte ergab sich durch die geänderten Verhältnisse bei Rosenbach, an der Mündung des Loibltales und im Fußgelände des Obir.

Westkarawanken — Faaker Seegebiet.
(Gruppen 1—7.)

Die bezeichnendste Ablagerung in diesem Raum ist der zur Vinzanagelfluh erhärtete Schutt der Westkarawanken. Das Konglomerat liegt in der Umgebung des Aichwaldsees, dann am Südufer des Faaker Sees und erscheint, zunehmend mit alten Gailschottern vermischt, an den steilen Umrandungen der Faaker Dobrova entlang des Seebaches und der Gail. Über den Höhenzug Haubitze bei Mallestig hängt es lose mit den Karawanken zusammen. Einer der Hauptzubringer des fächerförmig ausgebreiteten Schuttetes war der Vorläufer des vom Gr. Mittagkogel kommenden Worounzbaches. Für die Altersumgrenzung der Vinzanagelfluh und der ihr beigemengten Schotter sind vor allem die Verhältnisse bei Tschinowitsch nächst der unteren Gail maßgebend. Aus der dort hangenden Rißmoräne folgt der Absatz der Nagelfluh spätestens in der vorangegangenen Zwischeneiszeit. Darauf scheint auch der Pflanzenfund von Potamogeton in den Steinbrüchen der Vinza hinzudeuten, der H. HERITSCH 1936 gelang. Die Auslösung dieses großen Schutt-fächers erfolgte durch eine jungtertiäre, vermutlich pliozäne, Gebirgsbildungsphase der Karawanken. Die entferntesten Ausstrahlungen dieser wiederholt umgelagerten und mit Fremdgesteinen vermischten Schuttfracht kamen anscheinend erst in der Mindel-Riß-Zwischeneiszeit in ihre heutige Lage, wo sie erhärteten und von jüngeren Eiszeitablagerungen bedeckt wurden. Am Südrande der Faaker Dobrova sind die Vinzanagelfluh und ihre hangenden Förderlacher Schotter gemeinsam gestört. Daher fällt diese tektonische Bewegung frühestens gegen Ende der

R-WZE, als die Förderlacher Schotter bereits einigermaßen verfestigt waren.

Hinsichtlich der Entstehung des Faaker Seebekens und des Seetales bereits in der Voreiszeit konnten tektonische Vorgänge geltend gemacht werden. Sie stellen die Brücke her zwischen den Gebirgsbewegungen der Karnischen Alpen und der Karawanken im S und jenen im W und N des Villacher Beckens. Auf die mithin schon vorhandenen Altformen des Faaker Seegobietes wirkten dann teils schützend, teils ausgestaltend die eiszeitlichen Kräfte. Der Hauptanteil fiel hierbei der Arbeit des fließenden Wassers in den Zwischeneiszeiten durch seine Aufschüttungen zu. Der damalige Faaker See stand in Verbindung mit dem überfluteten Villacher Becken und dem See im oberen Rosental, der in den nächsten Abschnitt fällt.

Rosenbach — Loiblthal — Hollenburger Senke.
(Gruppen 8—13.)

Vielleicht noch mehr als sonst am Nordrande der Karawanken begegnet hier der Versuch, die älteren eiszeitlichen Vorgänge dieses Bereiches in den Rahmen einer mindestens dreimaligen Vergletscherung zeitlich einzugliedern, den eingangs angedeuteten Unsicherheiten. Denn die ältesten vorhandenen Eiszeitspuren besonders dieses Raumes schließen sich anscheinend unmittelbar, ohne merkbare Lücke, den jungtertiären Vorgängen an; dann folgt die Reißvergletscherung und nach einer Zwischeneiszeit die Würmvergletscherung. Der junge Gebirgsbau der Karawanken und seine Begleitumstände, das Hinabdrücken der Vortiefe und der Schuttabstrom von dem höher emporwachsenden, nordwärts gepreßten Gebirge über die Hänge und durch die Talungen in das Vorland, führen ohne sichtbaren Ausfall von Erscheinungen zu Anzeichen, die — wollte man sie nur für sich betrachten — nicht wie Folgen, sondern vielmehr wie Vorboten der ältesten Eiszeit aussehen. Wie erwähnt, sind sie aber im Zusammenhange mit den bisher bekannten Verhältnissen im südlichen Vorlande doch nur als die ältesten, noch erhaltenen Spuren der Vereisung dieses Gebietes zu betrachten.

Der nachfolgende Überblick umfaßt zunächst die räumliche und zeitliche Gliederung der Konglomerate im Hang-

bereiche der Karawanken sowie in der Hollenburger Senke und geht dann zu dem von ihnen einst begrenzten Seebecken über.

Den Ausgangspunkt einer Gliederung der Konglomerate bildet die *Rosenbacher Nagelfluh*. Dieser ortsnahe, verfestigte Karawankenschutt weist trotz gleicher Entstehung jeweilig die seinem Herkunftsgebiet eigentümliche Zusammensetzung und Färbung auf. Sie hat jedoch — wie bei der Höttinger Breccie — nur örtliche Bedeutung. Die Rosenbacher Nagelfluh ist jedenfalls jünger als ihre liegenden Kohlschichten, die jungmiozänes, nachhelvetisches Alter haben. Die Nagelfluh ist bei Rosenbach mit ihnen gemeinsam gestört. Diese Gebirgsbewegung erfolgte erst nach der Schuttverfestigung, daher etwa frühestens im Jungpliozän. Hieraus folgen die spätvoreiszeitlichen bis altquartären Zeitgrenzen für die Ablagerung und Verkittung der Rosenbacher Nagelfluh. Da sie ferner bis auf den Talgrund hinabreicht, lag dieser bereits damals mindestens in der heutigen Tiefe. Das ist nicht allein das Ergebnis der Erosion, sondern eine Folge des allmählichen Absinkens der ganzen Saumtiefe infolge des Vormarsches der emporwachsenden Karawanken. Das Teilstück bei Rosenbach bildet einen der Ausläufer dieser weiträumigen Krustenbewegung. In die dortige Seebucht mündete von W ein Strom, dessen Einzugsraum sowohl das Faaker Seegebiet als auch die Westkarawanken umschloß. Er schüttete in dieses Becken das lockere *Delta von St. Jakob*. Da es auch aufgearbeitete Rosenbacher Nagelfluh enthält, ist schon aus diesem Ortsbefunde zu schließen, daß es jünger ist als diese. Die Aufschüttung der Deltaschotter bei St. Jakob, ferner an den Mündungen des Radisch- und Suchagrabens sowie der Absatz der benachbarten Tonlager erfolgte in der M-RZE. Die späteren Störungen im Delta und in den Tonen bei Rosenbach fallen erst in die Nacheiszeit (Abschnitt V).

Die Rosenbacher Nagelfluh baut ferner die Hochfläche von Greuth (östlich Maria Elend) auf. Im S wird sie von steil gestellten, sicher jüngeren *Gehängebreccien* abgeschnitten, die vermutlich gleichfalls in der M-RZE durch Gebirgsbewegungen im Bereiche des Kapellenberges und der Suchagräben entstanden sind.

Weiter östlich erscheint das der Rosenbacher Nagelfluh nach Ursprung, Art und Zeit der Bildung gleichzusetzende ältere

Konglomerat von der Matschacher Hochfläche bis auf den Singerberg; besonders im Bärenental ist es typisch entwickelt. PENCK hielt es, wie erwähnt, für Sattnitzkonglomerat und vermutete bereits dessen Überschiebung durch Trias. KAHLER trennte das Bärenentalkonglomerat als jüngere Bildung vom Sattnitzkonglomerat ab, wies Überschiebungen nicht nur im Bärenental, sondern auch am Singerberg nach und mit HERITSCH an mehreren anderen Stellen. Beide kamen auf Grund stratigraphisch-tektonischer Beweisgründe in Übereinstimmung mit meinen formen- und eiszeitkundlichen Beobachtungen aus den Jahren 1932 und 1933 zu dem Ergebnis, daß diese letzte größere Gebirgsbewegung in der Zeit zwischen dem höheren Pliozän und dem Ende des Altquartärs stattgefunden haben dürfte. Ähnlich wie bei Rosenbach zeugen die Klüfte in den Steinbrüchen am Nordrande der Hochfläche von Matschach von noch jüngeren, anscheinend nacheiszeitlichen Störungen.

Das nur in wenigen Spuren erhaltene Straschitzkonglomerat und die Matschacher Tone westlich Hollenburg gehören, wie sich noch zeigen wird, anscheinend der M-RZE an. Hinsichtlich der beiderseits von Sattnitzkonglomerat flankierten Hollenburger Nagelfluh konnte ich weitere Gründe für den zuerst von STINY ausgesprochenen Gedanken vorbringen, daß dieses Konglomerat wohl erst in der R-WZE aus verfestigtem Karawankenschutt gebildet wurde. Die drei letztgenannten Absätze leiten hinüber zum sog. interglazialen See im Rosental.

Nach dieser zusammenfassenden Altersumgrenzung der wichtigsten Ablagerungen am Nordrande der Karawanken und in der Hollenburger Senke wende ich mich dem von ihnen umsäumten Vorlandstrog zu. PENCK (1107) schloß aus verschiedenen Anzeichen, daß ihn in der M-RZE ein einheitlicher See erfüllte, der sich von der Abdämmung bei Maria Rain 18 km lang nach W bis Rosenbach ausdehnte. Seine Spiegelhöhe lag auf 580 m, seine Tiefe betrug mindestens 150 m. Zu diesen Angaben gelangte PENCK einerseits aus der Überlagerung der Deltaschotter von St. Jakob und beiderseits des Radischgrabens auf 580 m durch horizontal geschichtete, verfestigte Flußschotter, andererseits aus der Unterkante der Matschacher Tone auf etwa 430 m (580—430 = 150 m) sowie aus den Seetonen bei

Rosenbach und Maria Elend, die er bis 550, bzw. 540 m an der südlichen Umrandung des Seebeckens wahrnahm. Ich konnte sie bei Rosenbach von 550 bis 560, bei Maria Elend von 500 bis 550 m verfolgen und auch am Suchabach Deltaschotter feststellen. Aus diesen Anzeichen und den bisherigen Altersbestimmungen ist das Vorhandensein des Sees zur angegebenen Zeit wohl ausreichend gesichert; doch sind noch Fragen über seine Abdämmung, Einheitlichkeit, Verbindung und Einmaligkeit zu lösen.

Der Seestau erforderte eine untere Barre, die dem Wasser den ungehinderten Abstrom im Rosental verwehrte und es zwang, erst nach erreichter größerer Spiegelhöhe die Hollenburger Senke zu überfluten. PENCK (1107) zog als Verbauung nur alteiszeitliche Moränen, Schotter und Tone in Betracht. Im Sinne von PASCHINGER (1, 138—139) wäre hierbei m. E. zunächst vielleicht an eine damals noch wenigstens in Spuren vorhandene Schwelle zwischen dem bereits lange vorher abgesunkenen oberen Rosental und dem unteren, jüngeren Talstück zu denken, das dieser Bewegung erst folgte. Über dieser allerdings ohne Bohrungen nicht nachweisbaren Schwelle wurde dann vor allem aus dem alten Loibltal Karawankenschutt in solcher Höhe abgelagert, daß er das Rosental zum Teil abschloß, den Seestau veranlaßte und schließlich einen Teil des Wassers zum Abstrom durch die Hollenburger Senke zwang, bis selbst die mächtige Loiblbarre größtenteils beseitigt und das Flußbett im Rosental wieder freigegeben war. Reste solchen durch die Hollenburger Senke bis an den Südsaum des Klagenfurter Beckens verfrachteten Karawankenschuttcs liegen vermutlich noch im Strasschitzkonglomerat vor, dessen Bildung ich demnach für die M-RZE annehme. Die feinen, nahe der Barre abgesetzten Sinkstoffe dieses Sees sind die Matschacher Tone. Sie reichen mindestens vom heutigen Drauspiegel in 430 m bis etwa 500 m hinauf. Die hangenden Sande und Schotter zeigen die Verlandung des Sees an. Über ihnen folgt nach meiner Beurteilung die Rißmoräne, dann die zwischeneiszeitliche Hollenburger Nagelfluh, über ihr die Würmmoräne. Die Höhe des damaligen Seespiegels an der Loiblbarre ist wegen Überlagerung der Matschacher Tone nicht mehr ersichtlich. Mit Sicherheit kann man nur sagen, daß er damals mindestens 500 m hoch lag und daß durch die noch nicht von der Hollenburger Nagel-

fluh verbaute Senke eine Wasserverbindung mit dem Klagenfurter Becken bestand.

Aus den verschiedenen Ablagerungen am Seerande folgerte PENCK ferner die Einheitlichkeit des Sees von Maria Rain in 18 km Länge bis Rosenbach. Zwingende Beweise hierfür sind aber m. E. nicht vorhanden. Ähnlich wie in dem bereits durch die Bohrung bei Rum und durch wiederholte Terrassenstudien genauer untersuchten Inntal bei Innsbruck ist auch im oberen Rosental eine schon ursprünglich unregelmäßige Form des Troges und überdies dessen nachträgliches Verbiegen durch Krustenschwingungen anzunehmen. Hiezu kommen noch die zwischeneiszeitlichen Einschwemmungen in Form von Sandbänken, Schuttkegeln, dann Gehängerutsche und Bergstürze. Die Gesamtheit dieser Verlandungsvorgänge läßt mit größter Wahrscheinlichkeit darauf schließen, daß der See keine einheitliche Wasserfläche hatte, sondern ein urstromartiges Gewirr war von einzelnen ruhigen Seeflächen und Flußarmen mit zügiger Strömung, ferner von Sand- und Sumpfstrecken, die alle dem Wechsel von Jahreszeit und Klima unterworfen waren. Eine besonders kennzeichnende Grenze scheint aber im Mündungsgebiete der Suchagräben gewesen zu sein. Die dortigen, für heutige Verhältnisse auffallend großen und weit vorgebauten Schuttkegel, deren Mittellinie noch jetzt sogar etwa 600 m hoch liegt, haben sicherlich weit bedeutendere Vorläufer zur Zwischeneiszeit gehabt. Ähnlich wie die Loiblbarre den Seestau bei Maria Rain verursachte, ist hier eine aus Karawankenschutt bestehende Suchabarre anzunehmen. Sie schob sich in das Urstromtal ein und trennte den Untersee von dem Obersee bis auf einen schmalen Verbindungshals am Fuße der Sattnitz. Bei dieser Vorstellung von dem Seegebiet wird auch die örtlich verschiedene Höhenlage des Wasserspiegels und der in stillen Buchten abgelagerten Seetone verständlich. Sie reichen bei Maria Elend und Rosenbach bis 560 m empor, während die Matschacher Tone, so viel noch erkennbar, bereits in 500 m enden.

Die Spiegelhöhe des Obersees zwischen dem Delta von Rosenbach und der Suchabarre ist aus der Überlagerung des Deltas durch horizontale Schotter auf 580 m erwiesen. Bei dieser Lage kann, abgesehen von seitherigen Krustenbewegun-

gen, die wohl anzunehmen sind, deren Ausmaß aber nicht nachweisbar ist, nach den heutigen Geländebeziehungen der Umfassung des Obersees und seine Verbindung mit benachbarten, ähnlich beschaffenen Seegebieten beim Hochstande des Wassers wenigstens annähernd umschrieben werden. Die von Inseln durchsetzte und durch Halbinseln gegliederte Fluß-, See-, Sumpf- und Schuttlandschaft stand im N über Mühlbach—Rosegg mit dem Wörtherseetal, über Wernberg mit dem Villacher Seebecken in Verbindung; im W mit dem Faaker Seegebiet über die „Flutschwellen“ HARTMANNs, die Sättel von Egg—Bogenfeld und Petschnitzen, ferner durch die Talengen von Pirk und Winkl sowie durch den kanalartigen Graben, der von W bei St. Jakob mündet. Im S griffen bei Rosenbach und Maria Elend tiefe Buchten ein. Die Suchabarre und der SW-Rand der Sattnitz vollendeten die Umgrenzung des Obersees. Ihn speisten außer dem Draustrom die Abflüsse des alten Faaker Sees und die Karawankenbäche, die aus dem Bären-, Radisch-, Hasen- und Suchagraben kamen. Sie alle schütteten ihre Schuttlast zunächst als Delta in den See und breiteten nach Erreichung der Spiegelhöhe (580 m) ihre flachgelagerten Schotter darüber. In den ruhigen Buchten dazwischen kamen die feineren Sinkstoffe als Tone zum Absatz, deren geringe Reste noch erhalten sind. Dieser Stau des Obersees durch die Suchabarre währte gleichwie der des Untersees durch die Loiblbarre so lange, bis das trennende Hindernis des freien Abstromes größtenteils beseitigt war. Damit sank der Seespiegel und es setzte eine verschärfte Tiefenerosion ein, die das Längsprofil des Talbodens auszugleichen trachtete.

Es fragt sich endlich, ob dieser Seestau nur einmal während der M-RZE stattfand oder ob er sich etwa unter ähnlichen Verhältnissen späterhin wiederholte. Voraussetzung hiefür wären auch während der letzten Zwischeneiszeit neuerliche Barrenbildungen und Seeabsätze jüngeren Alters. Als Raum für diese Vorgänge käme wieder das obere Rosental und die Hollenburger Senke in Betracht. PENCK (1103, 1107) sprach zwar nur von einem interglazialen See im Rosental zur M-RZE, nahm aber gleichwohl an, daß die „Paßhöhe (von Hollenburg) zeitweilig von einem glazialen Stausee erfüllt war, mutmaßlich damals, als die eiszeitlichen Gletscher noch im

Wörtherseeetale und im Rosental lagen, aber die Sattnitz bereits verlassen hatten". PASCHINGER (1, 130, 135) stimmte mit der m. E. begründeten Abänderung bei, daß der Seestau jedesmal durch den Vorstoß des Gletschers, nicht durch dessen Rückzug, veranlaßt wurde, daß er demnach dem Höhepunkte der Vereisung voranging. Beide Forscher sind sich jedoch einig hinsichtlich einer jeweiligen Seebildung in der Hollenburger Senke während der einzelnen Zwischeneiszeiten. Nach PASCHINGER (1, 135) erfolgte dort der erste Seestau durch das Straschitzkonglomerat während der G-MZE, der zweite durch die aus diesem konglomerierte Hollenburger Nagelluh in der M-RZE. Denn zwischen beiden Schotterverfestigungen müsse eine Zeit namhafter Erosion verstrichen sein. Die letzte Zwischeneiszeit blieb bei PASCHINGER für eine Seebildung außer Betracht. Ich stimme seinen Beobachtungen im Gelände bei, jedoch mit dem wichtigen Unterschiede, daß ich die Bildung des Straschitzkonglomerates und den ersten nachweisbaren Seestau in die vorletzte, die der Hollenburger Nagelluh und den zweiten Seestau in die letzte Zwischeneiszeit verlege. Auch damals bauten sich mit größter Wahrscheinlichkeit wieder die Loibl- und die Suchabarre ins Rosental vor. Ihren Karawankenschutt verschleppten die am Abstrom durch das Rosental gehinderten Schmelzwässer auch zu Beginn der letzten Zwischeneiszeit in die Hollenburger Senke. Sie wurde erst nach Durchbruch der Loiblbarre trockengelegt; der dort angehäufte Schutt erhärtete dann zur Hollenburger Nagelluh, die heute noch etwa 160 m mächtig ist. Ihre weniger verfestigte Oberschicht wurde abgeschwemmt. Sie bildet den älteren Anteil an den Köttmannsdorfer Schottern PASCHINGERS. Der Seestau im Rosental währte diesmal anscheinend infolge größerer Transportkraft der starken Schmelzwässer nur kurze Zeit. Die Suchabarre war bald abgetragen, die Loiblbarre bald durchbrochen; daher sind im Rosental keine Absätze dieses jüngeren Seestaues mehr vorhanden.

Gegen Ende der letzten Zwischeneiszeit, schon beim Vorücken und Anstieg der Würmvereisung, wurde in der Hollenburger Senke zwischen dem Wörtherseeast und dem Rosentalgletscher abermals ein See aufgestaut. Seine Absätze sind die von PASCHINGER (1, 128—129, 130, 131) festgestellten

Tone. Nach seinen eigenen Angaben liegt ihre Basis 490—550 m hoch; ihr Liegendes bilden dünne Sand- und Geröllschichten, die sowohl auf der zementierten und gewaschenen Decke der Köttmannsdorfer Schotter als auch unmittelbar auf der Hollenburger Nagelfluh aufruhcn. Die Spiegelhöhe dieses Sees schätzte PASCHINGER auf 570 m. Auf den Tonen hinterließ dann die Würmvereisung, besonders in der Senke von Maria Rain, ihre Grundmoränen.

Nach meiner Deutung der Befunde fand somit der erste Seestau im Rosental, der dort vor allem aus dem Delta von St. Jakob und den Matschacher Tonen erkennbar ist, eine schwächere Wiederholung in der letzten Zwischeneiszeit. Von diesem zweiten Seestau kürzerer Dauer sind zwar im Rosental selbst keine Ablagerungen erhalten, aber er veranlaßte durch seine untere Staubarre die in ihren Ausmaßen einzig dastehende Verbauung der Hollenburger Senke durch Karawankenschutt, der seither zur Hollenburger Nagelfluh erhärtet ist. Die vorrückende Würmvereisung staute in der Senke allmählich einen See bis etwa 570 m Höhe an. Seine Absätze sind in Tonlagern erhalten. Dann wurde der See vom Würmeis überwältigt.

Loibltal — Unteres Rosental — Obir. (Gruppen 15 und 16.)

In diesem Randgebiete sind die Ablagerungen am Karawankenhang und die Vorgänge im Rosental verhältnismäßig einfacher gestaltet.

Gut gerollter und teilweise verfestigter Schutt der Karawankenbaut die Terrasse am Nordfuß des Sechters auf und bedeckt die Triassockel der Hochflächen von Rauth, Hintergupf, St. Margarethen und Abtei. Er wird in dem ganzen Abschnitt, bald mehr, bald weniger deutlich, von der Trias der Nordkette überschoben. Daher ist er älter als diese Gebirgsbewegung, aber wohl etwa gleich alt wie die vorangegangene; denn sie war ja Ursache der vermehrten Schuttförderung. Für diese Phase gilt bisher jungmiozänes Alter; daher auch für die erste Bildung und Abfuhr des Schuttes. Im Laufe des ausgehenden Tertiärs und im Altquartär wurde er wiederholt umgelagert, verfestigte sich und wurde von der andrängenden Trias über-

schoben. Als sichtbare Spuren des Eiszeitalters sind im Hangenden der Konglomerate auf den Terrassen und Hochflächen Grundmoränen und Schotter der Würmeiszeit erhalten.

In dem verhältnismäßig engen unteren Rosental führten die Rückzugerscheinungen des Draugletschers (IV. 4) während der Zwischeneiszeiten vermutlich zunächst zu einer urstromartigen, langgestreckten, schmalen See- und Sumpflandschaft, die in wechselndem Stromstrich von den Schmelzwässern durchflossen wurde. Dann, nach Durchbruch der Loiblbarre, ergoß sich in das kanalartige untere Rosental jeweilig ein breiter Strom, der die allenfalls noch verbliebenen Anzeichen randlicher Seebildungen gänzlich beseitigte und sein Bett in die Flußaufschüttungen eintiefte.

Obir—Untere Vellach—Jauntal—Petzen.

(Gruppen 18—21, 25, 26.)

Als älteste eiszeitliche Ablagerungen dieses letzten Abschnittes der Randzone sind die Rißmoränen auf der Westseite des Libitschberges bei Bleiburg und an mehreren Stellen fluvioglaziale, zu Nagelfluh verkittete Schotter erhalten. Sie sind teils gleichen Alters wie die Rißmoränen, teils gehören sie wie die Gehängebreccien auf den Abhängen des Sittersdorfer Berges gegen das Vellach- und Jauntal erst der folgenden Zwischeneiszeit an. Die Nagelfluh ist beim Miklauzhof und im Gösselsdorfer Seetal am Ostrande der Hochfläche von Rückerdorf tektonisch gestört. Die gebirgsbildende Bewegung pflanzte sich somit aus den Karawanken bis weit ins Vorland hinaus fort. Da dieser Vorgang die bereits erfolgte Verfestigung der Schotter voraussetzt und die hangenden Würmmoränen unversehrt sind, fällt die Störung in die R-WZE, somit in sehr junge geologische Vergangenheit.

Hinsichtlich der zwischeneiszeitlichen Seebildungen im Bereiche der unteren Vellach, des Gösselsdorfer Seetales und des Jauntales ist man auf Vermutungen angewiesen; denn der ganze Raum ist durch die Schmelzwasserablagerungen der letzten Eiszeit sehr stark verändert worden. Sie bestimmen nahezu allein das heutige Landschaftsbild, nachdem sie die älteren Spuren zumeist umgeformt und überlagert hatten, so daß diese nur mehr an wenigen Stellen sichtbar sind.

Die Vorstellung über den Ablauf der Zwischeneiszeiten, insbesondere der Seebildungen, fußt vor allem auf der Hinterlassenschaft der letzten Eiszeit, dann auf den von ihr verschonten Altresten und schließlich auf dem tektonischen Grundgerüst des Geländes, das ja den Rahmen für diese Vorgänge bildete.

Beim letzten Rückzug der Draugletscherzunge (IV. 4) konnte die abschnittsweise Verlegung der Umfließrinne und der in sie jeweilig mündenden Vellach von O nach W festgestellt werden. Hierbei wurde zuerst das Jauntal verlassen, dann das Gösselsdorfer Seetal und zuletzt vollzog sich die Strömungsumkehr der Vellach in ihre jetzige Laufrichtung.

Auch für die Zwischeneiszeiten ist anzunehmen, daß zuerst die weite See- und Sumpflandschaft im Jauntal fortschreitend von O nach W verlandete. Dann erfolgte der Abstrom durch die alte Gösselsdorfer Furche, wo noch verkitetete Reste der damaligen Schotter an den Talwandungen erhalten sind. Der Fluß mündete in ein schon vorhandenes, verzweigtes Becken, das der Vorläufer des nacheiszeitlichen Kühnsdorf-Völkermarkter Sees erfüllte. Er umflutete im N und O den Horst von Rückersdorf. Auf der Hochfläche selbst erhielt sich längere Zeit ein seichtes Wasserbecken im Umkreise des jetzigen Zablattigsees. Aus den Verhältnissen im unteren Vellachtal ergeben sich einige weitere Schlüsse. Gemäß der damals höheren Lage des Draubettes zwischen Saager und Möchling reichte eine größere Bucht über Dorf Moos (Name!) und Gallizien landeinwärts, wo sie durch den alten Wildensteiner Schuttkegel begrenzt wurde. Er kam vom Hochobir herab und führte einen Wasserlauf der Drau zu. Eine andere, vermutlich kleinere Bucht griff in das heutige Tal der unteren Vellach ein. Die Frage, ob sie nicht erst in der Nacheiszeit, sondern schon damals hier mündete, wäre m. E. zu verneinen. Denn in diesem Talabschnitt fehlen selbst die geringsten Spuren entsprechend hoher zwischeneiszeitlicher Terrassen und zugehöriger Schotter. Die vorhandenen Leisten und Ablagerungen gehören erst der schwindenden Würmeiszeit an. Doch wird die Bucht immerhin einen kurzen Bachlauf vom Scheitel des sie begrenzenden Schuttwalles aufgenommen haben. Die Vellach aber mündete, soviel ersichtlich, wenigstens während der letzten Zwi-

scheneiszeit, in den Kühnsdorfer See. Erst beim Rückzuge der Würmvergletscherung verbaute sie sich selbst durch ihr Delta nördlich Miklauzhof den Abstrom ins Gösselsdorfer Tal. Daher war sie nun gezwungen, ihren Lauf in die alte, einst schwach ostwärts gerichtete Furche zu nehmen und das vorher unausgeglichene Gefälle dieses kleinen Urstromtales durch Herausschneiden von Terrassen allmählich in ein Nebental der Drau umzugestalten. Östlich des damals vermutlich weit größeren Wildensteiner Schuttkegels und der Schuttschwelle am Ende der Vellacher Draubucht bis zum Austritte der Vellach aus dem Gebirge beim Miklauzhof erstreckte sich in der letzten Zwischeneiszeit statt des Eissees, der noch den schwindenden Gletscher umspült hatte, nur mehr eine von kleinen Seen, Tümpeln und schon verlandenden Lachen durchsetzte Schuttlandschaft, deren Abflüsse sich mit geringem Gefälle zur Vellach durchwandern, die ins Gösselsdorfer Seetal abströmte.

c) Sonstige Formänderungen.

Die hier zusammengefaßten Erscheinungen der Randzone und des Innern der Karawanken während der Zwischeneiszeiten können in zwei Gruppen gegliedert werden, in die Gesteinsbewegungen größeren Umfanges und in die Arbeit des fließenden Wassers. Die Ursache beider liegt letzten Endes wieder in dem noch andauernden Werden des Gebirges. Zu den dadurch bedingten Krustenbewegungen treten die Kräfte der Eiszeit.

Beide verursachen gemeinsam zunächst die Gehängebreccien. Es sind unvollkommen durchfeuchtete, murartige Hangschuttbildungen, die in größerer Ausdehnung, wie schon erwähnt, am Nordrande der Karawanken in den Suchagräben, an der Matzen und am Sittersdorfer Berg vorkommen, aber auch im Inneren, vor allem auf der Setitsche, in geringerem Maße am Fuße der Koschutamauer in der Huda jama. Hierher zählen ferner die zahlreichen Bergstürze, Wahrzeichen der drauwärtigen Karawankenfront. Sie ziehen sich vom Hochkommen der Trias im Westen in steter Folge bis zur Petzen hin. Ihre Narben sind insbesondere in die Leiber der Torwächter an den Ausmündungen der großen Nebentäler eingekerbt. Die erste Anlage zu den großen Gesteinsbewegungen der Bergstürze ist bereits

in dem ursprünglichen Bau und in der Schichtlage gegeben. Durch den Vormarsch der Karawanken wurde dann die bisher verborgene Sturzbereitschaft an günstigen Stellen durch gewaltsame Formänderungen sichtbar. Ein Teil von ihnen hat daher gewiß schon jungtertiäres Alter. In der Eiszeit kamen hiezu neue, zwar anders geartete, aber gleichgerichtete Kräfte. Das Auflockern und Unterschneiden der Felswände durch das Eis führte in den Zwischeneiszeiten abermals zu Niederbrüchen. Aus dem Zusammenwirken beider Kraftquellen ergibt sich daher nicht nur eine verschärfte Wiederbelebung alter Sturzgebiete, sondern auch deren Vermehrung durch neue Angriffsräume während der Zwischeneiszeiten.

Die großen Gesteinsbewegungen sind in ursächlicher und zeitlicher Aufeinanderfolge aus dem Jungtertiär bis in die geologische Gegenwart zu verfolgen. Der gleiche Entwicklungsgedanke spricht sich auch bei der zweiten Formengruppe aus, die mittelbar durch die Arbeit des fließenden Wassers zum Ausdruck kommt. Sie umfaßt die Talschluchten und Mündungskegel. Beide Formen gehen aber in erster Linie auf ältere gebirgsbildende Vorgänge engeren Sinnes und auf weiträumige Krustenbewegungen zurück. Sie sind auch in den Zwischeneiszeiten noch tätig. Zu dieser tektonischen Ursache der Formbildung gesellt sich in den vordem vereisten Gebieten die Verbauung, die sich bei der Arbeit der Schmelzwässer geltend macht.

Für die Ausbildung von Talschluchten in der Randzone der Karawanken war außer dem emporwachsenden Gebirgsbau von entscheidender Bedeutung das jungtertiäre Absinken des voreiszeitlichen Talbodens im Mittelfelde der Vortiefe als Begleiter und Folge der Gebirgsbewegung. Die wachsende Tieflage der örtlichen Erosionsbasis im Rosental zog das Einschneiden der südlichen, schon tektonisch vorgezeichneten Seitentäler nach sich. Es begann in ihrem Mündungsgebiet und setzte sich flußaufwärts fort. Den starken Schmelzwässern der Zwischeneiszeiten fiel die Hauptarbeit zu bei der weiteren Ausgestaltung der tektonischen Engtäler zu schluchtartigen Talstrecken. Sie kehren in allen Abstufungen entlang des ganzen Nordrandes der Karawanken wieder. Die Tschepaschlucht im unteren Loibltal bietet das schönste Beispiel hierfür. Beim Wil-

densteiner Wasserfall ist die alte Mündungsstufe bis heute noch nicht durchsägt. Tief im Innern der Karawanken liegen ferner die Trobeklamm, die Kupitzklamm, die Felsenge südlich Bad Vellach und die Trögernschlucht, alle im unvereisten Seeberggebiet, das fast nur auf seinen vier Eckpfeilern Firnhauben und kleine Gletscher trug. Die genannten Erosionsformen sind im Kampfe des Wassers mit dem tektonisch gebildeten Relief, jedoch ohne wesentliche Beteiligung eiszeitlicher Kräfte entstanden.

Mit dem Absinken der Erosionsbasis im Rosental war schließlich die Steigerung des Gefälles der Nebentäler verbunden. Die Schmelzwässer der Zwischeneiszeiten vermochten daher den reichlich angesammelten Karawankenschutt talauswärts zu befördern und bauten mächtige Schuttkegel ins Rosental vor. Die größten von ihnen waren die Sucha- und die Loiblbarre. Ihrer entscheidenden Bedeutung für die Vorgänge in der Saamtiefe wurde bereits früher eingehend gedacht.

d) Überblick.

Die Vorgänge der Zwischeneiszeiten werden durch das Zusammenwirken innen- und außenbürtiger Kräfte hervorgerufen. Gebirgsbildung und schwankender Eisdruck verursachten zunächst formändernde Krustenbewegung in der Saamtiefe. Folgen des fortgesetzten Gebirgswerdens sind ferner Schuttaustrahlungen. Zu ihnen treten die Absätze der Zwischeneiszeiten. Die Unterscheidung der durch diese Vorgänge hervorgerufenen Formen ergibt: Mit Sicherheit sind im ganzen Gebiete des Draugletschers nur Anzeichen zweier Eiszeiten festzustellen. Bei den älteren Ablagerungen ist der verfestigte Karawankenschutt am Nordhang und im Vorfelde vom miozänen Sattnitzkonglomerat abzutrennen. Die Vinza- und Rosenbacher Nagelluh, das Bärenalkonglomerat und die anderen Bildungen dieser Art haben jungtertiäres bis altquartäres Alter. Von den jüngeren Ablagerungen gehört das Straschitzkonglomerat der M-RZE, die Hollenburger Nagelluh erst der R-WZE an. Beide sind Überreste der Sucha- und der Loiblbarre, die aus Karawankenschutt ins obere Rosental vorgebaut wurden. Durch ihre Stauwirkung entstand dort jedesmal zwar kein einheitlicher See, aber eine ausgedehnte Seelandschaft. In den Obersee bei Rosen-

bach schüttete ein verzweigter Strom, der auch mit dem Faaker Seegebiet in Verbindung stand, zur M-RZE das Delta von St. Jakob. Im Untersee wurden damals die Matschacher Tone abgelagert. Vom letzten Seestau sind im Rosental vermutlich wegen kurzer Dauer keine Spuren erhalten. In die Hollenburger Senke wurde zwischen den zwei Armen des wachsenden Draugletschers bei jeder der beiden bekannten Eiszeiten ein See abgedämmt. Die dortigen Tonlager sind würmeiszeitlich. Der untere Vellachlauf erhielt erst beim Rückzug der letzten Vergletscherung seine heutige Richtung.

Der fortschreitende Gebirgsbau, die Arbeit des Eises und der Schmelzwässer führten ferner gemeinsam zu den formändernden großen Gesteinsbewegungen der Breccien und Bergstürze, zur Ausgestaltung der Talschluchten und zum Vorbau der Mündungskegel. Die Grundlage der Großformen ist tektonischen Ursprungs, nur deren teilweise Umformung ist das Werk der eiszeitlichen Kräfte. Weitere Angaben enthält der folgende Abschnitt.

Zeitgenossen von manchen dieser Vorgänge waren bereits die Höhlenbärenjäger in der Pototschnikhöhle auf der Uschowa.

7. Wirkungen der Vereisung.

Meine grundsätzlichen Erkenntnisse über die bloß ausgestaltenden Wirkungen der Eiszeit auf das vorgefundene Relief der Karnischen Alpen (SRBIK. 5, 194—220) erwiesen sich auch in den Karawanken als richtig. Sie erhalten hier nur wieder ihr den Ortsverhältnissen angepaßtes, eigenartiges Gepräge. Dieses allein sei in seinen wesentlichsten Zügen nachstehend zusammengefaßt.

In der Randzone der Karawanken verschiebt sich das Kräfteverhältnis zwischen Fern- und Naheis zugunsten des Draueisstromes. Die mit ihm größtenteils zusammenhängende Eigenvergletscherung im Innern des Gebirges ist sehr kennzeichnend gegliedert. Im Westteile wird sie vor allem von den Erscheinungen der Lawinenzone beherrscht. Im Bereiche des Eisstromnetzes vereinigt sich die kräftig entwickelte Eigenvergletscherung des Grenzkammes mit dem Ferneis. Hingegen steht die randliche Gleitzone fast ganz unter dem Ein-

fluß des Draugletschers. In der südlich anschließenden Vierpfeiler-Zone beschränkt sich die Eigenvergletscherung, wie der gewählte Name besagt, nur mehr auf die Eckpfeiler der Ostkarawanken.

Hinsichtlich der Überformung des alten Reliefs tritt mit der Annäherung an das Zungenende des Draugletschers der eiszeitliche Abtrag immer mehr hinter der Aufschüttung zurück, bis diese im Jauntal nahezu allein bestimmend wird. In allen Formen dieser langen Zonenfolge aber erscheint bloß das Endergebnis eines wiederholten Wechsels von Wasser- und Eisarbeit. Dieses Gegenwartsbild in seinem entwicklungs-geschichtlichen Werden nach Kraft und Zeit zurück zu verfolgen, ist daher nur in engen Grenzen möglich. Denn Wasser und Eis hinterließen stets, bald mehr, bald weniger deutliche Spuren ihrer Tätigkeit auf den Großformen des Reliefs und versahen sie mit eigenartigen Kleinformen. Hierbei geht immer ein Teil der übernommenen Formen verloren. Selbst die vergleichsweise noch gut erkennbaren Wirkungen der letzten Vereisung sind schon wieder durch die der Nacheiszeit bisweilen stark verwischt; um so mehr bei weiter zurückliegenden Vorgängen, deren Formbildung nur noch undeutlich durchschimmert. Die Klarstellung der jeweiligen Zusammenhänge zwischen Kraft und Form muß sich daher vornehmlich auf die letzte Eiszeit beschränken und gliedert sich zweckmäßig in die beiden Gruppen der Groß- und Kleinformen.

A. Großformen.

Als die beiden Wirkungsräume der Vereisung ergeben sich die Gebirgsformen und die Täler. Ihre Grenzen sind nur unscharf voneinander zu trennen, ähnlich wie die Talbereiche der Fern- und Nahvereisung, wenn nicht eine deutliche Lücke zwischen den beiden Gletscherströmen klafft.

1. Gebirgsformen.

Der Nordrand der Karawanken konnte je nach dem Verhältnis von Fern- und Naheis in die vorhin genannten Zonen gegliedert werden. In allen wirkt als weitaus stärkere Kraft der Draugletscher, jedoch in verschiedenen Erscheinun-

gen. Das Gebiet des wenig bewegten Eisscheitels (Gailitzsenke —Wurzner Paß) lag im toten Raume zwischen den beiden großen Talgletschern. Hier kam die formerhaltende Eiswirkung zur Geltung. Anders in den folgenden Abschnitten. In der Lawinenzone, dem Bereiche des Eisstromnetzes und der Gleitzzone, somit in der ausgedehnten Strecke vom geologischen Westende der Karawanken bis zum Vellachdurchbruch weit drüben im O. äußerte sich die formändernde Wirkung von Eis und Firn je nach den Orts- und Bewegungsverhältnissen. Sie erhält hiedurch ihr eigenartiges Gepräge: doch weist sie auch folgende gemeinsame Züge auf.

In den einmal hochaufgefüllten südseitigen Talfurchen garieten mindestens die tiefer gelegenen Teile der hineingepreßten und sich gegenseitig stauenden Eis- und Firnmassen außer Bewegung, sie wurden abgesichert und blieben dank besonderer Ortsgunst selbst zu einer Zeit noch wenig geschmälert liegen, als im Haupttale schon längst das Einsinken und der Zerfall des Eises begonnen hatte. Ort und Zeit begünstigten daher in diesen Speicherbuchten eine nachhaltige Sprengwirkung des Eises, ein Rückwittern und Auflockern des Gesteins. Außer der Sprengwirkung, gewissermaßen der statischen Komponente der Eisarbeit, wirkte hiebei auch die dynamische oder motorische, indem besonders an den Knickpunkten der Wandungen des Gletscherbettes beim Hineinpressen des Ferneises die gleichfalls auflockernde Schleifwirkung sich geltend machte. Mit dem Sinken des Eisrandes verlor die Speicherwand ihren Halt und brach in Bergstürzen nieder. Diese Narben am Leib der Torwächter zu den Seitentälern, wie ich sie vorhin genannt habe, gehören zu den kennzeichnendsten Formen des Nordrandes der Karawanken. Ihr ursächlicher Zusammenhang mit der Eishöhe und der Eisarbeit geht unzweifelhaft aus der Übereinstimmung mit der benachbarten Grenze eiszeitlicher Formen und Geschiebe hervor. Die auffälligsten Beispiele solcher durch die Schichtlage und den Gebirgsbau schon vorbereiteter, aber erst besonders durch die Eisarbeit niedergebrochener Bergstürze sind jene im Bereiche der beiden Suchagräben, ferner im Mündungsgebiete des Loibl- und Waidischtales, am Singerberg und am Sechter, an der Matzen und endlich am Altenberg. Dann löst sich der Ferneisstrom am Vellachdurch-

bruch vom Gebirgshang los und es beginnt im Zungengebiet die mächtige Verschüttung des Jauntales.

Die Kammlinie des Nordzuges der Karawanken wurde vom Ferneis nur am Orajneasattel erreicht. Hier allein fand ein Überquellen ins Bleiberger Tal statt. Es hinterließ dort zwar seine schütterten Ablagerungen, ohne aber wesentliche Formänderungen hervorzurufen. Diese Vorgänge stehen in scharfem Gegensatz zu jenen in den Karnischen Alpen, wo das Eis der Eigenvergletscherung durch den Stau des Ferneises über zahlreiche Sattelgebiete des Grenzkammes nach S abgedrängt wurde.

Die Hauptwirkung des Ferneises auf die Gebirgsformen am Nordrande der Karawanken bestand somit in dem Vorbereiten der Bergstürze durch die Sprengwirkung der eingepreßten und gestauten Eis- und Firnmassen sowie in dem Abschleifen des Gesteins an den Wandungen des Gletscherbettes. Der Abbruch selbst erfolgte erst mit dem jeweiligen Sinken der Eisoberfläche. Er hält in seinen Nachwirkungen bis in die Gegenwart an.

Für die Lawinen- und Eigengletscher der Karawanken lag der Wirkungsbereich vornehmlich im Innern des Gebirges, in seinen Hohlformen und Tälern, nicht in den Kammgebieten, den Gebirgsformen engeren Sinnes. Die seinerzeitige Annahme LUCERNAS, der Firnstrom am Vertatschasattel habe einen selbst den Hochstuhl an Höhe übertreffenden Gipfel nicht nur völlig abgetragen, sondern sogar dessen Basis zu einer Hohlform ausgeschürft, erwies sich als ganz unhaltbar.

2. Talformen.

Bei einem Überblick der eiszeitlichen Wirkungen auf die Talformen der Karawanken ergibt sich nach dem Gelände die Gliederung in eine mit dem Vorfeld zusammenhängende Randzone und in eine Innenzone. Damit decken sich aber nur teilweise die Bereiche der Fern- und Nahvereisung.

a) Randzone.

Wie im Gailtal und im Becken von Sillian (SRBIK. 5. 205—207) ist in der tektonischen Vortiefe der Karawanken ein Hinunterdrücken des Rosentales durch den jungen Vormarsch

des Gebirges anzunehmen (IV. 6. a). Diese abwärts gerichtete Krustenbewegung wurde gleichsinnig verstärkt durch den Druck des Ferneises, das mit schwachem Gefälle gerade die Trogrinne in größter Mächtigkeit langsam durchströmte. Der Hauptwirkungsbereich des Eisdruckes dürfte im Abschnitt St. Jakob—Maria Rain gelegen sein, da sich in der Zone des Eisstromnetzes überdies der Eisstau geltend machte. Weiter östlich scheinen die vorgeprellten Triassockel der Hochflächen von Rauth, St. Margarethen und Abtei eine ähnliche Bedeutung als Haftpunkte des sinkenden Taltroges gehabt zu haben wie im Gailtal die Felsinsel von Egg (SRBIK. 5. 206). Die durch den Eisdruck verstärkte tektonische Einbiegung des Rosentales hatte die bereits besprochene Ansammlung größerer Wasserflächen in den Zwischeneiszeiten zur Folge.

Die Schurfwirkung des Ferneisstromes ist nach den übereinstimmenden Wahrnehmungen auf der Faaker Dobrova, der Sattnitz und der Hochfläche von Rückersdorf sowie im Klagenfurter Becken auch auf der Sohle des Rosentales nicht sehr hoch einzuschätzen. Viel eher ist anzunehmen, daß hier die Beweglichkeit der einmal eingelagerten Eisbasis bald erstarb und daß sich erst die höheren Eisschichten langsam weiterschoben. Die Ausräumung des Rosentals von Grundmoränen, Schottern, Sanden, Lehmen und Tonen ist daher nicht so sehr dem Eis als erst den Schmelzwässern zuzuschreiben. Nachdem sie sich Abflußwege eröffnet hatten, sank auch der Spiegel der Wasserbecken und nur an den Talwänden erhielten sich stellenweise bei günstigen Verhältnissen Seeablagerungen wie bei Rosenbach, Maria Elend und Matschach.

Eine andere sehr kennzeichnende Erscheinung der Randzone ist die Verlegung von Flußläufen. Der Seebach als Abfluß des Faaker Sees und der Unterlauf der Vellach schlugen ihre heutige Richtung erst ein infolge der Verbauungen, die der schwindende Würmgletscher und die Vellach selbst zurückgelassen hatten. Desgleichen ist das jetzige Flußnetz des Jauntales erst durch die eiszeitlichen Aufschüttungen des Draugletschers bestimmt worden. Auf die Richtung der Schuttströme dürften aber jeweilig auch verborgene Krustenbewegungen des Untergrundes eingewirkt haben.

Sehr eigenartig und ganz anders als in den Karnischen Alpen (SRBIK, 5, 213—220) ist die Seebildung in den Karawanken entwickelt. Sie beschränkt sich durchwegs auf das Vorland; im Innern des Gebirges ist kein einziger See erhalten. Das Becken des heutigen Faaker Sees faßte PENCK (1094) „als das stumpfe Ende der übertieften Gailfurche im Klagenfurter Becken“ auf, da ihm die Abdämmung durch Schuttkegel für die Entstehung des Beckens unzureichend erschien. Mittlerweile ist dessen tektonischer Ursprung durch die Arbeiten von PETRASCHECK, HERITSCH, KAHLER, STINY und WORSCH nachgewiesen worden. Auch meine Untersuchungen ergaben, daß dem Gletscherschurf nur eine ausgestaltende Wirkung zuzuschreiben ist. Toteismassen der Rückzugszeit schützen das Becken des Faaker und ebenso des Aichwalder Sees vor der drohenden Zuschüttung durch eiszeitliche Ablagerungen. Erst im Vorlande der aus dem Gebirge austretenden Vellach kommen wieder Seen vor. Ihre erste Anlage ist auf Verbauungen des schwindenden Würmgletschers zurückzuführen. In der Nacheiszeit verlanden sie immer mehr. Hierher gehört das Sumpfbecken von Jerischach in Randlage der geradezu modellartigen Toteislandschaft am Fuße des Altenberges, dann die beiden Sonnegger Seen und der Gösselsdorfer See, ein durch die Schuttkegel der Vellach und des Suchabaches abgedämmter Rest des großen Kühnsdorf-Völkermarkter Sees, dessen Becken aber tektonischen Ursprungs ist.

b) Innenzone.

In ihr kommt vornehmlich die Eigenvergletscherung der Karawanken zur Geltung. Bei Eintritt der Eiszeit war der Längs- und Querschnitt der drauwärtigen Karawankentäler durch die Art des Gesteins und den Bau des Gebirges in seinen Grundformen bereits vorgezeichnet. Statt der bisher umgestaltenden Wirkung des fließenden Wassers und des milden Tertiärklimas trat nunmehr die des Eises und einer rauhen Witterung in den Vordergrund. Diese teils neuen, teils verschärften Kräfte überformten das alte Relief und prägten ihm die Kennzeichen ihrer Arbeit auf, ohne es aber wesentlich zu verändern.

In allen nordseitigen Karawankentälern spricht sich vom Ursprung bis zur Mündung trotz selbstverständlicher Un-

terschiede eine übereinstimmende, nur bald mehr, bald weniger deutliche Gliederung in bestimmte Abschnitte aus, die schon durch den Gebirgsbau begründet sind. Sie eignen sich auch zu einer Übersicht der eiszeitlichen Ausgestaltung.

Talschlüsse.

Ihre fluviatile Vorform ist im Vergleiche mit den Karnischen Alpen weit weniger durch den wechselnden Schichtbestand als vielmehr durch die in ihren Grundzügen einheitliche Bauformel der Karawankenhauptkette bestimmt, in der die größeren Täler wurzeln. Die Formübergänge zwischen den Grenzfällen der Hochmulde und des Großkars sind stark vereinfacht.

Hochmulden finden sich am Westende der Karawanken in den Talschlüssen des Ullerich- und Korpitschgrabens, die noch im karnischen Paläozoikum liegen. Weiterhin läßt auch der triadische Schuppenbau der Karawanken solche Muldenformen, die heute bereits tief zerschnitten sind, noch im benachbarten Feistritzgraben zu, ferner am Jepitza-, Mlince- und Rosenbacher Sattel sowie auf der Quadiaalm; sonst aber kommen fast durchwegs nur Kare oder wenigstens karähnliche Formen und Felskessel vor. In allen Fällen verschärften Eis und Lawinen die schon von Haus aus steilen und durch die vorangegangene zwischeneiszeitliche und ältere Wirkung des fließenden Wassers linienhaft bearbeiteten Talschlüsse durch Rückwitterung des Rahmens. Diese Vorgänge waren besonders an der Schwarz-Weißgrenze wirksam. Da hiedurch die hangenden Gesteinspartien zum Absturz kamen, fraßen sich die Hohlformen mehr und mehr in den Felsleib ein. Infolge der größeren Taldichte in den Westkarawanken zerschneiden dort diese Hohlformen fast lückenlos in kurzen Abständen die Nordseite des Gebirges. Die Gesteinsbeschaffenheit und der Bau verhinderten hierbei häufig eine dauerhafte Formbildung. Nachbrüche und Schuttströme veränderten daher jeweilig in den eisfreien Zeiten die frühere Gestalt des Talschlusses.

Den besonders für die Nördlichen Kalkalpen typischen Karen in höherer Stockwerkslage mit dreiseitiger Felsumrahmung und einer den zumeist sanft geneigten Boden mehr oder weniger abschließenden Schwelle sind die Vellacher Kotschna, das Vertatscha- und Hochstuhlkar vergleichbar, dann in ent-

sprechendem Abstände die nordseitigen Kare der Petzen. Sie weisen aber doch sehr kennzeichnende Unterschiede auf. Dem die Schlußformen des Vellach-, Boden- und Bärenales unter den Abstürzen der Steiner Alpen, der Vertatscha und des Hochstuhls enthalten zwar auch solche Kare, jedoch mehr als untergeordnete Einzelformen. In ihrer Gesamtheit sind sie aber wegen des nahezu unvermittelten Überganges der schwach geneigten Talsohle zu den schroffen Wänden der Umrahmung besser als *Felskessel* zusammenzufassen. Hierher gehört auch die in die NW-Flanke des Ferlacher Horns eingerissene Hohlform *Kotla* und der wilde, vom Melasteig gequerte *Kessel* unter dem Ostkap der *Koschuta*, den der Potokbach entwässert. Hingegen nähern sich die gestuften Nordkare der Petzen den typischen Formen.

Bei den sonstigen *karähnlichen Talschlüssen* sind die charakteristischen Formelemente nur teilweise vorhanden. War die Felsumrahmung nur unvollständig und der Talbeginn nicht zu steil, wie z. B. auf der Nordseite der *Koschuta*, im hinteren Hainschgraben, in der *Huda jama*, im *Merzli vovk* oder im Talschlusse des *Freibachgrabens*, dann nagte die langsam, aber beharrlich tätige Rückwitterung nur in den Richtungen des Felsrahmens. Der Eisschurf war herabgemindert, da der Sammelraum wegen des häufigen Fehlens felsiger Seitenlehnen oder einer unmittelbar anschließenden Rückwand weniger eingeengt wurde. Bei Ersatz des Karbodens durch einen steilen Schutt-schlauch trat der Gesteinsabbruch durch die stürzenden Lawinen in den Vordergrund. Beispiele hiefür sind die fingerförmig verzweigten, jähren Felseinrisse, *Kleinkare* und *Kessel* auf der Nordseite des *Mallestigers*.

In all diesen gut geschützten und reichlich mit Eis und Firn erfüllten *Hohlformen*, ob sie nun als *Felskessel*, *Kare* oder ähnliche Bildungen zu bezeichnen sind, war die Wirkung der eiszeitlichen Kräfte, besonders der Sprengarbeit, sehr gesteigert, da sie auch der Zeit nach am längsten währte. Dennoch hat die Eiszeit selbst hier keine neuen Formen hervorgebracht, sondern nur die alten, durch Schichtlage, Bau und frühere Wasserarbeit bereits gegebenen Formen mit neuen Kennzeichen mäßig überprägt.

Taltrog.

Bei den Steiltälern der lawinenreichen Westkarawanken geht der Talursprung zumeist bald in eine sehr enge Furche über. Hier sind Fremdgesciebe nur bisweilen erhalten, eiszeitliche Ablagerungen beschränken sich jedoch ganz auf die trennenden Höhen. Ferneis und Lawinenfirn füllten die vorgefundenen Tiefenlinien aus und schützten hiedurch die alten Talformen. Erst die Schmelzwässer vertieften die schon ursprünglich engen Gerinne.

Im Bereiche des Hochstuhls, der Vertatscha und Koschuta hingegen folgt auf den Talschluß durch Verbreiterung des Querschnittes und geringes Gefälle im Längsprofil eine trogartige Talstrecke. Am besten ist sie im Boden- und Bärental ausgebildet, aber auch im Bleiberger, Freibach- und Loibltal (Warantmulde) deutlich entwickelt. Die heutigen Quellläste des Waidischtales (Ribnica-, Hainsch- und Hudagraben) sind in alte Talböden eingesenkt, von denen sich noch Leisten erhalten haben. Auf den trogartigen Zeller Talrumpf wird noch die Sprache kommen. Fast alle diese Täler trugen zur Eiszeit Gletscher. Es war daher vor Jahrzehnten naheliegend, in ihren Trogformen ausschließlich die Wirkung der Eisarbeit zu erblicken; besonders das Bodental schien das zu beweisen (LUCERNA). Meine eingehende Überprüfung dieser Frage konnte aber die Eiswirkung auf ein recht bescheidenes Maß zurückführen. Sie äußerte sich noch am stärksten in der verstreuten Rückwitterung am Bergschrund gegen den Rahmen des firnerfüllten Talschlusses, dann in der Glättung der Felsen durch Lawingänge und im Abbrechen der Schichtköpfe beim langsamen Talauswärtsgleiten des Eisstromes. Ein wesentliches Verbreitern des schon tektonisch vorgezeichneten Talquerschnittes fand jedoch hiedurch nicht statt. Trogschultern, Trogwände oder gar ineinandergeschaltete Tröge wurden durch das Eis nicht herausgeschürft. Wo man solche Spuren früher zu sehen glaubte, erwiesen sie sich durch die Beschaffenheit und Lage der Gesteine bedingt. Das bewegte Eis entfernte innerhalb seiner Reichweite von den festen Triaskalken und -dolomiten die lockere Schutthülle; Frost und Schurf unterschritten die Felsen, sie brachen daher nach. Weniger Widerstand setzten die weicheren

Schichten des Paläozoikums und der Untertrias entgegen, die zu ausgedehnten Schutthängen umgestaltet wurden. Die Schurfarbeit des Eises trat aber meist zurück hinter der ziselierenden Felsstriemung durch Lawinengänge, die sich in vereisten Hohlformen sammelten und reißend zur Tiefe fuhren.

Das schon ursprünglich schwache Sohlengefälle der trogförmigen Talabschnitte wurde durch eiszeitliche und jüngere Ablagerungen noch verringert, in die sich die Bachläufe seither wieder einschnitten. Diese Schuttedecken setzen sich bei zutreffenden Vorbedingungen von der Sohle gegen die Hänge fort. Hiedurch erhält der Talquerschnitt dann freilich eine Troggestalt, die aber mit Gletscherschurf nichts zu tun hat: das um so weniger, wenn die felsige Talform weder an den Hängen noch auf der Sohle erschlossen ist.

Mehr als durch Schurf brachte die Eiszeit durch ihre Ablagerungen in den sogenannten Trogtalstrecken neue Formen hervor. So wurde das einst unvereiste Zeller Tal durch abdämmende Moränenwälle der benachbarten Karawankengletscher zu einem Talrumpf. Seine heutige Trogform erhielt es erst infolge des angehäuften Hangschuttes und der behinderten Abflußverhältnisse. Ähnlich erzwang die eiszeitliche Verbauung durch Moränen bei Rechberg und durch Schotter beim Miklauzhof die Laufverlegungen der unteren Vellach. Hiedurch wurde auch ein zeitweiser Seestau im Becken südlich Rechberg verursacht, der aus den dort zwischengeschalteten Tonen ersichtlich ist. Von den Ablagerungen sind in der Regel Moränen und sonstiger Schutt der Eiszeit am Talboden und an den Flanken der Tröge nur stellenweise in besser geschützter Lage erhalten, wie z. B. im Bodental. Stets aber liegen ausgedehnte Moränenlandschaften am unvermittelten Übergange zu den drauwärts folgenden

Engtalstrecken.

Die Eiszeit hat diese tektonisch bedingten und durch das fließende Wasser noch ausgestalteten Bewegungshindernisse schon vorgefunden und ihr Längs- und Querprofil noch verschärft. Daß sie nicht etwa erst durch nacheiszeitliche Wasserarbeit ausgehöhlt wurden, geht schon allein aus den tief in die Furchen eingepreßten Moränen und den in großer Mächtigkeit

angeschoppten *Stauschottern* hervor. Bären- und Bodental bieten hiefür wieder die besten Beispiele. Das Fern- und Naheis drang, wo es anging, in die Engtalstrecken ein, bepakte ihre tiefste Furche mit Grundmoräne, zog aber über sie dann ohne wesentliche Formänderung des Talquerschnittes hinweg. Der Anteil des *Karawankeneises* war hiebei talweise verschieden. Der Loiblgletscher beließ eine etwa 2 km breite Schuttflücke zwischen seiner Zungenspitze und dem in die Schlucht eingestülpten Fremdeis; die Kraft des Waidischgletschers reichte eben noch zur Überwindung des Engtales und zum Zusammenschluß mit dem Ferneis, die des Freibachgletschers erstarb schon am südseitigen Schluchteingang.

Zusammengefaßt äußerte sich die Umgestaltung der Großformen durch das Eis somit folgendermaßen: In der Randzone wirkte die seitliche Schurfarbeit des Ferneisstromes durch die Vorbereitung der Bergstürze am Rahmen des Gletscherbettes; im Zungengebiet des Jauntales hinterließ er die größten Schuttanhäufungen. Im Gebirgsinnern zeigte sich die Wirkung der Karawankengletscher und der Lawinen in den Talschlüssen durch Gliederung und Versteilung der Felshänge, im Taltrug und an seinem Übergang in die Talenge durch stauende Aufschüttungen. Die Schmelzwässer trachteten sie zu beseitigen, vertieften die Schluchten und schütteten große Mündungskegel ins Vorland.

B. Kleinformen.

Ihre Gesamtheit führte zu der vorhin gekennzeichneten Umgestaltung der Großformen. Der jeweilige Wirkungsgrad dieser Kleinarbeit war abhängig von der Beschaffenheit des Gesteins, dessen Lagerung, von der Talrichtung, dem Gefälle, der fluviatilen Vorarbeit und schließlich von der Kraft und Dauer der Eis- und Firnmassen, die bei diesen gegebenen Gelände- verhältnissen tätig waren. Außer den bisher erwähnten Zeugen dieser Überformung sind noch einige Kleinformen hervorzuheben.

Im Randgebiete sind es die von mir bekannt gemachten *Gletscherschliffe* beim Illitsch und die schon von SEE- LAND und PENCK geschilderten bei St. Margarethen. Ferner kommen *Rundhöcker* in steilen Talschlüssen der Karawanken

vor, in denen die hochangehäuften Firnmassen über feste Felsriegel sowohl bei starkem Gefälle als auch bei Gegensteigungen und immer unter bedeutendem Druck hinweggleiten mußten: daher z. B. im Nordkar des Kosiak, am Fuße der Vertatschawände und im Krizakar der Petzen. Sie entstanden aber auch im Bereiche der Fernvereisung trotz des im allgemeinen nur geringen Gletschergefälles infolge der örtlichen Höhenunterschiede: so z. B. auf der Sattnitz, in der Hollenburger Senke und auf der Hochfläche von Rückersdorf. Wie in den Karnischen Alpen (SRBIK. 5, 212—213) erwiesen sich die Rundhöcker als unfertige, auch von Zeit und Kraft der Eiswirkung abhängige Gebilde. Restformen kantiger Felsunterlagen. In den Karawanken kam ferner wieder die *Gesteinsauslese* zur Geltung. Denn die Schurfarbeit des Eises und die Rückwitterung verschärften, wo es anging, die Hangformen. Sie entfernten die Lockergesteine und schälten die festeren als „Wandeln“ heraus, so z. B. im Bereiche der Vorlandsdecken auf der Nordseite des Singerberges. Bei geringer Standfestigkeit des Gesteins wurden die Hänge mit einer Schuttdecke überzogen.

Im Gegensatz zu den Karnischen Alpen fehlen aber im Inneren der Karawanken *Seeaugen* und noch unverlandete sonstige Reste eiszeitlicher Wasserbecken. Die Ursache hievon liegt in dem Vorherrschen der klüftigen Kalke und in der vergleichsweise geringeren Eigenvergletscherung. Erst im Vorlande dämmten Moränen und Schotter den Gösselsdorfer und den früher einheitlichen Sonnegger See ab, die beide der Verlandung entgegengehen. Lang währende *Firnauflagerung* schützte hochgelegene, alte Dolinen, Wannen und ähnliche *Hohlformen* vor der Zuschüttung und ließ in Verbindung mit dem Spaltenfrost neue entstehen. Wie am Kleinen Pal in den Karnischen Alpen beweisen das in den Karawanken die mäßig verkarsteten, flachen Oberteile der Bärenentaler Kotschna und der Petzen.

Bei den eiszeitlichen *Aufschüttungen* sind nach Art und Form verschiedene Typen unterscheidbar (Beispiele). *Moränen* als Decke geringer Mächtigkeit (Faaker Dobrova), als Seitenwälle (Bodental, Rechberg) und als ausgedehnte *Stirnmoränenlandschaften* der Karawankengletscher vor

Eintritt in die Engtalstrecken (Bären-, Boden- und Freibachtal) sowie am Rande des Draugletschers (südöstl. St. Margarethen, Abriach, Umgebung von Sonnegg, Jauntal); ferner Blockmoränen und Blockfelder (Poautzmulde im Bärental, Karböden der Petzen). Andere kennzeichnende Aufschüttungsformen weist dann das Zungengebiet des Draugletschers auf. Die Übergangsform der Schottermoräne bei Lettenstätten (westl. Libitschberg bei Bleiburg) leitet zu den Schotterfeldern und den aus ihnen durch Wasserwirkung herausgeschnittenen Schotterterrassen hinüber (Vellachdurchbruch beim Miklauzhof, Umgebung von Sonnegg, Umfließungsrinnen im Jauntal). Verbauungen durch Stauschotter ergaben sich im Mündungswinkel der Taläste vor Eintritt in die gemeinsame Talenge, die keine seitliche Ausbreitung des Eises gestattete (Bären- und Strugarcagraben, Boden- und Bleiberger Tal, Zelenica- und Hobetzgraben im hinteren Loibltal).

Eine besondere Formengruppe der Rückzugszeit stellen die verschwommenen Eisrandbildungen dar (Bodental, Nordhang des Singerbergs, Hintergupfmulde zwischen Matzen und Schwarzem Gupf, Südrand des Jauntales), endlich die wechselvolle Toteislandschaft südlich des unteren Vellachtales.

Nach diesem Überblick war die Schurfwirkung des Fern-eises an den Rahmenwänden am größten, die Sprengarbeit der Karawankengletscher in den Talschlüssen. Die eiszeitliche Aufschüttung erreichte ihren höchsten Grad im Zungengebiete des Jauntales, ein geringeres Maß auf den Böden der größeren, von Eis und Firn in Besitz genommenen Karawankentäler.

TELLER (3, 224) glaubte hinsichtlich der eiszeitlichen Formänderungen in den Karawanken noch feststellen zu können: „Ablagerungen, welche auf das Vorhandensein von Glazialdiluvium im Inneren des Gebirges hinweisen würden, konnten im Verlaufe der Begehungen nicht konstatiert werden.“ LUCERNA hingegen (2, 4) gelangte zu einer sehr bedeutenden Umgestaltung der Formen durch die Eiszeit. Weder der eine noch der andere Grenzfall erwies sich nach meinen Beobachtungen in den Karawanken als richtig, sondern ein nur mäßiges Überprägen der alten Landschaft durch die eigenartigen Mittel einer mindestens zweimaligen Vereisung.

V. Nacheiszeitliche Vorgänge.

Sie setzen im wesentlichen die zwischeneiszeitliche Entwicklung fort, die durch den Würmgletscher unterbrochen wurde. Da die gleichen Kräfte wieder tätig sind, ergibt sich eine Reihe von Formen, die sich nach Ursache und Wirkung aufs engste den früheren anschließen. Die Nacheiszeit überarbeitet das alte Formengut, das stellenweise noch durchschimmert, und drückt ihm ähnliche, aber frischere Züge auf.

Die vor und während der Eiszeit tätigen **K r u s t e n b e w e g u n g e n** sind auch in der Nacheiszeit nicht zur Ruhe gekommen. Die von Moränenschutt freien Klüfte im Delta und im Tonlager von Rosenbach sowie die jungen Spalten in den Steinbrüchen am Nordrande der Hochfläche von Matschach deuten auf eine erst nacheiszeitliche Erschütterung durch den andauernden Vormarsch der Karawanken hin, der auch die Bergstürze der Rosenbacher Schweiz und bei Maria Elend zur Folge hatte. Weitere Anhaltspunkte für eine Fortdauer der innenbürtigen Kräfte bis in die Gegenwart zeigen sich in ihrer mittelbaren Wirkung auf die **A r b e i t** der **a u ß e n b ü r t i g e n** Kräfte, zunächst des fließenden Wassers. Beide verändern auch in der Nacheiszeit die übernommenen Großformen.

Die fortschreitende Höhershaltung des Reliefs zog wie bisher ein vermehrtes Gefälle der Karawankentäler nach sich. Hierdurch wuchs wieder die **E r o s i o n s -** und **T r a n s p o r t k r a f t** der **B ä c h e**. Das Wasser vertiefte daher nach wie vor zurückschreitend die **E n g t a l s t r e c k e n**, räumte sie aus und lagerte die Geschiebe in Form mächtiger, junger **M ü n d u n g s k e g e l** über den verbliebenen Resten der zwischeneiszeitlichen im Vorland ab. Sie sind heute für den ganzen Nordrand der Karawanken bezeichnend, vom Wurzner Paß bis zur Petzen. Im Faaker Seetal und seiner einstigen Fortsetzung gegen das Rosental drängte die starke Schutführung der Wildbäche den jetzigen Seeabfluß ganz an den Südfuß der Dobrova und be-

schleunigte besonders durch das Verhalten des Worounzbaches das Zuschütten des alten Faaker Seebeckens. Jetzt reiht sich im Rosental ein Schuttkegel an den anderen, der größte ist der des „Kleinen“ Suchabaches. Er übertrifft an Ausdehnung sogar den von Reischach im Gailtal, der gern als Musterbeispiel angeführt wird. Wie fast immer sind es gerade die unter normalen Verhältnissen unbedeutenden, aber mit großem Gefälle ausgestatteten Bäche, die nur bei Hochwasser und zur Zeit der Schneeschmelze sehr starke Transportkraft erlangen und dann die trotz aller Gefährdung später als menschlicher Siedlungs- und Kulturraum bevorzugten Schuttkegel vorbauen. Das Bett der Drau wurde hiedurch ganz an den Fuß der Sattnitz verlegt und selbst durch den Freibach zu einer recht ansehnlichen Schlinge gezwungen. Der Wildensteiner Bach stürzt wie bisher über eine noch nicht durchschnittene Mündungsstufe in einem 52 m hohen Wasserfall hinab und überdeckt mit seinem Schuttkegel zum Teil die Moränenlandschaft der schwindenden Würmvereisung. Die Ursache dieses auch landschaftlich auffallenden Verhaltens der Karawankenbäche als Formbildner ist in dem bis in die Nacheiszeit anhaltenden Vormarsche der Karawanken und in dem damit verbundenen Hinunterdrücken der Rosentaler Vortiefe zu erblicken. Sämtliche Karawankenbäche schnitten sich wieder in ihre Vorbauten ein. Wenn ihre Stoßkraft aber zu gering war, wie z. B. beim Normalwasserstande des Worounzbaches, vermieden sie den Scheitel des Schuttkegels und wählten dessen absinkende Flanke als Bett. Das Einschneiden der Bäche und der anscheinende Stillstand im Anwachsen der Schuttkegel lassen darauf schließen, daß die frühere Absenkung des Rosentales derzeit etwas abgeschwächt ist.

In den Mittelkarawanken tritt, wie erwähnt, der Hauptkamm südwärts zurück, daher verlängern sich hier auch die Furchen des Bären-, Boden-, Loibl-, Waidisch- und Freibachtales im Bereiche der Hochstuhlgruppe und der Koschuta. Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse beim Ursprung der Vellach in den Steiner Alpen. Immer schließen unvermittelt an die Felskessel des Talbeginnes zwischen der Haupt- und der Nordkette geräumige, wenig geneigte Taltröge an. Aus ihnen wurden die letzteiszeitlichen und jüngeren Ablagerungen an ungeschützten Stellen ausgeräumt, die Bäche schnitten sich hierbei aber wegen des

für eine zeitweise Laufverlegung vorhandenen Raumes nur unwesentlich ein. In dieser Zone herrscht daher derzeit verhältnismäßig Ruhe. Die bis in die Nacheiszeit andauernden Krustenbewegungen waren und sind somit anscheinend regional verschieden wirksam, sie verstärkten sich wieder in der Nordkette mit der Annäherung an die Saumtiefe. Durch die bevorstehende Wiedergewältigung der dortigen Bergbaue dürfte sich — ähnlich wie bei Bleiberg — bald genauerer Einblick in diese Vorgänge ergeben.

Ein weiteres Wahrzeichen der schwindenden Eiszeit sind die *Bergstürze*. Sie brachen wie in den Zwischeneiszeiten besonders am Nordsaume der Karawanken nieder, aber auch im Innern des Gebirges, wie z. B. an der Südseite der Setitsche und des Hochobir sowie als Erscheinungen kleineren Umfanges in den zahlreichen Talschlüssen des Grenzkammes. Ihre Ursachen reichen aber bekanntlich viel weiter zurück. Schon Schichtbestand, Bau und Form des Gebirges schufen hiezu günstige Vorbedingungen; tektonische Erdbeben und allmählich wirksame Krustenbewegungen, schließlich das Unterschneiden und Lockern des Gesteins durch das Eis der Würmvergletscherung lösten endlich große Niederbrüche aus. In den meisten Fällen trat hiebei abermals ein *Wiederbeleben älterer Sturzgebiete* ein, bei denen es bloß eines neuen, oft nur geringen Anstoßes bedurfte, um die ohnedies empfindliche Gleichgewichtslage zu stören. Nur nacheiszeitlich scheinen die Bergstürze der Rosenbacher Schweiz und die beiden südlich Maria Elend zu sein. Die Mehrzahl der anderen hatte wohl schon zwischen-eiszeitliche Vorläufer.

Als außenbürtige Kräfte der Nacheiszeit waren und sind ferner die atmosphärische Verwitterung und die Lawinen tätig. Ihre abtragende Wirkung kam besonders in den hochgelegenen, nordseitigen Talschlüssen zur Geltung, wo schon die Eiszeit am längsten gründlich vorgearbeitet hatte. Wie immer boten hiebei klüftige Gesteinsbeschaffenheit, Schichtkopflage und Steilformen bevorzugte Angriffspunkte. Das langgestreckte Gebiet des Gr. Mittagkogels, die Hochstuhl—Vertatschagruppe, die Koschutamauer, die Vellacher Kotschna, die Kare des Obir und der Petzen sind solche Räume größter Erfolge dieser Kräfte.

Nach der Form des zumeist aus Kalk und Dolomit bestehenden Abtragsmaterials treten die nacheiszeitlichen Blockfelder weit zurück hinter den groben, meist steil geböschten, jungen Schutthalde n. Sie kleiden die Hohlformen aus und umgürten, nur stellenweise von Felsrippen unterbrochen, die Wand- und Schrofenfluchten des Hauptkammes. Wegen des Schuttkriechens ist die Begrünung der Halden erschwert. Schuttwälle am unteren Ende der alljährlich von den gleichen Stellen breit abgleitenden Schneefelder und am Auslaufe der Lawinen, die immer wieder durch schmale Furchen niederschließen, täuschen, von der Ferne gesehen, öfters Moränenwälle vor. Sie unterscheiden sich aber von diesen durch ihren jugendlichen, oft sogar noch von Schnee- und Holzresten durchsetzten Aufbau, der in Anbrüchen sichtbar wird.

Die Verkärstung der sanft geböschten Kalkhochflächen, z. B. auf der Bärenentaler Kotschna und auf der Petzen, schreitet langsam, aber unaufhaltsam vorwärts infolge der gleichsinnigen Sprengarbeit des Jahr für Jahr eingedrungenen Schnees und der ausblasenden Windwirkung.

Über die andauernd stärkste und auch unabhängig von der Vereisung tätige Kraft verfügt jedoch bis in die Gegenwart das fließende Wasser. Es nagt sich unter Hervorbringung zahlreicher Kleinformen immer mehr in die schon vorgefundenen Durchbruchsstrecken ein. Höher gelegene, anscheinend aber recht junge Kolke zeigen den verhältnismäßig großen Arbeitsfortschritt an, obwohl wegen der zumeist unregelmäßigen Wasserführung Zeiten größeren und geringeren Tiefenschurfes wechseln. Die Seitenerosion ist hingegen nur unbedeutend. Nach wie vor ist die enge Tschepaschlucht im unteren Loiblital das großartigste Beispiel für die stete Arbeit des fließenden Wassers. Auch die erwähnten Klammbildungen in dem nie vereisten Seeberggebiet schreiten weiter, ein Anzeichen für die selbständige Tätigkeit dieser Kraftquelle.

Da die meisten Zuströme der Drau aus den Karawanken Wildbachcharakter haben, zieht dies bei Hochwässern bisweilen ausgedehnte Kulturschäden nach sich. So erfordern z. B. versumpfte Wiesen (Faaker Seetal und Oberferlach), vermurte Wälder (Umgebung von Kanzianiberg — Altfinkenstein—Worou n z) und zerstörte Straßen (unteres Waidischtal)

immer wieder technische Maßnahmen zum Schutze der menschlichen Daseinsbedingungen gegen die noch ungebändigten Naturgewalten.

In die Nacheiszeit ragen somit als dauernde Ursachen der Formänderungen der alte Schichtbestand und Bau des Gebirges hinein. Ihnen schließen sich jüngere Krustenschwankungen und die Folgen der letzten Eiszeit an. Diese Ausstrahlungen verbinden sich mit den innen- und außenbürtigen Kräften der geologischen Gegenwart zu den uns jetzt sichtbaren Vorgängen. Sie sind daher das derzeitige Endergebnis einer langen, wechselvollen und doch einheitlichen Entwicklungsreihe.

VI. Übersicht der Ergebnisse.

Wie in den Karnischen Alpen war auch in den Karawanken das Ziel meiner Arbeit, auf Grund von Naturbeobachtungen den Ablauf der Eiszeit erstmalig entwicklungsgeschichtlich darzustellen.

Räumlich ergab sich hiebei durch den Zug der Reichsgrenze eine Beschränkung auf das Kärntner Gebiet, durch die Lage des Draugletschers eine Einbeziehung des Vorlandes: zeitlich durch den in den Karawanken besonders starken Zusammenhang der jetzigen Formen mit jenen der Vereiszeit die Notwendigkeit eines Zurückgreifens auf den jungtertiären Bau des Gebirges und die mit ihm verknüpfte Entwicklung seiner Formen.

Übereinstimmend mit der geologischen Gliederung und dem Landschaftsbilde (I) und den in 26 Gruppen zusammengefaßten Einzelbeobachtungen (II) konnten in der über 100 km langen und im O bis zu 20 km breiten Gebirgszone die vereiszeitlichen Formen (III) des Grenzkammes, der Zwischenzone und der Nordkette unterschieden werden.

Den Grenzkamm baut nach Unterjochung der östlich des Wurzner Passes wiederaufstrebenden paläozoischen Gesteine der Karnischen Alpen und ihrer gestuften Oberflächenformen vom Schwarzriegelsattel bis zum Ostende der Koschuta die von S aufgeschobene Trias der Karawanken auf. Am Schwarzriegelsattel sinkt ein Gebirge in die Tiefe und über ihm türmt sich ein neues auf. Erst hier beginnen geologisch die Karawanken. Mittagkogel und Hochstuhl bilden weiterhin die beiden 2100 und 2200 m hoch gelegenen Scheitel einer zweimaligen, verhältnismäßig flachen Aufwölbung der Gipfelflur des Grenzkammes, die am Maria-Elend-Sattel eingewalmt ist. In der östlich des Loiblpasses anschließenden Koschutamauer hält sich die Gipfelflur auf durchschnittlich 2000 m und bricht an ihren beiden Enden schroff ab. Ihre Zerstückelung in mehrere nach Gestein, Bau und Form stark verschiedene Räume kennzeichnet den vierten

Abschnitt des Grenzkammes. Hier wird die auf 1600—1700 m abgetragene paläozoische Landoberfläche des Seeberggebietes durch den hineinragenden Anteil der Steiner Alpen zerschnitten, deren triadische Hochgebirgsformen jäh auf 2500 m emporsteigen. Weiter östlich endet die Gipfflur des Kärntner Grenzkammes mit dem breiten Flachrücken der Uschowa auf 1850 bis 1930 m Höhe. Dann versinkt auch die Koschutatrias endgültig an einer neuen Überschiebungslinie.

Im ganzen Verlaufe des Grenzkammes steht die Gipfflur und die Gestaltung des Nordabfalles der Kärntner Karawanken in engster Wechselbeziehung zu den Gesteinen und deren Verwendung für den Gebirgsbau.

Die Zwischenzone trennt den Grenzkamm von der Nordkette in einer ostwärts an Geschlossenheit und Breite zunehmenden Ausdehnung. Die Überschiebung der Karawankentrias auf den paläozoischen Sockel der Karnischen Alpen und weiterhin die Tonalit- und kristalline Aufbruchzone von Eisenkappel erweisen ihren tektonischen Ursprung. Sie beginnt bereits mit Bruchstücken am Nordrande der Karawanken im Bereiche der Klippen von St. Kanzian—Altfinkenstein und der weit nach N vordringenden Mittagskogelüberschiebung, tritt südlich des Kapellenberges in das Gebirgsinnere ein und verläuft dann, zunächst erst an einzelnen Stellen kennbar, südlich des Matschacher Gupfes quer über das Bären- und Boden- ins Loibltal. Von hier an sind die kennzeichnenden Gesteine der bisherigen Leitlinie in geschlossenem Zuge und in allmählich größerer Breite durch das Ribnica-, Zeller- und Ebriachtal quer über das Einzugsgebiet der mittleren Vellach östlich Eisenkappel bis zur Petzen zu verfolgen. Daher wird sie hier zu einer keilförmigen Leitzone für den Gebirgsbau der östlichen Karawanken. Auch ihre Formen heben sich nach Höhe, Gestalt, Böschung und dank der geänderten Bodenbeschaffenheit als Kultur- und Siedlungsgebiet scharf ab von den triadischen Hochgebirgslandschaften des Grenzkammes und der Nordkette, die sie umsäumen. Insbesondere im Gebiet östlich Eisenkappel erweckt die Zwischenzone den Eindruck einer alten, abgetragenen Landoberfläche. Ihre Entstehungsart vermutete KIESLINGER in einem Auseinandergleiten der früher einheitlichen Trias des Koschutazuges

und der Nordkette, ähnlich GRABER in einer Reliefüberschiebung. Gegen diese Annahmen scheinen mir jedoch Faziesunterschiede der Trias nur tektonische Gründe zu sprechen; eher dürfte im Sinne von AMPFERERS Unterströmungslehre und WINKLERS Untersuchungen über das Alpen-Dinariden-Problem eine durch die benachbarten Gebirgsbewegungen schmaler gewordene Verschluckungszone vorliegen, wodurch sich die beiden Triasbereiche einander näherten, ohne aber früher in Verbindung gestanden zu sein. Hinsichtlich des Entstehungsalters der Landoberfläche ergaben sich Anhaltspunkte aus der nach GRABER sicher spätestens im Vormiozän erfolgten letzten Granitintrusion und aus der Ablagerung von kohlenführendem Miozän im Lobniggraben, das nach KAHLER helvetisches und nur wenig jüngerer Alter hat. Darnach wäre die Ausbildung der Landoberfläche spätestens in der vorhelvetischen Miozänzeit erfolgt. Als Talformenreste dieses Flachreliefs konnten die „Ebriachterrasse“ und Leistenstücke in den drei Gräben festgestellt werden, die von O in das Becken von Eisenkappel münden. Beide Formen stehen in entwicklungsgeschichtlichem Zusammenhange mit der „Seebegterrasse“ im oberen Vellachtal. Jünger und daher tiefer ist die „Eisenkappler Terrasse“, die aus dem Becken talauswärts bis Rechberg zu verfolgen war.

Die durch Quertäler in sieben Gruppen zerstückelte Nordkette beginnt formenkundlich bereits nördlich des Kl. Mittagkogels, nach Gesteinen und Bau löst sie sich aber erst östlich des Bärenales mit der Verbreiterung der Zwischenzone als selbständige Kette vom Grenzkamme los. Doch haben hiebei ihre einzelnen Glieder trotz einheitlicher Bauformel in ihrer Scholentektonik weitgehende Unabhängigkeit bewahrt. Daher wogt auch ihre Gipfflur von Gruppe zu Gruppe auf und ab, am Obir und auf der Petzen übertrifft sie sogar den Ostabschnitt der Koschuta. Im engen Zusammenhange mit der tertiären Gebirgsbildung der Karawanken gliedern sich die Absätze im Bereiche der Nordkette und in ihrem Vorlande in mehrere Serien: Eine mittelmiozäne, wahrscheinlich helvetische, Ton-Kohlengruppe mit kristallinem Einschlag drang in der Frühzeit der werdenden Nordkette selbst bis auf deren Südseite in den Bereich der Zwischenzone vor; das zum Teil aus den Karawanken stammende Sattnitzkonglomerat wurde seither durch das Einsinken

der Saumtiefe nur auf das Vorland beschränkt: jungtertiäre bis altquartäre Hangkonglomerate ummanteln den Nordfuß des Gebirges. Die Ausbreitung der Ton-Kohlengruppe auch auf tief gelegene Teilstücke der alten Landoberfläche, die der Zwischenzone angehört, führte zu einem Vergleich mit der von Oligozän bedeckten Landoberfläche auf der Südseite des Grenzkanmes und der Steiner Alpen. Hierbei ergab sich der neue Gedanke, daß beide Landoberflächen, die im Drau- und die im Sawegebiet, schon im Oligozän bestanden oder wenigstens in Ausbildung begriffen waren. Während jedoch im Sawegebiet die Überflutung bald, noch im Oligozän, folgte, geschah das im Draugebiet erst im Miozän. Darnach bestünde der Unterschied zwischen den erhaltenen Resten der alten Landoberflächen in beiden Flußgebieten nicht so sehr, wie bisher angenommen wurde, in ihrer Ausbildungszeit als vielmehr im wesentlichen nur in der Zeit ihrer späteren Bedeckung mit Sedimenten. Höchstgelegene Teilstücke einer tertiären Landoberfläche in durchschnittlich 2000 m Höhe bilden ferner die Gipfelflur am Obir und auf der Petzen, dort durch Bohnerzfunde, hier durch Augensteine belegt. Wenn auch über das Alter dieser Flächenreste bisher keine volle Einigung erzielt ist, scheinen sie doch der alten, später stellenweise durch ihre Tieflage mit Miozän bedeckten Landoberfläche anzugehören. Aber schon früher begann infolge regionaler Schuppentektonik die Höhershaltung einzelner Teilstücke, die daher von den miozänen Absätzen nicht mehr erreicht wurden. Sie gelangten im Laufe des Jungtertiärs allmählich in die heutige Lage als Bestandteile der Gipfelflur und gehören wie ähnliche Flächenreste in den benachbarten Gebirgsgruppen zu dem ältesten, noch erhaltenen Oberflächensystem der Ostalpen.

Schon dieser Vergleich des auf stratigraphisch-tektonischem Wege gewonnenen vor-eiszeitlichen Formenbildes der Karawanken mit dem von der Eiszeit hinterlassenen erwies, daß deren Kräfte nur eine verhältnismäßig geringe Umgestaltung des vorgefundenen Altreliefs hervorriefen.

Der Ablauf und die Wirkungen der Eiszeit (IV) wurden in einzelne Fragen gegliedert, die jedoch im inneren Zusammenhange stehen. Vorausgeschickt sei, daß hinsichtlich der Zahl der Eiszeiten im Bereiche des Draugletschers nur Spuren von zwei Vergletscherungen festzustellen waren, im Ge-

birgsinnern aber nur die der Würmvereisung. Den Ausgangspunkt der Untersuchungen bildete der Verlauf der klimatischen Schneegrenze. Nach der Lage der Karawanken im Raum, ihren Formen und den heutigen Niederschlagsverhältnissen traten hiebei drei Klimaabschnitte hervor. Die Gailitzdepression und das Seeberggebiet samt dem Obir—Petzenzug liegen im Regenschatten der im S vorgelagerten Julischen und Steiner Alpen. Hingegen haben die regenschweren Adriawinde durch die dazwischen eingeschaltete Lücke, die Beckenlandschaften im oberen Sawetal, ungehinderten Zutritt zu den Hochgebirgsgruppen Hochstuhl, Vertatscha und Koschuta. In diesem Mittelabschnitte der Karawanken summieren sich daher alle maßgebenden Faktoren zu den höchsten Niederschlägen und demnach auch zu einer gegen die beiden Flankenabschnitte vergleichweisen Tieflage der klimatischen Schneegrenze in der Gegenwart und zur Eiszeit. Im Durchschnitte konnte sie heute nach allen Einzelbeobachtungen auf der Nordseite der Karawanken übereinstimmend mit PENCK und LUCERNA in ungefähr 2700 m. zur Eiszeit daher in mindestens 1500 m Höhe angenommen werden. Die wirkliche oder örtliche Schneegrenze lag aber zur Eiszeit infolge der Nordauslage, des Steilabfalles und der Talschlußformen immer tiefer als 1500 m, besonders im Mittelabschnitt sogar um mehrere hundert Meter. Auf der Südseite der Karawanken erwiesen sich drei auffallend tiefliegende Endmoränen nur durch die günstigen Ortsverhältnisse bedingt. Sonst aber lag hier die eiszeitliche Schneegrenze trotz der Meeresnähe wegen der flacheren, stärker besonnten Bergformen und der ungünstigen Talbildungen nicht tiefer, sondern höher als auf der durch besondere Ortsgunst ausgezeichneten Nordseite der Karawanken. Darauf weist auch die südseitig viel schwächere Vergletscherung hin. Schon aus diesen Befunden ist der Verlauf der wirklichen eiszeitlichen Schneegrenzkurve vom Südrande gegen das Innere der Ostalpen nicht gewissermaßen als stetig ansteigende, sondern als wellenförmige Linie anzunehmen. Sie berührte die einzelnen hintereinander liegenden Gebirgsketten südseitig jeweils in größerer Höhe als auf deren Nordseite.

Die randliche Vereisungshöhe der Kärntner Karawanken durch die Südflanke des Draugletschers folgte aus

bestimmten Fremdgeschieben, zu denen aber die Raibler Porphyre nicht gehörten, und Formen am Gehänge, wie Seitenmoränenwällen, gestaffelten Eisrandbildungen und versteilten Felszonen, von denen dann die kennzeichnenden Bergstürze besonders an den Knickpunkten des Gletscherbettes niederbrachen. Hierbei ergaben sich wesentliche Unterschiede in der Eishöhe, dem Gefälle und der Eismächtigkeit gegen den Gailgletscher im Bereiche der Karnischen Alpen. Dort senkte sich die randliche Gletscheroberfläche vom Helm bis zum Wurzner Paß auf einer geraden Länge von etwa 110 km allmählich von 2300 m auf rund 1600 m bei einem Durchschnittsgefälle von nur 7 m auf 1 km. In den Karawanken hingegen fiel der Eisrand schon auf etwa 80 km um rund 1000 m, nämlich von 1600 m im Querschnitte des Gailitzdurchbruches auf 600 m bei Rechberg. Hier löste sich die Zunge des Draugletschers vom Nordrande des Gebirges los. Sie endete erst nach weiteren fast 20 km in etwa gleicher Höhe am Rinkenberg nordwestlich Bleiburg. Das Durchschnittsgefälle war somit etwa 10 m je km, mithin größer als beim Gailgletscher. In den einzelnen Abschnitten schwankte jedoch das Gefälle der Südflanke sehr bedeutend: es betrug von den Höhen östlich des Wurzner Passes bis zum Freibachtal 16.6 v. T., von hier bis Rechberg 26.0 v. T., im anschließenden Zungengebiet aber senkte sich der Eisscheitel bis auf den Rinkenberg kaum merklich, nur seine Südflanke brach in zerrissenen, 100—150 m hohen Eiswänden steil zur Umließerinne ab. An Mächtigkeit übertraf der Rosentalgletscher als Fortsetzung des Gailgletschers den Draueisstrom engeren Sinnes, der das Klagenfurter Becken durchzog. Der Rosentaler Scheitel verlief aus dem Raume südlich des Faaker Sees über die Sattnitz zum Klopeiner See und über den Kolm (südlich Kühnsdorf). Er stieg unter teilweise Firnbedeckung in der Randzone allmählich gegen die Karawanken an und senkte sich aber nach NO ins Klagenfurter Becken. Die Eismächtigkeit der Südflanke des gleichwohl einheitlich Draugletscher genannten Eisstromes belief sich im Querschnitte Villacher Alpe—Wurzner Paß auf mindestens etwa 1100 m. Sie sank trotz reichlichem Zustrom von Lawinenschnee aus den Karawanken wegen des Eintrittes von Eislappen in die südseitigen Talmündungen und infolge der hindernislosen Ausbreitung im Vorlande bis zum Zungenende

auf 100 m. Einzelheiten sind in tabellarischen Übersichten und in der Skizze enthalten. Die Reichweite der Südflanke des Draugletschers zur *Rißeiszeit* übertraf, der höchstens um etwa 100 m tieferen Schneegrenze entsprechend, nur an ganz wenigen Stellen des Nordrandes der Karawanken in geringem Ausmaße die der Würmvereisung. Auch das Zungenende lag, wie schon PENCK erkannte, zur *Rißeiszeit* am Libitschberg bei Bleiburg nur um etwa 1.5 km weiter östlich und überdies in etwas größerer Breitenausdehnung als zur Würmeiszeit. Damals endete die anscheinend verschmälerte Zunge bereits am Rinkenberg in 600 m Höhe. Diese Grenzlage war rund 200 km Luftlinie von dem 2400 m hohen Eisscheitel westlich Toblach entfernt, nachdem der mächtige Gletscher die geräumigsten Talungen der südlichen Ostalpen ihrer ganzen Breite nach erfüllt und durchzogen hatte.

Auf das Zusammenwirken des Ferneises mit der zum Teil selbständigen Eigenvergletscherung nahmen jeweilig das Relief der Karawanken und die Eisverhältnisse weitgehenden Einfluß. Darnach konnten mehrere Abschnitte mit kennzeichnenden Namen unterschieden werden. Auf den Eisscheitel im Bereiche der Gailitzdepression folgte die Lawinenzone vom Steinwipfel östlich des Wurzner Passes bis zum Matschacher Gupf, dann das Eisstromnetz von hier bis zur Matzen und südwärts bis zum Grenzkamm; hierauf die randliche Gleitzone bis zum Vellachdurchbruch bei Rechberg. Südlich von ihr lag die vom Ferneis unabhängige Vier-Pfeiler-Zone mit den vergletscherten Hochgipfeln Obir, Ostkoschuta, Rinka (Steiner Alpen) und Petzen. Das Zungengebiet im Jauntal bildete den letzten Abschnitt. In jeder dieser Zonen herrschte zwar eine den Ortsverhältnissen angepaßte Eismechanik, aus der aber gemeinsame Grundzüge abzuleiten waren. Insbesondere im Bereiche des Eisstromnetzes zeigten die eiszeitlichen Karawankengletscher vor allem wegen des Fehlens ausgesprochener Firnfelder und wegen ihrer Ernährung durch Lawinen überraschende Ähnlichkeit mit dem von KLEBELSBERG im Gebirge Peters des Großen beobachteten „Turkistanischen Gletschertypus“ und mit der von ihm dort und von VISSER im Karakorum festgestellten Eismechanik beim Zusammen treffen mehrerer Eisstränge. Wie aus der Skizze ersichtlich,

vereinigten sich der Bären- und Bodentalgletscher mit den eingedrunghenen Ferneislappen. hingegen blieb zwischen dem Zelenicagletscher im Loibltal und dem dorthin gequollenen Fremdeis eine etwa 2 km breite Lücke. Der Waidischgletscher aus der Westkoschuta konnte sich eben noch mit dem Draueis vereinigen, während der Freibachgletscher bereits am Südausgange der Engtalstrecke in 5 km Entfernung vom Ferneis endete. Beim Vellachgletscher erweiterte sich die Lücke bereits auf 15 km.

Auf Grund der im ganzen Bereiche gesammelten Bodenbeobachtungen wurde ein hocheiszeitliches Landschaftsbild entworfen, wie es sich vom Flugzeug aus hätte ergeben können. Es zeigt die völlige Abhängigkeit der Vereisung von den Altformen des Reliefs.

Die Vorgänge beim Rückzuge der Südflanke des Draugletschers erfolgten im Einklange mit dem Gelände und der Eismächtigkeit. Darnach ergaben sich für die Darstellung mehrere Längsabschnitte.

Im Jauntal waren übereinstimmend mit PENCK die vorhin erwähnten Spuren zweier Vereisungen zu unterscheiden; die rifeiszeitlichen Endmoränen sind jedoch weit lückenhafter erhalten. Die tektonische Zersplitterung des Vorlandes der Ostkarawanken zeichnete hiebei im Zungengebiete dem Eis und den Umließungsrinnen die Wege vor. Der weit besser erkennbare Rückzug der Zunge zur Würmeiszeit erfolgte um den Drehpunkt der Sonnegger Höhen derart, daß der Eisrand immer mehr aus der NO- in die N-Richtung einschwenkte, bis er nur mehr die Höhe Kolm südlich Kühnsdorf erreichte. Die Umließungsrinnen folgten hiebei jeweilig unmittelbar dem zurückschmelzenden Eisrand und die Arbeit des fließenden Wassers beschleunigte auch selbsttätig den klimatisch bedingten Rückzug der Zunge. Die Spuren dieser einzelnen kurzen Halte bilden den „Äußeren Kranz der Jungendmoränen“. Während eines nächsten, nur kurzfristigen Übergangsstadiums bestand noch eine Eisverbindung zwischen dem Ostrande der Hochfläche von Rückersdorf über Eberndorf mit dem Kolm. Dann gab das Eis endlich die Tiefenlinie von Gösselsdorf als Umließungsrinne frei. Mit dem Zurückweichen des Eises auf den Ostrand der Hochfläche von Rückersdorf und in die südliche

Anschlußzone, deren tiefste Linie heute von der unteren Vellach durchflossen wird, beginnt der „Innere Kranz der Jungendmoränen“. Mehr als Wallformen kennzeichnen dieses Stadium aber die typischen Eisrandbildungen und Toteislandschaften am Fuße des Altenberges. Eine Bucht des allmählich verlandenden Schmelzwassersees, in den die Vellach mündete, folgte jeweilig mit einem Arme westwärts dem schwindenden Eisrand, bis sich der Durchbruch zur jetzigen Drautalstrecke zwischen Saager und Stein ergab. Die von HERITSCH seinerzeit angenommene Viergliederung der späteiszeitlichen Vellachterrassen ist nach meinen Beobachtungen nicht vorhanden. Es bestehen, soviel ich sehe, nur die beiden jüngeren zum Drautal sich senkenden Terrassen: hingegen sind die beiden älteren, die HERITSCH annahm, keine formenkundlichen Einheiten, sondern ungleich alte Teilfelder verschiedener Höhe und Entstehung.

Anschließend an das Zungengebiet im Jauntal verlief der Eisscheitel des Draugletschers nach W über die Hochfläche von Rückersdorf, die Sattnitz und weiter über die Berge beiderseits des Faaker Sees. Im Verhältnis zu den Karawanken stellen diese Höhen eine Vorbergzone dar. Das Gösselsdorfer Seetal, der Draudurchbruch zwischen Saager und Stein, die Hollenburger Senke, das Rosental zwischen Rosegg und St. Jakob, das tektonische Becken des Faaker Sees und schließlich der Gailunterlauf teilen sie wieder in Unterabschnitte. Jedem verleihen das Gelände und die nach W zunehmende Eismächtigkeit beim Rückzuge des Draugletschers über die Vorbergzone ihre kennzeichnenden Merkmale, die in großen Zügen festgehalten wurden. Am bemerkenswertesten in diesem Raum ist eine bei Tschinowitsch am Westabfalle der Faaker Dobrova gegen das untere Gailtal von mir festgestellte Rißmoräne. Gemeinsam ist hierbei in allen Abschnitten der ziemlich gleichzeitige Verfall beim Ausbleiben des Eisnachsches. Die Wirkung verlangsamte sich jedoch von O nach W mit der zunehmenden Eismächtigkeit. Am frühesten wurden jeweilig die sanft gewölbten Oberteile eisfrei. Ihre Randwülste ermöglichten kurzfristige Eisstillstände. Dem Einsinken der Gletscheroberfläche über den Tiefenfurchen an den Grenzen der Abschnitte und innerhalb von ihnen folgte stets der Eisenbruch und endlich die Ausaperung. Örtliche Verhält-

nisse bestimmten dabei den Zeitpunkt und die Dauer dieser Vorgänge. Sie schritten daher nicht etwa in strenger Reihenfolge von O nach W vor, sondern spielten sich nebeneinander ab. Ein Unterschied ergab sich nur in dem Grade des gleichzeitigen Verfalles. Er war natürlich in Zungennähe immer bereits größer als in den entfernteren Abschnitten. Durch diesen Ablauf zerfiel der Gletscherkörper schon frühzeitig in einzelne, durch Einbrüche an den Quersenzen geschiedene Eisgruppen. Deren Zerstörung ging trotz mehrerer, hintereinander gestaffelter Widerstandsfronten auf den Hochflächen doch verhältnismäßig rasch vor sich. Die Rückzugsphasen in der Vorbergzone konnten in Zusammenhang gebracht werden mit jenen des Draugletschers nördlich der Linie Villach—Klagenfurt—Völkermarkt.

In der durch das Rosental und seine westliche Fortsetzung, das Faaker Seetal, gebildeten Längssenke sowie auf dem anschließenden Nordhange der Karawanken griffen die zwar verschieden gestalteten Rückzugserscheinungen doch einheitlich ineinander. Beim allmählichen Ausbleiben des Nachschubes von Ferneis hörte die Vorwärtsbewegung in der Randsenke des Rosentales wegen des geringen Gefälles nahezu ganz auf. Der Eiszuschuß aus den Karawanken währte allerdings länger, war aber doch viel zu gering, um einen Bewegungsanstoß der trägen Eismasse hervorzurufen. Das Abschmelzen der Südflanke erfolgte daher damals im wesentlichen nur mehr an Ort und Stelle. Eismächtigkeit und Geländebeziehungen beeinflussten wieder die Vorgänge. Der Eisschwund setzte auch in diesem ganzen Raume wie in der Vorbergzone ziemlich gleichzeitig ein, schritt aber im O wegen der geringeren Eismächtigkeit viel rascher vor als im W. Zudem war die Randsenke und der flache Bergfuß einer stärkeren Besonnung ausgesetzt als der steile Karawankenhang. Der Rückzug ging somit in der Längsrichtung der Zunge gletscheraufwärts vor sich und äußerte sich gleichzeitig im Querschnitt durch zunehmendes Schmälerwerden, Einsinken und Zerbrechen der Eismasse. Die Randsenke schrieb den Schmelzwässern die Strömungsrichtung vor und wurde dadurch zu einer Einbruchslinie, längs deren sich der Zerfall in zahlreiche Tot-eiskörper vollzog. Hauptsammelschiene der Schmelzwässer war das Rosental. Hier verlängerte sich die trichterförmige Eis-

spalte in dem die Begleithöhen noch bedeckenden Gletscherrande zu einem westwärts rückschreitenden, tiefen Einriß. Besonders entlang des steilen Südabfalles der Sattnitz dürfte er den Ablations-schluchten ähnlich gewesen sein, die am Rande heutiger großer Gletscherzungen in breiten, stark besonnten Tälern zentralasiatischer Gebirge von OESTREICH. KLEBELSBERG und VISSER beschrieben und von ALB. HEIM auch in den Alpen festgestellt wurden. Im weiteren Rückzugsverlauf erfüllte ein Gewirr von Kleinseen, Sümpfen, Schmelzwasseradern, Inseln und Sandbänken urstromartig das Rosental. Am Karawankenfuß nahmen die Vorgänge je nach den Geländeverhältnissen wechselnde Gestalt an. Deutliche Staffelung von Rückzugsmoränen fand sich bei Abriach am Ostfuße der Hochfläche von Abtei und südöstlich von St. Margarethen beim breiten Austritte des Freibachtales aus dem Gebirge. Auf den gut beschatteten Nordhängen des Rahmens hielt sich der Eismantel viel länger als auf den stark besonnten Terrassen der Fußzone. Hier sank das Eis rasch in sich zusammen, daher wurde der Hangverkleidung die Stütze entzogen, das Eis glitt in tiefere Lage ab und fiel dort der Abschmelzung anheim. Im Bereiche des Eisstromnetzes kamen die ins Waidisch-, Loibl- und Bärental eingestülpten Gletscherlappen wahrscheinlich schon mit dem Erreichen des Hochstandes, spätestens beim Ausbleiben des Eisnachsches, außer größere Bewegung. Ihr Zusammenbruch verzögerte sich jedoch infolge großer Ortsgunst ganz bedeutend im Verhältnis zur Eismasse im Rosental. Ein nennenswertes Nachdrängen des gestauten Karawankeneises fand jedoch — zum Unterschied von den Karnischen Alpen — hier nicht statt, da dessen zwar längerwährende Ernährung doch nicht zu einem so starken Bewegungsanstoß ausreichend war, daß er sich bis an den Nordrand der Karawanken geltend machen konnte. Ähnliche Verhältnisse herrschten in der westlich anschließenden Lawinenzone, wo aber die mit gepreßtem Schnee und Firn erfüllten Sturzrinnen dem Eisrande, der im Zickzack langsam vom Hang zurückwich, infolge ihrer Stoßkraft folgten und sich auf ihm noch weit talaus fortsetzten. Ein Ende bereitete ihnen erst das zwischen Schuttströmen verzweigte Netz von Wasseradern im Vorfeld. Ihr Stammbecken war der jetzige Facker See. Er entwässerte anfangs noch ins Rosental, nach der Ver-

bauung durch Schuttkegel und beim weiteren Rückzuge des Eises unter Strömungsumkehr nur mehr ins heutige Gailtal. Hier umspülte das Südende des Villacher Schmelzwassersees die eingesunkene Zunge des Gailgletschers. Nördlich davon trennte er den schwindenden Draugletscher ab. Zu diesem Zeitpunkte hatte das Ferneis somit den Bereich der Karawanken bereits gänzlich freigegeben.

Die Art der *Eigenvergletscherung* in den Karawanken und ihres Rückzuges wird am besten durch die Zone des Eisstromnetzes gekennzeichnet. Diese Gletscher vor allem gehören dem „Lawinentyp“ an, wie ihn VISSER nannte. KLEBELSBERG fand ihn besonders in Turkestan weit verbreitet. Seine Darstellung ihres Typus paßt — abgesehen natürlich von den Größen- und Höhenverhältnissen — sehr gut auf die Karawanken. Besonders in der Zone des Eisstromnetzes, aber auch in der Lawinen- und der Vier-Pfeiler-Zone, die beiderseits an sie anschließen, treten die wesentlichsten Eigenheiten dieses Typus auf: Das Fehlen größerer, sanft geneigter Firnfelder, die Ernährung durch Lawinen und die örtliche Tieflage der Schneegrenze. Gemeinsam ist ferner allen drei Abschnitten die verhältnismäßig lange Dauer der Lawinengänge und der Vereisung; endlich die nur mangelhafte Erhaltung der Spuren, aus denen die Reichweite beim Hochstand und die Beharrungszonen beim Rückzuge zu erschließen sind.

Wo ein hocheiszeitlicher *Zusammenhang* der Firn- und Eisströme aus den Karawanken mit dem Ferneis bestand, demnach in der Lawinenzone und im Bereiche des Eisstromnetzes, verschwimmen die Ablagerungsformen ineinander; auch die Geschiebe gewähren aus bekannten Gründen keine sicheren Anhaltspunkte. Der Zeit nach überdauerte zwar der Nachschub aus den Karawanken wegen der größeren Ortsgunst des nahen Ernährungsgebietes den des Draueises. Die Abschmelzung ergriff aber im Grenzbereiche von Fern- und Karawankeneis beide Ströme gleichzeitig. Ihre *gemeinsame Endmoränenlandschaft* ist daher weder dem Raum noch der Zeit nach verlässlich voneinander zu trennen. Mit Eintritt der ersten Anzeichen einer Klimabesserung und des dadurch verminderten Eisnachsches bildeten sich die ältesten Abschmelzformen im hocheiszeitlichen Vereinigungsraume; bei den isoliert endigen-

den Karawankengletschern lagen sie in dem erreichten Zungengebiete. Immer umfaßten diese rückschreitenden Vorgänge nicht etwa nur das äußerste Zungenende, sondern sogleich eine Zone, deren Ausdehnung nach Tiefe und Breite von den Eis- und Ortsverhältnissen abhängig, daher teilweise verschieden war. Die Verfallserscheinungen drangen hiebei von den Endmoränen des Hochstandes angefangen taleinwärts weiter vor. Beharrungszonen ergaben sich jeweilig innerhalb der Klimaspanne dort, wo das Gelände nach Raum und Beschaffenheit den Rückzug verzögerte. Die Spuren dieser ältesten Phase, der ein Anstieg der hocheiszeitlichen Schneegrenze um einige 100 m, vielleicht bis zu 300 m, entsprach, fasse ich als „Alte Gletscherstände“ zusammen. Sie zeigen ein zunehmendes Rückschmelzen und Einsinken an Ort und Stelle, keinen Vorstoß. Daher schließen sie unmittelbar an die würmeiszeitlichen Endmoränen an, setzen sie taleinwärts fort und gestalten sie derart zu einer mehr oder weniger ausgedehnten Endmoränenlandschaft aus. Nach Entstehung und Schneegrenzlage entsprechen sie am ehesten dem Bühlstadium. Die Seehöhe dieser Ablagerungen schwankt bis zum Freibachtal zwischen 800 und 1000 m, nur im Waidischtal sinkt ihre Untergrenze bis 700 m hinab. Beim Vellachgletscher liegt der Bereich zwischen 950 und 1100 m, in den Petzenkaren je nach Auslage und Ortsgunst zwischen 860 und 1500 m. Am Nordfuße der Uschowa steigen die verschwommenen Formen von 1360 bis etwa 1450 m an. Die Unter- und Obergrenze der alten Gletscherstände wandert somit in den Ostkarawanken, dem Relief entsprechend, in größere Höhe empor.

Ein ähnlich gleitender Übergang spricht sich auch von den älteren zu den jüngeren Spuren der Gletscherhalte aus. Noch mehr als beim Bärenthal- ist das beim Bodentalgletscher zu ersehen. Immerhin lassen sich die dortigen Spuren in drei Frontgruppen gliedern. Jede beweist eine Aufeinanderfolge mehrerer kleiner, fortgesetzter Rückzugshalte. Hier besonders erinnern die Zeugen des einstigen Gletscherschwundes an die von KLEBELSBERG dargestellten jungen Verfallserscheinungen beim turkestanischen Borolmasgletscher, der dem gleichen Lawinentyp angehört. Denn hier wie dort sind überraschend ähnliche Rückzugsspuren des

aus Lawinen in einem ungegliederten Talschluß genährten, verhältnismäßig kurzen Gletschers zu beobachten. Die Aufeinanderfolge mehrerer Stirnwallzonen auf der Talsohle ist ein Anzeichen des abschnittswisen frontalen Rückzuges. Mit ihnen steht im Zusammenhang eine Reihe langgestreckter Seitenmoränen, deren hangwärtige Staffelung auf der ganzen Strecke die einstige Zunge begleitet und ihr ruckweises Schmälerwerden anzeigt. Noch eine andere Erscheinung bei einzelnen rezenten Lawinengletschern Turkestans findet bei den ehemaligen Gletschern in den Karawanken einen Vergleich, das Abreißen der Zunge. Das beste Beispiel hierfür bietet die 130 m hohe Felsstufe in der Vellacher Kotschna, an der die Zunge des Vellachgletschers nach allen Anzeichen beim Rückzuge gewaltsam unterbrochen wurde. Denn auch bei diesem Lawinengletscher mußte jede, selbst nur geringe Klimaänderung sogleich das gesamte, ohnedies kleine Nährgebiet treffen und das sprunghaft einsetzende Eisdefizit sich im Abreißen der Gletscherzunge an geeigneter Stelle der ganzen Breite nach geltend machen. Außer diesen Gründen mögen auch seismisch-tektonische Ursachen an der Naht zweier Gebirgssysteme mitgespielt haben.

Ungeachtet der gleitenden Übergänge von einem Halt zum andern ergab sich die untere Grenzzone der jüngeren Gletscherstände gegen die Spuren der alten nicht nur aus der größeren Höhenlage, sondern auch aus der Beschaffenheit des Rückzugsgeländes. Denn bergwärts von Schwächezonen für den Bestand des Gletschers folgen häufig wieder Räume, die trotz des fortschreitenden Abschmelzens günstige Verhältnisse zum längeren Verweilen boten. Klima und Relief wirkten derart gemeinsam mit bei Auswahl der Gletscherhalte. In den Karawankentälern waren solche Gefahrenzonen Engtalstrecken und Talteilungen. Hingegen bildeten oberhalb von ihnen liegende Ränder von Becken, Talweiten, quer verlaufende Höhenlinien, geschützte Karböden und endlich oberste Schattenwinkel in den Schlußkaren jene Geländerräume, die beim Zutreffen der örtlichen Klimaverhältnisse einen Gletscherhalt, richtiger ein verzögertes Abschmelzen, jeweilig förderten. Unter Berücksichtigung aller einflußnehmenden Kräfte sind die jüngeren Zeugen des weiteren Eisrückzuges in den Karawanken der Zeit nach — mit einer einzigen, jedoch schon den Steiner Alpen angehö-

renden Ausnahme — sämtlich in das Gschnitzstadium einzuordnen. Die Untergrenze dieser Spuren liegt im losen Anschluß an die alten Gletscherstände auf etwa 1000 m, beim Waidischgletscher wie früher wieder um 100 m tiefer. Die Obergrenze ist ganz dem Gelände angepaßt und schwankt daher zwischen 1300 m im Bodental am Fuße der Vertatschawände und 1800 m in der Vellacher Kotschna oder in dem größten der Petzenkare. Sie steigt somit wie die der alten Gletscherstände in den Ostkarawanken an. Innerhalb dieser Höhenspanne von 300—800 m liegen Schuttwälle, oft nur formlose Ansammlungen von Moränenschutt, Blockwälle und Blockfelder, in Gruppen oder vereinzelt, aber stets in Staffelform über- und hintereinander sowie stets in Räumen, die ihre erste Auflagerung und spätere Erhaltung ermöglichten. Darnach war eine Gliederung des Gschnitzstadiums in eine längere Phasenfolge gewiß vorhanden. Wegen deren Abhängigkeit von den örtlichen Klima- und Geländebeziehungen sowie der doch recht unsicheren Abschätzung dieser bei jedem Gletscher sich ändernden Werte unterbleibt aber besser eine weitere Unterteilung in zwei, drei oder gar noch mehr Phasen und der Versuch einer theoretischen Parallelisierung von großen Talgletschern des Lawinentyps mit kleinen Kargletschern. Nach allen Anhaltspunkten kommt man der Wirklichkeit viel näher durch die bloße Feststellung eines gestaffelten, den Ortsverhältnissen jeweilig angeglichenen und daher wechselnden Rückzugsrhythmus während des Gschnitzstadiums.

Lediglich die schon schwach begrünten Schuttwälle in 2000 m Höhe am Santaler Sattel, der von den Steiner Alpen in die Vellacher Kotschna und damit in den Bereich der Karawanken hinableitet, sind trotz aller Berücksichtigung der Ortsgunst mit dem Anstieg der Schneegrenze zur Gschnitzzeit nicht mehr vereinbar. Sie gehören bereits dem Daunstadium an. Jüngere Rückzugsstände sind in den Karawanken nicht erhalten.

Hinsichtlich der Frage „Rückzugsstadien oder Schlußvereisung?“ haben sich meine Erfahrungen in den Karnischen Alpen (SRBIK. 5, 186—187, 190—192, 227) auch in den Karawanken vollauf bestätigt. Sie können daher kurz zusammengefaßt werden. Die Spuren der alten Gletscherstände

gehen unmittelbar aus der Randlage des eiszeitlichen Hochstandes hervor. Sie setzen sich als Ablagerungen eines trotz aller Schwankungen allmählich fortschreitenden Rückzuges ohne Anzeichen größerer Vorstöße in den Spuren des Gschnitzstadiums gegen das Ursprungsgebiet der Gletscher fort. Das Karawankeneis hinterließ hierbei an morphologisch geeigneten Stellen des alten Reliefs seine verschieden gestalteten Ablagerungen. Ihre Erhaltung ist an gut geschützte Punkte geknüpft. Statt deutlicher Grenzlagen der Moränen sind im Innern des Gebirges wegen des gleitenden Überganges zumeist bloß Spurenzonen der zeitweisen Gletscherhalte im Rückzug unterscheidbar. Die Beobachtungen und das Relief sprechen daher auch in den Karawanken gegen eine abtrennbare Schlußvereisung. In anderen Gebirgsgruppen hat jedoch ein erneuerter Vorstoß unter den dort herrschenden Verhältnissen seine Spuren hinterlassen.

Die Vorgänge der Zwischeneiszeiten werden durch das Zusammenwirken innen- und außenbürtiger Kräfte hervorgerufen. Gebirgsbildung und schwankender Eisdruck verursachten zunächst formändernde Krustenbewegungen, die auf das Wiederherstellen des gestörten Gleichgewichtes abzielen. Sie sind auch während der Zwischeneiszeiten tätig. Ihr hier in Betracht kommender Erfolg und Wirkungsraum liegt insbesondere in dem Hinabdrücken der Saumtiefe am Nordfuße der Karawanken. Folgen des andauernden Gebirgswordens sind ferner Schuttausstrahlungen, die sich über die Hänge bis weit ins Vorland ausbreiten. Zu ihnen gesellen sich verschiedene zwischeneiszeitliche Absätze, die sie stellenweise bedecken. Ihre Unterscheidung nach Ursprung und Zeit sowie das Studium der in der Randzone durch Krustenbewegungen hervorgerufenen Formen führten zu folgendem, kurz zusammengefaßten Ergebnis. Im ganzen Gebiet des Draugletschers sind mit Sicherheit nur Anzeichen zweier Eiszeiten und einer Zwischeneiszeit festzustellen. Das vorangegangene Altquartär ist bisher nicht weiter zu gliedern. Mit Rücksicht auf die im südlichen Alpenvorlande beobachteten Spuren von 3—4 Vereisungen muß aber angenommen werden, daß sie auch im Karawankenbereich einst vorhanden waren, jedoch nicht mehr vollzählig erhalten sind. Trotz des Anscheines, daß hier die jungtertiären Vorgänge ohne Lücke unmittelbar zu jenen der Rißeiszeit hinüberleiten und

demnach die altquartären Erscheinungen nicht wie eine Folge der früheren, sondern wie Vorboten einer ersten Eiszeit anmuten, muß die ihr vorangegangene Zeitspanne doch als Mindel-Riß-Zwischeneiszeit aufgefaßt und bezeichnet werden. Bei den älteren Ablagerungen dieser Art ist der verfestigte Karawankenschutt am Nordhange und im Vorfelde vom miozänen Sattnitzkonglomerat abzutrennen. Die Vinza- und Rosenbacher Nagelfluh, das Bärentalkonglomerat und die ihnen nach Ursprung und Festigkeitsgrad ähnlichen Hangschuttbildungen haben jungtertiäres bis altquartäres Alter. Von den jüngeren Ablagerungen gehört nach meiner Deutung das Straschitzkonglomerat — entgegen der bisherigen Auffassung — nicht der Günz-Mindel-, sondern erst der Mindel-Riß-Zwischeneiszeit an. Bei der Hollenburger Nagelfluh schloß PEXCK aus ihrem petrographischen Unterschiede gegen die der folgenden Zwischenzeit zuzuzählenden Förderlacher Schotter, dann aus ihrer Lagerung in dem anscheinend von diesen Schottern ausgekleideten Wörtherseetal und endlich aus der Beschaffenheit der Liegendmoräne bei Hollenburg auf ihre Zugehörigkeit zur Mindel-Riß-Zwischeneiszeit. Meine Untersuchungen führten mich zu einem anderen Ergebnis. Sie bestätigten und begründeten den petrographischen Unterschied von den Förderlacher Schottern, gelangten zur Unabhängigkeit beider Ablagerungen und erklärten die Beschaffenheit der Liegendmoräne aus den örtlichen Verhältnissen. Die Schichtfolge in der Hollenburger Senke spricht vielmehr m. E. — übereinstimmend mit der Vermutung STINYS — für die Einreihung der Hollenburger Nagelfluh erst in die Riß-Würm-Zwischeneiszeit. Beide Absätze, das Straschitzkonglomerat und die Hollenburger Nagelfluh, sind die durch die Schmelzwässer verschwenkten Überreste der Sucha- und der Loiblbarre. Sie wurden aus Karawankenschutt während jeder der beiden nachweisbaren Zwischeneiszeiten, nicht nur nach der bisherigen Vorstellung in der Mindel-Riß-Zwischeneiszeit, ins obere Rosental vorgebaut. Durch ihre Stauwirkung entstand daher dort jedesmal ein interglazialer See. Aber es war nicht ein einheitlicher See von 18 km Länge und mindestens 150 m Tiefe, den PEXCK annahm, sondern, wie aus der verschiedenen Höhe der Seeablagerungen ersichtlich ist, eine durch die Suchabarre annä-

hernd in einen Ober- und einen Untersee geteilte, urstromartige Seelandschaft. In den Obersee schüttete ein verzweigter Strom, dessen Einzugsbereich den Faaker See und die Westkarawanken umfaßte, zur Mindel-Riß-Zwischeneiszeit das Delta von St. Jakob. Im Untersee wurden damals die Matschacher Tone abgelagert. Der Abschluß dieses Beckens erfolgte jeweilig durch die Loiblbarre, bis sie abgetragen war und daher den freien Abstrom der Schmelzwässer durch das Rosental nicht mehr hinderte. Infolge des Seestaues bestand jedesmal Wasserverbindung von hier durch die Hollenburger Senke mit dem Klagenfurter Becken. Der zweite Seestau im Rosental durch den mittlerweile zur Hollenburger Nagelfluh erhärteten Karawankenschutt fällt in die Riß-Würm-Zwischeneiszeit und war anscheinend nur von kürzerer Dauer, da von ihm keine Seeablagerungen erhalten sind. Von diesem somit zweimaligen zwischeneiszeitlichen See im Rosental ist aber der zweimalige Seestau in der Hollenburger Senke zu unterscheiden. Er wurde, zum Teil übereinstimmend mit der Annahme PASCHINGERS, jeweilig durch die im Rosental und im Wörtherseetal vorrückende Großvergletscherung veranlaßt, bis die wachsenden Ferneismassen den See erdrückten. Zeugen der letzten, wärmeiszeitlichen Wasseransammlung in der Hollenburger Senke sind die Tonlager im Liegenden der jüngsten Grundmoränendecke.

Die sonstigen Formänderungen in der Randzone und im Innern der Karawanken während der Zwischeneiszeiten umfassen die Gesteinsbewegungen größeren Umfangs und die Arbeitserfolge des fließenden Wassers. Die Ursache beider liegt letzten Endes wieder in dem noch andauernden Werden des Gebirges. Zu den dadurch bedingten Krustenschwankungen treten die Kräfte der Eiszeit. Sie verursachten gemeinsam größere Gesteinsbewegungen in Form von Gehängebreccien und Bergstürzen. Besonders letztere sind Wahrzeichen der drauwärtigen Karawankenfront. Ihre Narben sind in die Leiber der Torwächter an den Pforten der großen Nebentäler eingekerbt. Die erste Anlage hiezu war bereits in dem ursprünglichen Bau und in der Schichtlage gegeben. Durch den Vormarsch der Karawanken wurde dann die bisher verborgene Sturzbereitschaft an günstigen Stellen durch gewaltsame Formänderungen sichtbar. Ein Teil von ihnen hat daher gewiß schon jungtertiäres Alter.

In der Eiszeit kamen dazu neue, zwar anders geartete, aber gleichgerichtete Kräfte. Das Auflockern und Unterschneiden der Felswände durch das Eis führte in den Zwischeneiszeiten abermals zu Niederbrüchen. Aus dem Zusammenwirken beider Kraftquellen ergibt sich daher nicht nur eine verschärfte Wiederbelebung alter Sturzgebiete, sondern auch deren Vermehrung durch neue Angriffsräume während der Zwischeneiszeiten. Der Arbeitserfolg des fließenden Wassers erstreckte sich auf die Vertiefung der tektonisch angelegten Engtalstrecken zu Schluchten und auf den Vorbau von mächtigen Schuttkegeln in das Rosental. Die größten von ihnen waren die Sucha- und die Loiblbarre. Ihrer entscheidenden Bedeutung für die Vorgänge in der Saumtiefe wurde bereits gedacht. Zeitgenossen von manchen dieser Ereignisse waren bereits die Höhlenbärenjäger auf der Uschowa.

Meine grundsätzlichen Erkenntnisse über die bloß ausgestaltenden Wirkungen der Eiszeit auf das vorgefundene Relief der Karnischen Alpen erwiesen sich auch in den Karawanken als richtig. Sie erhalten hier nur wieder ihr den Ortsverhältnissen angepaßtes, eigenartiges Gepräge. Wie überall fußt aber dessen Beurteilung vornehmlich auf dem von der letzten Eiszeit geschaffenen Formenbild, unter dessen Zügen die älteren, durch den wiederholten Wechsel von Wasser- und Eiswirkung hervorgebrachten Spuren nur stellenweise durchschimmern.

Die Großformen des Gebirges in der Randzone standen fast nur unter dem umformenden Einfluß des Ferneises. Er äußerte sich vor allem in dem Vorbereiten der den Nordrand der Karawanken überaus kennzeichnenden Bergstürze durch die Sprengwirkung der Eismassen, die in die Speicherbuchten der südlichen Talmündungen eingepreßt und dort gestaut wurden, sowie in dem Abschleifen des Gesteins an den Wandungen des Gletscherbettes. Der Abbruch selbst erfolgte erst mit dem Sinken der Eisoberfläche. Er hält mit seinen Nachwehen bis in die Gegenwart an. Die Kammlinie des Nordzuges der Karawanken wurde vom Ferneis nur am Orajncasattel überschritten. Hier allein fand ein Überquellen ins Bleiberger Tal statt. Es hinterließ dabei zwar seine schütterten Ablagerungen, ohne aber wesentliche Formänderungen hervor-

zurufen. Diese Vorgänge stehen im scharfen Gegensatze zu jenen in den Karnischen Alpen, wo das Eis der Eigenvergletscherung durch den Stau des Gailgletschers über zahlreiche Sattelgebiete des Grenzkammes nach S abgedrängt wurde. Für die Lawinen und Eigengletscher der Karawanken lag der Wirkungsbereich hauptsächlich im Innern des Gebirges, in seinen Hohlformen und Tälern, aber nicht in dem Kammgebiete, den Gebirgsformen engeren Sinnes, wo LUCERNA seinerzeit den Abtrag weit überschätzt hatte.

Bei den Großformen der Täler und Verflachungen in der Randzone bewirkte das Ferneis zunächst gleichsinnig wie die Gebirgsbildung durch seinen nach Kraft und Zeit trotz aller Schwankungen großen Druck das Absinken der Vortiefe, besonders des oberen Rosentals. In den Zwischeneiszeiten hatte das die vorgenannten großen Wasseransammlungen zur Folge. Hingegen war die Schurfwirkung des Ferneises auf die Oberfläche des Reliefs viel schwächer als die auch nur in der Längssenke bedeutendere Mächtigkeit seiner Ablagerungen. Erst im Zungengebiet des Jauntales nahm die allgemeine Verschüttung zu. Das teilweise Wiederausräumen des Rosentales ist nicht der Arbeit des Eises, sondern der Schmelzwässer zuzuschreiben. Zu einer sehr kennzeichnenden Erscheinung der Randzone wird ferner die Verlegung von Flußläufen. Der Seebach als Abfluß des Faaker Sees und der Unterlauf der Vellach schlugen ihre heutige Richtung erst ein infolge der Verbauungen, die der schwindende Würmgletscher und überdies die Vellach selbst zurückgelassen hatten. Desgleichen wurde das jetzige Flußnetz des Jauntales erst durch die eiszeitlichen Aufschüttungen des Draugletschers bestimmt. Auf die Richtung der Schuttströme dürften aber jeweilig auch verborgene Krustenbewegungen des Untergrundes eingewirkt haben. Zum Unterschiede gegen die Karnischen Alpen beschränkt sich die Seebildung in den Karawanken ganz auf das Vorland; im Innern des Gebirges ist infolge der klüftigen Kalksteine und der geringeren Eigenvergletscherung kein einziger See erhalten. Das Becken des Faaker Sees schürfte nicht erst das Eis heraus, sondern es ist weit älteren tektonischen Ursprunges. Durch den Gletscher wurde es nur noch mehr ausgestaltet und beim Rück-

zug durch Toteis vor der Zuschüttung bewahrt. Auch die sonstigen Seebecken des Vorlandes entstanden größtenteils durch eiszeitliche Abdämmung, keines formte erst der Gletscherschurf unmittelbar aus dem Flachrelief.

Auf die Talformen der Innenzone wirkte überwiegend die Eigenvergletscherung. Auch sie drückte ihnen zwar die Kennzeichen ihrer Arbeit auf, ohne sie aber wesentlich zu verändern. In den Talschlüssen konnten Hochmulden, Kare und karähnliche Formen, dann besonders Felskessel unterschieden werden. Bei diesen schließt die nur ganz schwach geneigte Talsohle ohne vermittelnden Übergang an die schroffen Wände der Felsumrahmung an, in die erst weitere Kleinformen eingekerbt sind. Die besten Beispiele hierfür sind die Felskessel unter den Abstürzen des Hochstuhls, der Vertatscha und der Vellacher Kotschna am Nordfuße der Steiner Alpen. In all diesen verschieden gestalteten, nordseitigen Hohlformen war die Wirkung der eiszeitlichen Kräfte, vor allem der Sprengarbeit und der Lawinen, sehr gesteigert, da sie auch der Zeit nach am längsten währte. Dennoch hat die Eiszeit selbst hier keine neuen Formen hervorgebracht, sondern nur die alten, durch Schichtlage, Bau und frühere Wasserarbeit bereits gegebenen Formen mit neuen Kennzeichen mäßig überprägt. Durch das Ausbiegen des Grenzkammes der Mittelkarawanken nach S ergeben sich ferner in den dortigen Tälern trogartige Strecken von größerer Längsausdehnung mit geringem Sohlengefälle und gestuften Flanken. Da diese Täler fast ausnahmslos einst vergletschert waren, glaubte man in diesen Formen ausschließlich die Wirkung der Eisarbeit zu erblicken. Besonders das Bodental schien das LUCERNA zu beweisen. Nach meinen Untersuchungen können diese Annahmen in den Karawanken aber nicht aufrecht erhalten werden. Die vermuteten Trogschultern, Trogwände und ineinandergeschalteten Tröge sind vielmehr auf die Beschaffenheit und Lage der Gesteine zurückzuführen, während die Eisarbeit auf ein ganz bescheidenes Maß der Überformung einzuengen ist. Weit mehr als der Schurf brachte die Eiszeit durch ihre Ablagerungen in den sogenannten Trogtalstrecken neue Formen hervor. Das Zeller Tal wurde durch abdämmende Moränenwälle der benachbarten Karawankengletscher zu

einem Talrumpf. Moränenlandschaften erhielten sich an geeigneten Stellen, vor allem in Verbindung mit angeschoppten Stauschottern, beim unvermittelten Übergang in die drauwärts folgenden Engtalstrecken. Deren schon tektonisch angelegtes, enges Längs- und Querprofil verschärften die Schmelzwässer, gestalteten es häufig zu Schluchten um und bauten durch die trichterförmigen Talmündungen große Schuttkegel in die Randsenke vor.

Die bisher gekennzeichneten Großformen tragen eine Summe von Kleinformen; nur einige von ihnen seien hervorgehoben. Auf dem Bereich der Fernvereisung beschränken sich die teils altbekannten, teils erst von mir aufgefundenen Gletscherschliffe. Hingegen kommen Rundhöcker vom Vorland selbst bis in die hintersten Kare vor. Wie in den Karnischen Alpen waren sie auch in den Karawanken im Gegensatze zur Auffassung FLÜCKIGERS als unfertige, von Gestein, Zeit und Kraft der Eiswirkung abhängige Gebilde zu erkennen, als Restformen einst kantiger Felsunterlagen. Langwährende Firnbedeckung auf flachen Oberteilen einzelner Kalkberge schützte die alten Karstformen vor der Zuschüttung und ließ mit Hilfe von Spaltenfrost und ausblasender Windwirkung neue entstehen. Außer den verschiedenen Formen der Moränen und Schotter sind noch verschwommene Eisrandbildungen im Bereiche des Ferneises und der Karawankengletscher zu nennen, endlich die mustergültige Toteislandschaft zwischen dem Fuße des Altenberges und der unteren Vellach.

Ein Rückblick auf die festgestellten Wirkungen der Eiszeit in den Karawanken hält die Mitte zwischen der ablehnenden Haltung TELLERS und der viel zu weit gehenden Einschätzung durch LUCERNA. In den Karawanken erfolgte nur ein mäßiges Überprägen der alten Landschaft durch die eigenartigen Mittel einer mindestens zweimaligen Vereisung.

Die Nacheiszeit (V) setzt die zwischeneiszeitliche Formentwicklung fort, die durch den Würmgletscher unterbrochen wurde. Sie überarbeitet mit den gleichen Kräften das alte Formengut und drückt ihm ähnliche, aber frischere Züge auf. Nach einer Reihe von Anzeichen wirken die Krustenbewegungen in den Karawanken bis in die Gegenwart fort. Ihr sinnfälligster Ausdruck sind junge Bergstürze am Nordrande des Gebirges.

wo abermals ein durch die vorangegangene Eisarbeit begünstigtes Wiederbeleben alter Sturzgebiete eintrat. Verwitterung und Lawinen sind besonders in den Talschlüssen tätig. Ausgedehnte Schutthalden ummanteln daher den steilen Nordabfall des Grenzkammes. Das fließende Wasser vertieft die Engtalstrecken immer mehr zu Schluchten und baut neue, wenn auch vergleichsweise schwächere Schuttkegel als in den Zwischeneiszeiten in das Vorland hinaus. Durch seinen Wildbachcharakter ruft es dort häufig Kulturschäden hervor, die zahlreiche technische Maßnahmen zum Schutze der menschlichen Daseinsbedingungen erfordern.

Das Gegenwartsbild des Zusammenwirkens der innen- und außenbürtigen Kräfte ist das vorläufige Endergebnis einer langen, wechselvollen und doch einheitlichen Entwicklungsreihe. Sie führt vom Jungtertiär durch die Eiszeit bis in die jetzigen Kulturverhältnisse der Karawanken, des natürlichen Grenzwalles der Südmark Kärnten des Deutschen Reiches.

Schriftenverzeichnis.

Wichtigste Abkürzungen. Car. Carinthia. — DÖAV Deutscher und Österreichischer Alpenverein (dem entsprechend Deutscher, bzw. Österr. Alpenver.). — Glkde Gletscherkunde. — GR Geolog. Rundschau. — JbRA Jahrbuch der Geol. Reichsanstalt. — Mh. Monatshefte. — NJb. Neues Jahrbuch f. Mineralogie. — ÖTC Österr. Touristenklub. — VR(B)A Verhandlungen der Geol. Reichs-(Bundes-)anstalt. — VZ Wien. Verhandlgen. der Zweigstelle Wien der Reichsstelle für Bodenforschung. — Z. Zeitschrift. — Zbl. Zentralblatt.

AICHINGER E.	1	Vegetationskunde der Karawanken. — Jena 1933.
—	2	Der Faaker See und seine Verlandung. Eine pflanzensoziologische Studie. — Habilschr. Univ. Wien 1934.
—	3	Einige südliche Florenelemente in Kärnten. — Car. II, 125, 1935.
AMPFERER O.	1	Über die Bedeutung der Überschiebungen für die Bewegung der Gletscher. — Z. f. Glkde, 9, 1905.
—	2	Über die Saveterrassen in Oberkrain. — JbRA 1917.
—	3	Im Kampfe für Reliefüberschiebung und O—W-Bewegung. — VZ Wien 1939.
ANGEL F.	1	Diabase und deren Abkömmlinge in den Ostalpen. — Mitt. Natw. Ver. f. Steiermark, 69, 1932.
—	2	Geröllstudien im Kohlentertiär der Karawanken. — Car. II, Canaval-Festschr., 1935.
ANGEL F. u. KAHLER F.	3	Vergrünter Malchit von Finkenstein, südlich Villach. Kärnten. — VBA 1937.
ANGERER H.		Neue Studien im Gebiete des Ostendes des diluvialen Draugletschers. — Car. II, 96, 1906.
BAYER J.	1	Die Olschewakultur, eine neue Fazies des Schmalklingenkulturkreises in

- | | | |
|-----------------------|----|---|
| | | Europa. — Eiszeit und Urgesch., 6, Leipzig 1929. |
| BAYER J. | 2 | Über eine neue paläolithische Station in den Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 21, 1928, Wien 1930. (Potočnikhöhle.) |
| BECK P. | | Studien über das Quartärklima im Lichte astronomischer Berechnungen. — Eclog. geol. Helv., 30, 1937; 31, 1938. |
| BÖHM A. v. | | Ami Boué und die Vellacher Kočna. — Mitt. DÖAV, 1895. |
| BRODAR S. | 1 | Dragacene prazgodovinske najdbe pod Olševo. — Jutro, Ljubljana, 17. 10. 1928. — S. a. Tagespost, Graz, 18. 10. 1928. |
| BRODAR S. u. BAYER J. | 2 | Die Potočka zijalka, eine Hochstation der Aurignacschwankung in den Ostalpen. — Praehistorica, 1, Wien 1928. |
| BRODAR S. | 3 | Potočka zijalka na Olševi prva paleolitska postaja v Sloveniji. — Jber. Realgymn. Celje, 1928/29. |
| — | 4 | Potočka zijalka, višinska postaja aurignakkega človeka. — Časop. za zgod. in narodop. (Z. f. Gesch. u. Volkskde), 24, Maribor 1929. |
| — | 5 | Paleolitik na Olševi. — Zdravniški vestnik (Mediz. Z.), 2, Ljubljana 1930. |
| — | 6 | Priorita od kritja paleolitske postaje na Olševi. — Naša doba, Ljubljana 1930. |
| — | 7 | Raziskovanja v Potočki zijalki in nje problemi. — ČZN. (Z. f. Gesch. u. Volkskde), 26, Maribor 1931. |
| — | 8 | Temperature v Potočki zijalki na Olševi. — Geografski vestnik, 7, Ljubljana 1931. |
| — | 9 | Potočka zijalka na Olševi. — Glasn. Jugosl. prof. dr. (Z. d. jugosl. Professorenverbandes), 2, Beograd 1931. |
| — | 10 | Še o temperaturah v Potočki zijalki na Olševi. — Données nouvelles sur les températures dans la grotte paléolithique de Potočka zijalka (Olševa). |

- | | | |
|-------------|----|---|
| | | — Geografski vestnik, 10, Ljubljana 1934. |
| BRODAR S. | 11 | 40000 Jahre Österreich. — Neue Freie Presse (Wien), Abendbl. v. 27. 3. 1934. |
| — | 12 | — S. a. POLZER V. u. SRBIK R. R. v. Črteži na paleolitskih artefaktih iz Potočke zijalke na Olševi. (Gravures sur les outils d'os paléolithiques de la caverne Potočka zijalka à la montagne d'Olševa [Banovine de la Drave, Yugoslavie]). — Etnolog, 8, Ljubljana 1935. — S. a. ZOTZ F. |
| — | 13 | Nova paleolitska postaja v Njivicah pri Radečah. — Glasn. Muz. dr. za Slov. (Mitt. Slow. Museumsverein), 16, Ljubljana 1935. (An Linie Steinbrück—Agram.) |
| — | 14 | Die Potočka-Höhle (1700 m). die höchste jungpaläolithische Station in den Alpen. — Verh. III. Internat. Quartärkonferenz, Wien 1938. — S. a. BRODAR S. Die ersten bisher im hochalpinen Gebiete gefundenen Kunstäußerungen des vorgeschichtlichen Menschen. — Ipek, Berlin-Leipzig 1936/37. |
| — | 15 | Das Paläolithikum in Jugoslawien. — Quartär, 1, Berlin 1938. |
| — | 16 | O Stratigrafiji Potočke zijalke. — Glasnik Muz. Društva za Slov., 20, Ljubljana 1939. |
| BRÜCKNER E. | | Die Alpen im Eiszeitalter. — 3. Band, Leipzig 1909. — S. PENCK A. |
| CANAVAL R. | 1 | Ein Eiskeller in den Karawanken. — Car. II, 83, 1893. |
| — | 2 | Pseudoglaziale Erscheinungen. — Car. II, 85, 1895. |
| — | 3 | Mineralogische Mitteilungen aus Kärnten. — Car. II, 89, 1899. (U. a. roter Ton von Petschnitzen südl. Föderlach.) |
| — | 4 | Bemerkungen über einige Braunkohlenablagerungen in Kärnten. — Car. II, 92, 1902. |
| — | 5 | Ein Vorkommen von Laterit in Kärn- |

		ten. — Car. II, 108, 1918. (Unterloibach östl. Bleiburg.)
CANAVAL R.	6	Das Kohlenvorkommen von Lobnig bei Eisenkappel und das Alter der Karawanken. — Berg- u. Httenm. Jb., H. 2 v. 1919.
DESIO A.		L'evoluzione morfologica del bacino della Fella in Friuli. (Studi di Geomorfologia.) — Atti Soc. It. Sc. Nat., v. 65, 1926, Pavia 1927.
DREGER J.	1	Geologischer Bau der Umgebung von Griffen und St. Paul in Kärnten. (Spuren der permischen Eiszeit.) — VRA 1907.
—	2	Bemerkungen über das Sattnitzkonglomerat in Mittelkärnten und die darin vorkommenden hohlen Geschiebe. — VRA 1909.
FELSER K. O.	1	Bericht über die geologische Aufnahms-tätigkeit in den Karawanken im Sommer 1937. — VBA 1938.
—	2	Bericht über die geologische Aufnahme in den Karawanken im Sommer 1938. — VZ Wien 1939.
FINDENEKG I.	1	Beobachtungen an den Kärntner Seen. — Car. II, 122, 1932.
—	2	Zur Naturgeschichte des Wörthersees. — Car. II, 2. Sonderheft, 1933.
FINSTERWALDER S.		Die Theorie der Gletscherschwankungen. — Z. f. Glkde, 2, 1908.
FLÜCKIGER O.		Glaziale Felsformen. — Pet. Mitt., Ergh. Nr. 218, 1934.
FRECH F.		Die Karnischen Alpen. Ein Beitrag zur vergleichenden Gebirgstektonik. — Halle 1894.
FRIEDEL H.		Beobachtungen an den Schutthalden der Karawanken. — Car. II, 125, 1935.
GLAUERT G.	1	Zur Besiedlung der Steiner Alpen und Ostkarawanken. — Deutsch. Archiv, 1, 1937.
—	2	Landschaftsbild und Siedlungsgang in einem Abschnitt der südöstlichen Kalkalpen (Ostkarawanken u. Steiner Alpen) und seinen Randgebieten. — Südostdeutsche Forschgen, 3, 1938.

- | | | |
|---------------------------------------|---|---|
| GLAUERT G. | 3 | Ein Kärntner Grenzmarkt in den Karawanken im 17. u. 18. Jahrhundert. — Südostdeutsche Forschg., 4, 1939. (Eisenkappel.) |
| GRABER H. V | 1 | Die Aufbruchszone von Eruptiv- und Schiefergesteinen in Südkärnten. — JbRA 1897. |
| — | 2 | Neue Beiträge zur Petrographie und Tektonik des Kristallins von Eisenkappel in Südkärnten. — Mitt. Geolog. Ges. Wien, 22, 1929, Wien 1930. |
| — | 3 | Kristallinische Schiefer und Massengesteine aus Südkärnten. — Mitt. Wiener Min. Ges., Nr. 93 v. 1930. (Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., 40, 1930.) |
| — | 4 | Neubegehungen im Gebiete der kristallinen Schiefer- u. Massengesteine von Eisenkappel in Südkärnten. — Anzg. Akad. d. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 70, 1933. |
| GRANIGG B. und
KORITSCHONER J. II. | | Die geologischen Verhältnisse des Bergbaugebietes von Mieß in Kärnten. — Z. f. prakt. Geol., 22, 1914. (U. a. Petzen.) |
| GROSS J. C. | 1 | Die paläolithische Jägerstation in der Potočnikhöhle auf der Uschowa in den Karawanken. — Zbl. f. Min., Abt. B, 1929. |
| — | 2 | Die altsteinzeitl. Siedlung von Höhlenbärenjägern in der großen Uschowaöhle in den Karawanken. — Car. II, 120, 1930. |
| — | 3 | Das Vorkommen des braunen Bären Ursus Arctos L. in den Höhlen des Vellachtales. — Car. II, Sonderheft 1930. |
| — | 4 | Die fötalen Knochenfunde von Ursus spelaeus R. aus dem I. Höhlenlehm (licht) der Potočnikhöhle auf der Uschowa in den Karawanken. — Zbl. f. Min., Abt. B, 1931. |
| — | 5 | Kiefer- und Zahnerkrankungen bei Ursus spelaeus R. (Nach den Funden aus der Potočnikhöhle in der Uschowa.) — Zbl. f. Min., Abt. B, 1931. |

- | | | |
|---------------------------------|----|--|
| HANN F. G. | | Das Erdbeben in Kärnten im Jahre 1348 und die Zerstörung von Villach. — Car., 82, 1892 u. Erdbebenwarte, 3, 1903. |
| HARTMANN V. | | Das Kärntner Faaker Seetal der Gegenwart und der Vorzeit. — Realschulprogr. Klagenfurt, 1886. |
| HARTNIGG P. | | Kohlenschürfungen im südlichen Kärnten. — VRA 1872. |
| HERITSCH F. | 1 | Die glazialen Terrassen des Drautales. — Car. II, 95, 1905. |
| — | 2 | Glaziale Studien im Vellachtales. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, 1906. |
| — | 3 | Bemerkungen zum Glazialdiluvium des Drautales. — VRA 1907. |
| HERITSCH F. und
SCHWINNER R. | 4 | Zur Geologie der Karnischen Alpen. III. (R. Schwinner.) Die Schichtfolge des Seeberggebietes, ein Vergleich. — JbBA 1927. |
| HERITSCH F. | 5 | Aus dem Paläozoikum des Vellachtales in Kärnten. — JbBA 1927. |
| HERITSCH F. und
WOLSEGGER H. | 6 | Eospiriferen aus dem Devon der Ostalpen. — Car. II, 125, 1935. |
| HERITSCH F. | 7 | Diluvium und Jungtertiär im Gebiete des Faaker Sees in Kärnten. — Anzg. Akad. d. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Nr. 7/8 v. 1936. |
| — | 8 | Der Nordrand der Karawanken im Gebiete vom Worunizagraben—Faak am See—Kanzianiberg. — Anzg. Akad. d. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Nr. 7/8 v. 1936. |
| — | 9 | Die Karawanken und ihr Vorland. — Z. D. Geol. Ges., 90, 1938. |
| HERITSCH F. und
KAHLER F. | 10 | Die Gliederung der jungen Geröllablagerungen am Nordrande der Karawanken. — Anzg. Akad. d. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 75, 1938. |
| HÖFER H. | 1 | Die Erdbeben Kärntens und deren Stoßlinien. — Denkschr. Akad. d. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 42, 1880. |
| — | 2 | Die hohlen Gerölle und Geschiebeeindrücke des Sattnitzkonglomerats bei Klagenfurt. — Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., 2, 1880. |

- | | | |
|---------------------------------------|---|---|
| HÖFER H. | 3 | Das Ostende des diluvialen Draugletschers in Kärnten. — JbRA 1894. |
| — | 4 | Das Alter der Karawanken. — VRA 1908. |
| HOFFER M. u. KRAUS H. | | Eine naturgeschichtliche Studie über den Klopeiner-, Zablatnig- und Göselsdorfer See. — Car. II, 99, 1909. |
| HOLLER H., KAHLER F.,
TSCHERNIG E. | | Das System der Blei-Zink-Vererzung im Bleiberger Gebiet u. in den Karawanken. — Sber. Akad. d. Wiss. Wien, m.-n. Kl. v. 23. 2. 1933; Anzg. Akad. d. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Nr. 7 v. 1933. |
| JAHNE L. | 1 | Aus dem Arbeitsgebiete der Sektion Carinthia. — Jb. ÖTC, 1927. |
| — | 2 | Die Eisenindustrie im Vellachtale (Kärnten). — Montan. Rdsch., 22, 1930, Nr. 1. |
| — | 3 | Karawankenführer. — Klagenfurt 1931. |
| — | 4 | Zur Geschichte des Kohlenvorkommens im Lobnigtale. — Car. I, 122, 1932. |
| — | 5 | Zur Geschichte der Erzbergbauten im Petzen-Mieß-Gebiet (Kärnten). — Berg- u. Httm. Jb., 80, 1932. |
| — | 6 | Zur Geschichte des Kärntner Montanwesens. — Car. I, 123, 1933. |
| — | 7 | Zur Geschichte des Bleiberger Bergbaues Windisch-Bleiberg. — Car. II, Canaval-Festschr., 1935. |
| — | 8 | Das Eisen- und Drahtwerk Feistritz im Rosental. — Montan. Rdsch., 27, 1935. |
| — | 9 | Zur Geschichte der Hammer- und Drahtwerke in Ferlach und Waidisch. — Montan. Rdsch., 28, 1936. |
| KAHLER F. | 1 | Ein Eozängerölle vom Faaker See. — Car. II, 118, 1928. |
| — | 2 | Karawankenstudien II. Die Herkunft des Sedimentes der Tertiärablagerungen am Karawanken-Nordrand. — Zbl. f. Min., Abt. B, 1929. |
| KAHLER F. und KIES-
LINGER A. | 3 | Die geologische Erforschung der Karawanken. — Car. II, Sonderheft 1930. |
| KAHLER F. | 4 | Zwischen Wörthersee und Karawanken. — Mitt. Natw. Ver. f. Steiermark, 68, 1931. |

- | | | |
|------------------------|----|--|
| KAHLER F. | 5 | Zur Geologie der Karawanken. — Anzg. Akad. d. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 70, 1932. |
| — | 6 | Karawankenstudien III. Über die Verteilung der Tertiärablagerungen im Gebiet der Karawanken. — Zbl. f. Min., Abt. B, 1932. |
| — | 7 | Über die Verbreitung kohleführenden Jungtertiärs in Kärnten. — VBA 1933. |
| — | 8 | Der Nordrand der Karawanken zwischen Rosenbach und Ferlach. — Car. II, 125, 1935. |
| KAHLER F. u. ANGEL F. | 9 | Vergrünter Malchit von Finkenstein südlich Villach, Kärnten. — VBA 1937. |
| KAHLER F. | 10 | Zur Verbreitung der Kreideablagerungen in den Karawanken. — Car. II, 128, 1938. |
| — | 11 | Eozänkalkgerölle aus dem Jungtertiär und Diluvium Kärntens. — Anzg. Akad. d. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 75, 1938. |
| — | 12 | Die Kohlenlagerstätten der Karawanken und ihres Vorlandes. — Berg- u. Httm. Mh., 86, 1938. |
| KIESLINGER A. | 1 | Tertiäre Verwitterungsböden in den zentralen Ostalpen. — GR 19, 1928. |
| — | 2 | Eiszeitseen in Ostkärnten. — Car. II, 118, 1928. |
| — | 3 | Karawankenstudien I. Die Tektonik in den östlichen Karawanken. — Zbl. f. Min., Abt. B, 1929. |
| KLEBELSBERG R. v. | 1 | Der Turkestanische Gletschertypus. — Z. f. Glkde, 14, 1926. |
| — | 2 | Die Zusammensetzung d. Talgletscher. — Z. f. Glkde, 26, 1938. |
| — | 3 | Vissers Karakorum-Glaziologie. — Z. f. Glkde, 26, 1938. |
| KNOCH K. u. REICHEL E. | | Verteilung und Gang der jährlichen Niederschläge in den Alpen. — Veröff. Preuß. Meteorol. Inst., Nr. 375, 1930. |
| KOS F. | | Studien über den Artefaktencharakter der Klingen aus Höhlenbärenzähnen |

		und der Knochendurchlochungen an den Funden der Potočka zijalka und anderen Höhlen. (Slowenisch.) — Prirodoslovne Rasprave, Kn. 1, Ljubljana 1931.
KYRLE G. u. ABEL O.		Die Drachenhöhle bei Mixnitz. — Speöl. Monogr., 7 u. 8, Wien 1931. (Pototschnikhöhle: 855—861.)
LICHTENECKER N.	1	Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. — Verh. III. Internat. Quartärkonferenz, Wien 1938.
—	2	Die tiefstgelegenen Gletscher der Alpen. — Z. f. Glkde, 27, 1940.
LIPOLD M. V.	1	Geologie des südöstlichen Kärntens. — JbRA 1855.
—	2	Erläuterung geologischer Durchschnitte aus dem östlichen Kärnten. — JbRA 1856.
LUCERNA R.	1	Gletscherspuren in den Steiner Alpen. — Geograph. Jber. aus Österreich, 4, 1906.
—	2	Bemerkungen zum Glazialdiluvium des Vellachtales. — Mitt. Geograph. Ges. Wien, 50, 1907.
—	3	Die Trogfrage. — Z. f. Glkde, 5, 1910/11.
—	4	Der eiszeitliche Bodentalgletscher in den Karawanken. — VRA 1911.
MARINELLI O.		Materiali per lo studio dei Ghiacciai. — Mem. Geograf., N. 11, Firenze 1910.
MELIK A.		O diluvijalni poledenitvi v Karavankah. — La glaciation quaternaire dans les Karavanken. — Geografski vestnik, 8, Ljubljana 1932.
MENGHIN O.		Mensch und Raum in der Eiszeit der Ostalpenländer. — Z. DAV, 1938.
MITTEREGGER J.		Kärntens Mineral- und Heilquellen. — Jb. Natw. Museum Klagenfurt, 1938.
MOJSISOVICS E. v.		Über das Vorkommen der sog. „Augensteine“ in den Südalpen. — VRA 1870.
PASCHINGER H. und PUSCHNIG R.	1	Vom Waidischsee. — Car. II, 125, 1935.
PASCHINGER H.	2	Geomorphologische Studien in Mittelkärnten. — Car. II, 125, 1935.

- | | | |
|-------------------------|---|---|
| PASCHINGER H. | 3 | Toteislandschaften in Kärnten. — Car. II, 126, 1936. |
| — | 4 | Die Bedeutung der Gefällsverhältnisse der Flüsse für den Nachweis junger Krustenbewegungen. — Pet. Mitt., 83, 1937. |
| — | 5 | Die örtliche Lage der bäuerlichen Siedlungen im Jauntale. — Pet. Mitt., 84, 1938. |
| — | 6 | Landwirtschaftsgeographische Studien im Jaunfelde (Kärnten). — Car. II, 129, 1939. |
| PASCHINGER V. | | (Ohne V. angeführt.) |
| — | 1 | Die glaziale Verbauung der Sattnitzsenke in Kärnten. — Z. f. Glkde, 18, 1930. |
| — | 2 | Nehmen die Sommerniederschläge in Kärnten ab? — Meteorol. Z., H. 3 v. 1931. |
| — | 3 | Die Karawanken als Strukturgrenze. — Deutsche Hefte f. Volks- u. Kulturbodenforschung, 2, H. 3/4 v. 1932. |
| — | 4 | Die Petzen, der jüngste Hüttenberg des Alpenvereins. — Mitt. DÖAV, 1934. |
| — | 5 | Landeskunde von Kärnten. — Klagenfurt 1937. |
| — | 6 | Die Ostkarawanken. — Schicksale eines Grenzlandes. — Z. DAV, 1938. |
| PEHR F. | | Beiträge zur Namenkunde im Hochstuhl- und Koschutagebiet der Karawanken. — Mitt. DÖAV, 1909. |
| PENCK A. u. BRÜCKNER E. | 1 | (Ohne Ziffer angeführt.) Die Alpen im Eiszeitalter. — 3. Band, Leipzig 1909. |
| PENCK A. | 2 | Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen. — Sber. Preuß. Akad. d. Wiss., Berlin 1922. |
| — | 3 | Eiszeitliche Krustenbewegungen. — Frankfurter Geograph. Hefte, 11, 1937. |
| — | 4 | Das Klima der Eiszeit. — Verh. III. Internat. Quartärkonferenz, Wien 1938. |
| — | 5 | Paläolithische und geologische Chronologie. — Z. D. Geol. Ges., 91, 1939. |

- | | | |
|----------------|---|--|
| PETERS K. | 1 | Tertiäre und diluviale Gebilde von Mittelkärnten. — JbRA 1855. |
| — | 2 | Bericht über die geologische Aufnahme in Kärnten 1854. — JbRA 1855. |
| — | 3 | Bericht über die geologische Aufnahme in Kärnten, Krain und dem Görzer Gebiete im Jahre 1855. — JbRA 1856. |
| — | 4 | Die Umgebung von Deutsch-Bleiberg in Kärnten. — JbRA 1856. |
| PETRASCHECK W. | | Zur Tektonik der alpinen Zentralzone in Kärnten. — VBA 1927. |
| POLZER V. | | (nach GROSS, J. C.) 40 000 Jahre Österreich. — Neue Freie Presse (Wien) v. 3. 3. 1934. (Pototschnikhöhle.) — S. a. BRODAR S. u. SRBIK R. R. v. Spuren der Eiszeit in Kärnten. — Mitt. DÖAV, 1895. |
| PROHASKA K. | | Seltener Säugetiere in Kärnten. — Car. II, 117/118, 1928. |
| PUSCHNIG R. | | |
| RAKOVEC I. | 1 | Prispevki k tektoniki in morfogenezi Savinjskih Alp. (Zur Tektonik und Morphogenese der Steiner Alpen.) — Geografski vestnik, 10, Ljubljana 1934. |
| — | 2 | Morfogeneza in mladoterciarna tektonika vzhodnega dela Julijskih Alp. (Morphogenese und jungtertiäre Tektonik des östlichen Teiles der Julischen Alpen.) — Geografski vestnik, 12/13, Ljubljana 1936—1937. |
| — | 3 | Ein Moschusochs aus der Höhle Potočka zijalka (Ostkarawanken). — Prirodslov. Razprav., 3, Ljubljana 1938. (Slow.) |
| REDLICH K. A. | | Die Mineralquellen des Vellacher Tales in Kärnten und ihre Beziehungen zu den daselbst sich findenden Erzlagertstätten. — JbBA 1936. |
| RICHTER E. | 1 | Die Gletscher der Ostalpen. — Stuttgart 1888. |
| — | 2 | Seestudien. — Geograph. Abh., 6, 1897. |
| — | 3 | Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. — Pet. Mitt., Ergh. Nr. 132, 1900. |

- | | | |
|---|---|--|
| ROSTHORN F. v. und
CANAVAL J. L.
SCHRÖDTER F. | | Beiträge zur Mineralogie und Geognosie von Kärnten. — Klagenfurt 1853. Der Hochstuhl und sein Gebiet. — Der Bergsteiger, Nr. 11 u. 12 v. 1932. |
| SCHUMANN H. | | Beiträge zur Frage der sog. hohlen Gesteine. — Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., 40, 1930. |
| SCHWINNER R. | 1 | Die Schichtfolge des Seeberggebietes, ein Vergleich. — JbBA 1927. |
| — | 2 | Ein exotischer Block in Karbon(?)-schiefern bei Feistritz a. d. Gail. — VBA 1929. (U. a. Grödner Sandstein bei Finkenstein.) |
| SEELAND F. | 1 | Die Gletscherspuren am Wörthersee. — Z. DÖAV, 1878. |
| — | 2 | Über die Diluvial- und Alluvialzeit. — Car., 70, 1880. |
| — | 3 | Gletscherspuren bei St. Margarethen im Rosental. — Mitt. DÖAV, 1889. |
| — | 4 | Neue Gletscherschliffe auf dem Thomasberge bei St. Margarethen im Rosental. — Mitt. Sekt. f. Natkde ÖTC, 1889. |
| SEELMEIER H. | | Geologische Kartierung in den Karawanken (Sommer 1937). — VBA 1938. |
| SÖLCH J. | | Studien über Gebirgspässe mit besonderer Berücksichtigung der Ostalpen. — Forschgn z. D. Landes- u. Volkskde. 17, 1908. |
| SOMMARUGA G. | | Aus den Karawanken. — Mitt. ÖAV, 1864. |
| SPITZ A. | | Nachgosauische Störungen am Ostende der Nordkarawanken. (Eine Vermutung.) — VRA 1919. |
| SPREITZER H. | | Der Altnomadismus des Klagenfurter Beckens. — Sieger-Festschrift, Zur Geogr. d. Deutsch. Alpen, Wien 1924. |
| SRBIK R. R. v. | 1 | Berichtigung zum Karawankenführer. — Mitt. DÖAV, 1932. |
| — | 2 | Ein gefährdetes Naturdenkmal. — Mitt. DÖAV, 1933. (Gletscherschliffe bei St. Margarethen i. R.) |
| — | 3 | Gletscherschliffe in den Karawanken. — Mitt. DÖAV, 1934. (Illitsch südwestl. des Faaker Sees.) Abdruck: |

- | | | |
|----------------|---|--|
| | | Freie Stimmen (Klagenfurt) v. 13. 6. 1934. |
| SRBIK R. R. v. | 4 | 40 000 Jahre Österreich. — Neue Freie Presse (Wien), Abendbl. v. 7. 3. 1934. (Pototschnikhöhle.) — S. a. BRODAR S. u. POLZER V. |
| — | 5 | Glazialgeologie der Nordseite des Karischen Kammes. — Car. II, 6. Sonderheft, 1936. |
| STINY J. | 1 | Gesteinsklüfte und alpine Aufnahmegeologie. — JbBA 1925. |
| — | 2 | Faltungen und Überschiebungen durch Gleitung (Rutschung größten Maßstabes.) — Zbl. f. Min., Abt. B, 1929. |
| — | 3 | Zur Kenntnis der Hollenburger Senke und des Keutschacher Seentales. — VBA 1931. |
| — | 4 | Zur Kenntnis der Hochfläche von Rückersdorf (Kärnten). — JbBA 1934. |
| — | 5 | Die Quellen der Hochfläche v. Rückersdorf. — Car. II, Canaval-Festschr., 1935. |
| — | 6 | Zur Geologie der Umgebung von Warmbad Villach. — JbBA 1937. |
| — (STINI) | 7 | Eiszeitliche Frostböden in Kärnten. — Car. II, 128, 1938. |
| — (STINI) | 8 | Geologie der Umgebung von Miklauzhof (Jauntal). — Car. II, 128, 1938. — S. a. Anzg. Akad. d. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 74, 1937. |
| TARAMELLI T. | | Sugli antichi ghiacciai della Drava, della Sava e dell'Isonzo. — Atti Soc. it. Sc. nat., 13, 1870. — Angeführt nach der Übersetzg. v. G. A. ZWANZIGER in Car., 67, 1877. |
| TELLER F. | 1 | Die Triasbildungen der Košuta und die Altersverhältnisse des sogenannten Gailtaler Dolomits des Vellachtales und des Gebietes von Zell in den Karawanken. — VRA 1887. |
| — | 2 | Geologischer Bericht zu dem Studienprojekt der Eisenbahnlinie Klagenfurt—Loibl—Krainburg (Zahnstangenbahn). — Wien, 18. 5. 1892, K.k. |

		Gen.-Insp. d. Deutsch-Österr. Eisenbahnen, Arch. 24458/20.
TELLER F.	3	Erläuterungen zur Geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen). — Wien 1896.
—	4	Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte Eisenkappel nud Kanker. — Wien 1898.
—	5	Aufnahmebericht über Blatt Villach—Klagenfurt. — VRA 1903.
—	6	Geologie des Karawankentunnels. — Denkschr. Akad. d. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 82, 1910.
TORNQUIST A.		Die Erzlagerstätten der Nordkarawanken und ihres Vorlandes. — Car. II, Sonderheft 1930.
TROLL C.		Die jungeszeitlichen Ablagerungen des Loisachvorlandes in Oberbayern. — GR 28, 1937 u. Verh. III. Internat. Quartärkonferenz, Wien 1938.
VEITER TH.		Welcher Ostalpenglischer reicht am tiefsten herab? — Mitt. DAV, H. 4 v. 1939.
VISSER PH. C.		S. KLEBELSBERG R. v.; ferner LEUCHS K., Geol. Zbl., 64 A/1109.
WINKER-HERMADEN A.	1	Über Studien in den inneralpinen Tertiärablagerungen und über deren Beziehungen zu den Augensteinfeldern d. Nordalpen. — Sber. Akad. d. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. 1, 137, 1928.
—	2	Über die Zusammenhänge zwischen geologischer und geomorphologischer Gebirgsentwicklung am Südostende der Zentralalpen im Jungtertiär. — Z. Ges. f. Erdkde Berlin, 1928.
—	3	Neuere Forschungsergebn. über Schichtfolge und Bau der östlichen Südalpen. — GR 27, 1936.
WORSCH E.	1	Geologische Kartierung östlich des Faaker Sees. — Anzg. Akad. d. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 73, 1936.
—	2	Geologische Kartierung östlich des Faaker Sees. — Car. II, 127, 1937.

- | | | |
|--|---|---|
| WUTTE M. | 1 | Alte deutsche Berg- und Flußnamen in den Karawanken. — Sieger-Festschr., Zur Geogr. d. Deutschen Alpen, Wien 1924. |
| WUTTE M. und
PASCHINGER V.
ZOTZ F. | 2 | Zur Schreibung der Bergnamen im südlichen Kärnten. — Mitt. DÖAV, 1931. Das alpine Paläolithikum in Jugoslawien. — Forschungen u. Fortschr., 13, 1937. (U. a. Pototschnikhöhle.) |
| ZWANZIGER G. A. | | Die Eiszeit Kärntens. — Car., 63, 1873. — S. a. TARAMELLI T. |

