

Gletscherspuren in den Steiner Alpen.

Von

Dr. Roman Lucerna.

(Mit 10 Abbildungen im Text und einer Karte.)

1. Einleitung.¹⁾

Die südlichen Kalkalpen endigen im Osten unvermittelt in einer wohlausgeprägten Gruppe, den Steiner Alpen. Diese sind mit dem tektonisch und zum Teil auch stratigraphisch anders gebauten Ostzuge der Karnischen Alpen, den Karawanken, verwachsen, jedoch losgetrennt durch das breite Savetal von ihrem Stammgebirge, den Julischen Alpen.²⁾ Als Südostecke der Gesamtalpen fällt unser Gebirgsstock verhältnismäßig frei gegen die Niederungen Ober-Krains und des südwestlichen Steiermark ab und hat wohl auch deshalb schon früh das Interesse von Reisenden erregt.

Unsere Kenntnis von den Steiner Alpen ist keine dürftige³⁾ und die ersten, die sein Hochgebirge betraten, waren nicht, wie in vielen anderen Gruppen der Alpen, durch Begeisterung an der Bergnatur Angelockte, sondern wissenschaftlich geschulte Männer, welche unser Gebiet in ihr Arbeitsfeld einbezogen und darüber berichteten. In erster Linie waren es Botaniker, wie Scopoli, F. X. Frh. von Wulfen und B. Haquet, welche in der zweiten Hälfte des XVIII. Jahrhunderts die reiche Flora des Gebirges anzog. Ihnen folgten im XIX. Jahrhundert zahlreiche

¹⁾ Abkürzungen: Penck u. Brückner: Die Alpen im Eis-Zeitalter. Leipzig 1901 = Die Alpen im Eiza. Teller: Erläuterungen zur geol. Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Zone 19, 20, Kolonne XI, XII der Spez.-Karte der österr.-ungar. Monarchie 1:75000), Wien 1896 = Erläut. Ed. Richter: Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Ergänzungsheft 132 zu Petermanns Mitteilungen 1900 = geom. Unters. Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien = Verh. d. geol. R.-A., Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt = Jhb. d. geol. R.-A. Penck: Morphologie der Erdoberfläche, Stuttgart 1894, 2 Bde. = Morph.

²⁾ „Raibler Alpen“ A. v. Böhm: Einteilung der Ostalpen, S. 469, in Pencks Geograph. Abhandlungen, Bd. I., Heft 3, 1887.

³⁾ Dr. A. v. Böhm, Steiner Alpen, in Ed. Richter: Die Erschließung der Ostalpen, Berlin 1894, Bd. III., S. 606—633.

andere, darunter Zoologen. Mit Ami Boué, der das Kanker- und Vel-lachtal bereiste, traten besonders seit der Mitte des XIX. Jahrhunderts Geologen auf den Plan. Die Arbeiten von Lipold, Peters und Rolle¹⁾ bildeten für diese Gebiete die Grundlage ihrer Darstellung auf der Übersichtskarte unserer Monarchie F. v. Hauers. Auf diesen Aufnahmen fußt die im Auftrage der geologischen Reichsanstalt 1884/91 vorgenommene eingehende geologische Untersuchung des Gebirges und seiner Umgebung durch Teller. Die Ergebnisse sind auf der Spezialkarte der österr.-ungar. Monarchie 1 : 75000, Zone 19, 20, Kolonne XI, XII, dargestellt. Diese beiden Kartenblätter eröffnen die Reihe der von der k. k. geologischen Reichsanstalt herausgegebenen geologischen Spezialkarte. Die später folgenden geologischen Bemerkungen sind dieser Arbeit entnommen.

Mit den Dreißigerjahren, vornehmlich aber seit den Fünfzigerjahren des vorigen Jahrhunderts ist auch der touristische Besuch des Hochgebirges ein regerer geworden, besonders seit Prof. Johannes Frisch auf die Gruppe systematisch durchwandert hatte und den Steiermärkischen Gebirgsverein für sie zu interessieren wußte. Frischau's vorwiegend touristische Erfahrungen sind unter anderen in dem Büchlein „Die Sanntaler Alpen, Wien 1877“ niedergelegt. Seinen Bemühungen ist eine Reihe von Weganlagen zu verdanken, welche durch den Wettstreit mehrerer alpiner Vereinigungen, in erster Linie unter Mitwirkung des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines, zu einem weitverzweigten und stellenweise kostspieligen Wegnetze ausgesponnen wurden. Den Streit, welcher zu Beginn der Neunzigerjahre des vorigen Jahrhunderts um den Namen unserer Gruppe entfesselt wurde, legte A. v. Böhm in seiner Abhandlung „Steiner Alpen. Ein Beitrag zur Entwicklungsgeschichte der Gebirgsgruppennamen. Wien 1893“ bei. In dieser Abhandlung tritt v. Böhm mit Entschiedenheit für einen der ältesten Gebirgsgruppennamen unserer Alpen ein. Hier ist auch die Literatur, welche auf unser Gebiet Bezug nimmt, wohl erschöpfend zusammengestellt. — Unter den zahlreichen kleineren und größeren Aufsätzen touristischen Inhalts, in denen die Autoren ihre Eindrücke und Erlebnisse mitteilen, ragt die lebendige Schilderung hervor, welche H. Hess in der Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines 1896 von unserer Gruppe entworfen hat und welcher treffliche Bilder von E. T. Compton beigegeben sind. Die zahlreichen geographischen Werte, welche in diesen Aufsätzen, namentlich in der letztgenannten Schrift enthalten sind, entbehren einer systematisch geordneten Darstellung, wie denn überhaupt eine rein geographische Monographie, wie sie für andere Alpengruppen vorhanden ist, fehlt. Auch in folgendem soll nur eine Gruppe von Er-

¹⁾ Zitiert S. 13 bei Friedrich Teller: Erläut.

scheinungen, in deren Bereiche die physische Geographie mit der Geologie verwächst, eingehender behandelt werden. Dieser Besprechung der Spuren alter Gletscher in den Steiner Alpen sei jedoch zur Orientierung ein kurzer orographischer und geologischer Überblick vorausgeschickt.

A. v. Böhm ¹⁾ umgrenzt die Steiner Alpen durch folgende Linie: Vigaun im Savetal, Prapretnik—Bili-Graben, Zavrstnik, oberes Feistritzal, Feutsch-Sattel, Unter- und Oberseeland, Seeburg (1218 *m*), quer übers Vellachtal zum Paulitsch-Sattel (1339 *m*), Sulzbach, Sanntal, St. Martin, Franz, Mötting, Stein, Höflein, Duplach, Vigaun. — Von Sulzbach bis Leutsch im Sanntal hat diese Linie auch den Bergkörper der Raduha zu umfassen, die geologisch zu den Steiner Alpen gehört. ²⁾

Die angeführte Linie umschließt ein geschlossenes Zentrum im Innern und randliche Vorlagen. Zu letzteren gehören im Westen die Dobertza (1636 *m*) und der Krainer Storschitz (2134 *m*), im Osten die Raduha (2065 *m*), der Rogatz (1557 *m*) und das Plateau der Menina (1508 *m*). Das Zentrum bildet den Gegenstand der vorliegenden Arbeit. Die Täler der Kanker, Sann und Leutscher Bela schneiden dieses kurzweg Steiner Alpen genannte Zentrum von den westlichen und östlichen Vorlagen ab, die Nord- und Südgrenze fällt mit der Hauptgrenze zusammen.

Der Hauptkamm des Gebirges zieht von Westen gegen Osten. Er entsendet nach Norden sieben, nach Süden zwei Seitenkämme. Erstere sind fieder- und fächerförmig zum Hauptkamme gestellt und schmal, letztere schließen rechtwinklig an und verbreitern sich stellenweise plateauförmig. Zwischen den Nordkämmen liegen fünf Sacktäler ³⁾: die Täler der Unteren und Oberen Seeländer Kotschna, das Vellach-, Jezeria-, Logar- und Robantal. Die Kanker, die aus dem oberen Seeländertal den Seebach empfängt, und die Sann aus dem Logartal umfließen die Gruppe und wenden sich schließlich südwestlich und südöstlich der Save zu. Die Feistritz — gleichfalls zur Save — entspringt dagegen am Südabfall, erhält aus vier Sacktälern Zufluß und durchschneidet den Hauptstock fast meridional und in der Mitte. Ihr gegenüber fließt die Vellach aus dem Tale der Vellacher Kotschna alle Züge der Karawanken nordwärts durchbrechend zur Drau. In ihrem Bereiche springt wie am Predil die Wasserscheide des Draugebietes vom Firste der Karnischen Alpen auf die südliche Kalkzone über.

Der Hauptkamm hat von der Kanker Kotschna bis zur Ojstriza einen zickzackförmigen Verlauf. Der erstere Gipfel erhebt sich im

¹⁾ A. v. Böhm: Einteilung der Ostalpen. Geogr. Abhandlungen, Wien, I, 3, 1887, S. 470.

²⁾ Dies hebt auch A. v. Böhm: Steiner Alpen, Wien 1893, S. 8, hervor.

³⁾ Begriff des Sacktales in Penck: Morph. II, 71.

Westen jäh aus dem gleichnamigen Tale und steil bricht östlich der Ojstriza die Veža in den Igladurchbruch des Sanntales ab. Der Hauptkamm zerfällt durch die breite Lücke des Steiner Sattels in einen westlichen und östlichen Teil. Ersterem entragen die Gipfel Brana (2247 *m*), die Steirische und Krainische Rinka (2441 und 2460 *m*), Skuta (2530 *m*), Struza (2464 *m*), Langkofel (2479 *m*), Grintouc (2569 *m*¹) und Kanker Kotschna (2541 *m*) — letzterem die beiden Planjavagipfel (der höchste 2392 *m*), Skarje (2127 *m*) und Ojstriza (2350 *m*). Südöstlich der Ojstriza, dem „Ostkap“ der Steiner Alpen, dehnt sich ein 1800—2000 *m* hohes Plateau aus, das wir kurzweg das Ostplateau nennen wollen. Sein höchster Punkt ist der Veliki Vrh (2113 *m*). Sein Nordrand schwenkt in diesem nordostwärts um. Er setzt sich jenseits des Igladurchbruches in der steiler geneigten Raduha fort. Östlich von diesem Berge herrschen Mittelgebirgsformen.

Die südlichen Seitenkämme werden durch zwei Scharten, dem Kanker Sattel (1799 *m*) und der Sedliza (1612 *m*), vom Hauptkamm beziehungsweise dem Ostplateau abgegliedert. Der westliche dieser Kämme ist der höhere. Er erreicht im Greben (2224 *m*), verbreitert sich dann und endet im Süden mit dem Gipfel Križje (1647 *m*). Die Kulmination des östlichen Kammes ist im Norden der Konj (über 1800 *m*), im Süden der Polanski rob (1570 *m*). Sie entsteigen einer Karsthochfläche, die man Steiner Almnen nennt. Die höchsten Gipfel der nördlichen Seitenäste sind die Baba (2154 *m*), Mrsła-Gora (2208 *m*) und Krofitschka (2035 *m*).

Die Steiner Alpen sind ein undurchgängiger Gebirgsstock. An ihnen teilt sich der von Norden kommende Verkehrsweg in eine Linie, die über den Seeberg nach Krain, und eine zweite, die über die Sättel des paläozoischen Verbindungskammes zwischen Steiner Alpen und Karawanken nach Steiermark führt. Auch dem Fußgänger ist die Querung des Hauptkammes beschwerlich. Der Steiner Sattel ist nur durch einen in Fels gesprengten Pfad allgemeiner zugänglich gemacht worden. Sonst sinkt der Hauptkamm nur westlich der Brana etwas unter 2000 *m* herab. Auf zum Teil keck geführten Touristenpfaden kann der Hauptkamm von Norden allerdings über sechs Linien erreicht und überschritten werden. Auch in westöstlicher Richtung ist das Gebirge nur wenig geschartet.

Die Flanken des Gebirges bedecken schöne Forste. Aus ihnen erhebt sich, oft nicht durch Alpenweiden vermittelt, blendendweiß das kahle, verkarstete und wasserarme Hochgebirge. Seen fehlen in den Steiner Alpen, so häufig diese Bezeichnung hier ist. Denn es sind nur

¹) Diesen Wert gewann Hauptmann E. Rehm für das Präzisionsnivellement. Erschließ. der Ostalpen, Bd. III, S. 609, 610.

einige kleine, nicht 2 *m* tiefe Lachen auf dem Ostplateau und den Steiner Alpen vorhanden. Sie liegen meist in Dolinen, deren Sohle mit Schlamm verkleidet ist. Der kleine See (1595 *m*), den die Spezialkarte in der tiefen Doline West Vodototschnig angibt, war zur Zeit meines Besuches (August 1903) versandet. Sein Boden erinnerte an die schutterfüllten, ebenen Becken der Koroschitza und Njiva (weiter westlich), wo wir die Becken ausgeflossener Seen wohl vermuten können. Offene Sauglöcher weisen in beiden Fällen auf unterirdischen Abzug der Bergwässer.

So wasserarm das Hochgebirge ist — die Steiner Alpen beziehen das Wasser von einer nördlich der Velika planina gelegenen, schlotartigen Doline, in der sich ein großer Eiskuchen bis in den Sommer hinein hält —, so reich daran sind stellenweise die Täler. Klare Wassermassen brechen am Fuße der Berggehänge vielerorts hervor.¹⁾ Der Ursprung der Feistritz und der Sann haben Berümtheit erlangt. Sie gehören zu jenen Quellen, von denen Peters²⁾ schreibt: „... sie müssen ihre große Wassermenge aus unterirdischen Behältern beziehen, die das atmosphärische Wasser aus umfangreichen Bezirken sammeln.“ Auch in den Talgründen fehlen Seen. Das Becken eines gewesenen Sees liegt uns um Ober-Seeland vor; er hat noch in historischer Zeit bestanden.³⁾ Auch der Name Jezeria weist auf stehendes Wasser. In diesem Tale wurde mir beim Bauer Gradischinig versichert, daß die Wassermasse eines Sees vor längerer Zeit katastrophenartig abgeflossen sei und bei Sulzbach das Tal bis zur Kirche erfüllt habe, worüber der Pfarrer daselbst Näheres wisse. Der Glaube an einen See ist wahrscheinlich durch die mächtigen Talschotter hervorgerufen worden.

Ihrem Gesteine nach⁴⁾ bestehen die Steiner Alpen vornehmlich aus Triaskalken. In ihrem Sockel tritt im Norden eine paläozoische Aufbruchzone und ein Aufbruch kristallinischer Gesteine im Südosten zu Tage. Außerdem sind in die Trias mehrere Prophyrstöcke eingedrungen. Die Trias der Steiner Alpen ist im Gegensatze zur nordalpin entwickelten Trias der Karawanken südalpin ausgebildet. Vor allem fehlen die Raibler Schichten in ihrer gewöhnlichen Ausbildung. Sie sind jedoch möglicherweise in kalkiger Fazies vorhanden, im Süden jedoch in eigentümlicher Weise als Schiefer und Sandsteine von Ulrichsberg—Dobrol entwickelt.

Die Lagerungsverhältnisse der Gesteine der Steiner Alpen unterscheiden sich von denen in den Karawanken. Hier Längsbrüche mit

¹⁾ Über diesen Typus der Karstquellen bringt Näheres Dr. A. Grund: Die Karsthydrographie. Pencks geogr. Abhandlungen, Bd. VII, Heft 3, Leipzig 1903, S. 179.

²⁾ K. Peters in den Mitteilungen des österr. Alpenvereines, 1863, I. Bd., S. 225.

³⁾ Nach Valvasor, zitiert bei F. Teller: Zur Entwicklungsgeschichte des Talbeckens von Ober-Seeland. Verh. d. geol. R.-A., 1866, S. 102—109.

⁴⁾ Erläut.

Überschiebungen, stellenweise eine wahre Zersplitterung der Schichten, dort eine Schichttafel. Allein diese lagert nicht ungestört; das Innere des Gebirges wird vielmehr von W—E streichenden Brüchen durchsetzt und zum Teil wird es auch von Brüchen umgrenzt. Eine Querstörung verläuft im Westabfall der Kanker Kotschna. Sie tritt heran an eine bogenförmige Bruchlinie, die im Norden die Trias der Steiner Alpen gegen die paläozoische Aufbruchzone abgrenzt. Diese Bruchlinie ist östlich der Raduha durch eine kurze Querstörung von einer südwestlich verlaufenden Bruchlinie getrennt. Letztere scheint in der Gegend von Leutsch in eine Synklinale überzugehen, die die Steiner Alpen mit dem Rogatz verbinden würde.¹⁾ Auch dem Südrand der Gruppe folgt im Tschernatale ein Bruch, in dessen Fortsetzung westwärts Überschiebungen auftreten. Diese betreffen sogar noch das vorgelagerte Tertiär.

Nördlich des Hauptkammes ist ein Querbruch im Tale der Oberen Seel. Kotschna und an der Klemenscheg-Alpe im Logartale bemerkbar. Letzteres ist die einzige Stelle, wo im Nordabfalle der Steiner Alpen Wengener Schichten vorkommen. In der benachbarten Erjauca-Dolina tritt eine Bank Pietraverde-Gestein zu Tage. Südlich vom Hauptkamme durchschneidet im Westen eine Bruchlinie den Kanker-Sattel. An ihr wurde eine Scholle Werfener Schichten bis in die obere Trias emporgeschleppt. Im Osten treten, gleichfalls an einem Bruche, Wengener Schichten mit Pietraverde-Bänken hervor. Sie bilden die Satteldreihe Koroschza—Malitschka Planina. Die Wengener Schichten treten wieder an dem westoststreichenden Bruche des Sedlica genannten Sattels auf.

Im allgemeinen fallen die Triasschichten der Steiner Alpen nach Süden. Örtlich steile Schichtstellung kommt vor. Faltung und Fältelung sieht man im Kalke östlich der Malitschka Planina und im Nordabfall des Konj. Dieser bildet mit den Steiner Almen eine Schichtmulde, deren südlicher Flügel aufgebogen ist, so daß im Tschernatal wieder ein Band Werfener Schichten erscheint, das auf den Sattel Krainski Rak emporzieht. Die Steiner Almen, auf denen zahlreiche Gemeinden der Umgebung ihre Rinderherden grasen lassen, breiten sich über Wengener Schichten aus.

Im Osten und Süden der Steiner Alpen liegen die Absätze tertiärer Meere. Die ältesten gehören der Oligozänzeit an. Sie beweisen, daß das östliche Senkungsfeld bereits vor den vulkanischen Ergüssen, die „der Eruptionsepoche des Smrekouc“ (Travnik) entstammen, vorhanden war.

¹⁾ F. Teller: Der geolog. Bau der Rogac-Gruppe etc. Verh. d. geol. R.-A. Wien, 1892, S. 119—134.

Oligozäne Ablagerungen fanden sich ferner im Innern des Feistritztales und sind hier, wie aus hochgelegenen Abspülungsresten hervorgeht, mit der Trias stark disloziert worden. Die andesitischen Tuffe des Vulkanes Smrekouc wurden in der Miozänzeit, da die Steiner Alpen im Osten und Süden vom Meere bespült waren, in dieses abgelagert. In sie ist das Sanntal ostwärts von Leutsch eingeschnitten. — Ältere Eruptivmassen des Gebirges sind Porphyrstöcke, die in Form von Intrusivgebilden zwischen der Oberen und Unteren Seeländer Kotschna, im Kankertale und Feistritztales auftreten. Der Porphyr zeigt im Kankertal an der Mündung des Vobenze-potok (Südseite) säulenförmige Anordnung. Der Porphyr der Steiner Alpen ist jünger als der Bozener Porphyr und wahrscheinlich gleich alt mit dem Porphyr von Raibl. — Diese geologischen Notizen heben nur einige wesentliche Punkte aus der Fülle des in den Arbeiten Tellers niedergelegten Materials hervor.

Die Steiner Alpen sind also der Hauptsache nach eine flach gelagerte Tafel, die in Staffelbrüchen zur Ebene von Laibach absinkt.¹⁾ In stratigraphischer und tektonischer Hinsicht sind sie verwandt dem Westflügel der Julischen Alpen, den Raibler Alpen. Aber auch die morphologischen Züge beider Gruppen sind einander ähnlich.²⁾ Sie unterscheiden sich, wenn von Erhebung und Ausdehnung abgesehen wird, nur darin, daß die Raibler Alpen eine Neigung zu stockförmiger Auflösung zeigen, die in den Steiner Alpen nur in der Bresche des Steiner Sattels angedeutet erscheint.

Die glaziale Literatur über die Steiner Alpen ist gering. Höfer³⁾ vermutet zwar eine recht starke Gletscherentwicklung und auch Richter⁴⁾ hebt hervor, daß sie „bei der bedeutenden Höhe der Gruppe und ihrer Neigung zu Plateaubildung nicht unbedeutend gewesen sein könnte“. Aber die geologischen Aufnahmen 1884/91 ergaben keinen Nachweis von Glazialdiluvium, was bei der dürftigen Entwicklung dieser Bildungen nicht verwundern kann. — Daß man jedoch auch in den Steiner Alpen an vergangene Gletscher gedacht hat, erhellt aus einzelnen Bemerkungen, die sich in der Schilderung unseres Gebirges durch H. Hess⁵⁾ finden; es fielen dem alpenkundigen Autor gewisse an Gletschertäler erinnernde

¹⁾ C. Diener: Bau u. Bild d. Ostalpen u. d. Karstgebietes, S. 558 u 559, aus Bau u. Bild Österreichs. Wien, Leipzig 1903.

²⁾ C. Diener: Ein Beitrag zur Geologie des Zentralstockes der Julischen Alpen. Jhb. d. geol. R.-A. 1884, S. 680.

³⁾ H. Höfer: Das Ostende des diluvialen Draugletschers in Kärnten. Jhb. d. geol. R.-A. 1894, S. 541.

⁴⁾ Ed. Richter: Geom. Unters., S. 94.

⁵⁾ H. Hess: Wandertage in den Steiner Alpen, Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines, 1896, S. 329, 333, 334.

Formen im Feistritztales auf. — Im übrigen wurde mir nur eine Mitteilung von Dr. N. Krebs bekannt, der bereits als Gymnasialschüler in der Gegend der Putzpulverfabrik Endmoränen vermutete. Dagegen waren die diluvialen Flußabsätze der Steiner Alpen bereits Gegenstand der Forschung. Rolle¹⁾ sagt, daß die Steiner Alpen im Gegensatze zu den nordsteirischen Gebirgen eine Erzeugungsstätte diluvialer Schotter gewesen seien. Teller hat die größeren Terrassenstücke kartiert. Aber weder ist eine Beziehung zu Moränen hergestellt, noch eine Gliederung der Schotter durchgeführt.

Der Aufforderung meines hochverehrten Lehrers, des Herrn Professors Dr. A. Penck, den Eiszeitspuren in den Steiner Alpen nachzugehen, folgte ich mit Freude, denn es schien mir hier eine dankenswerte Aufgabe zu erledigen. — Auf zwei Excursionen des Herrn Prof. Penck lernte ich Proben des Glazialdiluviums im Salzkammergute kennen. Hierauf unternahm ich in den Steiner Alpen wiederholt kleinere Ausflüge; die Hauptbegehung fällt in das Jahr 1901. Die hiebei gewonnenen Beobachtungen, Resultate und Vermutungen sind in folgendem niedergelegt. Es ist mir eine angenehme Pflicht, meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Professor A. Penck, für die Anregung zu dieser Arbeit und die Förderung während derselben meinen tiefgefühlten Dank auszusprechen. Ich kann es ferner nicht unterlassen, jenem Manne zu danken, dessen Werk mir im Felde bei jedem Schritte nützlich war, ich meine die geologische Spezialkarte der Steiner Alpen des Herrn Oberbergrates Fr. Teller; ihre Betrachtung im Gelände vermag das Interesse an dessen Aufbau und Oberflächenform und — was insbesondere dem Glazialgeologen wichtig ist — an der Gesteinsverbreitung und -verfrachtung außerordentlich zu fesseln und zu beleben. Mein Dank gebührt endlich dem damaligen Assistenten des geographischen Instituts der k. k. Universität Wien, Herrn Dr. A. E. Forster, welcher mir gestattete, zwei seinem Arbeitsfelde entnommene Beobachtungen aus den Zillertaler Alpen mit solchen in den Steiner Alpen zu vergleichen.

2. Moränen, fluvioglaziale Schotter, Schneegrenze der Würmeiszeit.

Die Steiner Alpen sind in glazialer Hinsicht ein völlig unerforschtes Gebiet. Gleichwie sie aber ein Teil der Alpen sind, ist auch ihre Vereisung ein Teil der großen Vereisung der Alpen im Eiszeitalter. In diesen Rahmen fügt sich unsere Vergletscherung ein. Nun haben aber die eiszeitlichen Erscheinungen der Alpen eine eingehende Darstellung in dem

¹⁾ Rolle: Geolog. Untersuchungen in der Gegend zwischen Weitenstein, Windischgratz, Cilli u. Oberburg in Untersteiermark. Jhb. d. geol. R.-A. 1857, S. 454.

Werke von Penck und Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter¹⁾ erfahren. Es zeigt sich, daß die daselbst aufgestellte Klassifikation, was den Schluß des Eiszeitalters anbelangt, auch in den Steiner Alpen anwendbar ist. Wir benützen daher die Nomenklatur dieses Werkes und verweisen bezüglich der Erklärung einzelner Ausdrücke auf dieses.

In den Ostalpen konnte Penck vier Eiszeiten des Eiszeitalters, die Günz-, Mindel-, Riß- und Würmeiszeit und die Rückzugsstadien der Würmeiszeit nachweisen.

Meine Aufgabe wird also darin bestehen, nicht nur die Gletscherspuren in den Steiner Alpen festzustellen, sondern zu untersuchen, ob sich dieselben auch in Einklang mit der alpinen Gliederung des Eiszeitalters bringen lassen, das heißt also ihr Alter zu bestimmen. Die Lösung dieser Aufgabe erschwert der Umstand, daß die Steiner Alpen nicht unmittelbar an bereits erforschte Gebiete angeschlossen werden können. Denn die Publikationen über die eiszeitlichen Drau- und Save-Gletscher sind erst im Zuge. Brückner²⁾ hat jedoch am Ausgange der Sacktäler der Raibler Alpen Moränen gefunden. Die Form dieser Täler schildert uns Diener³⁾ und sie entsprechen in dieser Hinsicht ganz den Tälern unserer Gruppe. Auch an ihrem Ausgange liegen Moränen. Allein diese gehören, wie wir sehen werden, einer Eiszeit, jene einem postglazialen Stadium an. Die analoge Lage ist also durchaus kein Hinweis für gleiches Alter, als vielmehr ein Ausdruck der verschiedenen Erhebung beider Gruppen.

Die Betrachtung der Gletscherspuren in den Steiner Alpen will ich mit den ältesten nachgewiesenen Moränen, ihren Schottern und der zugehörigen Schneegrenze beginnen und die Erscheinungen der Rückzugsstadien folgen lassen. Der letzte Abschnitt umfaßt den Gletscherboden.

Wer von Norden in die Steiner Alpen gelangen will, benützt am besten von Kühnsdorf (Südbahn) die schmalspurige Eisenbahn, die nach Eisenkappel im Vellachtale führt. Von diesem Markte gelangt man in wenigen Stunden in das in enger Waldschlucht gelegene Bad Vellach und ist erstaunt nach kurzer Wanderung südwärts das Gebirge sich breit öffnen zu sehen: bewaldete Kämme mit nackten Felskuppen zu beiden Seiten und den mächtigen, steilwandig emporstrebenden Talschluß der Vellacher Kotschna im Hintergrunde. Das ist die Umrahmung des Vellacher Sacktales und an jener Stelle, wo es talauswärts endet und sich zur Talschlucht verengt, sollte unsere Untersuchung einsetzen.

¹⁾ Dr. A. Penck u. Dr. E. Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter, Leipzig 1901.

²⁾ Ed. Brückner: Eiszeitstudien in den südöstlichen Alpen, X. Jahresbericht der geogr. Gesellschaft von Bern.

³⁾ C. Diener: Ein Beitrag zur Geologie des Zentralstockes der Julischen Alpen. Jhb. der k. k. geol. R.-A. Wien 1884, S. 680.

Kankergebiet. Würmmoränen und Schotter. Aber die gerade hier geringen Spuren zwingen uns das westliche Nachbartal, das Tal der Oberen Seeländer Kotschna aufzusuchen. Wir erblicken es zuerst vom Seeberg-Sattel (1218 *m*), auf dessen Höhe uns die im Umbau begriffene Straße von Bad Vellach emporleitet. Ungleich größer sind hier die Verhältnisse, ungleich deutlicher müssen hier die Gletscherspuren entwickelt sein. Und in der Tat, wenn wir vom Seeberg in das weite grüne Becken von St. Andrä hinabsteigen, erblicken wir mehrere beraste Wälle, welche vom östlichen Rande der Weitung bogenförmig gegen die Mitte zu ziehen. Wir zählen ihrer drei. Der äußerste springt nördlich jener Stelle, wo die Reichsstraße vom Seeberg die Senke betritt, vom Gehänge westwärts vor. Er ist aus losen Geschieben mit gelblich-rötlichem, lehmigem Bindemittel aufgebaut. Die Geschiebe, unter denen solche aus Riffkalk und Grödener Sandstein vorwalten, sind erratisch, da die Mulde von St. Andrä in dunkle Phyllite eingesenkt ist. Der 200 Schritt lange Wall fällt nach Süden 6, nach Norden 1·5 *m* ab. Etwas südlich liegt am Gehänge ein dolomitischer Kalkblock, der behufs Schottergewinnung zerkleinert wird. Die Grundmoräne des Gehänges ist 30 *cm* tief verwittert. Dazu kommt höher oben Gehängelehm mit Phyllitsplittern. Südlich vom Gehöfte Stuller beginnt am Gehänge der ähnlich große, zweite Wall. Der dritte, südlichste verschmilzt unterhalb Jenko, zu einer seichten Furche absinkend, breit mit dem Gehänge. Nach der anderen Seite verläuft er gegen die Kirche von St. Andrä, vor der er endigt. Er ist bis 20 *m* hoch. Der Pfad, der über ihn führt, entblößt seine, dem erstgenannten ähnliche Zusammensetzung. Häufiger als hier finden sich gekritzte Geschiebe an der Straße und am nahen Gehänge (auch auf Grödener Sandstein). Die Grundmoräne läßt sich bis 100 *m* über die Weitung empor verfolgen. Dann wird sie dünner und endigt oberflächlich am Gehängeschutt.

Auf der Westseite des Beckens zieht die Moräne waldbestanden und blockbedeckt um den Felssporn mit Kote 986 *m* herum und ragt etwas in das von Teller¹⁾ Kanal Skuber genannte gegen SW. verlaufende Talstück hinein. Im Aufschluß an dem Fahrwege sind gekritzte Geschiebe. Taleinwärts schließen sich an das Gehänge isolierte Blockkuppen und -streifen an, welche dieser Moränengruppe zugehören.

Einen Übergangskegel und Schotterterrassen finden wir im Bereiche des Beckens von St. Andrä nicht. Der Boden zwischen und vor den Wällen ist ebenes Wiesenland. Rund um die Weitung, besonders

¹⁾ F. Teller: Zur Entwicklungsgeschichte des Talbeckens von Oberseeland im südlichen Kärnten. Verh. d. geol. R.-A. Wien 1886, S. 102—109.

am Nordrande ist eine Terrassenkante erkennbar, das ist die Uferlinie eines gewesenen Sees, der unser Becken, den Kanal Skuber und den Ausgang der Unteren Seeländer Kotschna erfüllte. Der Seelehm ist im neuen im Skuber Kanal angelegten Abzugsgraben erschlossen. Noch heute wird nach anhaltenden Regengüssen das Becken unter Wasser gesetzt und der Verlauf der Reichsstraße ist dann an den Zäunen, die sie begleiten und dem Wasser entragen, erkennbar. Die alten Seeabsätze haben gewiß den unteren Teil unseres Moränengürtels verhüllt und die Seewellen dürften seinen Umfang verringert haben.

Durch den Skuber Kanal gelangen wir in das Moränengebiet der Unteren Seeländer Kotschna. Daß jedoch hier ein Moränengebiet vorliegt, muß, da eine gegenteilige Meinung vorhanden ist, besonders erwiesen werden.

Teller¹⁾ hat die ausgedehnten vielkuppigen und blockreichen Schuttmassen um Kazino, die auf seiner geologischen Spezialkarte unter der Signatur a_1 ausgeschieden sind, einem gewaltigen Bergsturze der Kanker Kotschna zugeschrieben. Nun erheben sich allerdings die Felsmauern der Kanker Kotschna außerordentlich steil und sind kleine frische Abbruchflächen unschwer ausfindig zu machen, aber ein so gewaltiger Bergsturz wie der vorausgesetzte müßte ein anderes Felsenrelief geschaffen haben als das gegenwärtige, das, wie ich vorausschieße, von glazialen Formen beherrscht erscheint. Zudem kommt, daß die fraglichen Schuttmassen sich vor den Ausgang des Skuber Kanals legten und den bereits erwähnten See aufstauten. Nun sind aber in den Alpen durch Moränen aufgedämmte Seen ungemein häufig.

Diese Erwägung wird gestützt durch die äußere Form der Schuttlandschaft. Zwar sind die Felstrümmer und isolierten Schutthaufen (auch der zirka 20 m hohe Blockhügel südlich Mlinar) um Kazino von einem Bergsturzgebiete nicht zu unterscheiden, aber eine Reihe von Querwällen weiter südlich, besonders beim Gehöfte Makek, erwecken den Eindruck einer Moränenlandschaft um so mehr, als die bewaldeten Blockwälle durch schwach geneigte Wiesenstreifen ganz nach Art kurzer Übergangskegel miteinander verbunden sind.

Volle Gewißheit über den Charakter des Schuttes verschafft uns auch sein Aufbau nicht. Wie im Süden der Straße, so besteht auch das vielhöckerige Schuttfeld nördlich der Straße, das den Hang bis zur Kirche 898 m überkleidet, aus Blöcken und kantenbestoßenen Stücken. Die Zwischenräume erfüllt lehmiger Grus; allein Geschiebe mit Schrammen fand ich in der Umgebung von Kazino nirgends.

¹⁾ F. Teller: Zur Entwicklungsgeschichte des Talbeckens vom Oberseeland im südlichen Kärnten. Verh. d. geol. R.-A. Wien 1886, S. 102—109.

Steigt man jedoch vom Talgrunde gegen die Alpe Muri empor, so quert der Weg einen Hügelwall, der aus Geschieben aufgebaut ist. Diese zeigen dem ganzen Firste entlang scharfe Kritzen. Der Wall, der am Gehänge bei 1080—1100 *m* beginnt, endet steil absteigend SSE. vom Gehöfte Mlinar bei zirka 890 *m*. Er ist eine der besterhaltenen Seitenmoränen des Gebietes. Wo er bergwärts beginnt, erheben sich noch zwei 10—13 *m* hohe, freistehende Blockwälle bei einer Holzhütte. Außerdem liegen Fragmente mit Kratzern im Gehängeanschnitte der Straße W. von Kazino, kurz vor der Brücke. Deutlich gekritzte Geschiebe zeigt der Terrassenabfall der Straße in Unterseeland.

Dem Schuttgebiete um Kazino sind Porphyrfragmente eingestreut; sie stammen von der Kuppe 1460 *m*.¹⁾ Nimmt man einen Bergsturz an, so hätte, um die Anwesenheit des Porphyrs im Schutte zu erklären, das Abrißgebiet sich bis ins Seitengehänge hinaus ausdehnen müssen oder es hätten die Porphyrstücke durch den vorbeistürzenden Blockstrom seitlich abgerissen werden müssen. Wahrscheinlicher erscheint mir jedoch, daß dieselben in die Obermoräne des Gletschers geraten sind, deren Mächtigkeit sich aus dem ungewöhnlich steilwandigen Nährgebiete des Gletschers erklären würde. Ich habe keinen Grund gefunden, welcher hindern würde, die genannte Ufermoräne, den Schotter von Unterseeland und den Schutt um Kazino als gleichzeitig gebildet anzusehen. Der Fund gekritzter Geschiebe um Kazino würde Gewißheit geben.

Am Schlusse meiner Begehung teilte mir Herr Oberberggrat F. Teller freundlichst mit, daß er bei der Kirche St. Oswald (Pfarre, 955 *m*), dort wo ein flacher Gehängestreif an die steilere Böschung anstößt, Kalkblöcke gefunden habe, die nach Fossilgehalt aus dem Gipfelbau der Kanker Kotschna stammen müssen. Seiner Meinung nach können sie nur durch Gletschertransport an diese Stelle gebracht worden sein; und wie er sie von dem als Bergsturzgebiet aufgefaßten Blockfelde gleichen Fossilgehaltes im Talgrunde trennt, so möchte ich sie nicht für Ablagerungen jenes Gletschers halten, der die genannte Ufermoräne aufbaute. Diese endigt im Tale; der bis St. Oswald heranreichende Gletscher muß noch über 60 *m* mächtig gewesen sein. Diese Irrblöcke gehören daher wohl zu den Ablagerungen jenes Gletschers, dessen Moränen viel weiter unten, bei Podlog liegen.

Der Talgrund zwischen dem Kazino von Ober-Seeland und Podlog ist ausgefüllt mit Schottermassen. Sie gehen aus der Trümmerschwelle hervor, welche die breite und ebene Tallandschaft von Oberseeland abschließt. Das Tal ist enge geworden, der Bach fällt rasch; nirgends schneidet er festen Fels an. Bis Unterseeland etwa reicht der Übergangs-

¹⁾ Siehe geolog. Spezialkarte.

kegel, als dessen Bestandteil uns die erwähnte, mit gekritzten Geschieben versehene Terrasse entgegentritt. Sie läßt sich weiterhin und wiederholt vom Bache (7—10 *m*)¹⁾ angeschnitten bis Podlog verfolgen. Sie erweist sich auf dieser Strecke durch Abnahme an gekritzten Geschieben und Zunahme an schotteriger Beschaffenheit als fluvioglaziale Bildung.

Bei Podlog endigt diese Terrasse an einem auffälligen Walle. Wenige Schritte vorher häufen sich im Straßenanschnitt gekritzte Geschiebe. Solche finden wir nebst lehmurchsetztem Kalkschutt und Blöcken in einer Gruppe von Hügelkuppen in der Mündung des Storschitz-Grabens. Sie konnten jedoch in dem aus losem Schutte aufgebauten Hügeln im Knie des Kankerbaches nicht nachgewiesen werden. Doch ist auch ihr Gestein erratisch und sind sie im Zusammenhange mit den anderen Glazialspuren als Moränenhügel aufzufassen. Sie bezeichnen das hammerförmig verbreiterte Ende eines schmalen Seeländer Gletschers, der aus der Vereinigung der Eismassen der Unteren und Oberen Seeländer Kotschna hervorging.²⁾

Das Moränengebiet von Podlog besteht aus zwei getrennten Wallgebieten. Die Hügel im Kankerknien beginnen mit einem Walle, dessen scharfem Firste Kalkblöcke entragen. Nahe der Talumbiegung verbreitet er sich zu einer Doppelkuppe (zirka 735 *m*), in deren Sattel das Gehöfte Mauc liegt. Er fällt zirka 25 *m* talwärts zur Kanker ab. Die westliche Hügelgruppe besteht aus drei begrünten Kuppen, deren südlichste höchste (zirka 735 *m*) von der Straße angeschnitten ist und zum Storschitzbache 20 *m* abfällt. Der Schutt ist etwas über Handbreite angewittert. Der nördliche Hügel ist mit dem südlichen durch eine kurze Terrassenfläche verbunden und erhebt sich 6 *m* über diese. Am Fuße ihres Abfalls zum Bache liegt ein riesiger Riffkalkblock. Hier fand auch Herr Oberberggrat Teller Blöcke jenes Koninckinengesteins, die dem Grenzniveau zwischen Raibler Schichten und Dachsteinkalk entstammen und auf die Kanker Kotschna als Ursprungsort zurückweisen.³⁾ Daher können die Ablagerungen trotz eingelagerter Porphyrfragmente nicht aus dem Storschitzgraben stammen. Auch der Nordfuß des Hügels Tschesnik ist mit Moräne überkleidet. Gekritzte Geschiebe finden sich endlich in der Verbauung des Tälchens, das E von Kote 811 von Norden herabzieht. Auch die Kuppe in der Mündung des Kankerbaches nördlich Unterseeland scheint ein seitlicher Einbau des vorbeigeströmten Gletschers zu sein.

¹⁾ Die eingeklammerten Zahlen bei Schotterterrassen bedeuten im folgenden stets die Höhe der Terrassenkante über dem Bachspiegel.

²⁾ Daß der Kanal Skuber vom Eise durchmessen wurde, beweist die Grundmoräne die sich an seinem südlichen Gehänge gegenüber dem Gehöfte Skuber (Bergweg, S von Kote, 986 *m*) findet.

³⁾ Erläut. S. 117.

Die Moränen von Podlog markieren nicht den äußersten Vorstoß des Seeländer Gletschers. Von Podlog abwärts enthalten Plaicken wiederholt Moränenmaterial. Gekritzte Geschiebe kommen vor. Überraschend reich an solchen ist ein Aufschluß fast 1·5 km südlich Podlog, nächst der Straßenkote 664. Unter den zwei südlicheren Häusern trifft man bachwärts graugelben Grus mit großen, schön geschrammten Blöcken. Östlich des durch eine Kapelle gekrönten Felsriffes lagert auf dem Hange ein Wällchen: offenbar die äußersten unverfestigten Spuren eines kurzen Vorstoßes des Podlogstandes.

Schotter. Aus den Moränen von Podlog geht kein bemerkenswerter Übergangskegel hervor. In dem folgenden felsigen, engen Talstücke bis zur Kote 634 finden wir keine höheren Terrassen. Daß jedoch ein höherer Terrassenboden vom Bache entfernt worden sei, lassen einige (10—15 m) hohe Terrassenkanten von Schuttkegeln seitlich einmündender Gräben vermuten: so nördlich der Landesgrenze und gegenüber der Tal-kote 634 m. Sie legten sich wohl auf jene Terrasse, deren Rest uns weiter südlich als wenige Schritte breiter blockbedeckter Streif (10 m) am Gehänge erhalten ist. Er wechselt hernach die Ufer und begleitet vor der nächsten Brücke wieder das linke Ufer. Diese Terrasse hat dieselbe Höhe wie die Terrassenfläche zwischen Unterseeland und Podlog. Sie setzt in der folgenden Felsenge aus, in der man (10—12 m) über dem Bache eine Art Grenzlinie zwischen dem unten steilen und oben etwas sanfteren Felsgehänge, einen Klammrand, bemerken kann. Wir wollen diese kurze Enge die Struch-Klamm nennen.

Es ergibt sich nun die Frage, welcher Eiszeit oder welchen Stadien der im Eiszeitwerke geschaffenen Einteilung unsere Moränen einzuordnen sind. Die gute Erhaltung der Wälle an ungeschützten Stellen, die wenig mächtige Verwitterungsschicht schließen aus, daß man es mit Ablagerungen einer der drei älteren Eiszeiten zu tun habe. Andererseits sind diese äußersten Moränen, eben weil sie die äußersten gefundenen sind, keinem Stadium zuzuweisen. Wir halten sie daher für Würmmoränen und werden in der später summarisch anzuführenden Schneegrenze die Bestätigung dieser Auffassung finden.

Das Zeitverhältnis der besprochenen Moränen kann nach dem Erfahrungssatze, daß ein Gletscher, der über Moränen hinweggeht, sie umformt sowie dem Umstande, daß wir keine umgewandelte Moränenlandschaft fanden, dahin bestimmt werden, daß die Moränen um so älter sind, je weiter sie talabwärts liegen. Danach sind die von Kote 664 die ältesten, es folgen die von Podlog, schließlich die gleichaltrigen von Kasino und St. Andrä. (Eine andere Frage ist es hingegen, ob die Moränen von Podlog und Kasino—Andrä einer Eiszeit und einem Stadium entsprechen. Berücksichtigt man die Entfernung Kasino—Podlog, so scheint das nicht

ausgeschlossen. Bedenkt man aber, daß ein geringer Vorstoß der großen Gletscherzungen von Kazino und Andrá dieselben im schmalen Kankertale weit vorschieben mußte, so neigt man zu der Ansicht, die erwähnten Moränen als Stücke eines Moränengürtels aufzufassen.)

Am westlichen Außenrande der Steiner Alpen sind drei Gletscher zur Entwicklung gelangt: der Roblek-Gletscher im Süden, der Suhadolnik-Gletscher, zugleich der größte dieser Seite, in der Mitte, und der steile, schmale Struch-Gletscher im Norden.

Das Einzugsgebiet dieses kleinen Eisfeldes ist der Westabfall der Kanker Kotschna (2484 *m*), der sich zum steilen Struchgraben verengt. Er mündet an der Struch-Klamm nördlich Dovgi mosti ins Kankertal. Gegenüber einer südlichen Parallelfurche erhebt sich bei Dovgi mosti, von der Straße durchschnitten, ein wenig hohes Hügelchen mit schwach gekritzten Geschieben. Dieser Hügel scheint ein Moränenrest eines den Talboden berührenden Hängegletschers des Kotschna Westhanges zu sein.

Die Sohle des nun folgenden Suhadolnikgrabens ist von mächtigen Schuttmassen erfüllt. Südöstlich der Talkote 576 *m* ist der First des Bergspornes mit Kalkblöcken — besonders einer fällt durch seine Größe auf — bedeckt, die sich auf anstehendem Porphyrr als erratisch erweisen. Aber erst in beträchtlicher Entfernung von der Mündung des Suhadolnikgrabens treffen wir auf einen ungewöhnlich mächtigen Schutt- und Schotterkomplex. Von der Kanker-Säge unter Neskar bildet er, mindestens 60 *m* hoch ansteigend, den linken Talhang und verschwindet erst kurz vor Kanker. Zu unterst ruht er in geglätteten Felsschalen des anstehenden Kalkes (5—12 *m*) und birgt bereits hier bei lehmiger Zusammensetzung hie und da undeutlich gekritzte Geschiebe. Zuweilen nimmt er rein schotterige Beschaffenheit an, grobe, lose Schotter scheinen angelagert, feste Konglomeratbänke feineren Kornes treten hervor. Mächtige Quellen brechen stellenweise aus dem Gehänge. In den oberen Partien entragen der Ablagerung harte, löcherige Breccienbänke und darüber am Wege bemerkt man gut gekritzte Geschiebe auf schwarzem Kalke. Die Oberfläche ist eine bergaufwärts geböschte Blockfläche, die durch Bäche in schmale Rücken zerschnitten ist. Auf dem Wege von der Kapelle S von Neskar zum Gehöfte Roblek trifft man neben Kalkgeschieben und Trümmern bis zirka 600 *m* empor eckige Porphyrstücke, die nach der geologischen Spezialkarte nur vom nördlichen Porphyrgelände um Vertatschnig stammen können. Es liegt hier der mächtige Moränenkörper eines Suhadolnikgletschers vor, dessen Aufbau die Verzahnung mit Schottern und die Eingliederung eines gleich alten Roblek-Schuttkegels erkennen läßt.

Diesen Roblek-Schuttkegel, der mit der Schottermoräne des Suhadolnikgletschers verwächst, müssen wir als den Übergangskegel eines gleichzeitigen Roblek-gletschers auffassen. Der zugehörige Moränen-

wall, der vor dem Ausgang der Roblekschlucht liegt, ist arm an Aufschlüssen. An der Grabenböschung streicht bereits bei 900 *m* breccienartig verkitteter Schutt mit Geschieben aus. In den Holzriesen konnten im lehmigen Untergrunde gekritzte Geschiebe nachgewiesen werden. Die Grenze der verwachsenen Moränengebiete wird durch das Auftreten von Porphyrfragmenten angezeigt, die nur dem Suhadolnigletscher eigen sind. Einen guten Eindruck des Moränengebietes gewinnt man vom Gehöfte Slapar.

Wir weisen die angeführten Moränen des Westrandes wegen der deutlichen Abhängigkeit, die ihre Lage von der Höhe des Einzugsgebietes zeigt, einer Bildungszeit zu und bezeichnen diese wegen der übereinstimmenden Merkmale mit den Seeländer Moränen als die Würmeiszeit.

Die Schotterentwicklung ist zwischen Struchklamm und Kankersäge keine bedeutende. Vor allem nimmt Wunder, daß in der Weitung von Vertatschnig keine Staubbildung des hier das Tal sperrenden Suhadolnigletschers vorhanden ist. Nur am Berghang E von Talkote 576 *m* klebt ein Schotterrest (14 *m*), der der 10 *m* Terrasse entspricht. Dieselbe (12 *m* hoch und mit herabgestürzten Porphyrböcken bedeckt) findet sich dann südlich Vertatschnig ein und setzt vor dem Gasthause Povschnar aufs linke Ufer über. — Der Mangel einer Staubbildung kann erklärt werden entweder dadurch, daß sie beseitigt worden ist, oder, daß der Kankerbach trotz des Gletschers einen wenig gehinderten Abzug fand. Die zirka 12 *m* hohe Terrasse zwischen Vertatschnig und Povschnar dagegen wurde erst nach dem Rückzuge des Suhadolnigletschers bis an die Mündung des gleichnamigen Grabens eingebaut. Ein Halt dieses Gletschers E von Vertatschnig wird aber angedeutet durch mächtige Schuttmassen, die allerdings fast bis zu ihrer Höhe von jüngerem Schuttkegel zugeschüttet, die deutliche Wallform eingebüßt haben. Diese Erklärung ergibt für Seeländer und Suhadolnigletscher analoge Verhältnisse. Hier wie dort ein Hochstand (Mündung der Roblek-Schlucht, Podlog), hier wie dort ein letzter Halt vor dem Rückzuge (E von Vertatschnig, Kazino—Andrä). Zwischen Hoch- und Tiefstand Schotterterrassen, zu deuten als Teilfelder der Niederterrasse. Bei der Enge des Kankertales verliert der große Horizontalabstand der äußersten und innersten Würmmoränen das befremdende.

Ungleich mächtiger als bisher ist die Entwicklung der Schotter in dem Talstücke Kankermühle bis Höflein, wo die Kanker die Steiner Alpen verläßt. Zunächst verfolgen wir die Außenseite des Kankerknies. Bei Kanker scheint aus dem Moränenkörper eine Terrasse hervorzugehen, welche westlich des Ortes durch drei Bäche in drei Rücken zerschnitten ist. Sie verläuft über das Gehöfte Harris (36—40 *m*). Südlich des Bildstockes 513 *m* lagert ihr lockerer Schotter auf Dolomit. Dieser Sockel nähert sich in den Seitengräben auf 15 *m* der Terrassenoberfläche. Im

Westen ist jedoch der Schotter derselben Terrasse zu Konglomerat verfestigt und große Blöcke sind zum Bache herabgestürzt. (Geschiebe hellen Kalkes und Porphyrstücke.) Diese Terrasse erscheint östlich des Gehöftes Terkouc (34 m) als Konglomeratkappe eines Felspfeilers, ebenso südlich Logar (36 m), wo sie bis in den Bach herabreicht. An einigen Stellen hat die Kanker rechts von ihrem alten Laufe, also in ihr altes Talgehänge, ihr neues Bett eingeschnitten.

Neben dieser hohen Terrasse konnte noch eine niedrigere (15 m) festgestellt werden, die am linken Gehänge bei Kanker, ferner gut aufgeschlossen gegenüber Terkouc, vor der Felsenge auftritt. Diese niedere Terrasse erscheint als die Fortsetzung der Niederterrasse des oberen Kankertales. Fraglich ist nur, wo sie ihren Ursprung nimmt.

Die Frage, welcher Bildungszeit beide Schotter zuzuweisen sind, ist schwer zu beantworten. Die 15 m Terrasse scheint eine Fortsetzung der als Niederterrasse aufgefaßten Schotter des oberen Kankertales zu sein. Ihr Wurzelpunkt kann sowohl in der Mündung des Suhadolnikgrabens, wie in den Moränen S von Neskar liegen. Für ersteres spricht die Übereinstimmung mit den Schottern von Unter-Seeland, für letzteres die Auffassung der genannten Moränen als Würmmoränen. Gilt aber letzteres, so ist der Ursprungsort der höheren Terrasse dunkel, da beide Terrassen vermöge ihres Höhenunterschiedes und ihrer Verfestigung nicht als Teilfelder¹⁾ einer Bildungszeit gelten können und die niedrigere vermöge ihrer geringeren Verfestigung nicht aus der höheren durch Seitenerosion herausgeschnitten sein kann. Entspringt hingegen die höhere Terrasse in den Moränen, so müßten wir sie als Hochterrasse²⁾, die Moränen als Ribmoränen auffassen, wozu sie zu jugendlich erscheinen. Es bleibt also nur der Ausweg übrig, entweder die tieferen Schotter für jünger als die Niederterrasse anzusehen oder im Moränengebiet südlich Neskar zwei verschiedene Moränengürtel: Rib- und Würmmoränen anzunehmen.

Von Höflein, wo die Kanker in die oberkrainische Ebene austritt, dehnt sich ihr breiter Schotterkegel (mit 10⁰/₀₀ Gefälle³⁾ südwärts aus; er wurde dem Flusse entlang bis Krainburg verfolgt und dann (in der Richtung) gegen Stein gequert. Am rechten Ufer lehnt sich der Schuttkegel als schmaler Streif an die miozäne Hügellandschaft, während sich vom linken Ufer aus die Ebene bis zur Save und dem Bergland von Uranschitz ausbreitet. Bereits v. Hauer hat auf der geologischen

¹⁾ Alpen im Ezta, S. 18.

²⁾ Unter Hochterrasse versteht man den Schotter, der in der Ribzeit abgelagert wurde.

³⁾ Einzelheiten über das Gefälle des Kanker Flachkegels: J. Wentzel: Ein Beitrag zur Bildungsgeschichte des Tales der Neumarkter Feistritz. Jahresbericht der k. k. Staatsoberrealschule in Laibach, Schuljahr 1900/01, Laibach 1901.

Übersichtskarte der Monarchie diesen Schotterkegel als Diluvium verzeichnet. Die Prallstelle der Kanker zwischen Höflein und Randorf entblößt locker verfestigten Kankerschotter, frei von Geschieben eines Diluvialkonglomerats. Die verwitterte Schicht beträgt 30 cm. Der Schotter macht den Eindruck der Niederterrasse. Die Terrasse ist beim Austritt aus dem Gebirge 10—12 m hoch, nimmt aber bei Randorf um 7 m an Höhe zu. In diesem Abfall streicht festes Konglomerat aus. Am linken Ufer ist diese Niveaudifferenz nicht bemerkbar. Hier trägt die Terrassenfläche die Ortschaften Tupalitsch und Hotemasch. Kurz vor Waisach nähern sich die Ränder und ziehen nun einander parallel; ihr Abfall ist stellenweise durch Terrassen der Seitenerosion unterbrochen.¹⁾ Der Sockel des Konglomerats erhebt sich nur bei Mile 3—4 m über den Fluß (Tertiär) und gibt die Mächtigkeit des Konglomerats hier zu 12 m an. Die obersten 4 m sind locker, die Grenze gegen das Feste ist nicht scharf. Die verwitterte Schichte ist 0.6 m mächtig. Die Kanker fließt am Grunde eines Kañons über Konglomeratbänke. Von den Schluchträndern erhebt sich der Boden noch sanft ansteigend 2 m. Diese Bodenschwelle zieht bis Krainburg. Indes nimmt die Schluchttiefe zu und erreicht bei der genannten Stadt 30 m. Letztere liegt auf dem Konglomeratvorsprung zwischen Kanker und Save. Wo ober Krainburg der Rupuscabach in die Kanker mündet, finden wir der Schlucht eingelagert losen Schotter (10 m): Die Kanker ober Krainburg gemahnt an die Traun in der Umgebung des Traunfalles.²⁾ Das Alter des Konglomerats wird durch die Untersuchungen Brückners über den Savegletscher festgestellt werden.

Von den Gehängebreccien des Kankertales erwähne ich die Breccie in der Mündung des Struchgrabens, eine weitere auf dem Wege zum Bauer Roblek und die Breccien, die sich zwischen Logar und Höflein auf die höheren Terrassen legen. Sie sind Zeugen einer Gehängetüberschüttung bei tiefer Lage der Schneegrenze. — Bezüglich älterer Glazialspuren im Kankertale machte mich Herr Oberberggrat F. Teller auf die pliozänen Schotter um Schloß Thurn aufmerksam. Ich habe bei einer Querung derselben nichts Glaziales finden können.

Feistritzgebiet. Würmmoränen und Schotter. Damit wenden wir uns der Südseite der Steiner Alpen zu. Stattlich ist die Entwicklung der Würmmoränen im Feistritztal. Vereinigte doch der Feistritzgletscher die Firnmassen fast der gesamten Südseite der Steiner Alpen. Das Moränengebiet hat eine große horizontale Erstreckung. Es reicht vom Bauer Urschitz bis zur Putzpulverfabrik.

¹⁾ Eine solche (12 m) ist auch bei Terkouc aus der höheren herausgeschnitten.

²⁾ Alpen im Ezta. S. 85.

Doch treten die Wälle, die der Weg südlich vom Gehöfte Urschitz quert, wenig hervor und erst südlich der Naturbrücke wird die Moränenlandschaft ausdrucksvoller. Die wellige Waldebene nördlich Predasel ist bedeckt von riesigen Kalktrümmern, zum Teil in abenteuerlicher Stellung. Ein Quer- und Längswall durchziehen sie. Wo die Feistritz von West nach Ost umbiegt und einen kleinen Zufluß von Norden empfängt, bricht die Waldebene ab. Sie setzt sich am Westgehänge nur mehr als schmaler Terrassenstreif (22 *m*) über der Feistritz taleinwärts fort. Das Talstück Predasel—Putzpulverfabrik ist aus einer Reihe von Moränenwällen mit den zugehörigen Sandrflächen¹⁾ aufgebaut. Das rechte Ufer ist wallreicher. Ein Längswall von 60 Schritt Länge, 10 Schritt Breite und 6 *m* Höhe erhebt sich aus der Schottermasse südlich Predasel. Ein weiteres Wallgebilde quert den Talboden 250 Schritte weiter südlich. Es ist 40 Schritte breit und 5 *m* hoch. Der überall mit Blöcken besäte Waldboden ist lehmig, zahlreiche Pfützen erfüllten die flachen Vertiefungen. Zwei größere Wälle liegen der Mündung des Belatales gegenüber. Der äußere erhebt sich durchschnittlich 25 *m* über die Terrasse und endet auf dieser dreieckförmig abgeschnitten bei einem gewaltigen Blocke, der von seinem Kamme herabgekollert ist. An 200 Schritte lang zieht die Moräne in sanftem Bogen zum Berghang, welchem sie sich, in zwei bis drei Wälle aufgelöst, anschließt. Die höchsten Wälle erheben sich gleichfalls am rechten Ufer gegenüber der Putzpulverfabrik. Hier endet das Moränengebiet mit mächtigem Doppelwalle. Er endigt auf der breiten Wiesenfläche, wo die Hütten der Holzer (Breznike) stehen. Ein Tälchen, das sich zu einer seichten Furche ausspitzt, trennt ihn vom rechten Gehänge ab, zu welchem er umbiegt. Nach vorn und rückwärts steil abfallend, erhebt er sich 40 *m*. Aufschlüsse zeigen gekritzte Geschiebe. Nach 250 Schritten berglein senkt sich sein Kamm, bald darauf schließt in scharfer Verschneidung der zweite Wall an, der sich an das Berggehänge anschmiegt.

Weniger ausgeprägt sind die Wälle am linken Ufer der Feistritz. Der Weg folgt hier einer seichten Senke zwischen dem Hange und einer wenig hohen Schutthügelkette, deren südlichstes Glied auf der Bachseite einen entblößten Felssockel besitzt. Dieser Hügel ist etwa 18 *m* hoch, 50—70 Schritte breit und etwa dreimal so lang. Die Hügelreihe zwischen dem Bache und der ebenen Fläche der Putzpulverfabrik bildet den linken Flügel des Endmoränenbogens. Der Pfad der hier zum Stege über die Feistritz führt, quert einen nördlich ansteigenden, frisch entholzten Hügel, der sich 40 *m* über die Feistritz erhebt. — Mitten durch das Moränengebiet nimmt die Feistritz tief eingeschnitten ihren Weg. Die Schlucht wandungen zeigen bemerkenswerte Aufschlüsse. Der nördlichste Terrassen-

¹⁾ Morph. S. 404.

abfall entblößt unter 30—50 *cm* Verwitterungsdecke teils losen, teils verfestigten Kalkschotter mit stellenweise eingestreuten kleinen schwarzbraunen Geschieben der mergeligen Oberburger Schichten (o_1 der geol. Spezialkarte). Sie stehen weiter südlich an. Knapp darunter bildet die Feistritz das Knie und tritt in der Verlängerung des nördlichen Seitenbaches aus der breiten Talschlucht in eine 5—6 *m* breite und über 18 *m* tiefe Felsklamm ein, die sich der Bach im Riffkalk ausgedrechselt hat. Im Querprofil beobachten wir am rechten Ufer erst Klammfels, dann Schotter mit großen Blöcken.

Der Schotter sitzt der Felskante der Klamm 5 *m* hoch auf, was man besonders deutlich bei der Naturbrücke sieht. Die Naturbrücke wird durch einen seitlich in die Klamm gestürzten Kalkblock gebildet, was bereits Teller erwähnt.¹⁾

Unterhalb der Naturbrücke erweitert sich die Klamm zu einem kleinen Seebecken, dem die von Teller²⁾ ausführlich beschriebene oligozäne Felsklippe entragt. Hier bildet die Feistritz einen Wasserfall. Am Westrand des Beckens erblickt man zu unterst schwarzbraunen Mergel der Oberburger Schichten mit scharfer oberer Grenze; darüber losen Kalkschotter mit schwach gekritzten Kalkgeschieben, ferner Breccien und schwach gerundeten Mergelgeschieben. Die Breccienstücke enthalten helle Kalke mit rötlichem Bindemittel. (Sie findet sich anstehend an der Sohle der Mündung des Freithofales.) Der Schotter ist 13—18 *m* mächtig. Die Terrasse ist hier 25 *m*, beim Wasserfall 30 *m* hoch. Dieses Talstück Klammbeginn—Belamündung scheint epigenetisch, der verschüttete Feistritzlauf westlich zu liegen.

Etwa 300 Schritte unter der Belamündung lagert auf 10 *m* hohem Mergelsockel eine 15 *m* dicke, mit gekritzten Geschieben durchsetzte Schottermoräne. Eine Aufarbeitung an der Auflagerungsfläche wurde auch hier nicht beobachtet. Die Verwitterungsdecke hält sich hier wie stets unter $\frac{1}{2}$ *m*.

Beim Stege zwischen Jägerhaus und Holzerhütten mißt die Terrasse 30 *m*; hievon entfallen 10 *m* auf den Felssockel. Zahlreiche gekritzte Geschiebe kommen im Schotter vor; ebenso über dem Stege am linken Ufer.

Grundmoräne verkleidet endlich den Ausgang der Bela dolina. Sie ist gegenüber der „Klamm“brücke am Südgehänge aufgeschlossen und einige Schritte taleinwärts quert der Weg eine größere Plaicke mit vielen gekritzten Geschieben.

Ein klarer Überblick über das Moränengebiet ist aus der Nähe nicht zu gewinnen, da dasselbe mit Wald bedeckt ist. Der Raum innerhalb der innersten Moränen ist mit Schotter erfüllt; sie verbinden die

¹⁾ Oligozänbildungen im Feistritztal bei Stein in Krain. Verh. d. geol. R.-A. 1885, S. 193—200.

²⁾ Ebenda.

einzelnen Wälle und schließen an den äußersten Wall an. Die ersten Schotter sind spätere Ausfüllung (S. 52), die zweiten Teilfelder¹⁾, weshalb sie in ihrer Höhe etwas variieren; der letzte Schotter ist der Übergangskegel und erhebt sich entsprechend dessen größter Höhe auf 34 *m* über dem Bache.

Die ausgeprägte Form, der Mangel an Verfestigung, die wenig dicke Verwitterungsschicht, das Fehlen von Moränenspuren weiter talauswärts weisen diese Serie der Würmeiszeit zu.

Noch muß einer bemerkenswerten Erscheinung im Innern des Feistritztales Erwähnung geschehen. Es scheint, daß der Feistritzgletscher aus dem Freithoftale keinen Zufluß empfangen hat. Ein gewaltiger Breccienkörper vermauert gegenwärtig den Ausgang des Freithoftales. Der Bach hat in dieselbe eine enge und wilde Klamm gerissen. Steigt man durch die Runse empor, so trifft man bei 880 *m* mit gekritzten Geschieben auf Moränenspuren. Hier muß der Freithofgletscher geendet haben. Die Breccie ist sein Übergangskegel. Die obere Kante dieser Talausfüllung liegt etwas unter 1000 *m*. So hoch muß der dämmende Feistritzgletscher mindestens emporgereicht haben. Moränen und Breccie rechnen wir zur Würmeiszeit.

Schotter. Das zusammenhängende Stück der hohen Niederterrasse des Feistritzgletschers endet bereits am Koroschtzapotok. Talauswärts kleben ihre Spuren in unbedeutenden Resten am Gehänge des V-förmigen Taleinschnittes. Zusammenhängend treffen wir sie wieder von der Mündung des Konjskigrabens an. Sie zieht dann am linken Ufer, von Gehängebreccie überlagert, bis zum Bildstock Kote 473 *m*. In gleicher Höhe streichen die Bänke ihres Konglomerats gegenüber dem Bildstocke an der linken Mündung des Grohatgrabens aus, 7 *m* mächtig dem Kalke auflagernd. Dies ist nicht ihre gesamte Mächtigkeit. Ihr Niveau streift den bildstocktragenden Felskopf, auf den sich von Osten her ein Schuttkegel lehnt. Unter diesem reicht der Schotter bis 5 *m* über den Bach hinab. Eine verschüttete Talrinne liegt hier vor. Wie im Kankertal fand auch im Feistritztal eine Verlegung des Flußbettes nach dem rechten Ufer zu statt.

Die Niederterrasse, deren Konglomerat am linken Ufer stellenweise aufgeschlossen ist, ist am Gebirgsrand auf 17 *m* herabgesunken. Ihre Kante läßt sich in der Weitung südlich von Ober-Stranje verfolgen, wo sie breitere Flächen gewinnt.

Am Gebirgsabfall unter dem Berge Grohat stellt sich unter der Niederterrasse noch eine höhere Terrasse ein, in deren Abfall festes Konglomerat ausstreicht. Ihre geböschte Oberfläche macht den Eindruck einer viel älteren Terrasse. Ich erblicke in ihr ein Äquivalent der nordalpinen

¹⁾ Die Alpen im Ezta., S. 18.

Hochterrasse. ¹⁾ Sie überragt die Niederterrasse um 34 *m*. Im Süden wird diese Niveaudifferenz geringer. Dies zeigt bereits der Riedel am Westrande der Weitung von Ober-Stranje ²⁾. In Stein ist die Terrasse, auf deren Vorsprung eine Kirche steht, 30 *m* hoch. Ihr Ausstrich, durch Wasseraustritte bezeichnet, liegt wenige Meter über der benachbarten Niederrasse. Diese ist ober Stein noch 15 *m* hoch.

Unter der Felsenge von Stein erweitert sich das Feistritztal zu breiter fächerförmiger Ebene, deren breiteste Fläche die Niederterrasse einnimmt. Auf ihr führt Straße und Bahn. Die Schottergruben zeigen hellgelblichen losen Schotter (Verwitterungsschicht 0·3 *m*). Südlich von Stein verliert die Niederterrasse sehr an Höhe und das auf ihrer Kante erbaute Kirchlein von Schmarza (355 *m*), bis wohin ich sie verfolgte, steht kaum 5 *m* über der Feistritz. Das nächste Vorkommen der Hochterrasse liegt beim Orte Kreuz an der Straße, wo sie sich 5 *m* über der Niederterrasse erhebt. Das stimmt überein mit ihrer Höhe an der Brücke südlich Dupliza. Ein langgestreckter, von der Feistritz durchschnittener Riedel (12—13 *m*) hat zu oberst eine 6 *m* mächtige Konglomeratdecke, die auf schwarzem Mergel aufruht. Die Fortsetzung des Riedels bildet ein Hügel am rechten Ufer.

Zwischen Stein und Krainburg liegen noch am Südrande der Steiner Alpen Spuren der Hochterrasse. Im Dorfe Klanz schneidet ein Seitenweg der Hauptstraße bröckeliges Konglomerat an. Auf demselben lagert, 1 *m* mächtig, lehmige Erde. Dorf Klanz und Schloß Komenda samt Kirche liegen auf einem lang gestreckten Riedel, der zwischen dem Vabnikbach im Norden und Bernekbach im Süden als Rest einer ausbreiteten Schotterdecke stehen geblieben ist. Die Terrasse ist hier 25 *m* hoch. Im nördlichen Abfall streicht Konglomerat über grauem Mergel aus. Der Vorsprung von Gora scheint eine östliche Fortsetzung der Klanzterrasse zu sein. Weiter südöstlich berühren sich in einer Lücke des Hügellandes die Schotterfelder der Kanker und der Feistritz.

Aus der Gegend von Zirklach und Kaplavas erwähnt Lipold ³⁾ sandigen Lehm (Löß). Es ist mir nicht gelungen, echten Löß zu finden. Die 1·7 *m* mächtige gerölldurchsetzte Erdschichte, die SW. von St. Martin auf dem Schotter lagert, kann man nicht als Löß bezeichnen.

Am Ausgang des Feistritztales erscheint wie im rechten Gehänge des Tschernatales wiederholt Breccie. Bemerkenswert ist die Breccie auf dem Wege zum Kankersattel. Sie bricht bei 1070 *m* ab in der südlichen Fortsetzung des Prosektrogschlusses. — Südlich der Putzpulverfabrik

¹⁾ Die Alpen im Ezta., S. 29 u. a.

²⁾ Letzteren rechnet Tellers geologische Spezialkarte zum Miozän.

³⁾ Bericht über die geolog. Aufnahmen in Oberkrain, Jhb. d. geol. R.-A., 1857, S. 233.

wurden schwach kenntliche Kritzen auf Geschieben bei Kote 473 gefunden.

Sanngebiet. Würmoränen und Schotter. Die plateau-förmige Entwicklung der Ostseite der Steiner Alpen ermöglichte mit Ausnahme des östlichen Belatales nur die Bildung von Hängegletschern. Wie am Westrande des Gebirges die Moränen des Kankertales südlich Neskar mit denen des Roblekgrabens verwachsen sind, so erscheint auch hier das Moränengebiet von Planinscheg den Endmoränen-spuren des östlichen Belatales genähert. Das östliche Belatal zeigt nahe seinem Ausgange in das Leutscher Tal (Podwolouleg—Leutsch) eine Verengung. In dieser findet sich am Wege, 15 *m* über dem Bache, Schotter mit gekritzten Geschieben, gegenüber der Stelle, wo ein Tälchen von Norden durch die Felsen setzt. Ein nicht aufgeschlossener bewaldeter Wall am Gehänge scheint einer Moräne zu entsprechen. — Besser sind die Moränen in der Umgebung des Gehöftes Planinscheg entwickelt. Wo der Weg westlich des Gehöftes einen von Norden herabsteigenden Wall quert, finden wir in einer Schottergrube zahlreiche gekritzte Geschiebe. Der Wall ist eine Mittelmoräne, die von 1240 *m* bis etwa 1000 *m* herabreicht. Die linke Ufermoräne schmiegt sich an das Südende des Smrekouzkammes an; die rechte tritt in der Kote 1095 in Form von Blockhügeln entgegen. Sie ist verwachsen mit der Endmoräne, deren Abfall vom Wege gekreuzt wird, deren Fußlinie nahe dem Felsrande, W von Kote 938 *m*, liegt. Die Osthälfte des Endmoränengebietes ist undeutlich. Längsfurchen gliedern den Blockabfall, treten aber bald in anstehendes Gestein ein. Auch im Süden von Planinscheg sind die hellen, erratischen Kalke selten. Das Gehöfte selbst liegt auf dem westlichen der zwei felsigen Hügel in der von den Moränen umschlossenen Mulde.

Weiter westlich erscheint das breite Feld des Rovne polje mit dichtbewaldeten Blockwällen bedeckt und umsäumt. Die Gehängerippe südlich Podvežak entspricht nach Lage und Form einer Seitenmoräne. Stellenweise tritt die Felssohle unter der Blockbedeckung in isolierten Kuppen von Rundhöckerform entgegen.

Selten sind Glazialschotter im Leutscher Tale. An der rechten Seite der Mündung des Belatales liegt ein Stück Niederterrasse (11 *m*, davon 7 *m* Fels). 17 *m* höher, also 28 *m* über dem Bache liegt die Fläche einer höheren Terrasse mit dem Gehöfte Podpetschnig. Sie besteht aus Konglomerat, das bald südwärts am Kalkgehänge endet. Nach Quellaustritten zu schließen, ist das Konglomerat 18 *m* mächtig. Sie entspricht ihrer Lage nach der hohen Terrasse des Feistritztales am Grohatberge. Ich halte sie für Hochterrasse. Ihre Fortsetzung habe ich im Leutscher Tale nicht wieder gefunden. Denn der lose helle Schotter des Riharriedels (22 *m*, davon 15 *m* Fels) hat den Habitus der Nieder-

terrasse. Sie findet sich noch am linken Ufer der Leutscher Bela ober Zamernik.

Ein kleines Musterbeispiel eines epigenetischen Durchbruches bietet die Talstrecke Podwolouleg—Podpetschnig. Der Bach tritt aus niederem Lande in hohes ein und durchsetzt den Ostfuß des Gebirges in enger Felsklamm. Er schnitt den Felshügel Žager vom Gehänge ab. Das ist nur erklärlich unter der Annahme, daß der oligozäne Meeresboden sich höher als der Hügel Žager über den heutigen Talboden spannte. Der Bach schnitt westlich von seinem alten Laufe ein. So finden sich hier zwei Längsbäche in einem Tale, da durch Entfernung des alten Meeresbodens die alte Furche wieder erschien und benützt wird. Der westliche Durchbruch hängt jedoch nicht mit glazialen Erscheinungen zusammen.

Der Graben des Ojstri vrh, das Roban-, Logar- und Jezeriatal entsenden ihre Gewässer unmittelbar in das Sanntal, das in flachem Bogen die Nordostseite der Steiner Alpen umzieht. Das längste und formenschönste dieser Täler mit dem stattlichsten Talschlusse ist das Logartal. Bei Podbreschnig treten uns die geringen Moränenspuren des Logargletschers entgegen. Unter dem Bildstocke vor dem genannten Gehöfte sieht man verfestigte Moräne (bis 17 *m* empor) mit vielen gekritzten Geschieben. Sie läuft ostwärts als schmaler Wall am Gehänge aus. Am rechten Ufer der Sann entspricht ihr ein Blockfeld. Dem Übergangskegel angehörige gekritzte Geschiebe liegen erst an der nächsten Brücke am rechten Ufer. Überdeckt mit Erratikum erscheint der Gehängefuß im Norden des Gehöftes Logar. Ein Geschiebehügel in der Talmitte beim Sannursprung markiert einen kurzen Halt beim Gletscherrückzuge.

Die Zunge des Logargletschers legte sich vor den Ausgang des Jezeriatales. Spuren einer Stauwirkung treffen wir in der Felsklamm westlich Podbreschnig nicht. Sie müssen hier entfernt worden sein, denn die Mündung des Tälchens, in dem das Gehöfte Schibouth liegt, läßt die Reste einer hohen Schuttkegelterrasse (ca. 50 *m*) erkennen. Vom Jezeriabachknie nördlich von Gradischnig bis zur Weitung südlich von Koschmer erfüllen mächtige Schotter das Tal. Ihre obere Kante liegt bei 50—60 *m* über dem Bache. Die Schichtung ist eine fluviatile. Diese Staubildung bricht an der Weitung ab. An dieser Stelle ist sie verfestigt und enthält gekritzte Geschiebe. Das ist der Würmmoränenrest des Jezeriagletschers. Die Staubildung ist Niederterrasse wie der erwähnte Schuttkegelrest.

Im Sanntalstücke Podbreschnig — Gabelwirt fehlt die Niederterrasse fast völlig. Unter der Mündung des Heiligen Geister Grabens streicht am linken Ufer ihr Konglomerat aus (5—6 *m*, davon 1·5 *m* Felssockel). Sonst erkennt man sie nur im Anschnitte hoher Schuttkegel der Seitengräben. So an der Mündung des Hitzmaniggrabens, beim Gehöfte Grobelnik (12 *m*) und Gasparz.

Eine deutliche Moräne umspannt die Mündung des Robantales. Diese Ablagerung fiel bereits Rolle ¹⁾ auf. Er leitet ihren Ursprung vom Robantal und vom Westgehänge des Raduha ab. Gekritzte Geschiebe im Außenabfall des Walles lassen sie als Moräne erkennen. Die Bogenform weist sie allein dem Robantal zu. Das nördliche Bogenstück erhebt sich bis 615 *m* (30 *m*), ist 400 Schritt lang, mit großen Blöcken bedeckt und schließt in einer Breite von 200 Schritten an das Gehänge an. Das rechte, gleichfalls blocküberstreute Bogenstück im Süden des Robanbaches zieht mit scharfem Kamme am Gehänge bis 680 *m* hinan. Befremdend ist das Fehlen eines deutlichen Übergangskegels. Denn nördlich und südlich des Robanbaches sind der Moräne nur Terrassenstücke von 6 *m* Höhe angegliedert. Das scharfe Absetzen der Schotterfläche am Moränenabfall fällt hier wie im Feistritzal (Holzerhütte) und bei Podlog auf. Bis zur Mündung des Grabens Dol, NW von Leutsch, findet sich mit Ausnahme des Südendes der Weushekweitung kein deutlicher Rest der Niederterrasse. Wahrscheinlich legten sich auf dieselbe die beiden Schuttkegel nördlich der Iглаenge, die von Veža und Raducha absteigend mit einer Abrißkante 15—20 *m* über der Sann enden.

Der helle lose Niederterrassenschotter erscheint mit 10 *m* Kantenhöhe erst wieder an der Mündung des Doltales und gehört hier, wie auch aus der Anwesenheit von m_3 Geschieben (geologische Spezialkarte) hervorgeht, dem Schotterkegel an, der aus dem Dol herniedersteigt. Derselbe erweist sich höher oben, durch Führung von gekritzten Geschieben als Übergangskegel zweier Endmoränen, die ober der Vereinigungsstelle zweier im Norden und Süden des Ojstri vrh niedersetzenden Gräben liegen. Im nördlichen Talaste findet sich Grundmoräne bei 700 *m*, der südliche wird in dieser Höhe von einem gewaltigen, in der Mitte emporgewölbten Blockfelde bedeckt, das der nördlichen Moräne zu entsprechen scheint. Ob die beiden Hängegletscher sich östlich des Ojstri vrh vereinigt haben, konnte nicht festgestellt werden.

Diese Moränen auf der Nordostseite der Steiner Alpen werden aus dem gleichen Grunde wie früher zu den Würmmoränen gerechnet.

Zur Würmeiszeit barg auch die Nordseite der zu den Steiner Alpen gehörigen Raduha einen kleinen Kargletscher im Bereiche der Grohatalpe. Im Norden der Felskuppen des Karbodens erheben sich kleine Blockhügel mit erratischem Riffkalke. Der mittlere Hügel überragt die nördliche Alphütte um 3 *m* und ist durch eine bis in die Werfener Schiefer hinabreichende Rinne vom westlichen Hügel getrennt. Gleich diesem schmiegt sich auch der östliche, 3—4 *m* hohe dem Seitengehänge

¹⁾ Geologische Untersuchungen etc., Jhb. d. geol. R.-A. 1857, S. 455.

an. Talabwärts wurden keine weiteren Spuren bemerkt. Unter der südlichen Karwand dagegen liegt noch ein Schuttwall auf Felssockel.

Dem fast völligen Fehlen der Niederterrasse im oberen Sann-tale steht ihr Vorhandensein im Sannstalstücke Leutschdorf—Laufen gegenüber. Am Gehänge westlich Leutschdorf scheint ein kleines nicht aufgeschlossenes Terrassenstück der Niederterrasse anzugehören. Weiter östlich lagern am Stege südlich Slapnik (10 m) Spuren einem seitlichen Schuttkegel an. Als Terrasse erscheint sie beim Gehöfte Struger und bei Tschernscheg lagert auf einem 6 m hohen Felssockel eine 2,5 m mächtige Konglomeratschicht; als lange schmale Leiste begleitet sie hier das Südgehänge. Beim Gehöfte Gerol senkt sich ihr Sockel stellenweise auf 3 m über Wasser, steigt aber bei Ovtshitsch bis in die Terrassenoberfläche empor (10—12 m). Südlich des letzteren Gehöftes erhebt sich unter dem Einflusse eines seitlichen Schuttkegels die Terrassenkante auf 20 m empor. Bei Logar reicht ihr mit großen Stücken Laufner Steines (m_3 der geologischen Spezialkarte) gemengter Kalkschotter 13 m mächtig bis zum Flußspiegel herab. Die obersten vier lehmigen Meter bildet der Ausläufer des Schuttkegels, der sich im Aufschlusse weiter südlich dem Terrassenschotter muldenförmig einlagert. Weiter südöstlich steigt die Felsunterlage, stellenweise entblößt von der Niederterrasse, mit scharfer Kante auf beiden Ufern 7 m empor. Am linken Ufer bildet sie die Terrasse Bukounig. Das heutige Flußbett ist fast völlig in Laufner Fels eingesenkt. Die Terrassenfläche Bukounig besteht aus Niederterrassenschotter. S E von Bukounig erscheint am Felsabfall ein schmales Profil Schotter, d. h. eine alte nach NE gekehrte, mit Schotter ausgefüllte Flußschlinge, die in der Bukounigterrasse verläuft, verläßt hier den heutigen Taleinschnitt, der an dieser Stelle heute eine gegen SW gebogene Schlinge beschreibt. Am Nordende der Erjazuterrasse erblickt man neuerdings ein von Felsen flankiertes Schotterprofil. In dieser Terrasse verläuft also die Gegenschlinge der alten Furche. Am Rande der Terrasse streicht bis 10 m hoch Fels aus. Doch am südlichen Ende reicht der Schotter wieder ganz herab. Hier mündet die 13 m tiefe, durch Schotter der Niederterrasse verschlossene alte Talrinne wieder in das heutige Flußbett.

Beim Gehöfte Erjazut und am Ausgang des Paradiesgrabens legen sich breite Schuttkegel auf die Niederterrasse. In der Weitung ober Laufen nimmt sie breite, durch eine Terrasse der Seitenerosion abgestufte Flächen ein. Das ist die Konglomeratterrasse von Plesz. Ihre unverletzte Oberfläche scheint wieder im Dorfe Laufen aufzutreten, das zum Teil (Kirche) auf ihr steht. Ihrem Niveau entspricht die Schotterterrasse am rechten Ufer des Laufnitzbaches. Während ihr Felssockel südlich der Sannbrücke noch bemerkbar ist, besteht die Fortsetzung am linken Ufer (18—20 m) ganz aus Konglomerat. Die dünne Verwitte-

rungsdecke kennzeichnet sie als Niederterrasse. Das folgende breite Feld am rechten Ufer bis Frattmannsdorf (auf der geol. Spezialkarte weiß gelassen) bildet offenbar die Fortsetzung der Seitenerosionsterrasse von Plesz. Die Konglomeratbank ist 4·5 m dick. Nächst der Straßenbrücke über die Sann wird das linke Ufer felsig. Ostwärts endet die Terrasse 20 m hoch, wiederholt von Seitenbächen bis zum Felssockel durchschnitten, am Gehänge.

Im Rietzer Becken lagert nördlich Podbresche loser Kalkschotter (7 m) auf Felssockel (3 m). Nach Rolle¹⁾ verliert sich dieser Schotter, den wir zur Niederterrasse rechnen, an der Sannbrücke bei Unterrietz völlig. Rolle verfolgte dieselbe Terrasse am Nordufer über St. Johann, Arpolje, betont ihre Abnahme bei Unterrietz, erwähnt aber, daß der Schotter bei Praßberg noch einige Fuß mächtig sei.

Neben der Niederterrasse lassen sich in der Umgebung von Laufen noch die Spuren einer höheren verfolgen, die bereits Rolle beachtet und Teller auf der geologischen Spezialkarte ausgeschieden hat. Er schätzt sie bei St. Xaver und Melische auf 80—90 Fuß. Sie besteht aus Kalkschotter mit ausgiebiger Lehmbedeckung. Ihr entspricht der Terrassensporn 499 m nördlich Laufen, der die Kirche St. Joseph trägt.

In diesem schmalen zungenförmigen Terrassensporn treffen, wie mich Herr Fludernik, Wirt in Laufen, versicherte, Sann- und Laufnitzschotter, also Kalk- und Miozängeschiebe zusammen, was gelegentlich eines Brunnenbaues, der nach 14 Klaftern auf Fels stieß, ersichtlich wurde.

Im Laufnitztal setzt sich diese Terrasse am rechten Ufer taleinwärts fort. Sie hat starke Lehmbedeckung. Am linken Ufer schwindet sie. Ihr Rest trägt an der Mündung des Tales splitterigen Grus, wohl eine Eluvialbildung des miozänen Berghanges. Ein 40 m hoher Terrassenrest liegt westlich Laufen in der Mündung des ersten südlichen Seitenbaches. Er erscheint im Gehänge N von Plesz angedeutet. Ähnlicher Kalkschotter setzt die Hochfläche Oreschnik zusammen (48—50 m). Ihr Felssockel streicht 5 m über der Niederterrasse (13—14 m) aus. Diese hohen Terrassen weisen wir in Verbindung mit dem Reste von Podpetschnig der Hochterrasse zu.

Neben diesen Gletscherspuren erwecken einige Bildungen im Sanntale die Frage nach älteren Glazialspuren. Wir können jedoch die Schuttmasse im Leutscher Tale, den Wall unter Slapnik, die Felsfläche bei Gerol, endlich die Südumwallung des Rietzer Beckens nicht als glazial betrachten.

Im ersten Falle handelt es sich um einen Bergsturz, dessen verwachsene Ausbruchsnische heute noch im Gehänge sichtbar ist. Dieses vielhöckerige Schuttgebiet liegt südlich Rihar. Teller hat es auf der

¹⁾ I. c. S. 456 u. 457.

geologischen Spezialkarte unter a_1 ausgeschieden. Bemerkenswert ist das Verhalten der Stadialschotter¹⁾ zum Sturzgebiete. Ihre Kanten liegen beim Austritte aus dem Sturzgebiete in viel tieferem Niveau als beim Eintritt. Das Sturzgebiet staute also den die Stadalterrassen aufschüttenden Bach. Weiters liegen die Terrassenkanten oberhalb des Sturzrevieres einander näher als unterhalb desselben. Der Bach belud sich also im Sturzrevier mit Schutt und erhöhte beim Austritte seine Terrassen. Aus beidem geht hervor, daß der Bergsturz älter ist als die Stadalterrassen, also älter als das Bühlstadium.²⁾

Unter Slapnik steht nördlich der Straße hinter einem Hause ein Wall mit scharfem Firste, aus Blöcken von Laufner Stein aufgebaut. Am rechten Ufer erhebt sich ein scharf gegen die Sann vorspringender Blockhügel. Ich halte diese Gebilde für einen durch die Sann zerschnittenen mächtigen Schuttkegel des Rogatschniggrabens. (Er mündet nördlich Metul.) Dieser Schuttkegel muß alt sein, denn dem Durchschnitte ist Niederterrasse angelagert.

Beim Gehöfte Gerol erheben sich aus der Niederterrasse zwei kleine Felsbuckel (aus m_3), die von seichten sich stellenweise kreuzenden Furchen überzogen sind. An einen Gletscherschliff ist aber nicht zu denken. Denn abgesehen davon, daß Grundmoräne fehlt und die Rillen unruhig verlaufen, ist der Laufner Stein so weich, daß er ganz gut von den kantigen Stücken des Sannschotter gerieft worden sein kann. Bemerkte ich doch im Prosekgraben und in der Bela dolina wiederholt die felsige Bachsohle von feinen sich kreuzenden Rißlinien überzogen, entstanden durch den flüchtigen Druck des darüber kollernden Blockstromes.

Den bogenförmigen Hügelzug im Süden der Rietzer Weitung kartierte Teller als pliozänen Schotter. Moräne fand ich nirgends. Die moränenähnliche Gestalt des Hügelzuges schuf der bogenförmige Lauf des Sann- und des Driethbaches. Heute wieder zeigt ja die Sann im Steilrand von Podbresch das Bestreben, ihren Laufbogen südwärts zu verschieben.

Vellachtal. Würmmoränen und Schotter. Im Vellachtale, dem einzigen zur Drau entwässerten Tale der Steiner Alpen, sind die Spuren von Würmmoränen sehr gering. Sie finden sich im Gehänge im Norden der Fuchshube. Unmittelbar hinter dem Gehöfte streicht am Weg in den östlichen Seitengraben auf Fels gelagerte Moräne mit vielen gekritzten Geschieben aus.

Auch im Vellachtale ist das Talstück nächst dem Gebirge schotterarm und wird erst von Eisenkappel an schotterreich. Zwischen der Fuchshube und dem Bade Vellach treffen wir Schotter südlich vom Gehöfte

¹⁾ Siehe S. 48.

²⁾ Das älteste Rückzugsstadium.

Sadounig. Der Niederterrassenschotter (11 m), durch eine 16 m hohe Felskuppe vom Bache getrennt, scheint hier ein westlich vom heutigen gelegenes, verschüttetes Laufstück zu bezeichnen. Die Sadounigtterrasse (13—14 m) ist nicht genug aufgeschlossen. Sie scheint aus Fels mit dünner Schotterauflagerung zu bestehen.

Nördlich Bad Vellach tritt am linken Ufer eine Terrassenkante mit 17 m Höhe hervor. Loser Vellachschotter (Quarzkonglomerate, Dolomit, devonische Kalke, silurische Phyllite, Riffkalkgerölle) nach Art der Niederterrasse tritt uns in Verbindung mit einem herabsteigenden Schuttkegel bei der verfallenen Zementfabrik entgegen (20 m). Der Schotterkörper liegt einem herausgeschnittenen Felsfeiler (mit Bildstock) an. Die Vellach schnitt hier offenbar unter dem Einflusse des rechten Seitenbaches links von ihrem alten Laufe in Werfener Schichten ein. Aus Vellachschotter besteht der 60—70 m hohe Terrassensporn im Winkel zwischen Vellach und Remscheniggraben. Das horizontal geschichtete Konglomerat ist oberflächlich wenig angewittert. Die Fortsetzung dieser Terrasse bilden die gleich hohen Terrassen, die östlich des Marktes das Gehänge begleiten. Sie erreichen in der Mündung des Loibniggrabens eine ansehnliche Ausdehnung. Ihr Konglomerat scheint gleichfalls bis zur Talsohle herabzugehen. Eine ähnlich hohe Terrasse liegt im Ausgang des Leppenbaches sowie am linken Ufer in der vom Bergschutt erfüllten Mulde, in der die Kappler Schießstätte steht. In der Mündung des Ebriachergrabens gehört die Terrasse mit dem Gehöfte Piskernik und ihre südliche Fortsetzung hieher. Sie tritt uns (70 m) am rechten Ufer unter dem Gehöfte N von Moscharnik entgegen. Der losere Schotter lagert hier (über 40 m mächtig) auf Fels. Im Niveau der Eisenkapplerterrasse liegt wohl auch der 25—30 m hohe Terrassenvorsprung am linken Ufer des Remscheniggrabens, rechts von der Einmündung der Kupitzklamm.

Die Eisenkappler Weitung wird im Norden durch die Trobeklamm abgeschlossen. Ihr sind Schotter eingelagert. Der durch den Bahnbau freigelegte Vellachschotter (16—20 m) nahe dem Südausgange zeigt zu oberst ein graues Lehmband und darüber Gehängeschutt, dessen Blöcke einzeln auch in den oberen Partien des Schotters auftreten. Nahe dem Nordausgange klebt am rechten Ufer gleichfalls auf 7 m hohem Felssockel ein Konglomeratnest, das seiner Verfestigung nach den hohen Terrassen um Eisenkappel anzugehören scheint. Man kann es noch 15 m über der Vellach verfolgen. Es ist größtenteils weggesprengt und den Mauern des neuen Bahnbaues eingefügt. Kleine, ähnliche, auf Felssockel (4 m) ruhende Schotterpartien (15 m) über der Vellachbrücke (Viktorhütte) am rechten Ufer sowie unter dem Lindenhof (Markthube) kommen vor.

Die Weitung des Vellachtales nördlich der Trobeklamm zeigt am

linken Ufer einen breiten terrassierten Saum von Ablagerungen. Eine Terrassenkante (18 *m* auf 6 *m* Fels) beginnt auf beiden Ufern nördlich der Viktorhütte. Eine andere läßt sich entlang der Straße weit nordwärts verfolgen. Eine Terrasse (10 *m* loser Schotter) zieht am rechten Ufer bis zu einem Gehöfte.

Neben diesen tieferen Terrassen bedecken die Seitenwandungen der Weitung, wie es scheint, mächtige lose Bildungen, die auf der geologischen Spezialkarte als Gehängeschutt ausgeschieden sind. Am rechten Ufer erscheint ihr Hang durch zwei geböschte, nur undeutlich zusammenhängende Stufen gegliedert. Am linken Ufer nimmt er an der Stelle, wo die Telefonleitung von der Straße zum Hochobir abzweigt, die Form von mächtigen, ineinandergeschachtelten Schuttkegeln an. Das Suchen nach Aufschlüssen, die diese Beckenausfüllung als alte Seeablagerung charakterisieren würden, war vergeblich. Neben Gehängeschutt nehmen am Aufbau dieser Gebilde Vellachschotter teil. Feinkörnige Grünschiefer und Kalkgeschiebe, entsprechend einem geringen Flußgefälle, liegen auf dem hohen Felshang (85—100 *m*) über Tal, südlich vom Gehöfte Mozgan. Sie treten mit scharfer Terrassenkante in gleicher Höhe über Mozgan hervor. Diese Höhe entspricht auch der Terrassenfläche des Lindenhofes, zu der die Sohle des Seitengrabens in gleichmäßiger Neigung von 10° niedersteigt. Vellachkonglomerat lagert auf dem triadischen Kalk- und Dolomit-Riedel zwischen den Ausgängen des Zauchner- und Kunetgrabens und streicht westlich des Bildstockes aus. Südwärts dehnt sich eine breite Terrasse aus (44 *m*). Aus ihrem Abfall springt eine zweite (30 *m*) mit Felssockel hervor. In das Niveau dieser Terrasse fällt auch die einen Keller bergende Konglomeratterrasse am rechten Ufer südlich „Eisenhammer“ (jetzt Fabrik Engländer), während 10 *m* unter ihrer Kante dem Zauchnergraben eine 20 *m* hohe Schuttkegelterrasse eingelagert erscheint.

Nach dieser Weitung, deren nördliches Ende die Fabrik Engländer bezeichnet, betritt die Vellach eine Enge. Ihrem Laufe stellt sich eine aus obermiozänem Konglomerat und Jurakalken aufgebaute Schwelle, die das Dorf Rechberg trägt, entgegen. Am linken Ufer der Vellach erscheint, der Schwelle angelagert, eine Konglomeratterrasse (28 *m*). Ihr Verfestigungsgrad entspricht der Terrasse von Eisenkappel. Dagegen steht sie ihr, wie den höheren Terrassen der Weitung, an Höhe nach. Diese Terrasse verschwindet weiter östlich im Rechberg, um dann erst später wieder hervorzukommen, und zwar in Konglomeratnestern den lebhaft gefalteten Wengener Schichten eingelagert. An der Stelle ihres Verschwindens tritt an ihre Stelle eine grobe Breccie eines Schuttkegels, der vom rechten Talgehänge dereinst in ein altes Vellachtal eingebaut wurde und die Vellach und deren Schotterfeld nach Norden drängte. Die heutige Vellachfurche hat wohl 60 *m* tief den Kegel durchschnitten, so daß die

Schichtbogen seiner Fußregion am linken Ufer mit überhängenden Köpfen ausstreichen, während die Schichtflächen nach oben zu an Neigung abnehmen. Neben Bruchblöcken des vorherrschenden Dachsteinkalkes treffen wir auch prismatische Stücke jenes „dunkel rauchgrauen, mergeligen“ Kalksteins der Kössener Schichten ¹⁾, wie sie im östlichen Teile des Durchbruches anstehen. Heute kommt dieses Gestein am Sammeltrichter des Schuttkegels nicht mehr vor, wohl aber bildet es weiter östlich als Denudationsrelikt die Gipfelkuppe des Jögartkogels (1263 *m*) (geol. Spezialkarte). Das Vorkommen von Kössener Schichten in der Breccie beweist also, daß sie noch zur Quartärzeit auf dem Sittersdorfer Berge lagerten und seit dem herabgefallen sind. Weiters zeigt sich, daß das besprochene Konglomerat und die Breccie gleich alt sind. Knapp unter der Straße, und zwar an der Stelle, wo sie an der Breccie vorbeiführt, ist die „Verzahnung“ beider erschlossen. Man sieht auf dem Felssockel der Breccie (7 *m*) 2 *m* Terrassenschotter, dem einzelne Kalkblöcke beigemengt sind. Darüber herrschen diese ausschließlich, haben also den Schotter verdrängt. Dessen Konglomerat tritt schließlich noch im Hangenden der Breccie auf, wo es wie diese gelockert ist. Darüber lagert neben Sandschmitzen und einem Lehmbande (6 *m*) (das auch in der Trobeklamm kenntlich ist und auf die Existenz eines Stausees deuten dürfte) eine an gekritzten Geschieben reiche Moräne des Draugletschers, die sich nach Quellaustritten am Hange verfolgen läßt.

Diese Moräne ist nicht die einzige im Bereiche der Rechbergschwelle. Sie wird vielmehr von verschiedenen Moränenbildungen bedeckt, die im Osten sogar über 600 *m* ansteigen. Grundmoräne des Draugletschers finden wir auch in dem Graben mit den Gehöften Volina Wouk (gekritzte Geschiebe auf dem Felde vor den Gehöften). Es muß also der Südrand des Draugletschers sich nicht nur über die Rechbergschwelle gelegt haben, sondern einen schmalen Eislappen auch in den Seitengraben erstreckt haben.

In der Mündung dieses Seitengrabens baut sich ein Schuttkegel auf einen Terrassenrest (25—30 *m*), der aus unverfestigtem Vellachschotter mit eingelagerten Kalkblöcken des Gehanges aufgebaut ist. Dieser Schotter entspricht nach Höhe und Verfestigungsgrad dem Trobeklamm-schotter (Südausgang), dem Schotter der Zementfabrik, endlich dem Schuttkegel an der Mündung des Zauchengrabens.

Dort, wo die Vellach bei Miklautshof die Karawanken verläßt, sind die Terrassen reich gegliedert. An das Ostende der Rechbergschwelle lagert sich die Konglomeratterrasse (30 *m*) an und hat an der Brücke bei Miklautshof Deltastruktur. (Fallen der Schichten westlich der Brücke

¹⁾ Erläut., S. 130.

40° N, östlich davon 63° SE.) Die Faktorei Miklautshof liegt auf einer durch Seitenerosion entstandenen Terrasse der 30 m hohen, welche die ganze Weitung nördlich der Faktorei bis zum Süden des Gösselsdorfer Sees einnimmt. Diese Terrasse zeigt ein schwaches Gefälle gegen den Gösselsdorfer See, senkt sich aber auch — und dies deutet auf eine alte Bifurkation der Vellach bei Miklautshof, dem heutigen zentripetalen¹⁾ Laufstücke der Vellach folgend, nach Westnordwesten.

Außer dieser Terrasse erscheint südlich von Miklautshof noch eine höhere (50—60 m) am Gehänge. Sie umzieht die Weitung von Miklautshof und tritt in die Enge des Gösselsdorfer Sees ein. In dieser nimmt sie, wie es scheint, unter dem Einflusse des Hügellgebietes, dem sie anliegt, konglomeratische Verfestigung an. Im Aufschlusse westlich von Sittersdorf ist ihre Verwitterungsdecke durchschnittlich 30—60 cm dick und erreicht in einzelnen Verwitterungssäcken 1 m Tiefe. Sie läßt sich über Gösselsdorf, Eberndorf, bis über den Homberg hinaus verfolgen und erscheint als die Fortsetzung der hohen Schotter um Eisenkappel.

Es ergibt sich nun die Frage, welcher Bildungszeit diese beiden Schotter von ähnlicher Erscheinung, doch verschiedener Höhe zuzuweisen sind. Sie könnten beide Teilfelder der Niederterrasse sein. Die Höhendifferenz würde sich dann dadurch erklären, daß der höhere unter der Stauwirkung des Draugletschers aufgebaut wurde, der tiefere aber zu einer Zeit, als sich der Draugletscher zu einem Halte westwärts der Vellachtalmündung zurückgezogen hatte. Dementsprechend müßte die tiefere Terrasse in der Vellachweiteung durch Seitenerosion aus der höheren entstanden sein, während sie von der Rechbergschwelle an in dem vom Eise verlassenen Raume zu gleicher Höhe neu aufgeschüttet wurde. Hiebei wurde ein vorhandener Moränensee durch ein Vellachdelta zum Teil zugebaut.

Danach haben wir keinen Anhaltspunkt, die höhere Terrasse etwa der Hochterrasse zuzuweisen. Eine richtige Erklärung erschwert der Umstand, daß die hohen wie die tiefen Schotter bald lose, bald verfestigt sind. Von der Untersuchung der Drauschotter, die ja die Basis der Vellachschotter sind, ist eine eindeutige Lösung zu erwarten.

Die drei größten, durch Gletscher hervorgerufenen Staubildungen trafen wir im Freithof, Jezeria und Vellachtale. Sonst erscheint die Niederterrasse nur in geringer Entwicklung. Dieser Gegensatz ist jedoch nicht befremdend, wenn man bedenkt, daß in dem Staubegebilde sich während der Würmeiszeit Schottermassen ansammelten, die sich beim Fehlen des stauenden Dammes über weit größere Talstrecken ausgebreitet hätten. Bemerkenswert ist ferner, daß die Staubildungen keine Deltaschichtung zeigen. Dies legt die Vermutung nahe, daß der stauende Damm so

¹⁾ Zum Zungenbecken des Draugletschers. Über Zungenbecken: Alpen i. Ezta. S. 15.

langsam in die Höhe wuchs, als der Bach sein Bett aufschüttete. So kam es zu keiner Seebildung. blieb dann die Höhe des Dammes stationär und hatte das Schotterfeld diese Höhe erreicht, so wurden die weiteren Schottermassen nicht mehr gestaut, sondern am Eise vortübergerollt.¹⁾

Wie im Sanntal konnten auch im Vellachtal unterhalb der Würmmoränen keine älteren glazialen Ablagerungen nachgewiesen werden. Weder auf dem Seeberge noch auf dem Kamme zwischen Pavlitscheva stena (1656 m) und Ovtseheva (1930 m) fand ich Irrblöcke, die auf ein Überfließen von Eis aus dem Kanker und Sann in das Vellachgebiet deuten würden. Sonst fand ich nördlich des Haller Felsens an den Windungen der neuen Straße auf Blöcken Spuren von Schrammen. Die Blöcke sind nicht erratisch und gehören einem der im Gebiete des Obercarbon häufigen Muhrgänge an.²⁾ Bei der aufgelassenen Zementfabrik liegt jenseits des Steges ein großer Kalkblock. Der Schriff seiner Unterseite ist jedoch ein Harnisch. Ganz undeutliche Kritzung fand ich auf einem Grünschiefergeschiebe beim Gehöfte Mozgan. Nach dem Dargelegten kann ich der Annahme Höfers³⁾, daß bei Sittersdorf ein Eisstrom von Süden her (also aus dem Vellachtale) mündete, nicht beipflichten. Höfer stützt seine Annahme auf typische Vellachgeschiebe, die sich in der Moränenzone des Draugletschers bei Sonnegg einstellen. Ich habe unter denselben kein gekritztes gefunden und halte sie für einfachen, der Draumoräne angelagerten Vellachschotter.

Schneegrenze der Würmeiszeit. Die bisher besprochenen Moränen wurden nach Lage und Merkmalen als Würmmoränen bezeichnet. Eine Bestätigung dieser Anschauung muß die Schneegrenzhöhe der diesen Moränen entsprechenden Gletscher ergeben. Die Höhe der Schneegrenze wurde auf folgende Weise gewonnen⁴⁾: Es wurde auf einer nach der Originalaufnahme

¹⁾ Nur die Vellacher-Weitung scheint vorübergehend ein Stausee eingenommen zu haben, u. zw. nach Bildung des Rechbergkonglomerats; denn den hangenden Partien dieser Schotter sind Lehmschichten eingelagert.

²⁾ Über Pseudoglaziales vgl. Penck: Die Eiszeiten Australiens, Ztsch. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, 1900, S. 264—271, sowie Erl. u. geol. Spez.-Karte.

³⁾ Höfer: Das Ostende des diluv. Draugletschers, Jhrb. d. geol. R.-A., 1894, S. 541.

⁴⁾ Die Methoden zur Bestimmung der eiszeitl. Schneegrenze sind mannigfaltig. Die vorliegende vereinigt die von Kurowski für rezente und von Brückner für eiszeitl. Gletscher angewandte (Kurowski: Die Höhe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraarhorn-Gruppe; Pencks geogr. Abhän., Bd. V, Heft 1, 1891. — Penck-Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter, S. 544, 545). Weitere Methoden sind die von Simony für Lokalgletscher empfohlene (zitiert in Penck-Brückner: A. i. Ezta. S. 83), die Bestimmung nach der Ursprungshöhe für Ufermoränen (ebenda, S. 170), die Höhe der tiefsten Karsohlen des Gebirges (ebenda, S. 266), die Bestimmung der Isohypse, die das Gletscherareal im Verhältnis von 1:3 teilt. (Von Brückner an den Hohen Tauern zuerst versucht (Die Hohen Tauern und ihre Eisbedeckung, Zeitschrift des D. u. Ö. Alpenvereines, 1886, S. 181), von Richter (Gletscher der Ostalpen, S. 49—53) beurteilt und für Talgletscher anerkannt.)

Tabelle der Gletscherareale und der mittleren Höhe der Gletscherböden
geordnet nach Exposition.

Lage:		N O R D						OST	S Ü D					W E S T			Gesamtareal der Gletscher
Name des Gletschers		Vereinigte Seeländer Gl.	Vellach- Gl.	Jezeria- Gl.	Logar- Gl.	Roban- Gl.	Grohat- Gl.	Dol- Gl.	Planinscheg- Gl.	Ravno polje- Gl.	Leutscher Bela- Gl.	Feistritz- Gl.	Freithof- Gl.	Dovga njiva- Gl.	Subadolnik- Gl.	Struch- Gl.	
Areal der Höhenstufen in Planimeter- einheiten. m	über 2400	23	—	—	—	—	—	—	—	—	—	13	—	—	27	1	64
	2200 bis 2400	93	0·5	0·4	35	1·5	—	—	—	—	—	209	16	—	61	8	424
	2000 bis 2200	177	37	7	142	26	—	21	5	—	2	428	53	54	140	17	1109
	1800 bis 2000	297	157	40	290	269	14	213	191	47	295	565	129	237	169	37	2950
	1600 bis 1800	227	168	105	408	237	32	364	366	77	187	603	126	134	155	44	3233
	1400 bis 1600	282	166	133	414	189	32	211	237	96	130	413	125	41	152	47	2668
	1200 bis 1400	355	133	134	320	181	—	69	140	—	172	355	111	46	141	57	2214
	1000 bis 1200	784	232	175	367	292	—	48	165	—	207	282	71	50	124	37	2834
	800 bis 1000	658	136	91	555	309	—	25	—	—	114	431	14	42	88	25	2488
	600 bis 800	72	—	—	304	238	—	16	—	—	33	440	—	—	118	24	1245
	unter 600	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	193	—	—	79	3	275
Gesamt- areal des Gletschers	in Planimeter- einheiten	2968	1029·5	685	2835	1742·5	78	967	1104	220	1140	3932	645	604	1254	300	19504
	in Hektar	1855	643·43	428·125	1771·875	1089·06	48·75	604·38	690	137·5	712·5	2457·5	408·125	377·5	783·75	187·5	12190
	Unteres Gletscherende in m	710—15	ca. 920	890—900	ca. 710	600	ca. 1420	ca. 700	ca. 1000	ca. 1440	ca. 700	ca. 500	ca. 880	ca. 790—800	ca. 550	ca. 590	—
	Mittlere Höhe des Gletscherbodens	1348	1430	1430	1332	1298	1650	1614	1556	1649	1452	1448	1590	1662	1464	1418	1424
	Gletscherlängen in km	10·62	4·6	4·1	10	6·8	0·97	4·05	4·2	2·07	6·25	8·05	2·75	4·07	7·5	3·05	—

gefertigten Karte (1 : 25000) die wahrscheinlichen Umrisse der eiszeitlichen Gletscher eingezeichnet und die mittlere Höhe des also umgrenzten Gletscherbodens durch Planimetermessung bestimmt. (Siehe Tabelle S. 42.)

Die Resultate dieser Messung finden sich nach Höhengichten und Gletschern geordnet in der vorliegenden Tabelle. Nun ist nach Kurovski¹⁾ die mittlere Höhe der Gletscheroberfläche gleich der Schneegrenzhöhe des Gletschers. Aus der Planimetermessung konnte jedoch nur die mittlere Höhe des Gletscherbodens (und zwar durch Konstruktion der hypsographischen Kurve)²⁾ ermittelt werden. Die entsprechenden Werte sind in der Tabelle in der vorletzten Zeile enthalten. Sie geben nicht die Schneegrenzhöhe, sondern eine um die Gletscherdicke verminderte Zahl. Addieren wir hiezu die vermutliche Gletscherdicke, so erhalten wir die reale Schneegrenze. Da die Gletscher in ihrer Dicke sehr schwanken, so ist diese Berechnung unterlassen worden. Die für die gesamte Gruppe entworfene hypsographische Kurve ergibt eine mittlere Höhe des gesamten Gletscherbodens von 1424 *m*. Nehmen wir die mittlere Dicke der Gesamtvergletscherung an der Schneegrenze zu 80 *m* an, so ergibt sich die ideale klimatische Schneegrenze für die besprochenen Glazialablagerungen zu 1500 *m*. Nun zeigte Penck, daß die Depression der eiszeitlichen Schneegrenze unter die heutige für die Gesamtalpen eine annähernd konstante ist.³⁾ Nehmen wir mit Penck die heutige Schneegrenze über den Steiner Alpen zu 2700 *m* an, so ergibt sich eine Depression der Schneegrenze von 1200 *m*, was einer Eiszeit, und zwar am nächsten der Würmeiszeit entspricht.

Die mittleren Höhen der Gletscherböden unserer Gruppe schwanken zwischen 0 und 364 *m*. Eine ähnliche Differenz würden die realen Schneegrenzhöhen aufweisen. Dieser Betrag ist so groß, daß man denken könnte, es seien hier Gletscher verschiedener Bildungszeit irrtümlich zusammengefaßt. Daß dem nicht so ist, daß vielmehr gleichzeitige Gletscher sehr verschiedene reale Schneegrenzhöhen besitzen können, lehrt ein Blick auf rezente Verhältnisse. Hat doch Kurovski⁴⁾ in der Finsteraarhorngruppe einen Unterschied der Schneegrenzhöhe von sogar 720 *m* festgestellt. Nun ist aber die Gletscherentfaltung in der Finsteraarhorngruppe in vertikaler und horizontaler Hinsicht eine viel größere als sie in den Steiner Alpen war. Denn das Finsteraarhorn erhebt sich 2900 *m* über dem Zungenende des Aletschgletschers, der Grintouz nur 2050 *m* über dem Feistritzgletscherende; das Gletscherareal der Finsteraarhorngruppe

¹⁾ l. c.

²⁾ Begriff derselben Morph. I., S. 43. — Konstruktion bei F. Heiderich: Die mittlere Höhe Afrikas, Petermanns Mitt., 1888, S. 213.

³⁾ Alp. i. Esta, S. 256.

⁴⁾ l. c.

ist ferner viermal so groß als das eiszeitliche der Steiner Alpen, (das dem Aletschgletscher allein entspricht). Daraus ergibt sich, daß die realen Schneegrenzhöhen um so mehr differieren, je größer die Erhebung und damit die Gletscherentwicklung ist.

Die Ursache dieser Erscheinung liegt darin, daß bei einem höheren Gebirge die Gletschergrößen viel verschiedener sein können als bei einem niedrigeren. Und es ist ja selbstverständlich, daß ein Gletscher, der bis 1500 *m* herabreicht, eine ganz andere reale Schneegrenzhöhe besitzen muß als einer, der bei 3000 *m* endet.

Aber nicht nur verschieden tiefendende Gletscher müssen verschiedene hohe reale Schneegrenzen besitzen, sondern auch Gletscher von verschiedenem Areal, ohne Rücksicht auf die Tiefenlage des Endes. Ich habe, um Material für diesen bemerkenswerten Punkt zu gewinnen, in den folgenden Tabellen die kleinen und großen Gletscher zusammengefaßt und in den Rubriken die Zahl etwa gleich großer Gletscher, die eine bestimmte Schneegrenzhöhe besitzen, angeführt.

Häufigkeit der realen Schneegrenzhöhen

der rezenten Gletscher der Finsteraarhorngruppe (Schneeflecke inbegriffen).

Höhe der Schneegrenze		Areal der Gletscher in <i>ha</i>																
		kleineren						größeren										
über		unt. 50	üb. 50	100	200	300	400	500	600	700	800	1000	1500	2000	3000	4000	10000	
	3200 <i>m</i>	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—
	3100 <i>m</i>	3	2	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	3000 <i>m</i>	4	3	3	1	3	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	1
	2900 <i>m</i>	8	3	4	2	—	1	1	1	—	—	2	—	—	—	—	—	—
	2800 <i>m</i>	5	3	3	1	1	—	—	—	—	1	1	1	2	—	—	—	—
	2700 <i>m</i>	3	1	2	1	—	—	—	1	1	—	—	—	1	1	—	—	—
	2600 <i>m</i>	6	1	3	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	2500 <i>m</i>	4	1	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	2400 <i>n.</i>	1	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Gl.-Zahl mit Schnee- grenze	über 2900 <i>m</i>	15	8	9	3	3	2	2	2	0	0	2	0	0	0	1	1	—
	unter	19	8	8	4	3	0	0	1	1	1	1	1	3	1	0	0	—
Summe		über 2900 <i>m</i>					40	8										
		unter					42	9										

Häufigkeit der realen Schneegrenzhöhen der eiszeitlichen Gletscher der Steiner Alpen.

Höhe der Schnee- grenze	Areal der Gletscher in <i>ha</i>											
	kleineren						größeren					
über	unter 50	über 50	100	200	300	400	500	600	700	1000	1500	2000
1600 <i>m</i>	1	—	1	—	1	—	—	1	—	—	—	—
1500 <i>m</i>	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—	—
1400 <i>m</i>	—	—	1	—	—	1	—	1	2	—	—	1
1300 <i>m</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—
1200 <i>m</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—
Summe	über 1500 <i>m</i>					4	2					
	unter					2	7					

Daraus ergibt sich, daß in der Finsteraarhorngruppe im Verhältnis weniger kleine Gletscher eine Schneegrenzhöhe von unter 2900 *m* haben, als große. Ist dieses Überwiegen von großen Gletschern mit tiefer Schneegrenzlage auch gering, so mag darin doch kein Zufall, sondern eine Regel zum Ausdruck kommen. Ein für diese Regel günstigeres Verhältnis bekommen wir, wenn wir, unter Beibehaltung der Trennungslinie zwischen großen und kleinen Gletschern, die kleinsten Gletscher unter 100 *ha* Areal weglassen. Da zeigt sich das Überwiegen der tiefen Schneelinien bei großen Gletschern bereits in den ganzen Zahlen

über 2900 $\frac{\text{kleine Gletscher}}{17} \mid \frac{\text{große Gletscher}}{8}$. Noch günstiger wird das Verhältnis, wenn wir die Trennungslinie um zwei Kolonnen nach rechts rücken, so daß die großen

Gletscher erst mit 700 *ha* zählen. Da lautet es $\frac{\text{kleine Gletscher}}{17} \mid \frac{\text{große Gletscher}}{4}$. Nur die beiden größten Gletscher haben sehr hohe Schneegrenzen. Ihre Südlage mag dies hervorrufen.

Am günstigsten für unsere Annahme ist jedoch das Verhältnis in den Steiner Alpen. Aber auch hier hat der größte, allerdings gleichfalls im Süden exponierte Gletscher eine relativ hohe Schneegrenzlage.

Die Ursache für die in diesen Zahlen ausgedrückte Tatsache scheint darin zu liegen, daß größere Gletscher im allgemeinen weniger durch Verdunstung verlieren als kleinere, daß also ihre Erhaltungsbedingungen günstiger sind. Einmal wird die Luftschicht über den großen Gletschern mehr Wasserdampf enthalten als über den kleinen, da lokale Luftströmungen hier leichter die Luft über dem Gletscher erneuern und damit die Verdunstung erleichtern werden. Aus derselben

Ursache wird zur Nachtzeit auf den großen Gletschern mehr Feuchtigkeit zum Niederschlag gelangen als auf den kleinen. Auf diesen befördert auch — bei ihrer größeren Höhenlage — der geringere Luftdruck tagsüber die Verdunstung,¹⁾ wie er in der Nacht die Kondensation erschwert. Bodennebel und Bergwinde mögen gleichfalls beitragen, daß der größere Gletscher seine Schneegrenze wirksamer schützt. Es dürfte daher bei verschiedenen großen Gletschern ebenso sein wie bei verschiedenen großen Wasserflächen, von denen die kleineren relativ mehr verdampfen als die größeren.²⁾

Ein großer Gletscher scheint aber nicht nur sich selbst besser zu schützen als ein kleiner, sondern auch abkühlend auf seine Umgebung zu wirken. So mag der Dunstbereich des Draugletschers die Schneegrenze am Nordrande der Karawanken herabgedrückt haben. Denn man sieht auf dem rundlichen Klein-Obir (1950 *m*) zwei Nischen (mit NW- und NE.-Exposition) eingelassen und der Wildensteiner Graben am Hochobir besitzt einen trogförmigen Querschnitt und Stufenmündung, wie ein echtes Gletschertal. Besonders auffällig ist aber der Nordabfall der massigen Petzen (2124 *m*). In denselben ist eine Reihe schöner Kare eingesenkt. Das größte, östlich vom Trigonometrier (2114 *m*) zeigt Moränen Spuren in verschiedenen Höhenstufen: zu oberst mächtige Schneehalden, Schuttwälle und eine scharfe rechte Ufermoräne (zirka 1740 *m*). Ein zweites Schuttgebiet liegt unter der folgenden Felsstufe (1525—1560 *m*). Jenseits der nächsten Felsstufe liegt im Graben Schutt von moränenähnlicher Zusammensetzung (980—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.

Mit der Raduha dagegen stimmen in der hohen Schneegrenzlage die isolierten Gipfel im Umkreise der Gruppe und deren Ausläufer überein. So zeigt die Ovtseheva (1930 *m*) nur auf der Nordseite kleine karähnliche Nischen, der Storschitz auf der Ostseite des nördlichen Kammes bei 1800 *m*. Die Koschutna (1990 *m*), wie es scheint, auf der Südseite, ebenda der Konj (über 1800 *m*). Bei der Alpe Erzenik (1648 *m*) liegt ein moränenähnlicher Schuttwall. Der Südhang der Raduha ist gebuchtet. Alle diese Vertiefungen dürften von Eisflecken eingenommen gewesen sein. Sie bestätigen die Ansicht Richters³⁾, daß Berge von geringer Erhebung in die Schneegrenze ragen können, ohne ansehnliche oder überhaupt Gletscher zu tragen. Daß ferner nur die tiefsten Rand-

¹⁾ Nach dem Satze: „Die Verdampfungsgeschwindigkeit ist dem Luftdruck umgekehrt proportional.“ HANN: Lehrbuch der Meteorologie, Leipzig 1901, S. 208.

²⁾ Ebenda, S. 212. Herr Hofrat Prof. Penck hatte die Güte, mich auf diesen Punkt aufmerksam zu machen.

³⁾ Gletscher der Ostalpen, S. 31.

kare zur Bestimmung der klimat. Schneegrenze sich eignen,¹⁾ bestätigt das Grohatkar, dessen Sohle mit 1457 *m* der Schneegrenze für die Gruppe nahe kommt.

Die Mannigfaltigkeit der Schneegrenzhöhen einer Gruppe wird ferner durch die verschiedene Exposition und verschieden hohen Niederschlag gefördert. Die Schneelinien der im Norden exponierten Gletscher weichen um 132 *m*, die der übrigen Gebirgsseiten um 214 *m* voneinander ab. Wie sehr die Schneegrenzlagen vom Niederschlagsreichtum der Gebirgsseiten abhängig sind, zeigt ebenfalls ein Vergleich der Steiner Alpen mit der Finsteraarhorngruppe. Hier hat die Nordseite (Zürich 119, Bern 102 *cm*) stärkeren Niederschlag, in den Steiner Alpen die Südseite (Krainburg 147, Laibach 142, Stein 141 *cm*)²⁾. Tatsächlich „sinkt (in der Finsteraarhorngruppe) die beobachtbare Schneegrenze im Schatten des Gebirges (460 *m*) unter den Normalwert und erhebt sich auf der Sonnenseite (260 *m*) über denselben.“³⁾ In den Steiner Alpen liegt sie dagegen auf der Nordseite nur zirka 100–150 *m* unter, auf der Südseite 200 bis 250 *m* über dem Gruppenmittel. Sie würde hier auf der Nordseite tiefer liegen, wenn nicht diese Seite im Regenschatten liegen würde.

Endmoränen-Tabelle.

Moränenzone der	Moränenzone des Gletschers	Unterer Seeländer Gl.	Oberer Seeländer Gl.	Struch-Gl.	Subadonnik-Gl.	Dogva njiva-Gl.	Feistritz-Gl.	Freithof-Gl.	Leutscher Bela-Gl.
Würmeiszeit		664 <i>m</i> 710 <i>m</i> Podlog 880 <i>m</i> Kazino	900 <i>m</i> St. Andrä	ca. 590 <i>m</i>	ca. 550 <i>m</i> ober Kanker	ca. 800 <i>m</i> WSW. Roblek	ca. 500 <i>m</i> Putz-pulver-Fabrik Urechitsch 600 <i>m</i>	ca. 880 <i>m</i>	ca. 700 <i>m</i>

Moränenzone der	Moränenzone des Gletschers	Planinscheg-Gl.	Ravno polje-Gl.	Dol-Gl.	Jezerja-Gl.	Logar-Gl.	Grohat-Gl.	Roban-Gl.	Vellach-Gl.
Würmeiszeit		ca. 1000 <i>m</i> Planinscheg	ca. 1440 <i>m</i> Ravno polje	ca. 700 <i>m</i>	ca. 900 <i>m</i> na novinah	ca. 710 <i>m</i> Podbre-schnik	ca. 1420 <i>m</i> Nord-Grohat A.	ca. 600 <i>m</i> Wen-schek	ca. 920 <i>m</i> Fuchshube

¹⁾ Alpen im Ezta. S. 266.

²⁾ Die Zahlen sind aus Hann: Handbuch der Klimatologie, 1883, S. 485 und 486.

³⁾ Kurowski l. c., S. 158.

Die Betrachtung des vorliegenden Abschnittes ergibt, daß von den vier Eiszeiten des Eiszeitalters in den Steiner Alpen nur die Spuren der jüngsten, der Würmeiszeit mit Sicherheit nachgewiesen werden konnten.

3. Rückzugsstadien der Würmeiszeit, Stadialschotter, Schneegrenze.

Der Rückzug der Gletscher der Würmeiszeit erfolgte, wie Penck nachgewiesen hat, nicht kontinuierlich, sondern von Stillständen und Vorstößen unterbrochen. Die wichtigsten Halte des letzten Eisrückzuges werden Stadien der Postwürmeiszeit¹⁾ genannt und man unterscheidet ein Bühl-, Gschnitz- und Daunstadium.²⁾ Die Daunmoränen liegen am höchsten, die Bühlablagerungen am nächsten den Würmmoränen. Oberhalb dieser liegen auch in den Steiner Alpen jüngere Glazialbildungen, in deren Verfolgung wir nun eintreten.

Kankergebiet. Stadialmoränen. Wandern wir im Tale der Oberen Seeländer Kotschna aufwärts, so treffen wir an der Anzelhube eine felsige, vom Bache durchnagte Schwelle. Etwas weiter südlich erhebt sich aus der Weitung ein isolierter, 12 *m* hoher Hügel, zu einer Hälfte aus Blöcken dolomitischen Gesteins, zur anderen aus Porphyrböcken aufgebaut. Die Gesteinsmasse ist offenbar vom linken Gehänge als kleiner Bergsturz losgebrochen, zur Zeit als der Gletscher sich zurückzog und die Eisoberfläche sank. Hiefür spricht auch die geringe Transportweite von der allein möglichen Abbruchstelle, welche anderseits hinreicht, um einen gewöhnlichen Bergsturz auszuschließen. Der Bergsturzkegel auf dem Hornkeese in den Zillertaler Alpen im Jahre 1901 bildet ein rezentes Analogon. — Unentschieden ist die Stellung des ausgedehnten Trümmerfeldes (bei zirka 1000 *m*) im Bereiche der Halter Hütte. Ist dasselbe als Moräne aufzufassen, so würde sie, mit Rücksicht auf die Würmmoräne von St. Andrä, dem Bühlstadium entsprechen. In gleicher Lage befindet sich ein Trümmerfeld im Tale der Unteren Seeländer Kotschna; doch geht es kontinuierlich in das Trümmergebiet um Kasino über, während im Tale der Oberen S.-Kotschna das mittlere Talstück fast moränenfrei erscheint. Dies erklärt sich daraus, daß die Täler verschieden lang, ihre Mündungen aber in gleicher Weise durch die nördlichen Berge gesperrt sind.

Die in den hohen nördlichen Karen der Unteren S.-Kotschna etwa vorhandenen Moränenspurten wurden nicht aufgesucht. In der Oberen S.-Kotschna gliedern sie sich in einen westlichen und einen

¹⁾ Alpen im Ezta. S. 373.

²⁾ Ebenda, S. 374.

östlichen Abschnitt. Der erstere liegt in zwei Etagen in und unter der Ravni, der letztere im Kare na vodine. — Das von einem den Sommer überdauernden Schneefelde erfüllte Ravnikar schließen 3—4 Schuttwälle ab (zirka 1820 *m*). Sie sind der Rückseite eines vorspringenden Felsfeilers aufgesetzt. Ihrem Außenabfall entspringt der Abfluß des Schneefeldes (1842 *m*) als starke Quelle. Sie durchsetzt den Felssockel der Wälle in klammartiger Felsschlucht und verschwindet wieder im Gehängeschutte. Tiefer unten entsteigen demselben bei 1540 *m* zum Teil krummholzbedeckte Wälle, die der oberen Kante des Trogschlusses aufliegen. Einer der Wälle (grober Grus in rotbraunem Verwitterungslehme) trägt die Tschechische Hütte des Sloven. Alpenvereines. Diese Gebilde scheinen Schneehalden-Schuttwälle¹⁾ oder Ablagerungen eines aus der oberen Ravni herabhängenden Eislappens zu sein. Die oberen Wälle halte ich für Daunmoränen. Hieher 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 Kargletschers nachahmte. — Weitere Moränen quert der Weg zum Sanntaler Sattel. Diese schwach begrüneten Schuttkuppen liegen zwischen 1900 und 2000 *m* unter den Wänden der Rinka (2441 *m*). Ein ähnliches Schuttgebiet (bei 2000 *m*) randet die Doline westlich des Sanntaler Sattels, an welcher der Weg etwa 40 *m* höher kurz vor dem Sattel vorüberführt.

Wenn wir von den Wällen der Tschechischen Hütte absehen, so fehlen hier Spuren vom Gschnitzstadium. Seine vermutliche Höhenlage wird in unserem Gebiete allerdings vom Trogschlusse²⁾ durchsetzt, weshalb sie möglicherweise verstürzt sind. Dagegen finden sich am Fuße des Trogschlusses verschieden hohe Schuttkegel, die ich für Übergangskegel der Stadialmoränen halte. Zunächst erblickt man im Westen unter der Baba, aus einer Felsrinne kommend, einen weißen gewundenen Schuttstrom. Er wird überhöht von der Kante eines höheren Schuttkegels, dessen Oberfläche grau angewittert und fast pflanzenlos ist. Dieser zweite wird wieder randlich überhöht durch einen dritten Schuttkegel, der mit Krummholz und einzelnen Fichten bewachsen ist. Nach unten zu greifen die jüngeren Schuttströme fächerförmig über die älteren hinweg.³⁾ Im weißen Schuttstreifen liegt das heutige Bachbett vor, der graue Schuttkegel ist der von seiner Moränenwurzel um die Höhe der Talschlusses entfernte Übergangskegel des Daunstadiums, der bewachsene der des verstürzten Gschnitz-

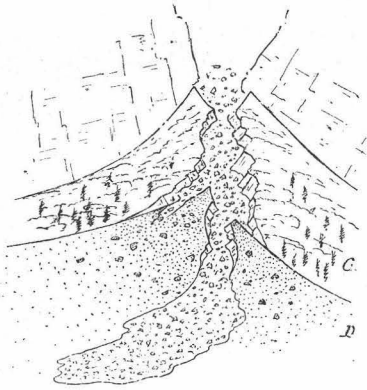
¹⁾ Hierüber Morph. II., S. 221.

²⁾ Begriff in „Alpen im Ezta“, S. 298.

³⁾ Talabwärts erscheinen sie dann wieder in der ersten Anordnung.

stadiums. Ein weiterer Schuttkegel des Bühlstadiums fehlt. Tatsächlich vermuten wir auch die Bühlmoränen weiter talauswärts. (Skizze 1.)

Diese ineinander geschachtelten Schuttkegel erinnern an die ineinander gelagerten fluvioglazialen Schotter. Wie sich jene außer durch Höhenlage auch durch verschieden mächtige Verwitterungsdecken unterscheiden, so diese durch verschiedenes Pflanzenkleid. Ähnliches wie im Tale der oberen Seeländer Kotschna finden wir an den meisten Trogschlüssen. Dazu gesellt sich außerhalb der Bühlmoränen noch deren Übergangskegel. Diesen Schuttkegeln entsprechen in den Tälern drei Terrassen. Sie sind innerhalb der Niederterrassen gelegen und, wie an einzelnen Stellen deutlich erkennbar, nicht aus dieser herausgeschnitten,



Skizze 1. Gschnitz-, Daun-Schuttkegel und heutiges Wildbachbett in der Oberen Seeländer Kotschna.

sondern derselben eingelagert. Wir müssen daher außer den fluvioglazialen Schottern noch Stadialschotter unterscheiden. Entsprechend den kleineren Gletschern, denen sie entstammen, ist ihre Terrassenhöhe gering, entsprechend der kürzeren Zeit, die seit ihrer Ablagerung verflossen ist, ist ihre Oberfläche nur wenig verwittert.

Wie im Tale der Unteren Seeländer Kotschna, so läßt auch die Sohle des Suhadolnigrabens einen ähnlichen Wechsel von wallähnlichen Gebilden und breiten, schwach geneigten Wiesenflächen erkennen. Die Wälle haben aber nur deutlichen Außenabfall, während ihr Kamm nur wenig über die aufwärts folgende Wiesen- oder Waldfläche hervorragt. Zwei Blockabfälle mit sanft geneigten Zwischenfeldern liegen zwischen Vertatschnig und Suhadolnig. Letzteres Gehöfte liegt auf einer sanft geneigten Wiesenfläche, die den Eindruck eines Übergangskegels macht. Die Höhe des Abfalles (1040 m) besteht aus Trümmerbuckeln. Sie scheinen der Kamm einer von oben zugeschütteten Moräne zu sein. Ein zweites Blockgebiet liegt bei 1100 m; dieses wie das vorhergehende kann dem Bühlstadium entsprechen. An der oberen Kante des folgenden Tal-schlusses vermeint man bei der Frischaufhütte Moränen zu treffen. Die Buckel sind jedoch felsig und nach ihrer Form Rundhöcker. Auf dem Wege in das Douc-Kar (unter G des Wortes Grintouc der Spezialkarte) liegen bei 1840 und 1900 m je ein kleiner Wall sowie bei 1980 m ein zirka 20 m breites Schuttgebilde. Der Schutt dieser teilweise freistehenden Kuppen ist nicht so scharfkantig wie die Fragmente der Halden und der

Kalkzerfressung durch Regenwasser; außerdem kommen Geschiebe vor. Dies weist auf Moränenmaterial. Ähnliche Schuttkuppen zwischen Felsböckern treten auch in dem südöstlich vom Grintouc herabziehenden Kare auf. In ihnen erblicke ich die über den steilen Hang verstreuten Reste des Gschnitzstadiums. Den innersten Winkel des Douc-Kares schließt eine ganze Endmoräne ab (2060 *m*). Ihr 250 Schritte langer, durchschnittlich 4 *m* hoher Wall sitzt mit scharf auf- und absteigendem Firste einer Felsschwelle auf. In der Mitte wird er von einer 5 *m* tiefen Lücke unterbrochen. Darüber erhebt sich im Osten der höchste Punkt der Moräne 20 *m*. Zwei Wälle liegen weiter rückwärts. Die Schneegrenze entspricht mit 2200—2250 *m* dem Daunstadium. Eine Abbildung¹⁾ des südöstlichen Grintouc-Kares läßt ein moränenähnliches Gebilde in entsprechender Lage erkennen. Dieses Kar konnte wie die Kotschna West- und Südseite nicht besucht werden.

Gleich dem Suhadolnikgraben ist auch die Roblekschlucht durch einen Steilabfall abgeschlossen, dessen oberer Kante krummholzbewachsene Wälle mit Felssockel entragen. Moräne konnte aus Mangel an Aufschlüssen nicht festgestellt werden. Im übrigen wurden im Bereich der Dovga njiva bis zum Gipfel des Greben (2224 *m*) keine Moränenspuren gefunden.

Stadialschotter. Es erübrigt noch auf das zwischen den angeführten Moränenspuren liegende Gebiet einen Blick zu werfen. Es wird erfüllt von den Stadialterrassen. Im Kankertale begleiten sie die Niederterrasse und finden sich auch vornehmlich dort, wo diese fehlt. Ihre durchschnittliche Höhe beträgt 1, 2, 4—6 *m* über dem Wasser. In dieser Reihenfolge entsprechen sie den Daun-, Gschnitz- und Bühlmoränen. Deutlich entwickelt sind sie bei Fuchs (diezwei unteren), Dovgi mosti, beim Gehöfte Logar. Der 4 *m* hohe Anschnitt der Kanker entblößt losen erdigen Schotter, nach Art desjenigen der 7 *m* hohen Terrasse, auf der die Kirche von Kanker steht. Die tieferen Terrassen sind hier $\frac{1}{2}$ und 1 *m* hoch. In der Gegend von Höflein erlangen sie größere Verbreitung. Die unterste ist grau, mit Moos und Grasbüscheln bedeckt, auf der nächsten wächst ein dünnstämmiger Fichtenwald, die dritte nimmt eine Wiesenfläche ein. Der Gegensatz ist der im Gebirge getroffene. Dort, wo vor Krainburg der Rupuscabach in die Kanker mündet, sind einer 10 *m* hohen Terrasse die Stadialterrassen zu 0,3, 1, 4 *m* angelagert. Den Stadialschottern entsprechen einander eingelagerte Schuttkegel in den Seitengräben. Der Struchgraben, die Gräben südlich Povschar und westlich Kanker bieten Beispiele.

¹⁾ H. Hess l. c., S. 333.

Feistritzgebiet. Stadial-Moränen und -Schotter. Der Feistritzgletscher der Würmeiszeit setzte sich aus drei Zweigen zusammen, die beim Rückzuge selbständig enden mußten. Im Ausgange des Tschernevkagrabens erhebt sich westlich vom Bauer Urschitz ein mächtiger bewaldeter Querwall, auf den sich von Norden her ein breiter Schuttkegel lehnt. Die Bachrunse, die den Wall im Süden durchsetzt, entblößt moräniges Material mit einigen gekritzten Geschieben. In entsprechender Lage breitet sich im Prosekgraben im Umkreise der Žagana petsch ein Trümmerfeld aus, das sich in einzelnen Kuppen bis zur Mündung des Tschernevkagrabens verfolgen läßt. Ich halte beide Ablagerungen für Bühlmoränen. Die Žagana petsch (= zersägter Fels) ist ein Felswürfel von 13:15 m Basis und 9 m Höhe. Die Schichtfugen des losen Blockes stehen saiger. Einer Schichtfläche entlang zerfiel der Block; der entstandene Spalt ist etwa 20 cm breit. Wohl nur auf dem Rücken eines Gletschers kann dieser Fels unzertrümmert herabgelangt sein. Von der Bühlmoräne geht ein Schuttkegel aus, der sich mit dem von Tschernevkagraben kommenden vereinigt. Sie bilden die reich gegliederte Terrassenlandschaft in der Weitung beim Gehöfte Urschitz (591 m). Auf diesen Bühlschottern steht am linken Ufer das Jägerhaus des Fürsten Windischgrätz, auf dem rechten Ufer das Unterkunftshaus der Bürgerkorporation in Stein mit Kapelle, und in der Gabel zwischen Prosek und Freithofal das Gehöfte Urschitz. Durchschnittlich 7—8 m hoch, erheben sie sich am linken Ufer unter dem Einflusse des Schuttkegels, der aus dem Freithofale herabsteigt, auf 10 m. Ihre Oberfläche ist hier mit Breccienblöcken der verbauten Freithoftalmündung bedeckt. Auf der wasserreichen linken Talseite sind ihre Schotter verfestigt. Unter der Kapelle liegt der smaragdgrüne Quellsee der Feistritz. Sie trennt, westlich fließend, die Terrasse vom Moränengebiet in Süden. Südlich des Jägerhauses lagert der Bühlschotter der Niederterrasse an.

Höher gelegene Moränen sind im Bereiche der Mokrizza und Kauza möglicherweise vorhanden. Sie konnten bei dichtem Nebel nicht gefunden werden.

Über dem Steilgehänge in der Umräumung des Prosekgrabens trifft man auf der Hochfläche zwischen Grintouc und Skuta Moränen. Begrünte Schuttwälle legen sich westlich an die Erhebung der Kote 2251 m. Im Schutt liegen ovale Geschiebe, die auf Grundmoräne weisen. Die Kritzung ist offenbar der Verwitterung zum Opfer gefallen. Der Endmoränenbogen liegt bei 2200 m. Die linke Ufermoräne ist 2,5 m hoch.¹⁾ Der Touristenweg quert sie. Eine deutliche Ufermoräne mit häufigen gerundeten Geschieben erhebt sich unter der Skuta in der Nähe des

¹⁾ Bereits H. Hess l. c., S. 334, sind diese Gebilde als „moränenartig“ aufgefallen.

Skred. Sie reicht unter 2100 *m* herab. Ihre Endmoräne mußte noch tiefer liegen und gehört die Ufermoräne daher wahrscheinlich zum Gschnitzstadium, die vorhin erwähnte Endmoräne sowie begrünzte Kuppen unter der Skuta zum Daunstadium. Hieher gehört auch die zur Endmoräne umliegende Ufermoräne (zirka 2180 *m*) östlich der Skuta. Gewiß dürften sich auch auf der Hochfläche der Turska gora Moränen finden.

Im Freithoftale konnten Bühlmoränen nicht nachgewiesen werden. Dagegen findet sich unter dem Steiner Sattel bei den Halterhütten na sedle (1447 *m*) eine bogenförmige bewaldete Hügelgruppe. Aus der Mitte des umwallten Gebietes steigt ein mittelmoränenartiger Wall nordwärts an. Die nicht aufgeschlossenen Gebilde sind der Form nach Moränen und dürften dem Gschnitzstadium entsprechen. Innerhalb des Moränenbogens steigt den Planjavawänden entlang ein Breccienkörper empor. Er ist 20 *m* hoch und seitlich wie nach oben zu gekehlt. Die Ursache dieser Erscheinung wird bei einem ähnlichen Gebilde S. 67 besprochen. Die Schichtung der Breccie ist deutlich, und zwar steiler (40°) als die Neigung des heutigen Muldenbodens (25°). Das gleiche erkennt man an der Rinkatorbreccie (S. 67). Daraus ergibt sich, daß nach der Ablagerung der alten Schuttkegel später Flächen von geringerer Neigung geschaffen wurden, was bei gewissen Flächen glazialer Entstehung zutrifft.

Im Belatale verfolgen wir von der Klammbrücke aufwärts drei Terrassen bis zur Talgabelung. Hier nehmen sie an Mächtigkeit zu. Der Schuttkegel mit der Kote 772 *m* bildet das oberste Niveau (6—7 *m*); dann folgt ein zweites mit 2—3 *m* und ein drittes mit $\frac{1}{2}$ —1 *m*. An der Felsklamm der „Kaskaden“ enden die Terrassen. Die steiler ansteigende oberste Terrasse deutet an, daß die Bühlmoränen darüber liegen. Sie wurden jedoch ebensowenig wie die Gschnitzmoränen zwischen Planjava und Ojstriza aufgefunden.

Eine Daunendmoräne umsäumt das Kar im SE des Ostgipfels der Planjava. Sie ist von ausgeprägter Form, etwa 5 *m* hoch und liegt zirka 150 *m* unter dem Gipfel. (Skizze 2.)



Skizze 2. Daunmoräne am Planjava-Ostgipfel, 2392 *m*.

Weiter ostwärts liegt an der Skarje (2127 *m*) ein kleiner Schneehaldenschuttwall. In der stark geneigten südlichen Mulde der Ojstriza treten, wie man vom Gipfel des Dedez wahrnimmt, zwei Schuttstreifen gegen die Muldenmitte vor. Beide Gebilde können dem Daunstadium zugerechnet werden.

Im Feistritzale durchsetzen die Stadialschotter die Endmoränenzone der Putzpulverfabrik und sind zerstückelt im Talstücke bis zur Kapelle 473 *m* häufiger vorhanden als die Niederterrasse. Eine ansehn-

liche Verbreitung erlangen sie jedoch von jener Stelle an, wo die Feistritz das Gebirge verläßt. N von Stahouza beträgt ihre Höhe 1, 2·5, 7 *m*; bei Stein 1, 3, 6 *m*; bei Schmarza 0·5, 1·5, 2·5 *m*. Die Stadialterrassen nähern sich talabwärts wie Hoch- und Niederterrasse dem heutigen Flußspiegel, nur um so langsamer, je tiefer ihr Niveau ist. Auch südlich Duplica ist in einem neu angelegten Wassergraben der Unterschied zwischen Bühl- und Niederterrassenschotter klar zu sehen. Eingeschaltete Schuttkegel sind besonders deutlich an der Mündung des Koroschzabaches vorhanden. Der südliche Mündungssporn des Baches ist nebenbei von einer außer Funktion gesetzten Klamm durchschnitten. Ihre Durchnagung und ihr Verlassen durch den Koroschzabach hängt gewiß mit der Ausräumung des Niederterrassenschotters im Feistritztales zusammen.

Sanngebiet. Stadiäl-Moränen und -Schotter. Im Jezeriatal wurden die Stadiälmoränen nicht aufgesucht. Doch lassen sich die Stadiälterrassen durch die Stauschotter der Niederterrasse und die folgende Klamm verfolgen. Am klarsten entwickelt treffen wir die Bühlmoränen im Logar- und Robantal. Im Logartal sind die Bühlmoränen in ansehnlicher Breite im Norden und Süden der Alphütte (912 *m*) entfaltet, und zwar am linken Gehänge. An diesem kleben nördlich der Alphütte die Reste dreier Wälle. Sie sind bis 30 *m* hoch und vom Bache völlig durchschnitten. Sie bergen sehr viele gekritzte Geschiebe. Ihre Ergänzung in der Talmitte und am rechten Ufer ist verschwunden. Ihr zirka 6 *m* hoher Sockel besteht aus konglomeratischer Breccie. Ihr rotes Bindemittel und die talabwärts schwach geneigte Schichtung unterscheidet sie scharf von der hangenden Moräne. An der Grenzfläche ist die Breccie bröckelig, ein Gletscherschliff war nicht festzustellen. Rolle¹⁾ erwähnt bereits diese Breccie und sie erfüllt nach ihm den ganzen Talursprung. Unter dem äußersten Walle steigt die Breccie talauswärts schwach an. Dies kann als Nachlassen der Gletschererosion am Zungenende gedeutet werden. Danach mußte aber diese Breccie zur Zeit des Bühlstadiums bereits verfestigt gewesen sein. Die nächste Endmoräne liegt an der Stelle, wo eine Wegbrücke das Bachbett quert. Der Wall steigt 18 *m* an. Sein rechter Flügel ist von einem Schuttkegel bis auf 3 *m* eingeschüttet. Dieser innerste Wall des Bühlstadiums ist aus Trümmern aufgebaut, wie der mit Kote 931 *m* versehene Längswall, der von hier gegen die Alphütte zieht. Diese Mittelmoräne stammt, da sie nahe dem linken Gehänge gelegen ist, vom westlichen Abschnitte des Talschlusses.

Dem Gschnitzstadium weise ich die Blockhügel der Klemenshegalpe und des Okreschelschutzhauses zu. Erstere sitzen über 30 *m* hoch dem

¹⁾ Geologische Untersuchungen in der Gegend zwischen Weitenstein, Windisch-Gratz, Cilli und Oberburg in Untersteiermark. Jhb. d. geol. R.-A. 1857, S. 455.

oberen Rande des Felsabbruches (Kote 1195 *m*) auf und werden von einer bis in den Fels herabreichenden Schlucht durchsetzt. Letztere liegen breiter und flacher zwischen dem genannten Schutzhaue und dem Felsabsturze. Gegen diesen zieht von dem Kopica genannten Felsturme eine deutliche Längsmoräne hinab. Sie hat einen scharfen First, ist bei 20 *m* hoch und aus Blöcken, Grus und einzelnen Geschieben aufgebaut. Man kann sie als Mittelmoräne und damit als Fortsetzung der Mittelmoräne des Logartales auffassen oder als Seitenmoräne eines Gschnitzgletschers. Für letzteres sprechen auch die kleinen Moränenwälle, die hinter der Kopica bei 1600 *m* und weiter östlich bei 1540 *m* und in Spuren unter der Brana liegen. Kleine Hängegletscher zwischen Mitterspitz und Brana haben sie aufgebaut. Daunmoränen konnten weder hier noch im Norden der Ojstriza nachgewiesen werden.

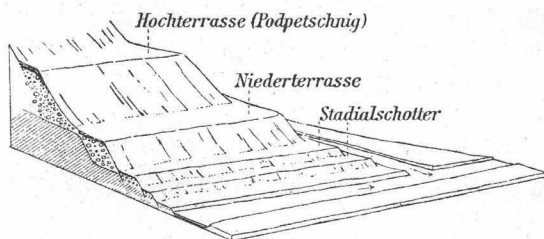
Diese jüngsten Stadien konnten auch in den Felswänden, mit denen die Ojstriza in das Robantal abbricht, nicht aufgefunden werden. Dagegen tritt die Bühlmoräne im Robantal in ähnlicher Lage wie im Logartal auf. Sie quert etwa im ersten Viertel des Weges zwischen der Talkote 759 und 1009 das Tal und wird vom Bache durchschnitten. In den tieferen Partien fanden sich gekritzte Geschiebe. Talauswärts geht aus ihr ein Übergangskegel von modellartiger Regelmäßigkeit hervor, der sich mit abnehmender Neigung bis zur Talmündung verfolgen läßt. Taleinwärts hängt mit ihr ein 300 Schritte langer, 20 *m* hoher Mittelmoränen-Blockwall zusammen. Auch die niedrigeren Stadialterrassen sind entwickelt, während sie sich im breiten Talboden des Logartales nicht nachweisen lassen. Diese Ausnahme mag mit dem besonders geringen Gefälle jener Talsohle zusammenhängen.

Am Ostabfalle der Steiner Alpen vermute ich die Lage des Bühlstadiums im Belatale und am Dleskouc. Die Alphütte Žegnani studenz bezeichnet das obere ziemlich ebene Ende eines dem Tale eingelagerten Blockkörpers (1020—1100 *m*). Sein unteres Ende sitzt nächst einer starken Quelle am Wege als Blockwall dem Felsen auf. Aufschlüsse fehlen. Kantenbestoßene Schuttstücke und gelber Lehm treten am Wege hervor. Deutliche Moränen liegen östlich vom Dleskouc in der Umgebung der Ravni. Mehrere Blockhügel, die nicht anders zu deuten sind, bilden Gruppen südlich der Hütte bei 1500 *m*. Nördlich davon sieht man nackte Felsbuckel und weiterhin ein aus solchen und Schutthügeln aufgebautes Gelände, das von zahlreichen teils runden, teils länglichen, gebogenen auf- und absteigenden Vertiefungen gegliedert wird und bis in den Kareingang hinaufreicht, wo ein letztes an die rechte Flanke gerücktes Wällchen zirka 1580 *m* die Reihe beschließt. Nordwestlich davon trifft man einen kleinen Schuttwall am Wege nächst der Leutscher Hütte. (Sie liegt zwischen Polschek und Ravni.)

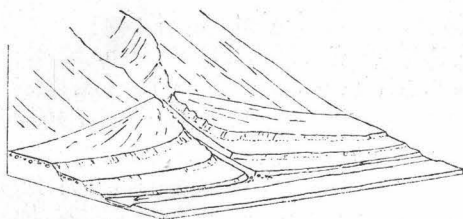
Im Bereiche des Ostplateaus hat das Gschnitzstadium einige Überreste hinterlassen. Hieher rechne ich den Schuttstreifen, der die Felschwelle N von Sibje in ihrem östlichen Teile bedeckt (zirka 1756 m). Moränenähnliche Schutthügel sind auch auf der Felskuppe nördlich der großen Doline 1595 m wahrnehmbar. Kleine Blockwälle mit Abflußlücke schließen bei 1800 m die kleine Felswanne ab, in der die Alpe Vodotschnig liegt. Ihr Felsfuß staut die kleine Wasseransammlung daselbst. Das stark hügelige und bewachsene Gebiet SSE. von Vodou (1569 m) besteht dagegen, soviel ich sehen konnte, aus festem Fels (entsprechend den Felshügeln der Dovga njiva und an der Frischaufhütte).

Da das Ostplateau 2000 m nur selten überschreitet, sind hier Moränen des Daunstadiums ausgeschlossen.

Die Stadialterrassen treffen wir im Logartal fast ununterbrochen, insbesondere bei Sulzbach 0·75, 1·5, 3·5 m und in den Talweitungen, besonders bei Leutsch. Sie lassen sich auch im Tal der Leutscher Bela deutlich verfolgen, wo die zwei unteren bereits oberhalb der vermutlichen Bühlmoränen von Žegnani studenz kenntlich sind. Besonders deutlich treten alle drei an der Mündung der Bela dolina auf (0·5, 2·5, 4·5 m). In der



Skizze 3. Terrassen an der Mündung des Leutscher Bela-Tales.



Skizze 4. Die 3 stadialen Schuttkegel an der Mündung des Lozekerjev-Grabens.

nebenstehenden Skizze 3. sind auch der Nieder- und Hochterrassenschotter dargestellt.

In mehreren Seitengräben des Sanntales finden sich eingelagerte Schuttkegel, besonders westlich von Podbreschnig in der Mündung des von Schibouth herabkommenden Grabens, ferner bei Sulzbach, besonders deutlich aber im Leutscher Tale an der Mündung des Lozekerjev- und Rogatschniggrabens. (Skizze 4.) Hier sieht man deutlich, daß unterhalb der Einnündung großer Schuttkegel die Abstände der Terrassenkanten jeweils größer

sind als oberhalb. Der Schuttkegel erscheint in die Terrasse verzogen, sein Material hat diese erhöht. Niemals dauert diese seitliche Einwirkung lange an; sie ist um so geringer, je kleiner der Schuttkegel oder je höher die Terrassen sind.

Auch das Sanntal östlich von Leutschdorf zeigt über Laufen hinaus zahlreiche Reste der stadialen Aufschüttungsterrassen.

Vellachtal. Stadial-Moränen und -Schotter. Im Vellachtal konnten keine Bühlmoränen nachgewiesen werden. Höchstens gehören hieher die Wallspuren bei zirka 1420 *m*, die man auf dem Wege zum Sanntaler Sattel bei der Halterhütte trifft. Dem Gschnitzstadium kann ein kleiner Wall bei 1800 *m* zugesprochen werden. Der Daunmoränen in den Dolinen westlich vom Steiner Sattel ist bereits Erwähnung getan. An den steilen Talschluß der Vellacher Kotschna sind zwei Stadialschuttkegel gelehnt. Ihre Terrassen lassen sich deutlich talabwärts verfolgen und treten besonders in den Weitungen auf. Vor Eisenkappel lehnt sich loser Bühlschotter, nach Farbe und Verfestigung deutlich von der Niederterrasse unterscheidbar, an diese. Die Weitung selbst nehmen die zwei untersten Terrassen ein. Nördlich der Trobeklamm sind sie 0·5, 1, 2·5 *m* hoch. Wir treffen sie bei der Fabrik Engländer im Zauchnergraben mit Höhen von 0·3, 1, 5 *m*. Westlich Miklautshof sieht man an der Vellach den hellen, losen Bühlschotter (5—6 *m*) der Niederterrasse deutlich angelagert. Da sich die drei Stadialterrassen bis zur Mündung der Vellach in die Drau verfolgen lassen, so ist das Vellach-Laufstück Miklautshof—Draumündung älter als das Bühlstadium.

Stadiale Schneegrenzen. Wir haben bisher die oberhalb der Würmmoränen gelegenen Glazialablagerungen der Wahrscheinlichkeit nach dem einen oder anderen Stadium zugewiesen. Im folgenden soll diese Auffassung durch die Ermittlung der Schneegrenze der diesen Moränen entsprechenden Gletscher bestätigt werden.

Die Endmoränen der höchsten Gletscher auf der Südseite des Hauptkammes liegen bei 2060 *m* (Douc), 2200 *m* (na podeh), 2180 *m* (SE der Skuta), 2200 *m* (Planjava). Die Schneegrenze muß also überall höher als 2100 *m* liegen. Andererseits muß sie tiefer als 2300 *m* liegen, da diese Isohypse bereits in den Wänden verläuft und in einem solchen Falle, nach der Argumentation Richters¹⁾, nur Schneehalden, nicht aber Gletscher zu stande kommen können. Wir nehmen daher die entsprechende Schneegrenze zu 2200—2270 *m* an. Eine rohe Ausquadrierung ergab, daß den nach Nord exponierten obersten Gletschern eine Schneegrenze von 2100 *m* entspricht. Diesen Unterschied der Schneegrenzhöhe zwischen Nord- und Südseite müssen wir auf Rechnung der Exposition setzen. Nimmt man die ideale klimatische Schneegrenze dieser Zeit zu rund 2200 *m* an, so lag sie etwa 500 *m* unter der heute angenommenen von 2700 *m*. Dieser Betrag kommt am nächsten der für das Daunstadium auf der Nordseite der Alpen ermittelten Depression.²⁾ Er

¹⁾ Richter: Gletscher der Ostalpen, S. 30.

²⁾ Alpen im Ezta. S. 374, 375.

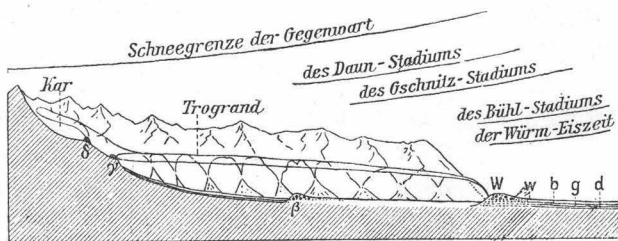
stimmt fast völlig überein mit der im Untertal bei Schladming durch Penck ermittelten Depression des Daunstadiums.¹⁾ So haben wir Ursache, die angesprochenen Moränen für Daunmoränen zu halten.

Bezüglich der Bühl- und Gschnitzmoränen wurde folgendes approximatives Verfahren eingeschlagen. Es wurden die relativen Abstände der Bühlmoränen von den zugehörigen Würmmoränen bestimmt und das Mittel aus den kleinen Abständen und aus den großen Abständen gebildet. Es ergaben sich die Zahlen 300—350 *m*. Addiert man die Hälfte dieser Zahlen zur Würmschneegrenze von 1500 *m*, so erhält man 1650—1675 *m*. Das ist, da sie sich auf die Würmmoränen stützt, ein Minimalwert der Schneegrenze des Bühlstadiums. Penck fand sie im Untertal bei 1700 *m*.²⁾ Das stimmt hinreichend mit unserer Zahl überein, um der Bühlmoränen in unserer Gruppe versichert zu sein.

Das gleiche Verfahren auf die Gschnitzmoränen angewendet ergibt ihre Schneegrenze zu 2075 *m*. Das ist jedoch, da wir hier die Abstände von den Daunmoränen nehmen, ein Maximalwert der Schneegrenze des Gschnitzstadiums. Tatsächlich ergibt die Schneegrenze der Gschnitzmoränen an der Deska nur etwa 1900 *m*. Beide Zahlen schließen die von Penck für das Untertal angegebene Zahl „unter 2000 *m*“ ein.²⁾ Wir glauben daher trotz der geringen Spuren des Gschnitzstadiums seine Anwesenheit in den Steiner Alpen feststellen zu dürfen.

Die Prüfung dieser Zahlen sowie die Übersicht über die Stadialmoränen soll die folgende Tabelle (Seite 59) ermöglichen. Dabei ist im Druck zwischen nachgewiesenen und vermutlichen Moränen unterschieden. Am Rande ist die Schneegrenzhöhe und in Klammern ihre Depression unter die vermutliche heutige angegeben.

Stadial-Moränen, -Schotter und -Schneegrenzen stimmen darin überein, daß auch in den Steiner Alpen die in den Alpen erwiesenen drei Stadien vertreten sind.



Skizze 5. Schematische Darstellung der Würm- (W) und Stadialmoränen (β , γ , δ), der zugehörigen Schotter (w, b, g, d) des Troges, Kares und der Schneegrenzen. Diese steigen vom Gebirge weg an. Damit ist die Abhängigkeit ihrer Höhenlage von der Erhebung des Gebirges ausgedrückt.

¹⁾ Ebenda, S. 375.

²⁾ Ebenda, S. 375.

Stadialmoränen-Tabelle.

Daua-Stadium	Geschnitz-Stadium	Bühl-Stadium	Moränen im
Ravni 1800—1820 <i>m</i> na vodine 1800 <i>m</i>	Tschechische Hütte 1540 <i>m</i>	Halterhütte ca. 1000 <i>m</i>	Kaukental
		Makek 940, 960, 980 <i>m</i>	
Douc 2060 <i>m</i>	1840, 1900, 1980 <i>m</i>	Subadolnikgraben 900—1000 <i>m</i>	
—		Roblekschlucht ?	Feistritzal
na podeh 2200 <i>m</i> SE. Skuta 2180 <i>m</i> SE. Planjava 2200 <i>m</i>	Ufermoräne am Skred ca. 2100 <i>m</i>	Tschernevkagraben ca. 750 <i>m</i> Prosekgraben 800—900 <i>m</i> Freithofal } ? Belatal }	
—		Jezeriatal ?	
	Okreschlhütte ca. 1350 <i>m</i> 1540—1600 <i>m</i> Klemenschegalpe ca. 1200 <i>m</i>	Logaralpe 910, 931, 960 <i>m</i>	Sanntal
		Unter der Robanalpe 780—840 <i>m</i>	
—	1600—1800 <i>m</i> Vodototschnig 1800 <i>m</i>	Žegnani studenz 1000—1100 <i>m</i> Rovnepolje 1430 <i>m</i> Ravnj 1480—1580 <i>m</i> Leutscher Haus ca. 1600 <i>m</i>	
Sanntaler Sattel 2000 <i>m</i>	ca. 1800 <i>m</i>	Halterhütte ca. 1420—1450 <i>m</i>	Vallach- tal
(—500 <i>m</i>) 2200 <i>m</i>	unter 2000 <i>m</i> (über —700 <i>m</i>)	(—1000 <i>m</i>) 1700 <i>m</i>	Schneegrenze

4. Gletscherboden.

Ungleich auffallender als die glazialen und fluvioglazialen Ablagerungen sind in den Steiner Alpen die Werke der Gletschererosion. Für diese ist wohl bisher kein entscheidenderes Material beigebracht worden, als das im Werke: „Die Alpen im Eiszeitalter“ niedergelegte. Die dort gewonnenen Sätze können durch die in den Steiner Alpen gesammelten Beobachtungen nicht wesentlich vermehrt, wohl aber bestätigt werden. Zu diesem Zwecke betrachten wir zunächst die Erscheinungen im Zehrgebiete der Vereisung, die Talenden und Trogtäler¹⁾, dann die entsprechenden im Nährgebiete, die Kare²⁾ und die Gipfel.

Trogenden und Endmoränen. Im Bereiche der Steiner Alpen blieben die eiszeitlichen Gletscher im Gebirge stecken. Daher muß im Gebirge der Gegensatz zwischen glazialer und fluviatiler Erosion sichtbar sein. Dies ist auch tatsächlich der Fall. Die Würmmoränen bilden im allgemeinen die Grenze zwischen den weiten Sacktalern mit U-förmigem und den engen Flußtälern mit V-förmigem Querschnitte. Daher sind diese Sacktäler Trogtäler, entstanden durch glaziale Erosion.

Das Zusammentreffen von Trogende und Endmoränen erfährt jedoch in vier Fällen eine Ausnahme. Im oberen Kankertale und im Suhadolnikgraben reicht die Endmoräne weiter als der Trog; im Robantale und dem Tale der Leutscher Bela reicht das trogartige Tal weiter als die Moräne.

Der Trog des Suhadolnikgrabens setzt sich nämlich nicht im Kankertal fort, obwohl noch das rechtwinklige Umbiegen des Gletschers in der Aushöhlung des rechten Kankergehanges bei Vertatschnig erkennbar ist. Möglich, daß das Porphyrgestein dieses Talstückes der Ausbildung oder Erhaltung des Troges ungünstig war. Im oberen Kankertal hat der vereinigte Gletscher der oberen und unteren Seeländer Kotschna auf der Strecke Kasino Podlog zwar einen schmalen, doch deutlichen Trog hinterlassen, aber man vermißt den ausgeprägten Trogrand in dem Talstücke (Schlucht) zwischen Podlog und der Kapelle 664, wo die äußersten Moränen Spuren festgelegt wurden (S. 14). Dies drängt zur Annahme, daß dieser Vorstoß nur kurz dauerte, so daß wir im obersten Kankertal einen schrittweisen Übergang aus dem echten Trog in das echte Flußtal vorfinden.

Im Robantal hingegen setzt sich die Weitung des Trogtales über die Talmündung hinaus ins Sanntal fort (zirka 700 m lang, zirka 200 m breit). Bemerkenswert ist der verkehrt S-förmige Grundriß dieser außerhalb der Moräne gelegenen Weitung. Er gemahnt an die Form eines Gletschers,

¹⁾ Begriff von Trogtal in Alpen i. Ezta. S. 288.

²⁾ Ebenda S. 265.

der vom Haupttalgehänge abgelenkt, zum anderen Gehänge gedrängt wird. Möglicherweise ist am Ende der Weitung Moräne noch nachweisbar. — Endlich besitzt das Leutscher Belatal bei Podpetschnig eine torartige Mündung. Diese erweitert sich taleinwärts dort, wo Moränen liegen; es ist daher ungewiß, ob ein sich verengender Trog, dessen zugehörige Moränen nicht gefunden wurden, oder eine durch Abbruch erweiterte Schlucht vorliegt.

Neben den Trögen mit weniger bestimmtem Ende gibt es in der Gruppe auch Gletschertäler ohne Trogform. Ist ein Ansatz zu einer solchen noch über dem Ravno polje zu erkennen, so ist in den beiden Furchen, die zum Gehöfte Planinscheg niedersteigen, glaziale Form kaum wahrnehmbar. Der Hängegletscher von Planinscheg konnte bei Südexposition nicht mächtig sein. Auch das Becken von Planinscheg dürfte kein echtes Zungenbecken sein, als vielmehr das nördliche Ende einer im Ostabfalle der Steiner Alpen einst vorhandenen Gehängestufe.

Gegenüber diesen Ausnahmen fallen im Logar-, Jezeria-, Vellach-, Feistritz-Tal und in der Roblekschlucht die Ausgänge der Trogtäler mit Endmoränen zusammen. Die aufgezählten Abweichungen können die Tatsache des Zusammentreffens der Grenzen glazialer Akkumulation und Erosion an den Gletscherenden nicht verwischen.

Trogformen. Hinsichtlich der Ausbildung der Tröge sind einige Bemerkungen über Trog-Sohle, -Rand¹⁾ und -Schluß zu machen.

Die Formen der Trogtäler sind in den Steiner Alpen meist gut ausgebildet. Die Sohlen haben meist geringe Neigung, sind breit. Die Ränder sind oft scharf ausgeprägt, die Trogschlüsse nicht selten imposant. Im einzelnen bieten die Tröge manches zur Frage der glazialen Erosion einschlägige. Wir beginnen in der angenommenen Ordnung mit den Seeländer Kotschnatälern.

Im Tale der Oberen Seeländer Kotschna ist Trogmündung und Trogschluß bemerkenswert. Nördlich der Anzelhube erweitert sich der Trog trichterförmig zum Becken von St. Andrä. Er tritt aus den harten Kalken in die weichen silurischen Phyllite. Mit dem Gesteinswechsel verschwindet der Trogrand. Außerdem vollzog die Eismasse in den leicht zerstörbaren Phylliten eine Drehung und endlich liegt das Becken an der Kreuzungsstelle zweier Bruchlinien; so konnte die regelmäßige Form der Weitung zu stande kommen. Bruchkreuzung und Gesteinsgrenze sind ja Eigenschaften, die Penck für Beckenbildung prädisponierend anführt.²⁾ Aus dem Becken fließend wandte sich das Eis nach dem

¹⁾ Alpen im Ezta., S. 288.

²⁾ Penck: Geographische Wirkungen der Eiszeit. Verhandl. des IV. deutsch. Geographentages zu München, 1884, S. 74. — Bereits Teller („Zur Entwicklungsgeschichte . . .“) sagt, daß das Becken nicht durch Einsturz, sondern durch Erosion — wir fügen hinzu, durch glaziale — entstanden sei.

entgegengesetzten Gehänge, in diesem eine konkave Fläche ausschürend. Im toten Winkel der Drehung springt dagegen das Gehänge (Kote 986 m) vor. Der nördlich davon aus dem Talboden aufsteigende Hügel ist nach der geologischen Spezialkarte als Rundhöcker aufzufassen. Die Gehängeform im Bereiche der Gletscherdrehung erinnert hier an die vermutlich ähnlich entstandene Weitung südlich vom Gabelwirt. Ein größeres Beispiel von mit Gletscherdrehung verbundener Beckenbildung scheint die Weitung von Bruneck im Rienztales zu sein. — Der Trogschluß der Oberen Seeländer Kotschna ist nicht einheitlich gebaut. Er ist durch die breite Schlucht, die sich nach oben zu im Felsbau des Langkofels gabelt, zerschnitten. Auf dem oberen Rande des westlichen Stückes steht die Tschechische Hütte, auf dem oberen Rande des östlichen eine Halterhütte. Auch im westlichen Nachbartale ist der Trogschluß unterbrochen, aber in entgegengesetztem Sinne, nämlich durch einen weit vorspringenden Felsporn. Im Tale der Unteren Seeländer Kotschna sind die Trogränder undeutlich. Der Suhadolnikgraben besitzt, wie die Roblekschlucht, einen mächtigen Trogschluß, letztere auch einen deutlichen linken Rand. Die Trogschlüsse liegen in der Linie des westlichen Steilabfalles des Gebirges, doch etwas bergwärts gebogen.

Im Feistritztales treten uns zwei Stufenmündungen ¹⁾ entgegen. Die erste liegt an der Mündung der Bela dolina und wird vom Bache in tiefer Klamm durchmessen. Der alte Talboden bricht unmittelbar unter der Brücke 559 m über 15 m hoch ab. Diese Stufe erinnert an jene Stufe im Zillertal, die der an der Berlinerhütte vorbeifließende Bach des Schwarzensteingletschers im Angesichte des Horngletschers durchschneidet. — Die entsprechende Stufe des Haupttales liegt an der Naturbrücke. Die in den Fels gesägte Klamm ist hier 18 m tief und wie die Bela überspringt auch die Feistritz das unterste Stück als Wasserfall. In beiden Fällen liegt das dahinter gelegene Talstück etwas tiefer als die Stufe. Der von Penck aufgestellten Regel ²⁾ entsprechend erscheint auch im Feistritztales die Stufe im Haupttales gegenüber der im Nebentale „etwas talaufwärts gerückt“. Die Untersuchung der Feistritzstufe ist jedoch nicht abgeschlossen, da sie auf ihrer rechten Seite wie gesagt möglicherweise einen verschütteten älteren Feistritzlauf birgt. — Die Vereinigung der beiden Täler der Seeländer Kotschna erfolgt gleichsohlig. Aufschüttungen von unbestimmter Mächtigkeit entziehen die Felssole der Beobachtung; erstere bilden erst unterhalb der Vereinigung zwischen Ober- und Unter-Seeland einen bedeutenderen Gefällsbruch. Im übrigen fehlen Stufen wie auch weitere zusammengesetzte Gletscher. — Die Trogränder des Feistritztales sind scharf, so daß man von einem Übersichtspunkte

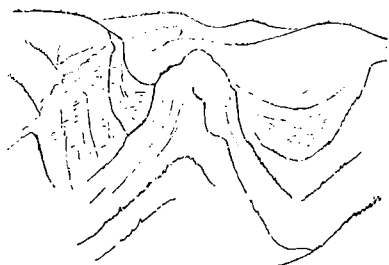
¹⁾ Alpen im Ezta. S. 288.

²⁾ Erenda, S. 302.

deutlich die Grenzen des alten Gletscherbettes erkennt. — Mächtig entwickelt sind die Trogschlüsse des Tschernevka- und Prosekgrabens. Ersterer, von Hufeisenform, ist an die Felswände der Mokrizagertücht, letzterer besitzt große Regelmäßigkeit. In der Trogwandung des Tschernevkagrabens scheint eine schwache Spur eines zur Bühlmoräne herabziehenden Trograndes angedeutet. — Die Staubbildung in der Mündung des Freithoftales ist bereits erwähnt. Ihr oberer Rand liegt in der Fortsetzung des Trograndes. Ihr Außenabfall ist wie gerade abgeschnitten. (Bester Anblick vom Tschernevkagraben, Bühlmoräne.) Da sie zu beiden Seiten des Jermenski rob 956 ausstreicht, muß man vermuten, daß dieser Sporn ganz aus ihrem Material besteht. Daraus ergibt sich, daß die Mündung des Freithoftales vor der Zuschüttung in der Würmeiszeit viel breiter war. Dann steht aber nichts der Ansicht im Wege, daß zur Rißeiszeit, die bekanntermaßen ¹⁾ die Würmeiszeit an Ausdehnung übertraf, der Freithofgletscher das Haupttal erreichte und uns heute in der Mündung des Freithoftales ein verschüttetes und vermauertes Trogtal der Rißeiszeit vorliegt. — Mit prächtigem Trogtor mündet die Bela dolina. Der südliche Trogrand ist ausgezackt und überhängend, was auf verstärkte Untergrabung infolge Beeinflussung durch den Hauptgletscher weist. Das Belatal ist ferner ein Beispiel eines verhüllten Troges. Von den Trogrändern sind meist nur mehr die oberen Ränder sichtbar. Von ihnen senken sich beiderseits Schuttkegel herab, die sich im Talgrunde berühren. In den Trog ist ein Tal von V-förmigem Querschnitt eingelagert. Da die Schuttkegel, wie die darüber aufsteigenden Wandpartien waldbedeckt und walddurchsetzt sind, so ist die Bildung ersterer abgeschlossen. Sie entstanden unter Verhältnissen ähnlich den heutigen Schutthalden unter den Gipfelwänden, also nahe der Schneegrenze. Ich halte sie für Schuttkegel des Bühlstadiums. — Der Trogschluß der Bela dolina ist abgetrept, der untere Teil klammzersägt.

Auf die Schwierigkeit der Feststellung der Trogmündung im Tale der Leutscher Bela ist bereits hingewiesen worden. Einer ähnlichen Schwierigkeit begegnet man im Talinnern. Dem rechten Talgehänge entlang zieht ein zusammenhängendes Felsband, das jedoch bis 400 m über die Sohle sich erhebend kaum als Trogrand aufgefaßt werden kann. Ein deutlicher aber stark zerschnittener Trogrand zeigt sich im linken Gehänge. Über seinen Felsköpfen führt ein schmaler Hirtenpfad ins Talinnere. Zwei Trogfurchen mit deutlichem Rande und hohen Schlüssen liegen zu beiden Seiten des Ojstri vrh (1374 m). Letzterer ist ein an beiden Seiten glatt geschliffener Felspfeiler im Dol. (Skizze 6 S. 64).

¹⁾ Ebenda, S. 247.



Skizze 6. Die Tröge des Dol mit Ojstri vrh 1374 m.

Die deutlichen Trogwandungen des Robantales treten zu keinem Schlusse zusammen. Sie verlieren sich in den Felsen und aus dem Talhintergrunde steigen jäh über 1000 m die Steilmauern der Ojstriza auf. Durchaus ähnlich verhält sich das Jezeriatal. Dagegen enthält das Logartal sowohl die Trogränder als auch den Schluß in klarer Entwicklung.

Entsprechend dem Grundrisse der Kammlinie weicht auch die linke Seite des Trogschlusses weit nach Westen zurück. Die rechte Seite unter der Ojstriza liegt über der Klemenshegalpe. Die Mitte, unter dem Steiner-Sattel, ist gleichwie in der Oberen Seeländer Kotschna durchbrochen, nur ist die Lücke breiter. Im Logartal ist der Gefällsbruch des Troges durch drei Wasserfälle ausgezeichnet. Selten ist der von der Klemenshegalpe kommende sichtbar, häufiger der kurze bei Plesnik, ständig ergießt sich der Rinkafall im innersten Winkel des Talschlusses. Dort wo der Rinkabach gerade die Trogschlußkante durchschneidet (Brücke über dem Falle), erblickt man Breccie. Sie lehnt sich unter 70° an den Fels einer einstigen Schluchtwand. Sie reicht nicht bis zum Fußpunkt des Falles. Der Breccienkörper scheint einer alten Schlucht im Kalke eingelagert. Dieser Bildung soll noch später gedacht werden.

Einen großen Trogschluß besitzt das Tal der Vellacher Kotschna, den nach A. v. Böhm A. Boué mit dem Zirkus von Gavarnie verglichen hat. Die linke Trogwandung ist deutlich, die rechte dagegen nur verwischt entwickelt. Unter der Kopa stürzt bei Regenwetter über die Trogwand ein Wasserfall zu Tal.

Alle Trogränder in den Steiner Alpen sind durch die spätere Bildung von Seitenschluchten zernagt worden. Unter den vielen Stufenmündungen von Seitengräben sind die durch Wasserfälle bezeichneten hervorgehoben worden.

Merkwürdig ist jedoch, daß auch außerhalb der Tröge in Flußtalern Stufenmündungen vorkommen. Im Sanntale finden sich zwei einander gegenüberliegende zu 20—25 m Höhe zwischen Hizmanig und Podbreschnig, ferner unter Sulzbach und östlich des Gehöftes Tschernscheg (zu 12 m), ferner mehrere kleine Stufen im obersten Vellachtale. Die Stufen in der Schlucht ob Hizmanig sind wohl keine Trogränder, erzeugt durch einen kurzen Vorstoß des Logargletschers. Es ist nur an eine Belebung der Haupttalerosion zu denken, der die Seitengräben nicht zu folgen vermochten, so daß die Ungleichsichtigkeit der Mündung, die

beispielsweise bei dem bei Tschar von Ost mündenden Seitenbach des Wistrabaches unter dem Wasserspiegel beider Bäche vorhanden ist, hier zu einer ganzen Stufe verstärkt erscheint. Daß jedoch die Sanntalerosion durch Übertiefung des oberen Logartales belebt worden sei, ist nicht anzunehmen. Anders verhält es sich mit den übrigen Stufen. Sie liegen etwa im Niveau der Niederterrasse und können beim Durchschneiden derselben durch Anschneiden des Gehänges gebildet worden sein.

Noch ein Wort über die Trogschlüsse. Bei einigen Tälern sind sie unverletzt, bei anderen verletzt, bei zweien, dem Roban- und Jezeriatale fehlen sie ganz. Von den unverletzten Schlüssen findet sich auf der Nordseite nur der des kleinen Vellachtales. Die verletzten gehören den größten Talschlüssen der Nordseite an. Die Täler, denen sie fehlen, haben einen nach rückwärts spitz zulaufenden Grundriß. Der Trogschluß ist unverletzt, wo er fern vom Kamme liegt, verletzt, wo er demselben nahe gerückt ist; er fehlt, wo er mit dem Kammgehänge verschmolzen erscheint. In dieser Reihenfolge scheint sich das Rückschreiten der glazialen Erosion zu offenbaren. Eine starke Erosion mußten die größten Täler der Nordseite erfahren. Sobald der rückwärtsschreitende Trogschluß sich dem Kammgehänge näherte, mußte er von Pfeilern oder Schluchten desselben durchbrochen werden. Die Enge der oberen Enden des Roban- und Jezeriatales scheint jedoch die Tiefenerosion verstärkt zu haben, so daß die Trogschlüsse im Felsgehänge verschwanden.

Die Lage und der Zustand der Trogschlüsse in den Steiner Alpen läßt das Rückschreiten und somit auch das ungleichmäßige Rückschreiten der Gefällsbrüche glazialer Erosion vermuten. Ferner wiederholt sich die bei den Stufen zitierte Regel. Im Gebiete verstärkter Erosion erscheint der Trogschluß taleinwärts gerückt.

Eine Schlifffgrenze¹⁾ als konkave Kehlung über dem Trogrande konnte in den Steiner Alpen nicht festgestellt werden.

Da die Trogränder nicht über die Würmmoränen hinausgehen, so fällt ihre Bildung in die Würmeiszeit.

Kare. Wir wenden uns den Formen des Nährgebietes der Vergletscherung zu.

Über den Trogschlüssen sehen wir in ihre Gipfelumrahmung zahlreiche Kare eingesenkt.²⁾ Sie haben selbst in dem wenig ausgedehnten Gebiete der Steiner Alpen kein einheitliches Gepräge. Ihre Breite und Länge, die Neigung ihrer Sohle und Seitenwände, deren Höhe und Verlauf, der Querschnitt der Karöffnung, die Oberflächengestalt des Ganzen sind genug veränderungsfähige Faktoren. Wir heben die Hauptzüge hervor.

¹⁾ Alpen in Ezta. S. 262 u. 263.

²⁾ Über die Randkare, das sind die Karspuren in der Umgebung der Steiner Alpen, S. 46.

Klein ist in verhältnismäßig mächtiger Umrahmung die runde, schneebedeckte Karsohle der Ravni (Obere Seeländer Kotschna). Aus ihr erhebt sich im Norden ein Felskopf (1842 *m*), dessen Westseite deutlich den Schliff der einst in die Tiefe ziehenden Eismassen erkennen läßt. Unter der Kote 1984 (im Westen) liegt ein Schuttband über einem Wandabsatz. Es erinnert in seiner Gestalt an das seitliche Auskeilen (Auslaufen) des Firnfeldes, wie man es an heutigen Gletschern häufig sieht (z. B. Zillertal am Horn- und Schwarzenstein-Kees). Breiter ist das östlich der Ravni gelegene Kar na vodine; eine steile Schlucht ist in sein Hintergehänge eingebrochen. Klein, hochgelegen, schutterfüllt sind die beiden Kare der Unteren Seeländer Kotschna; zwischen ihnen erhebt sich ein steiler, beiderseits geglätteter Felspfeiler. (Skizze 8 S. 70).

Dem Westabfall des Greben sind keine Kare eingesenkt. Dagegen zeigt die nördliche Umrahmung des Suhadolnikgrabens solche. Eines der schönsten Kare der Gruppe ist der Douc (unter G. in Grintouc der Spezialkarte). Senkrecht und geschliffen steigen die Seitenwände empor, während die Sohle durch Dolinen unter die Schwelle des Ausganges eingesenkt ist. Nach oben zu spitzt es sich westwärts gewendet in einer steilen Geröllschlucht an der Kotschna (2541 *m*) aus. Vom Grintouc zieht nach Südosten ein schmales schlauchförmiges Kar herab. Dieses und die Kare der Unteren Seeländer Kotschna wurden nicht betreten. Es mündet nicht über dem Trogschlusse, sondern in eine Hohlform, die einem kleinen Troge ähnlich ist und am Trogschluß endet. Analog ist die Form der südlicher gelegener Dovga njiva. Man könnte sie Hochtröge nennen. Ihre Sohlen sind an der Mündung mit Felsbuckeln besetzt. Auch zur Dovga njiva zieht vom Greben ein schlauchförmiges Kar und von Kote (1900 *m*) eine zweite Nische herab.

In der Umrahmung des Feistritztales liegt das breite Kar der Kauza. Höher liegt die Sohle der Kare am Südabhänge des Hauptkammes. Das Ostkar des Grintouc ist bemerkenswert durch den glatten Überhang der rechten Karwände. Er geht gegen den innersten Karwinkel zu in steil geböschte, von Rissen durchzogene Wände über. Einen ähnlichen Überhang erblickte ich in den Südtiroler Kalkalpen, und zwar in der Nordwand des östlichen Valbuonkogels ober der Grasleitenhütte (Rosengartengruppe). Die Entstehung beider Wölbungen ist wahrscheinlich auf die vorüberziehenden Firnmassen zurückzuführen. Darnach würde sich die Schiffgrenze bis in die Karwände verfolgen lassen.¹⁾ Dem Abfall der Felsfläche zwischen Grintouc und Skuta entragen zwei Pfeiler, Skred (2047 *m*) und Greben (2035 *m*). Sie sind beiderseits geschliffen.

¹⁾ Dies ist möglich, denn in der Schobergruppe sah ich am Kamm zwischen Tschadin und Böses Weibele, also am obersten Karende, geschliffene Felsflächen.

Etwas oberhalb mündet ein glattwandiges, schlauchförmiges Kar (südlich der Skuta). Ähnlich wie die besprochene Felsfläche ist die zwischen Planjava und Ojstriza gestaltet. Nur ist sie schmaler und liegt tiefer. Ihr deutlichstes Kar liegt östlich des Planjava. Die Nische südlich der Ojstriza ist für ein Kar zu steil geneigt. Die der Karregion angehörige Felsfläche zwischen Planjava und Ojstriza bricht steil zu einer Längsfurche ab. Die Querrippen sind beiderseits zugeschliffen. Die westliche Weitung der Längsfurche heißt Njiva, die östliche Koroschitza. Die Rundung des Koroschitza Beckens hat meines Erachtens die Drehung des von der Ojstriza kommenden Firnstromes geschaffen. (Moräniges Material konnte in derselben nicht mit voller Sicherheit nachgewiesen werden.) Beide Weitungen sind voneinander durch eine Stufe getrennt. Nach unten zu bricht diese Hohlform im Trogschluß der Bela dolina ab. Sie liegt zwischen den Karen und dem Troge, ist daher gleichfalls ein Hochtrog.

In den Tälern ohne Trogschluß (Roban und Jezeria) fehlen auch die Kare. Im Logartal ist das Okreschkar das größte. Es ist, obgleich ein kleines Kar unter dem Križ (2434 *m*) mit Stufe in dasselbe mündet, nicht als Hochtrog zu bezeichnen, da sich zwischen Karboden und Hauptkamm bereits die Karwand einschaltet. Ein zweites Kar liegt unter der Ojstriza. Der kurze Hochtrog der Klemenshegalpe mündet über dem Trogrand des Haupttales. Dem Okreschkar ist ein eigentümliches Gebilde eingelagert. Unter dem Rinkatore, dessen irr tümliche Einzeichnung auf der Spezialkarte bereits H. Heß berichtet hat¹⁾, liegt ein mächtiger, scharf begrenzter Breccienkörper. Auf den ersten Blick erkennt man in ihm den Rest einer alten Schutthalde, der aus den Schluchtwänden des Rinkatores gebildet worden ist. Sie soll Rinkatorbreccie genannt werden. Die Oberfläche ist unregelmäßig, als ob zwei Schuttkegel hier zusammengestoßen wären. Ihr höchster Punkt hat zirka 1530 *m*. Ihr Abbruch besitzt im Norden Riefung, im Süden Schichthöhlen; er hängt beiderseits also zur Richtung der vorbeistreichenden Firnströme über. Der Querschnitt der Breccie ist demnach pilzförmig. Unter der Turska gora (2246 *m*) (auch Turski sleb genannt) erhebt sich mitten aus der Geröllhalde ein rostbrauner Felszahn, gleichfalls Breccie; der ganze übrige Schuttkegel ist entfernt worden. Soviel ich sah, besteht auch die Rückfallkuppe des Ogradez unter dem Steiner Sattel (1220 *m*) aus Breccie: ein alter Schuttkegel der Planjava Nordwand, dessen Spitze fehlt. Die Spitze fehlt auch der Rinkatorbreccie; sie ist auch beiderseits gekehlt und die Kehlflächen zum Teil geschliffen. Daß diese Glättung glazial ist,

¹⁾ H. Heß, Wandertage in den Steiner Alpen. Zeitschrift d. D. u. Ö. Alpenvereines, 1896, S. 350. Das Rinkator ist im Hauptkamme unter e des Wortes Mitterspitz zu suchen.

kann nicht bezweifelt werden. Man muß auch die Abtragung der Spitze der erodierenden Wirkung des Firneises zuschreiben. Die Möglichkeit ergibt sich aus folgendem: Die Spitze des Schuttkegels ist jene Stelle, wo das Wandgefälle in das Haldengefälle übergeht; also eine Stelle der Gefällsänderung, damit auch eine Stelle der Geschwindigkeitsänderung gleitender Massen. Die an dieser Stelle verloren gehende Energie greift die Schuttkegelspitze an, lockert sie, beseitigt sie. Daraus ergibt sich eine Untergrabung im Vertikalprofil, wie an Stellen der Änderung der Flußrichtung eine Untergrabung im Horizontalprofile erfolgt. Ersterer Vorgang mag sich auch bei der Karbildung geltend machen. Eine verwandte Erscheinung ist die Wanne, die der Wasserfall an seiner Aufschlagstelle schafft. Von der fehlenden Spitze der Ogradezbreccie klebt — sowiel aus der Ferne wahrzunehmen — ein Rest als Kruste an der Planjavawand.

Das Ostplateau ist vermöge seiner geringeren Höhenlage der Zone zusammenhängender Karbildung entrückt. Ein isoliertes Kar liegt im Ostabfall des Veliki vrh (2113 *m*). Ein kleines Karmodell ist dem Ostgehänge des Dleskouc (1972 *m*) eingesenkt. Das südliche Gehänge (mit Nordexposition) ist felsig, das nördliche nicht. Zwei Karnischen griffen die Ostseite der Deska (1967 *m*) an. Die Steilnische im Westen senkt ihren geröllerfüllten Boden rasch ins Tal der Leutscher Bela. Das Hochtälichen Vodototschnig hat die Form eines kleinen Kares. Die Kulmination der Deska und des Dleskouc ist vom oberen Karrande entfernt.

Mehrere Kare besitzt die Umrahmung der Vellacher Kotschna. Ihre Sohlen laufen in eine breite, zum Trogschluß sich senkende Hochfläche aus.

Die angeführten Kare, wie die nicht erwähnten unbedeutenderen, sind heute nicht mehr unverletzt. Auf Kalkboden entwickelt sind sie durch Karstprozesse umgestaltet worden. Besonders ausgeprägt sind die Dolinen hinter den Karausgängen, welche diese in Felsschwellen umwandeln. (Besonders: Douc, napodeh, Koroschitza, Njiva, SW Vodotschnig u. a.) Reichlich sind auf den Karsohlen die Karren entfaltet. Sie zerschneiden, der Neigung folgend, die glatten Flächen der Rundhöcker nach allen Richtungen. Andere Karren folgen westöstlich verlaufenden Gesteinsklüften. Da finden sich im Querschnitt schlitz- und linsenförmige Erweiterungen, die schlotartig in die Tiefe setzen. Benachbarte Schlotte vereinigen sich zu breiten, tiefen und senkrechtwandigen Korridoren. Die Sickerwässer bildeten auch die dolinenähnlichen Grübchen auf den hochgelegenen Moränen. Endlich werden die Karböden meist von rezenten Schuttkegelstreifen umsäumt. Letztere müssen wir, wie die den Karen eingesenkten Karsterscheinungen als postglazial auffassen. (Dagegen be-

trachten wir die mit Wald überzogenen Karsterscheinungen, die sich oft an den Talgehängen finden, als glazial.)

Die intensive Entfaltung des Karstphänomens im Ostplateau rechtfertigt es, wenn wir hier nach den Zügen eines älteren Landschaftsbildes suchen. Die Höhen Verschize—Dedez—Tousti vrh—Deska waren gewiß einst zusammenhängend; sie bilden die Form eines Hufeisens. Vielleicht liegt hier ein alter Karboden vor mit durchlochtem Boden und zerstücktem Rande. Das Hintergehänge dazu wäre der Hauptkamm zwischen Planjava und Ojstriza. Heute ist dieser angenommene Zusammenhang durchschnitten durch die Hohlform Koroschitza-Njiva. Da in der Koroschitzamulde die weichen Wengener Schichten durchstreichen, so erscheint eine glaziale Anzapfung¹⁾ durch die steile Bela dolina möglich. Ein zweiter alter Karboden würde durch den Bogen Deska-Veliki vrh-Dleskouc, ein dritter durch Dleskouc—Veliki vrh—Polske gore gebildet worden sein.²⁾ Haben diese alten Karböden wirklich bestanden, so dürfte man kaum fehlgehen, wenn man in Skred (2047 m) und Greben (2035 m) die Reste eines alten Trogschlusses erblickt, den etwa die Würmvereisung zerschnitten hat.

Gipfel. Aus den Karen steigen mit Felsästen und Wänden die Gipfel empor. Wir gedenken der wichtigsten, die glaziale Bearbeitung erkennen lassen. Echte Karlinge³⁾ sind selten. Diesem Typus entspricht die schlanke Kanker Kotschna (2541 m) und die Rinka (2441 m). Einseitige Karlinge sind Ojstriza, Planjava, Mrslagora, Greben (2224 m). Ein besonderer Typus ist die Brana (2247 m). Sie hat ein Gipfelplateau, das hohe Felswände umgürten. Nur der Nordseite ist eine muschelförmige Nische eingesenkt. Ein sehr kleines Gipfelplateau liegt zwischen Skuta und Struza (2464 m). Es ist möglich, daß sich in diesen kleinen Gipfel­flächen Zeugen einer älteren Abdachungsfläche des Gebirges erhalten haben.

Eine gewisse Ähnlichkeit der Gipfel­form besitzen Rinka (2441 m), Grintouc und Greben (2224 m): südwärts geneigte Gipfelplatten, ein Andringen der Steilabfälle von West und Ost. Der Grintouc ist einer der massigsten Gipfel. In seinem Bereiche muß das Gebirge auch vor seiner glazialen Bearbeitung am höchsten gewesen sein. Am Greben herrschen infolge der tieferen Lage Karstformen über Karformen.

Rudimentäre Karlinge trägt das Ostplateau (Dleskouc, Deska, Veliki vrh). Daneben kommen in den Steiner Alpen auch Rundlingformen

¹⁾ Über fluviatile Anzapfung, Morph. I, 370.

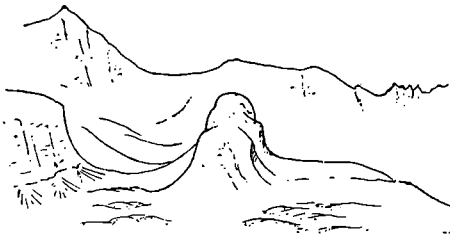
²⁾ Daß glaziale Anzapfungen vorkommen können, beweist die Malitschka Planina. Sie ist in Wengener Schichten eingesenkt und durch eine Scharte, in welcher jetzt eine Kapelle steht, zum Robantal geöffnet. Dahin floß ein Teil ihrer Firnmassen.

³⁾ Alpen im Ezta. S. 384.

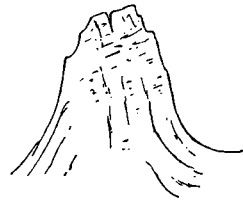
vor¹⁾, wie im Krvavec (1853 *m*) und andere, sowie zugeschärfte Bergformen ohne Kare wie: Goli vrh (1879 *m*), Kopa (1958 *m*), Vrlouz (1537 *m*), Krovitschka (2035 *m*). Sie sind die höchsten Erhebungen der durch glaziale Verbreiterung der Täler verschmälerten und zugeschärften Gratschneiden.

Torsäulen und glaziale Erosion. Zu den Erscheinungen der glazialen Erosion gehören auch die Felsäste der Firnregion. Ihr wohlgestaltetes Vorbild ist die Torsäule auf der Übergossenen Alpe. Sie mag dem Typus den Namen geben. Die Merkmale der Torsäule sind ihre Lage und ihre Form. Sie liegen zwischen Karen oder auch Eisstrombetten; sie sind vielfach seitlich zugeschliffen und in Pfeiler und Säulen verwandelt. Beispiele von Torsäulen in unserer Gruppe bieten die in den Skizzen 7—9 vorgeführten,

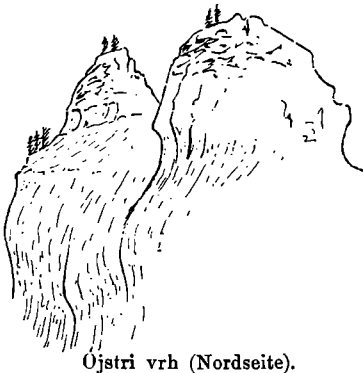
Skizze 7—9. Beispiele von Torsäulen in den Steiner Alpen:



östlich der Planjava



nördlich der Kanker Kotschna



Ojstri vrh (Nordseite).

ferner der Felspfeiler (1842 *m*) in der Ravni, Greben (2047 *m*), Skred. Einige hängen noch durch schmale Grate mit dem Hintergehänge zusammen. Beim Ojstri vrh ragt die Felsäule frei auf. Seine Nordseite zeigt doppelte Kehlung. Die Südseite durchzieht die Schlifffrenze mit großer Schärfe.²⁾

Die Frage, wie die Torsäulen gebildet worden sind, gemahnt an die Rinkatorbreccie. Gleich dieser sind die Torsäulen aus größeren Gesteinsmassen durch glaziale Seitenerosion herausgeschnitten. Zur Säule wird der Felsast durch Abgliederung vom Hintergehänge.

Die Rinkatorbreccie ist noch in anderer Hinsicht bemerkenswert. Ihr Alter ist noch fraglich, da Moränen weder im Liegenden noch im Hangenden mit Bestimmtheit festgestellt werden konnten. Jedenfalls ent-

¹⁾ Die Alpen im Ezta. S. 236.

²⁾ Ein Felspfeiler vom Typus der Torsäule ist in Richter: Gletscher der Ostalpen, S. 271, am Marmolatagletscher abgebildet.

stand sie in einer Zeit, als das Gebirge eisfrei war wie heute. Allein für die Riß-Würm-Interglazialzeit, in welcher, wie Penck für das Inntal nachgewiesen hat, die Schneegrenze um 400 m höher lag als heute ¹⁾, erscheint unsere Breccie zu jugendlich. In der Zeit der Achen-schwankung ²⁾ jedoch lag die Schneegrenze tiefer als heute, daher die Bildung der Breccie in der Würm-Bühl-Interstadialzeit unwahrscheinlich ist. Daß sie aber zur Zeit des Bühlstadiums bereits bestand, deutet ihre Kehlung an. Diese dürfte nämlich durch den Bühlgletscher geschaffen worden sein, da sich am Südabfall der Mrlagora unter der Würmschliffgrenze in gleicher Höhe mit der Kehlung eine frischere Schliftgrenze bemerkbar macht, die ich dem Bühlgletscher zuweise. Für die Bühl-Gschnitz-Interstadialzeit ist die Lage der Schneegrenze noch nicht bestimmt. ³⁾

Die Rinkatorbreccie ist gewiß keine vereinzeltete Bildung des Logargebietes gewesen. Möglicherweise ist sie gleich alt wie die Rinkafallbreccie und das breccienartige Konglomerat im Liegenden der Bühlmoränen. In diesem Falle hätten wir diese drei Breccien als ursprünglich zusammenhängend anzusehen. Die Zerschneidung dieses Zusammenhanges, wie sie heute vorliegt, vor allem das Herausschneiden einer Trogschlußkante aus einer alten Aufschüttung, müßten wir demnach als Werk der glazialen Erosion ansehen. Diese Auffassung kommt in nebenstehender Skizze 10 zum Ausdruck.



Skizze 10.

Schwierigkeiten gegen diese Auffassung ergeben sich jedoch aus folgendem. Die Kehlung der Rinkatorbreccie sowie die Ausschürfung des Liegendkonglomerats der Bühlmoränen halten wir für ein Werk des Bühl-, den Trogschluß für ein Werk des Würmgletschers. Weiters zeigt die Rinkator- wie die Rinkafallbreccie einen kompakten unteren und einen löcherigen oberen Teil, so daß an die Übereinanderlagerung zweier verschieden alter Schuttkegel gedacht werden kann. Diese Einwände gestatten uns daher nicht die in der Skizze angedeutete Umwandlung einer einheitlichen Aufschüttungskurve in eine glaziale Erosionskurve ohne weiteres zu akzeptieren.

Bemerkenswert sind die Steiner Alpen durch das Verhältnis des Schichtenbaues zur Glazialerosion.

¹⁾ Alpen in Ezta. S. 390.

²⁾ l. c. S. 342.

³⁾ l. c. S. 374.

In den Steiner Alpen fällt der Schichtenabbruch mit Nordexposition, das Fallen der Schichten mit Südexposition zusammen. Das erstere steigerte, das letztere minderte die erodierenden Kräfte und ihre Wirkungen. Die Plateaus der Südseite zeigen die Kare weniger tief eingesenkt als die Nordseite. Darum fällt der Hauptkamm nach Norden tiefer als nach Süden ab. Die Entstehung dieser Südseite des Hauptkammes hängt enge mit der Gletschertätigkeit zusammen. Denn dort, wo diese zurücktrat, wie in den Polske gore (östlich der Ojstriza) bildet der Kamm einen nur wenig gegliederten Plateaurand. Trotz tektonischer und orographischer Benachteiligung hat also die glaziale Erosion im Schichtfallen ausgeprägte Formen geschaffen. Um die Stärke der glazialen Erosionsleistung zu beurteilen, kann am besten das Dachsteinplateau und die Übergossene Alm zum Vergleiche herangezogen werden. Denn einerseits sind diese Kalkstöcke höher wie die Steiner Alpen, andererseits fällt bei ihnen das Schichtfallen mit Nord, der Schichtenabbruch mit Südexposition zusammen. Es müßten also die Plateaus der Nordseite tiefer unter den Gipfelhöhen liegen als die Plateaus der Südseite der Steiner Alpen. Dies scheint nun nicht der Fall zu sein. Denn nach Richter¹⁾ fehlen der Übergossenen Alm „Randzacken“, das Dachsteinplateau besitzt nur noch einen „Zackenrand“, der Hauptkamm der Steiner Alpen ist aber eine geschlossene, oben ausgezackte Mauer. erinnert man sich jedoch an das Wort Richters von der „Enthaftung der Gebirge“²⁾, so scheint es, daß die Hauptkarscheiden dieser drei Gebirgsgruppen um so mehr der Ebene des Karbodens (= der Abtragungsebene der Schneegrenze)³⁾ zum Opfer gefallen sind, je höher diese liegen. Danach wäre der Abstand der heutigen Ebene der Karböden von den heutigen Gipfeln nicht verwendbar, um die glaziale Erosionsleistungen verschiedener Gruppen zu vergleichen.

Ein Vergleich der Steiner Alpen mit dem Karwendelgebirge ergibt andererseits, daß die Karbildung eines Gebirges seiner Tektonik oder vielmehr der durch sie bedingten Oberflächengestalt angepaßt ist. Im Faltenbau des Karwendelgebirges reiht sich Kar an Kar. In den Steiner Alpen liegen bereits Plateaustücke zwischen ihnen; im Dachsteingebirge herrscht das Plateau bereits vor; in der Übergossenen Alpe tritt alles andere zurück. Die Steiner Alpen scheinen also den Plateau- und Ketten-typus miteinander zu verbinden. Unter den Kalkklötzen⁴⁾ aber scheinen sie den ersten Schritt in der Umformung eines Gebirges durch Karbildung darzustellen.

1) Gletscher der Ostalpen, S. 107.

2) Geom. Unters. S. 78.

3) Geom. Unters. S. 76 — 81.

4) Alpen in Ezta. S. 286.

Präglaziale Gebirgsform. Alles in allem ist die glaziale Erosionsleistung in den Steiner Alpen eine auffallende: Das Hochgebirgsbild ist ihr Werk. Der Gegensatz zwischen diesem und dem Gebirge unter 2000 *m* ist hervorragend. Dort herrschen die Kar-, hier die Karstformen vor. Kar- und Karstformen gemischt zeigt das Ostplateau, reine Karstformen das Plateau der Steiner Alpen. Dieses müssen wir ins Auge fassen, wenn wir uns von der präglazialen Oberfläche des Gebirges eine Vorstellung machen wollen. Sind im Bereiche impermeabler Gesteine Mittelgebirgskuppen präglaziale Gebirgsformen gewesen, so müssen wir für permeable Gesteine verkarstete Plateaus annehmen. Das höchste dieser Steiner Alpenplateaus geriet in die Erosionszone der Vereisung, das tiefste, die Steiner Alpen, blieb davon unberührt. Ersteres wurde in ein Hochgebirge verwandelt, letzteres blieb Karstplateau. Das Ostplateau wurde dagegen von der Erosionszone nur gestreift, es zeigt ein gewisses Gleichgewicht beider Formenarten. Dieser Formentübergang ist so klar, daß ihn die Spezialkarte scharf zum Ausdruck bringen konnte.

Stellt man sich aber das präglaziale Gebirge der Steiner Alpen plateauförmig vor, umrandet und zerschnitten von einzelnen Tälern, so ergibt sich die Frage, wie durch das Herabsinken der Schneegrenze um 1200 *m* ein so reichgegliedertes Gebirge geschaffen ward. Ist es nicht vielmehr wahrscheinlich, daß sich über das Plateau eine mächtige Firn- und Eishaube breitete, nach Art eines Inlandeises, die unter sich jede Karbildung erstickte? Ja muß dies nicht auch für das präglaziale Mittelgebirge der Alpen gelten, deren Berggehänge sanfter geneigt waren, deren Talsohlen viel höher lagen als heute? Wie konnte unter dieser, die Höhenunterschiede ausgleichenden Firn- und Eisdecke, ein Karlingebirge mit verstärkten Höhenunterschieden entstehen?

Die Betrachtung des Ostplateaus in den Steiner Alpen lehrt uns, daß auf einem Plateau mit einigen Kuppen, wenn es nicht zu hoch in die Schneegrenze aufragt, Kare entstehen können. Es muß also die Karbildung von einem bestimmten, nicht allzugroßem Abstand des Gipfelniveaus vom Schneegrenzniveau abhängig sein. Sind wir der Ansicht, daß ein Abstand von 1000 *m* bereits diese Zulässigkeit überschreitet, so kann man die Karbildung in den Steiner Alpen und den Alpen nur dadurch erklären, daß das Herabsteigen der Schneegrenze nicht katastrophenartig schnell, sondern ganz allmählich erfolgte. In so langsamem Tempo muß dies vor sich gegangen sein, daß die Karbildung — gleich wie im Ostplateau der Steiner Alpen während des Tiefstandes — einsetzen konnte, und die große äußere Umwandlung des Gebirges sich gleichzeitig mit dem Herabsteigen der Schneegrenze zu ihrem Tiefstande vollzog. Als dieser erreicht war, muß das Gebirge bereits so verkarstet gewesen sein, daß seine höchsten Erhebungen nicht unter einem Inlandeise begraben

lagen, sondern die Vereisung durchragten und diese in ein Eisstromnetz gliederten. Unter dieser Voraussetzung finden wir auch die Entstehung unseres Hochgebirgsbildes erklärlich.

Wir beschließen unseren glazialgeologischen Gang durch die Steiner Alpen mit einem Überblick über die Gletscherentwicklung. Hierbei sind auch jene Gletscher mitgezählt, von denen zwar keine Moränen aufgeführt sind, die aber als Nachbarn nachgewiesener vorausgesetzt werden müssen.

		Würmeiszeit	Bühl-Stadium	Gschnitz-Stadium	Daun-Stadium
Gebiet der	Kanker	1 zusammeng. 2 Tal- 1 Gehänge- } Gletsch.	3 Tal-Gletscher 2 Gehänge-Gl.	6—7 Kar-Gletsch. u. einige Schneeflecke	7 Kar-Gletscher u. einige Schneeflecke
	Feistritz	1 zusammen- gesetzter } Gletsch. 1 Tal-	2 Tal-Gletscher 2—3 Gehänge-Gl.	7—8 Kar-Gletsch.	5 Kar-Gletscher
	Sann	4 Tal- 1 Schlucht- } Gletscher 1 Kar- 2 Gehänge-	4 Tal-Gletscher 4 Kar- und Geh- Gletscher	4 Geh.-Gletscher 4 Kar-Gletscher	1 Kar-Gletscher 2—3 Gehänge- u. Schlucht-Gletsch.
	Vellach	1 Tal-Gletscher	1 Tal- oder Geh- Gletscher	4 Kar-Gletsch. u. Schneeflecke	1 Schneefleck

Unsere Karte enthält von all diesen Gletschern nur die Würmgletscher, die, da erratische Grenzen in den Steiner Alpen nicht festgestellt werden konnten, nach den Trogrändern eingezeichnet wurden.

Demnach war unser Gebirge zur Eiszeit ein Zentrum kräftiger Lokalvergletscherung. Sie unterhielt zur Würmeiszeit und wahrscheinlich auch im ganzen Eiszeitalter keine Verbindung mit dem Eisstromnetz der Alpen. Frei konnten ihre Gletscher sich entfalten und auslaufen, so weit es die Gesetze ihres Bestandes zuließen. Das Gebirge muß ein Bild geboten haben ähnlich den isolierten Gletschergruppen von heute. Und wie heute der südöstliche Markstein der Alpen, waren die Steiner Alpen zur Eiszeit der südöstliche Endpunkt ihrer Vereisung: eine Eisklippe losgetrennt von der großen Gletscherinsel; ihr vorgeschobener Posten gegenüber dem eisfreien Lande in Süd und Ost!¹⁾

12. Juni 1905.

¹⁾ Unser Resultat deckt sich im großen und ganzen mit den Bemerkungen Ed. Richters (Geom. Unters. S. 94), nur lag die ez. Schneegrenze tiefer, als sie Richter für unsere Gruppe annahm.

14° 30' östl.v. Greenwich

14° 35'

14° 40'

14° 45'

Eiszeitkarte der STEINER ALPEN

1:75000

von
Dr. Roman Lucerna

48°
25'

48°
25'

48°
20'

48°
20'

14° 30'

14° 35'

14° 40'

14° 45'

0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 km

Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.

Verlag von Franz Deuticke in Wien und Leipzig.

