

Zur Morphologie

der

Gruppe der Schneebergalpen

(Schneeberg und Rax)

Von

Dr. Dietrich Baedeker

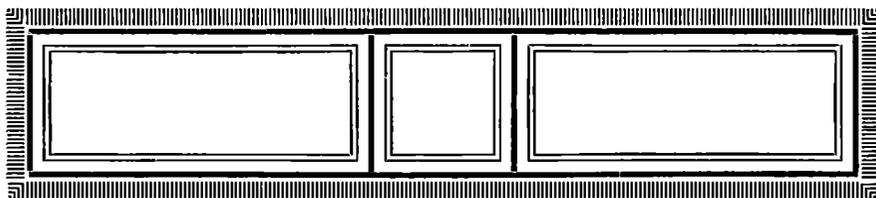
Leipzig und Wien
Franz Deuticke
1922

Separatabdruck aus dem
„Geographischen Jahresbericht aus Österreich, XII. Band“

Verlags-Nr. 2811.

Inhalt.

	Seite
Einleitung	7
Die Formen der chemischen Erosion	11
Der normale Zyklus und die Entwässerung	27
Der Formenschatz der Eiszeit	44
Die Plateaulandschaft	63
Das geologische Alter der Formen	75
Das Lantschgebiet	81
Größe und Verbreitung der Plateauflächen in den nordöstlichen Kalkalpen	89
Schriftenverzeichnis	96



Eine Reihe von Eigentümlichkeiten zeichnen den östlichen Teil der Alpen gegenüber dem mittleren und dem westlichen aus. Neben der Abnahme der Höhe und der zunehmenden Verbreiterung des vom Gebirge eingenommenen Raumes nach Osten zu tritt die eigenartige Erscheinung auf, daß hier im Osten die höchsten Höhen sich nicht mehr an die aus kristallinen Gesteinen aufgebaute Zone der Zentralalpen knüpfen, sondern auf die beiden Kalkalpenzonen überspringen, die im Norden und Süden die Zentralalpen begleiten. Nördlich des langen Talzuges, der die Grenze zwischen den Zentralalpen und den nördlichen Kalkalpen bildet und dem das obere Ennstal und nach einer Unterbrechung weiterhin das Mur- und das Mürztal angehören, erhebt sich der Dachstein (2996 *m*) um 130 *m* über den Hochgolling (2863 *m*), den höchsten Gipfel der Niedern Tauern, weiter im Osten der Hochschwab (2278 *m*) gar um fast 300 *m* über die Gleinalpe (1989 *m*) und als äußerste Ausläufer der Kalkhochalpen nach Osten die Raxalpe (1944 *m*) und der Schneeberg (2075 *m*) um nicht weniger über die Norischen Alpen (Stuhleck 1783 *m*, Hoher Wechsel 1738 *m*).

Eine nicht minder hervorstechende Eigentümlichkeit macht sich im Hochalpenzug der nördlichen Kalkalpen geltend. Während im Westen ausgesprochene kürzere und längere Kettên herrschen,

zwischen denen sich Längstalzüge, zum Teil von sehr verwickeltem Verlauf erstrecken, treten etwa von der Salach an nach Osten in ihrem Grundriß unregelmäßig gestaltete plumpe Bergklötze mit steilen Wänden auf, auf deren Höhen sich mehr oder minder ausgedehnte, zum Teil recht unebene Hochflächen finden. Die am weitesten nach Osten vorgeschobenen dieser im Großen genommen plateauförmigen oder pultförmigen Gebirgsstöcke, wie Raxalpe oder kurz die Rax und der Schneeberg sowie ihre unmittelbaren Nachbarn sind der Gegenstand der vorliegenden Untersuchung. Unweit von Wien gelegen, von wo sie mit der dem Semmering zustrebenden Südbahn leicht erreicht werden können, bilden sie ein Hauptziel für Wiener Ausflügler, denen sie Anstiegswege in allen Graden der Schwierigkeit bieten. Trotz des Massenbesuches, dessen sich die von der Bahn aus leicht zu erreichenden Teile des Schneebergs und der Rax besonders an Sonn- und Feiertagen erfreuen, ist das Gebiet in geographischer Hinsicht noch keineswegs eingehend durchforscht. Einen Beitrag zu seiner Morphologie zu liefern, ist der Zweck der vorliegenden Untersuchung.

Die Anregung hierzu empfing ich von Herrn Prof. Dr. Eduard Brückner, der mich 1910 auf das Gebiet der Raxalpe und des Schneebergs und die dort zu lösenden Fragen aufmerksam machte und in den folgenden Jahren den Fortgang meiner Arbeit mit großem Wohlwollen begleitete und mit seinem wertvollen Rat unterstützte, wofür ich ihm meinen herzlichsten Dank ausspreche. Zur Festigung meiner in diesem engeren Arbeitsgebiet gewonnenen Anschauungen griff ich darüber hinaus und besuchte auch benachbarte Teile des Alpengebirges. Meine Begehungen führte ich in den Jahren 1911 bis 1913 aus. Eine erschöpfende morphologische Darstellung zu geben war von vornherein nicht meine Absicht. Mein Streben ging hauptsächlich dahin, das gegenseitige Verhältnis des Alters der Formen festzustellen.

Die schriftliche Festlegung war im Frühsommer 1914 abgeschlossen. Da kam der Krieg und $4\frac{1}{2}$ Jahre Frontdienst nahmen mir jede Möglichkeit wissenschaftlicher Beschäftigung. Im August 1919 konnte ich Rax- und Lantschgebiet nochmals kurz besuchen und fand keinen Grund meine Ansichten zu ändern. Die seit 1914 erschienenen Schriften haben die Arbeit nur in wenigen unwesentlichen Einzelheiten beeinflußt. Anordnung und Ausdruck der Darstellung habe ich Anfang 1920 etwas umgestaltet.

Bei der Drucklegung mußte möglichst auf Raumersparnis gesehen werden. Es werden daher alle benutzten Druckschriften am

Schlusse der Abhandlung, S. 96, alphabetisch nach den Verfassern geordnet und mit Nummern versehen in einem Schriftenverzeichnis aufgeführt. Zitiert wird im Text, bzw. in den Anmerkungen durch Angabe der Nummer des Schriftenverzeichnisses. Wenn von einem Verfasser nur eine Schrift im Verzeichnis aufgeführt ist, wird auch die Nummer fortgelassen, sofern nicht die Seitenzahl angegeben werden muß. Fußnoten finden sich jeweils am Schluß jedes der im Inhaltsverzeichnis aufgeführten Hauptabschnitte der Abhandlung zusammengestellt.

Einleitung.

Umgrenzung des Arbeitsgebietes und frühere Untersuchungen. Das Gebiet, dem ich die Tatsachen zu den nachfolgenden Erörterungen entnehme, sind die östlichen Teile der Kalkhochalpen im Einzugsgebiet der Mürz oberhalb von Neuberg, der Schwarza oberhalb von Gloggnitz und der Sirning oberhalb von Ternitz. Es deckt sich im allgemeinen mit Böhms¹⁾ Gruppe der Schneebergalpen ohne diese zu erschöpfen (namentlich im Süden und Westen der Veitsch-alpe), aber stellenweise über sie hinausgreifend (Hohe Wand in den Thermenalpen, Zeller Staritzen in der Hochschwabgruppe). Ganz außerhalb liegt das Lantschgebiet. Die orographischen Formen sind im wesentlichen Bergklötze mit flachwelliger plateauartiger Oberfläche und steilen Randabfällen und tief eingeschnittene steilwandige Täler. Man könnte versucht sein, diese Tatsachen mit einem einzigen Abtragungszyklus zu erklären und die ganze Landschaft als eine leicht verworfene, zerschnittene Schichtplatte aufzufassen. Daß dies nicht der Fall ist, wird in den folgenden Erörterungen gezeigt werden.

Eine eingehende morphologische Darstellung hat unser Gebiet trotz der Nachbarschaft von Wien, wie erwähnt, bisher nicht erfahren. Nur kurz wird es, der Eigenart der betreffenden Werke entsprechend, von Böhm, Grund²⁾, und Krebs behandelt. Krebs³⁾ stellte noch 1903 die Abrasionsflächen (nicht im Sinne mariner Ab-
rasion) in den Voralpen den Plateaus in den Hochalpen gegenüber, „welche in der schwebenden Lagerung der Schichten ihre Entstehungsursache haben“. Doch vertritt er diese Gegenüberstellung 1913⁴⁾ nicht mehr.

Die Deutung der Hochflächen als alte Landoberflächen im Sinne von Davis wurde zum erstenmal bei einer Exkursion des Geographischen Instituts der Universität Wien in das Raxgebiet, die unter Leitung von Prof. Dr. Ed. Brückner im Sommer 1907 stattfand und an der

als Assistent Dr. Götzing er teilnahm, ausgesprochen. E. Rotter berichtete 1909 darüber, nachdem schon im September 1907 Eduard Brückner selbst vor dem Kongreß des Verbandes Schweizerischer geographischer Gesellschaften die an der Rax gewonnene Anschauung geschildert und in hypothetischer Form auch auf die andern Kalkhochplateaus übertragen hatte. Die Anschauung wurde von Götzing er weiter entwickelt und auf andere Kalkalpengebiete angewendet. Götzing ers Darlegungen, die in mancher Hinsicht grundlegend sind⁵⁾, zum Teil aber erst nach Beendigung meiner Untersuchungen erschienen, geben kurze geologische Einleitungen mit einer Kennzeichnung der morphologischen Eigentümlichkeiten der Gesteine und erörtern das genetische Alter der Formen.

Für die Kenntnis der Topographie unseres Gebietes sehr wertvoll sind die Touristenführer von F. Benesch. Führerkranz gibt die Zahlen zur hypsographischen Kurve der Raxalpe; doch zeigte mir ihre Zeichnung, sowie die aus ihnen abgeleitete Kurve des mittleren Böschungswinkels, daß diese orometrische Darstellungsweise selbst bei einer so deutlich ausgeprägten Einzelbergform der Wirklichkeit nicht gerecht wird.

In geologischer Hinsicht ist unser Gebiet gut erforscht, wenn auch im einzelnen noch manches klarzulegen bleibt. Grundlegend ist die große Arbeit von Geyer von 1889. Die hier angenommene Stellung gewisser dunkler Knollenkalke, die meist die Basis der Plateaubabfälle einnehmen, und eines darüberliegenden dünnen grünen Mergelhorizontes als Äquivalente der Zlambachschichten und des Raschberghorizontes berichtete er 1903, indem er sich der neuen Auffassung von Mojsisovics, der die Zlambachschichten 1892 in die Obertrias stellte, und der Deutung des grünen Mergelhorizontes als eines Äquivalents der Carditaschichten durch Bittner⁶⁾ anschloß. Bittner hatte schon in der Arbeit über Hernstein diese Auffassung vertreten, indem er die Kalke des Schneeberggipfels als Äquivalente des Dachsteinkalkes bezeichnete. Diese ausführliche Arbeit bietet ebenfalls viele Anregungen, geht aber nach Westen nur bis zum Schneeberg. Für die Hohe Wand kommt noch eine kürzere Arbeit von Till in Betracht. Bemerkenswert sind ferner ältere Arbeiten von Czizjek, Karrer und E. Sueß. Die Grauwackenzone behandelten Vacek und Mohr, der hierfür die Anschauungen über den Deckenbau durchführt. Für die Kalkalpen tut dies namentlich Kober⁷⁾. Ampferer erkennt Kobers Hallstätter Decke am Gahns nicht an. Einen kurzen Überblick geben die größere Gebiete behandelnden Werke von Diener, Heritsch⁸⁾ und namentlich Vettters.

auf Kopien der handkolorierten geologischen Spezialkartenblätter der Geologischen Reichsanstalt angewiesen.

Kurz gesagt, folgt im allgemeinen in unserem Gebiet unmittelbar über dem Grundgebirge (Quarzphyllit oder Gneis) oder über paläozoischen Schiefen und Kalken die permotriassische Schichtreihe. Als Übersicht über die Trias diene die von Krebs⁹⁾:

Obere kalkarme Gruppe — Rhät.

Obere kalkreiche Gruppe — Riffkalk.

Mittlere kalkarme Gruppe — Carditaschichten.

Untere kalkreiche Gruppe — Ramsau-Dolomit und Muschelkalk.

Untere kalkarme Gruppe — Werfener Schiefer.

Rhät tritt völlig zurück und die Hochflächen der Plateaus werden fast ausschließlich aus massigen obertriassischen Kalken gebildet. Die Lagerung der Schichten ist im allgemeinen ziemlich schwebend; doch treten viele örtliche Schiefstellungen auf.

Bei meinen Begehungen habe ich selbstverständlich die Karten größten Maßstabes benützt, die für das Gebiet vorlagen, das ist die Originalaufnahmen 1:25.000 der österreichischen Spezialkartenblätter Zone 14 Kol. XIII (Schneeberg und St. Aegydt), Zone 14 Kol. XIV (Wiener-Neustadt), Zone 15 Kol. XIII (Mürzzuschlag) und Zone 15 Kol. XIV (Neunkirchen und Aspang), ferner die Spezialkartenblätter 1:75.000 selbst, sowie Freytags Karte der Raxalpe 1:25.000. Dem Leser dieser Abhandlungen werden die genannten Blätter der Spezialkarte gute Dienste leisten, dann auch zur Übersicht das morphologische Kärtchen S. 9. Dieses versucht in Schwarz einen Teil meiner Ergebnisse wiederzugeben, die ursprünglich nach im Felde gemachten Eintragungen in Farben auf den Blättern der Spezialkarte niedergelegt waren. Sowenig die Karte über alle Flächen Aussagen macht, sowenig sie in den behandelten Flächen Einzelheiten heraushebt, sowenig will sie auch als abschließende morphologische Karte angesprochen werden. Zu einer solchen wird sie nur einen Teil der Bausteine beibringen.

Ich beginne die Darstellung meiner Ergebnisse mit der Schilderung der Kleinformen und ihrer Entstehung und gehe erst dann auf die Frage ein, wie die Entwicklung der Großformen sich vollzog. Denn die Erscheinungen an den Kleinformen geben uns erst die Handhabe zur Entscheidung der Frage, ob wir es nur mit den Formen eines einfachen geographischen Zyklus oder mit solchen eines doppelten oder gar eines mehrfachen Zyklus zu tun haben.

Unter den Vorgängen, die zur Ausgestaltung der Kleinformen führten und sie heute noch weiter umbilden, steht in unserem vor-

wiegend aus Kalkstein aufgebauten Gebiet die chemische Erosion an erster Stelle; es sind Formen des Karstzyklus, die sie schafft. Doch auch Formen des normalen Zyklus im Sinne von Davis, also des durch oberirdisch abfließendes Wasser hervorgerufenen, spielen eine große Rolle, eine geringere dagegen die Formen des glazialen Zyklus.

Anmerkung: Die erste Zahl gibt die Nummer des Schriftenverzeichnisses am Schlusse des Abschnittes an.

¹⁾ 12 S. 199. — ²⁾ 44. — ³⁾ 77 S. 37. — ⁴⁾ 78 S. 39f. — ⁵⁾ bes. 32, 34, 37, 43. — ⁶⁾ 10, 1890 S. 301; 1893 S. 246, 321. — ⁷⁾ 70 bis 75; vgl. auch Uhlig. — ⁸⁾ 56. — ⁹⁾ 77 S. 15.

*

Die Formen der chemischen Erosion.

Zur Klärung der Verschiedenheiten des Ausbildungsgrades der Karsterscheinungen bedarf es einer kartographischen Aufnahme großen Maßstabes, etwa 1:5000 oder 1:3750¹⁾, einer genauen Kenntnis der chemischen Beschaffenheit der Gesteine und der hydrographischen Verhältnisse des Gebietes. Eine Karte so großen Maßstabes stand mir nicht zur Verfügung und von quantitativen Gesteinsanalysen gibt es für unser Gebiet erst einige Stichproben²⁾. Die geologische Karte und Salzsäureproben im Gelände bieten uns nur einen ersten Anhalt. Über die hydrographischen Verhältnisse des Schneebergs handelt die schöne Abhandlung von E. Sueß, der nur die genaue quantitative Bestimmung des Verhältnisses von Niederschlag und Abfluß fehlt, eine Bestimmung, die wohl auch heute wegen der großen örtlichen Verschiedenheiten des Niederschlages kaum streng durchgeführt werden kann. Für die übrigen Gebiete liegen nur die beiden kurzen Aufsätze von Hoffer vor; doch beschränkt sich Hoffer auf die Feststellung der Tatsache der unterirdischen Entwässerung und die Ausmessung der betreffenden Flächen.

Ich begnüge mich hier mit einer Betrachtung der Formen in systematischer Reihenfolge, ähnlich wie Raithel für die Kalkplateaus im Salzburgischen.

Karren. Rillenkarren finden sich fast ohne Ausnahme auf allen ebenen nackten Kalkflächen mit nicht zu großer Neigung. In den Kalkwänden, wo derartige unzerklüftete Flächen über steilem Gehänge enden, finden sich Rillenkarren kaum. Es arbeitet hier wohl der Spaltenfrost im Winter rascher als die chemische Erosion im Sommer. Wo dagegen unterhalb flaches Gehänge einsetzt, so daß im Winter die ganze Fläche unter Schnee begraben, also vor Spaltenfrost geschützt ist, finden sich Rillenkarren auch an sehr steilen Flächen. Besonders schön sind die Rillenkarren dort, wo am oberen Rande der Fläche

wieder flacheres Gehänge mit Vegetation beginnt. Sie verdanken ihre Entstehung in unserem Gebiet wohl weniger dem unmittelbar abfließenden Regenwasser, als vielmehr dem langsam aus der Vegetationsdecke (Moospolster) ab rinnenden Wasser. Daher finden sich Rillenkarren besonders dort, wo die Vegetationsdecke nicht zu dünn und zu lückenhaft ist. Das erklärt zugleich die Höhenlage ihrer besten Entwicklung: 1100 bis 1500 *m*. Tiefer liegen geeignete Flächen selten lange genug nackt da und in höherer Lage ist die Vegetation zu dünn, um eine andauernde Berieselung zu fördern. Am besten entwickelt fand ich die Rillenkarren im Naßköhr, z. B. auf dem Wege vom Eisernen Thörl zum Kaiserlichen Jagdschloß. Dort fand Böhm³⁾ auch einen Gletscherschliff. Das macht eine gewisse Beziehung zur Eiszeit wahrscheinlich: viele der glatten Kalkflächen, die sich zur Anlage der Rillenkarren eignen, mögen ihre Entstehung der Abschleifung durch Eis verdanken. Dazu stimmt auch ihr Auftreten auf dem Kuhschneeberg und auf dem Scheibwald (Rax). Jedenfalls sind unsere Rillen- und Kluffkarren nacheiszeitlichen Alters⁴⁾.

Die Rillenkarren sind immer flache Formen von etwa $\frac{1}{2}$ *cm* Tiefe und 2 bis 3 *cm* Breite. Scharfe Grate zwischen zwei benachbarten Rillen kommen in unserem Gebiete nicht vor. Die Felsflächen, auf denen sie sich angesiedelt haben, sind meist nur 1 bis 2 *m*², selten mehr als 4 *m*² groß. Unter einer Vegetationsdecke entwickeln sich Rillenkarren nicht. Hebt man ein Moospolster von einer Kalkfläche ab, vielleicht von derselben, die unmittelbar daneben nackt daliegt und Rillenkarren trägt, so sieht man stets eine fein gerauhte Oberfläche, in der das langsam zirkulierende Wasser, unterstützt von den Zersetzungsprodukten der Vegetation, die geringen Härteunterschiede des Kalkes (Kalkspatadern, selten Reste von Fossilien) auf das Feinste herauspräpariert hat.

Viel verbreiteter sind die Kluffkarren. In ihrer reinen Form zeigen sie ungefähr die gleiche Verbreitung wie die Rillenkarren; nur treten sie weit zahlreicher auf, da dafür geeignete Kalkfelsen viel häufiger sind. An den Kalkklüften kann die chemische Erosion weit wirksamer arbeiten als auf ebenen Kalkflächen. Das Wasser sammelt sich in den Klüften; auch halten sie die Feuchtigkeit viel länger und bedürfen dazu nicht der Beihilfe von Moospolstern. So kommt es, daß alle an der Oberfläche ausgehenden Kalkklüfte erweitert sind. Nicht nur im anstehenden Gestein und in großen Blöcken — wo die Rillenkarren auftreten — sondern auch in jedem umherliegenden Kalkbrocken zeigen sich zumindest Ansätze zu Kluffkarren. Die kräftigere Wirkung der chemischen Erosion in den Klüften bringt es mit sich,

daß ihre Spuren auch dort deutlich erkennbar sind, wo die splitternde Wirkung des Spaltenfrostes die Rillenkarrren nicht zur Ausbildung kommen läßt. Zeigen die Kluffkarrren auch eine Höhenzone. bester Ausbildung, die ungefähr der der Rillenkarrren entspricht, so erreichen sie doch in unserem Gebiet keine obere und keine untere Grenze, soweit Kalk vorhanden ist. Auch unmittelbar in den Wänden treten sie auf. In der Gipfelregion (1800 bis 2000 *m*) treten sie zurück gegenüber den Wirkungen der splitternden Verwitterung; in tieferen Lagen hindert die immer mehr zunehmende Vegetationsdecke ihre Ausbildung; doch tritt auch an der untersten Grenze des Kalkes noch gelegentlich nacktes Gestein zu Tage, das dann immer ausgelaugte Klüfte zeigt. Am besten ausgebildet fand ich die Kluffkarrren auf dem Kuhschneeberg, worauf schon Geyer⁵⁾ hinwies. Es treffen hiergünstige Höhenlage und Reinheit des Kalkes zusammen. Die Größe der Kluffkarrren ist kaum zu begrenzen: vom kleinsten erweiterten Spältchen gibt es alle Übergänge zum Karstschlot (Yama) und zur Doline.

Niemals wird in unserem Gebiete die Ausbildung der Karrren so vorherrschend im Landschaftsbilde wie z. B. auf dem Gottesackerplateau am Hohen Ifen, selbst nicht so wie auf dem Steinernen Meer — ich sah dort ein kleines, aber typisches Karrrenfeld bei der sogenannten Wunderquelle auf dem Wege vom Funtensee zur Ramseider Scharte⁶⁾. Inwieweit dieses Zurücktreten der Karrrenfelder eine Folge der geringeren Reinheit des Kalkes oder des Klimas ist, kann ich nicht entscheiden. An den in Frage kommenden Stellen des Gebietes fällt im Jahr etwa 160 *cm* Niederschlag; heftige Güsse (Schlagregen) sind seltener als am Steinernen Meer und am Hohen Ifen, wo auch die Jahresmenge größer ist (rund 200 *cm*).

Gut ausgebildete Karstschlote — Crammer⁷⁾ nennt sie Karrrentrichter und Karrrenröhren — sind verhältnismäßig selten. Die Bedingung dafür ist ein ungehinderter Abfluß des Wassers durch die Kluft. Meist aber verengt sich die Kluft nach unten und es tritt Verschmierung ein. Dementsprechend fand ich die bestausgebildeten Schlote dort, wo die Kluft nach unten geöffnet ist, so an der Hohen Wand südlich vom WH. Wieser, wo Klüfte schräge in die Steilwand auslaufen, und in der Bärenschützklamm im Lantschgebiet, wo eine Kluft unten von der Ausstrudelung des Baches geöffnet ist. Der Form nach sind es weite Schlote von $\frac{1}{2}$ oder 1 *m* Durchmesser, stellenweise aber viel mehr. Die Tiefe läßt sich schwer bestimmen; manchmal kann der Blick nur 2 *m* eindringen, manchmal 10 *m* oder mehr, oder man kann durch die ganze Kluft hindurchschauen bis zum anderen Ende (Hohe Wand). Diese Schlote sind jedenfalls ganz junge Bildungen; ob

sie so rasch sich bilden, daß die oft an ihrem Grunde befindlichen Latschenreste zur Altersbestimmung dienen können, wie Götzing er meint⁸⁾, bedarf wohl erst eingehender Nachprüfung.

Steilwandige Dolinen. Im Gebiet der Schneebergalpen vermitteln an Stelle typischer Karstschlote meist kleine steilwandige Dolinen den Übergang von den Klufftkarren zu größeren Erosionsformen. Die Verbreitung dieser Dolinen stimmt ebenfalls mit der des Kalkes überein. Sie zeigen in größeren Höhen keine Abnahme der Häufigkeit, wie die Klufftkarren. An den orographisch unteren Grenzen des Kalkes nimmt ihre Häufigkeit ab, weil die Vegetations- und Verwitterungsdecke zu dicht wird und der Kalk gerade an seiner unteren Grenze häufig mit Wandbildung an der undurchlässigen Unterlage abstößt. Denn die Dolinen zeigen eine deutliche Abhängigkeit von der Neigung des Gehänges. Zwischen horizontalem Gelände und Böschungen von etwa 30° konnte ich keine Unterschiede in der Häufigkeit bemerken; bei stärkerer Neigung werden sie seltener und bei mehr als 50° Neigung habe ich keine Dolinen beobachtet. Natürlich gibt auch bei im allgemeinen steilerer Neigung oft ein Absatz mit geringerem Gefälle Gelegenheit zur Ansiedlung einer Doline.

Der Form nach sind diese Dolinen steilwandige Trichter — die Seiten zeigen 50° Neigung im Durchschnitt; oft haben sie nur 1 *m* Durchmesser, meistens mehr, über 50 *m* selten. Der Grundriß ihrer oberen Öffnung ist rund oder länglich. Die Längsaxe kann sich sehr strecken. Dann gehen diese Dolinen in steilwandige Einrisse über⁹⁾. Die oben angegebene Größe des Durchmessers gilt nur für die kleinere Axe. Der Boden der Dolinen ist meist mit Kalkbrocken bestreut. Häufig finden sich Fetzen von Grasnarbe, die von dem oft überhängenden Rand der Rasendecke am oberen Rande der Doline herkommen. Verwitterungslehm ist spärlich. Ich habe keine Doline gefunden, deren Boden völlig von Lehm verschmiert gewesen wäre.

Die Dolinen vermitteln den Wasserabfluß ihrer Umgebung. Das zeigt sich auch darin, daß an ihrem Boden gerne Pflanzen wachsen, denen das umgebende Gebiet zu trocken ist, namentlich aus der sogenannten Lägerflora: Eisenhut und Weißer Germer, selten auch Alpenampfer. Das ist besonders im oberen Bärengraben (Rax) deutlich.

Die Stellen, wo die Dolinen liegen, sind morphologisch sehr verschieden. Frei am Gehänge treten sie selten auf, wie z. B. südlich vom Karl Ludwig-Haus (Rax) und auf der Tonion. Öfter kommen sie in Reihen vor und verraten dann die Lage einer größeren Kalkklufft; so verläuft eine Reihe nord-südlich gerade über die Heukuppe (Rax)¹⁰⁾; eine andere im Westen des Spielkogels (1602 *m*, im Westen des Naß-

köhr, Schneeralpe). Oder endlich sie liegen in Gruppen wie im Südosten des Gipfels der Tonion oder am sogenannten Seeboden im Westen auf der Veitschalpe.

Alle diese Vorkommnisse am freien Gehänge sind selten gegenüber denen, wo eine deutliche Beziehung zum morphologischen Charakter des Geländes zu sehen ist. Eine Gruppe bilden die Dolinen, die in alten Entwässerungsrinnen angesiedelt sind. Auf den Plateaus kommt kaum ein Graben, kaum eine Entwässerungsrinne vor, in der nicht mindestens eine Doline wäre. Besonders schön ist diese Erscheinung auf dem Grünschacher (Rax), wo z. B. der Graben, der beim Jakobskogel (1738 *m*) beginnend in nach Norden geöffnetem Bogen südlich um den Mitterkeil (1727 *m*) herumzieht, völlig von Dolinen zerfressen ist und jetzt im Einzelnen kein gleichsinniges Gefälle mehr hat. Auch auf dem Hochschneeberg oberhalb des Schneidergrabens und oberhalb des Saugrabens ist die Beziehung zwischen Dolinen und alten Entwässerungsrinnen recht deutlich, ebenso auf der Veitschalpe im ganzen Verlauf des Längstales auf dem Plateau, das nach Osten in das Dürrenental übergeht. Nur in tieferer Lage werden die Dolinen in alten Talzügen undeutlich und seltener, eine Folge der dickeren Verwitterungsdecke, deren Abspülung durch den hier reichlicheren Pflanzenwuchs gehindert wird. Hat das Wasser einmal einen Weg durch die Verwitterungsdecke geöffnet, so wird er doch bald wieder von Lehm zugeschwemmt und es bleibt keine Zeit zur Ausbildung einer Doline.

Eine zweite Gruppe von steilwandigen kleinen Dolinen sind die, welche in breiten flachen Karstmulden liegen. Hierbei befinden sich die kleinen Dolinen immer am Rande des flachen Bodens der größeren Form. Denn hier ist die Decke von Verwitterungslehm, die den Boden der Mulde erfüllt, am dünnsten und bei Regen strömt hier das Wasser am reichlichsten von den Gehängen der Mulde zusammen. Daher liegen auch die kleinen Dolinen meist auf der bergwärts gelegenen Seite des Bodens der Mulde. Der Boden der Mulde neigt sich oft, aber nicht immer gegen die Doline am Rande. Die Verbreitung dieser Gruppe von Dolinen ist dieselbe wie die der Karstmulden¹¹⁾.

Nirgends in den Schneebergalpen habe ich eine Doline gefunden, die sich als Einsturzform im Kalk deuten ließe, ein Ergebnis, das auch Crammer¹²⁾ für die Übergossene Alm erhielt. Für den Dürrenstein bezeichnet Götzing er Einsturzdolinen als selten¹³⁾.

Das Alter dieser jungen kleinen Dolinen ist postglazial. Wenigstens liegen solche oberhalb der Steilstufe des Gaisloches im Gaislochboden, der sicher glazial vertieft wurde. Auch haben sich am Boden der wenigen echten Kare unseres Gebietes stets solche kleine Dolinen angesiedelt.

Anschließend möchte ich hier zwei kleine, echte Erosionsdolinen im Gips des Werfener Schiefers erwähnen, an der Südseite der Rax, südlich vom Bachleithen-Steig, der von der Siebenbrunn-Wiese zum Griesleithental führt. Sie liegen etwa bei 1200 *m* Höhe. Sie sind steilwandig (60 bis 75 °); die kleinere hat etwa 30 *m*, die größere 50 *m* Durchmesser. An den Wänden findet sich Gips anstehend. Einen eigentlichen Boden haben sie nicht; offene Klüfte sind nicht zu sehen.

Dolinenartige Einrisse am Gehänge. Ich erwähnte schon, daß der Größe nach diese kleinen steilwandigen Dolinen durch Streckung der Längsachse in langgestreckte Einrisse am Gehänge übergehen. Diese finden sich nur bei einer Neigung von 30° und mehr. Wo das Gehänge oberhalb flacher wird, löst sich ein solcher Einriß in eine Kette von einzelnen Dolinen auf. Derartige Einrisse befinden sich entweder frei am Gehänge ohne Beziehung zur Morphologie der Umgebung; oder sie nehmen den steilen oberen Teil alter Entwässerungsrinnen ein. Beide Arten sind nicht streng zu trennen. Jedenfalls ist der Rand der Einrisse selten ganz scharf am Gehänge abgesetzt, sondern dieses ist meist gegen den Rand abgebösch. Daher ist im Einzelnen oft kaum zu entscheiden, ob der Einriß selbständig am Gehänge angelegt ist, oder ob er der Tiefenlinie einer älteren Entwässerungsrinne folgt. Wenn sich der Einriß unten in eine flache Entwässerungsrinne fortsetzt, wird man ursächlichen Zusammenhang annehmen dürfen (z. B. nördlich der Heukuppe auf der Rax). Bricht aber der Einriß über einer Steilwand ab (z. B. über den Lechner-Mauern auf der Rax) oder über dem Hintergrund von Karen (z. B. an den Lechner-Wänden), oder wenn sich der Einriß auf den flachen Boden einer Karstwanne öffnet (z. B. westlich der Windberg-Hütten auf der Schneealpe), so ist schwer anzugeben, ob die Ursache der Anlage des Einrisses morphologischer oder geologischer Art war.

Der Höhenlage nach sind diese dolinenartigen Einrisse nicht auf die Plateaus beschränkt. Für die höchsten Lagen unseres Gebietes mögen die erwähnten Einrisse auf der Nordseite der Heukuppe in 1800 bis 1900 *m* als Beispiel dienen, für die tieferen, schon unterhalb des Plateaurandes gelegenen ähnliche südlich des Jakobskogels (Rax) in 1000 bis 1100 *m*. Die tieferen Einrisse gehen durch die reichliche Schutzzufuhr von oben in reine Murgänge über. Das ist schon bei den erwähnten auf der Südseite der Rax der Fall, mehr noch bei ähnlichen auf der Südseite des Gahns, die noch etwas tiefer liegen. Eine untere Grenze läßt sich kaum ziehen, da nicht zu entscheiden ist, wo der Einriß aufhört und der Murgang anfängt.

Die Form dieser Einrisse zeigt ihre nahe Verwandtschaft zu den

Dolinen. Wie diese zeigen ihre Seiten eine Neigung von 50° , die durch Wandbildung des Kalkes gelegentlich auch überschritten wird. Ihre Tiefe unter das umgebende Gelände ist meist 10 m , die Breite meist 20 m , gelegentlich mehr, doch nicht über 50 m . Die Länge der Einrisse schwankt zwischen 100 und 500 m . Das Alter dieser Formen schätze ich im Vergleich mit den nacheiszeitlichen Dolinen auch als nacheiszeitlich, teils vielleicht als interglazial. Gleichartige Formen dürften den Anlaß zur Ansiedlung der Kare am Nordgehänge der Heukuppe und der Haberfeldkuppe (Lechner-Wände) gegeben haben. Der Einriß gerade westlich des Karl Ludwig-Hauses¹⁴), ebenso der westlich der Windberg-Hütten dürfte eine gewisse glaziale Bearbeitung erfahren haben, ohne daß es zur Ausbildung eines Kares gekommen wäre. In beiden Einrissen erhält sich jetzt der Winterschnee den ganzen Sommer über und dient zur Wasserversorgung der nahe gelegenen Hütten. Auf der Raxalpe wird er allerdings hier wie auch an anderen Stellen durch Eindeckung mit Latschenzweigen künstlich vor Abschmelzung geschützt.

Kalkschluchten. Die Einrisse zeigen auch Übergänge zu größeren Formen. Sie können breiter und so zur kurzen Kalkschlucht, oder tiefer eingeschnitten und dann zum langen steilwandigen Karsttal werden. Die Kalkschluchten stellen sich als Kerben in den Plateaurändern dar. Meist finden sie sich als Fortsetzung von flachen Gräben auf dem Plateau, so an der Hohen Wand auf der Seite zur Neuen Welt, wie an dem Abfall der Hinteren Wand zum Miesenbachtal. Es finden sich aber auch Schluchten mit sehr kleinem Einzugsgebiet oberhalb, so im östlichen Teile des Gahns die vom Hinterberg gegen Gadenweith und Sieding herabziehenden Schluchten. Selten sind Gräben, die vom Plateau oder von der Höhe des Plateaus ohne Knick und ohne Schlucht herabziehen. Diese liegen dann in gut geschichtetem, meist weniger reinem Kalk, der oft undurchlässige Zwischenschichten hat, so der Klausgraben, der vom Gahns nach Osten gegen das Gehöft Deubel zum oberen Saubachgraben führt, so der Nesselgraben, der nicht vom Plateau selbst, doch von der Höhe des Kuhschneebergs von den Fadenwänden zum Klostertaler Gscheid führt.

Die Schluchten dagegen liegen stets im ungeschichteten, massig entwickelten Kalk. Sie sind aber in ihrem Auftreten nicht nur an die ganz steilen Plateauränder geknüpft. Die Schlucht der „Geierklüfte“ nordwestlich des Habsburger Hauses auf der Rax liegt in einem Abhang von nur 35° , mit dem die flachen Formen des Plateaus östlich der Scheibwaldhöhe (= Hohe Lechnerin 1944 m) gegen das tiefer gelegene Plateau des Scheibwaldes absetzen. Die erwähnte Schlucht

vom Hinterberge gegen Gadenweith zu liegt an einem Gehänge von knapp 30°. Bei geringerer Neigung des Gehänges fand ich keine Schluchten.

Bei einigen dieser Formen finden sich nahe der Sohle deutliche Strudellöcher, die von fließendem Wasser gebildet sein müssen. Ich sehe diese Ausstrudelungen für eiszeitlich an¹⁵⁾, halte aber die ganze Form für voreiszeitlich und nur für eiszeitlich umgestaltet. Neuentstehungen in die Eiszeit zu verlegen halte ich wegen der Größe der Form in Anbetracht der sonst so geringen Leistung des Eiszeitalters in unserem Gebiete für unwahrscheinlich.

Die ganze Form ist aber nicht ausschließlich ein Werk fließenden Wassers; dagegen sprechen die steilen Kalkwände ohne Ausstrudelungsformen. Es dürfte sich um ein Zusammenwirken von rein chemischer Erosion, Wandverwitterung des Kalkes, Murgang und Erosion des fließenden Wassers handeln. Jedenfalls aber erfordern diese Schluchten zu ihrer Erklärung andere Bedingungen, als die heute an Ort und Stelle wirksamen. Die langsame Bewegung des Schuttes an ihrer Sohle, die heute bei starker Wasserzufuhr stattfindet, ist keinesfalls zur Erklärung ihrer Ausräumung ausreichend. Ihre Größe ist ziemlich gleichmäßig, die Länge meist 700 bis 800 *m*, die Breite 200 bis 300 *m*. Dabei sind sie im Mittel 30 bis 40 *m* unter das umgebende Gelände eingesenkt und durchmessen einen Höhenunterschied von 100 *m* oder etwas mehr.

Steilwandige Karsttäler (Sacktäler). Wenn sich derartige kurze Schluchten weiter in das Plateau einfressen, so entstehen lange steilwandige Kalktäler, die mit einer Stufe gegen die Landschaft auf dem Plateau absetzen. Sind solche Täler kurz, so ähneln sie oft kurzen Glazialtrögen¹⁶⁾. Kurze Kalktäler, in denen die Mitwirkung des Eises sicher ausgeschlossen ist, sind in unserem Gebiete selten. Als Beispiel erwähne ich die beiden von der Nordwestecke des Kuhschneebergs (Kote 1329) herabführenden Gräben (durch einen Teil des westlichen führt der sogenannte Gaissteig); auch die Gräben nördlich vom Hochgang (1216 *m*, Schneeberg) sind ähnlich (Stadelwand-Graben, Lahn-Graben). Am gegenüberliegenden Gehänge des Schwarzatales zeigen die von der Rax herabkommenden Gräben (Staudental, Wolfstal, Finstertal¹⁷⁾) die Art und Weise, wie diese Kalktäler bei mehr dolomitischer, bröckeliger Beschaffenheit des Gesteins in Sammelgräben mit abgeböschten Gehängen übergehen, ohne Wandbildung an den Seiten (vgl. Abb. II, S. 69).

Der steile oberste Teil des Kalktales verlegt sich immer weiter zurück, und es entstehen lange, enge Karsttäler mit steilen Seiten-

wänden und einer Stufe gegen das Plateau. Solche sind im Gebiet der Rax das Kleine Höllental und in größerem Maßstabe der Große Kesselgraben, der auf eine Strecke von etwa 4 *km* von steilen Kalkwänden eingefast ist. Oberhalb dieser Strecke und von ihr durch eine Steilstufe von über 40 *m* Höhe getrennt zeigt der Große Kesselgraben ziemlich gleichmäßig geböschte Gehänge von 30° bis 35°, also etwas weniger als die Gehänge von 35° bis 45° Neigung über den 50 bis 100 *m* hohen Seitenwänden unterhalb der Stufe. Diese Seitenwände des Großen Kesselgrabens sind auf kleine Strecken stellenweise senkrecht, sogar etwas überhängend, so daß sich an einer Stelle, wo eine Steinschlagrinne gerade über einer überhängenden Wand endet, ein Schuttkegel mit freier Spitze entwickeln konnte. Wenn der Kesselgraben auch nach starken Niederschlägen und zur Zeit der Schneeschmelze etwas Wasser führt, so zeigt doch die Tatsache, daß dies Wasser unter den Schutthalden verschwindet, wo diese von beiden Seiten sich verschneiden, andererseits die bewachsene Sohle (Hochwald, namentlich Fichten, überhaupt feuchtigkeitsliebende Pflanzen), daß er nicht mehr in fortschreitender Ausräumung begriffen ist. Die Enge des Kesselgrabens so wie die Tatsache, daß die Spuren kleiner Gehängegletscher schon weit oberhalb der Stufe enden, schließen glaziale Mitwirkung bei der Ausräumung völlig aus. Vielleicht daß diluviale Gewässer den untersten Teil der Schlucht ausgegraben haben. Die ganze Talform aber muß ich ihrer Größe halber für praeglazial halten.

Aus einer ähnlichen praeglazialen Talform dürfte der Trog des Großen Höllentales von dem vom Gaislochboden kommenden Gletscher herausgearbeitet worden sein. Auch die Stufe des Gaisloches halte ich für praeglazial angelegt, wie die entsprechende, nicht glazial ausgestaltete im Großen Kesselgraben.

Wandbildungen im Kalk. Wenn schon jede härtere Kalkbank dazu neigt eine kleine Wand zu bilden, so sind doch die großen Wandbildungen unseres Gebietes an den ungebankten, massigen Kalk geknüpft. Wo immer weichere oder undurchlässige Stellen — nicht nur durchgreifende Schichten — im Kalk auftreten, wird die Wandbildung durch Terrassen unterbrochen. Doch können auch gut gebankte Kalke große Wände bilden, sofern sie hart sind und keine wesentlichen anders gearteten Zwischenlagen zeigen, so z. B. die Fadenwände an der Nordseite des Hochschneebergs in dunklen, knolligen, meist gut gebankten Kalken (Geyers Zlambachkalken).

Die höchsten einheitlichen Wände des Gebietes finden sich an der linken (westlichen) Seite des Großen Höllentales, wo die Klobenwände stellenweise knapp 700 *m* in einem fast einheitlichen Absturz durch-

messen. Dabei zeigen sie ein durchschnittliches Gefälle von 64° . Außerhalb dieses Gebietes glazialer Untergrabung finden sich so hohe einheitliche Abstürze nicht. Einerseits ist kaum anderswo der massive Kalk so mächtig entwickelt, andererseits hüllen sich die Wände an ihrem Fuße meist in mächtige Schutthalden, die die Höhe der freistehenden Wand mindern. Immerhin zeigen z. B. die Kahlmauer an der Westseite der Raxalpe fast einheitliche Wände von etwa 500 m Höhe. Ähnlich der Ostabfall des Hochschneebergs. Doch hat hier die Eiszeit karartige Formen geschaffen, in denen mächtige Schutthalden den Fuß der Wände verhüllen; in der Breiten Ries durchmißt eine solche Schutthalde 600 m Höhenunterschied. Übrigens ist der Winkel, unter dem diese Wände abfallen, geringer als man ihn beim Anblick schätzt, viel geringer als man in den meisten touristischen Aufsätzen liest. Die Kahlmauer zeigen nur 52° . Sehr steil ist der westliche Teil der Preiner Wand, der auf 300 m Höhenunterschied 75° zeigt. Wirklich senkrechte Wände gibt es nur in ganz kleinen Maßstabe, selten über 10 m Höhe.

Was die Verbreitung der Wandbildung in unserem Gebiete anlangt, so finden sich Wände an ungefähr neun Zehntel der Grenzen der Plateaformen gegen das junge steile Gehänge unterhalb. Von den wenigen Stellen, wo das nicht der Fall ist und die Plateaform ohne Wandbildung in das steile junge Gehänge übergeht, zeichnen sich die meisten durch weniger reine und geschichtete Kalke aus (Ostseite des Gahns); andere Stellen lassen diesen Zusammenhang kaum erkennen (Nordseite der Raxalpe, Nordseite der Tonion).

Die dolinenartigen Einrisse am Gehänge, die Schluchten und die steilwandigen Karsttäler erscheinen teilweise als Mischformen und Übergänge zu Murganggräben, Wildbachtrichtern und reinen V-Tälern, also zu Formen der Erosion des oberflächlich abfließenden Wassers. Als Formen des Verkarstungsprozesses betrachtet sind sie ebenso wie die steilwandigen Dolinen und die Karstschlote Folgen einer tiefen Verkarstung, d. h. gebildet durch chemische Erosion und Wandverwitterung im klüftigen Kalk bei großem Höhenabstand zwischen Karstwasserniveau und Landschaftsoberfläche. Bemerkenswert ist, daß sie alle sich als Glieder einer zusammenhängenden, morphologischen und genetischen Reihe betrachten lassen, die in unserem Gebiete alle Übergänge von den Karren zu den Karsttälern zeigt.

Flache Karstmulden (Uvalas). Einen deutlichen Gegensatz zu diesen Formen bilden in den Schneebergalpen die schon erwähnten flachen Karstmulden. Diese zeigen in unserem Gebiete keine Übergänge zu den ihnen am nächsten verwandten Formen, den steil-

wandigen Dolinen¹⁸⁾. Die flachen Karstmulden haben deutliche und sehr gleichmäßig ausgebildete Eigenschaften. Ihre Seitengehänge zeigen Neigungen von 15 bis 25⁰. Die Verwitterungskrume daran ist dünn, ebenso die Pflanzendecke, durch die Kalkbrocken, seltener anstehender Kalk allenthalben hindurchschauen. In welchem Maße dies der Fall ist, hängt von der Höhenlage ab. In tieferen Lagen, wo Wald auftritt, ist die Pflanzendecke weniger oft unterbrochen als oberhalb der Baumgrenze, wo nur Grasnarbe einen dünnen Überzug bildet. Die Seiten stoßen immer scharf, mit einem Knick an dem ebenen Boden ab. Dieser ist manchmal völlig eben, meist leicht gewellt. Hier am Boden ist die Schicht Verwitterungslehm mächtiger als an den Gehängen, immer mit einzelnen Kalkbrocken gespickt. Manchmal liegt eine junge Doline gerade günstig und durchsinkt die Schicht Verwitterungslehm; dann sieht man, daß diese ein, zwei und mehr Meter mächtig ist. Am größten ist die Mächtigkeit wohl in der Mitte der Mulde, wo sie jedoch nie aufgeschlossen ist. Sie ist auch verschieden je nach der Größe der Mulde. Diese hält sich in ziemlich engen Grenzen. Der Durchmesser der meist runden Bodenfläche beträgt 100 bis 300 *m*; doch kommen auch größere Formen vor; so zeigt die große, flache, etwas gestreckte Mulde auf dem Kuhschneeberg, an deren westlichem Rande die Almhütten des Feuchtenbauern liegen, Durchmesser von 700 *m* und 400 *m*. Der Betrag, um den der Boden tiefer liegt als die Umgebung, ist schwer eindeutig anzugeben. Oft sind es nur 10 bis 20 *m*, wie bei einigen Mulden westlich der Hohen Lechnerin oder auf der westlichen Hohen Veitsch; oft aber geht die Seite einer solchen Mulde in das Gehänge einer Kuppe auf dem Plateau über, zu deren Gipfel der Höhenunterschied dann 100 *m* und mehr betragen kann.

Am Rande des Bodens dieser Karstmulden ist, wie schon erwähnt, fast immer eine kleine, steilwandige Doline gelegen, meist gleich anschließend an die Seite der Mulde und nur im Kalk, selten einen Teil des Verwitterungslehmes am Boden durchsinkend. Der Boden senkt sich manchmal leicht gegen diese Doline; meist ist dies jedoch nicht der Fall.

Einzelne dieser Mulden sind rings geschlossen, z. B. einige auf dem Kuhschneeberg; bei den meisten aber ist an einer Stelle das Gehänge von einem meist steilen Einriß unterbrochen, der mit — im allgemeinen — gleichsinnigem Gefälle entweder zu einer normalen Abflußrinne wird oder zu einer tiefer liegenden Mulde führt.

In der Verbreitung sind diese Formen auf die flachwellige Landschaft der Plateaus beschränkt, wo sie stellenweise das Landschafts-

bild beherrschen, so auf dem Teil der Rax nordwestlich der Hohen Lechnerin, so auf dem Kuhschneeberg. Völlig fehlen sie auf keinem Plateau der Schneeberggruppe.

Versuchen wir diese Verhältnisse zu erklären. Die Form ist die einer alten Doline; sie kann auch aus mehreren zusammengewachsen sein (Uvala); d. h. also es ist eine Form, die durch lang andauernde Verkarstung aus steilwandigen Dolinen hervorgegangen ist. Dabei wurde der Boden immer mehr von Verwitterungslehm erfüllt und die

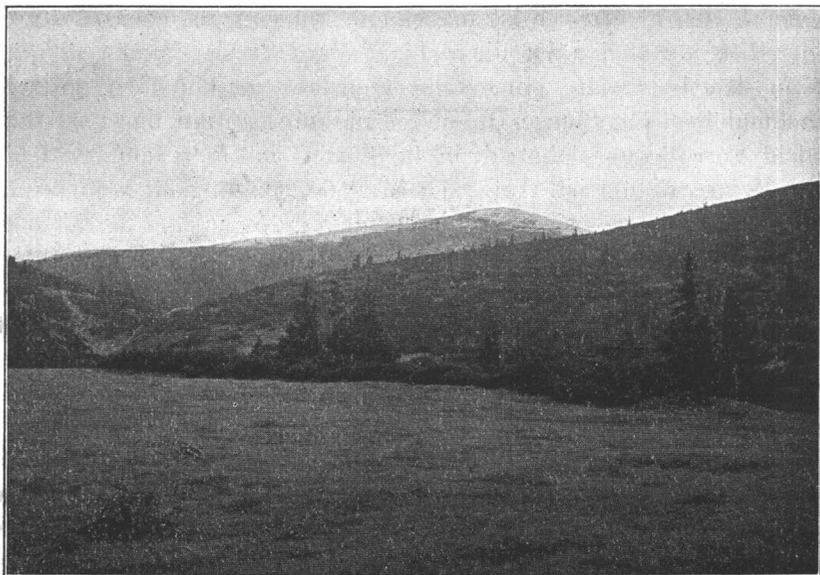


Abb. I. Scheibwiese auf der Rax gegen den Weißen Kogel (Grünschacher).

Im Vordergrund der flache Uvalaboden, der scharf gegen das Gehänge der gerundeten Kuppen der Plateaulandschaft absetzt. Links öffnet sich ein jetzt funktionsloses Tälchen des I. Zyklus in die Uvala, ohne sich in ihr fortzusetzen. Die Kuppengehänge, jetzt fast ohne Kriechschutt, verkarstet, von Krummholz schütter, im Bilde durch den Anblick von der Seite scheinbar lückenlos bedeckt.

Gehänge wurden immer flacher. Daher auch das Zusammenstoßen von Boden und Gehänge in einem Winkel. Dies wäre unerklärlich, wenn man etwa die kleine Doline am Rande des Bodens für gleichzeitig gebildet ansehen wollte. Auch müßte dann eine ausgesprochenere Neigung des Bodens gegen diese Doline vorhanden sein. Ebenso ist es aber unmöglich, diese flachen Mulden als örtliche Erweiterungen von normalen Abflußrinnen zu deuten; dagegen sprechen schon die völlig geschlossenen Formen. Auch zeigen sie stellenweise völlige Unabhängigkeit von den Entwässerungsrinnen. So führt eine Entwässerungsrinne gerade westlich an einer Karstmulde vorbei (Scheib-

wiese auf dem Grünschacher, Raxalpe), so dicht, daß an der Berührungsstelle die Mulde kein Seitengehänge mehr hat; trotzdem neigt sich der Boden nicht nach dieser Seite (vgl. Abb. I).

Die bisher besprochenen flachen Mulden liegen ganz im massigen, ungeschichteten Kalk. Es bleiben noch einige Bemerkungen nachzutragen über Formen derselben Art, doch von atypischen Verhältnissen. Nur an wenigen Stellen finden sich ältere tektonische Störungen, an denen der wasserundurchlässige Werfener Schiefer bis in die Höhe der Plateaus gebracht worden ist, losgelöst von seinem Zusammenhang, so daß er an der Oberfläche rings von wasserdurchlässigem Kalk umgeben ist. Eine solche Stelle ist die Große Bodenwiese auf dem Gahns. Mayer^{18a)} nennt sie ein Polje. Hier durchschneidet eine nord-südlich streichende, etwa mit 20° nach Ost einfallende Störung das Plateau, wie Geyer¹⁹⁾ im Einzelnen dargetan hat. Die Große Bodenwiese erstreckt sich gerade auf dem Ausbiß dieser Störung von Nord nach Süd mit etwa $2\frac{1}{2}$ km Länge, bei 300 bis 400 m Breite. Sie ist eine oberflächlich abflußlose Mulde. Ihr Boden ist etwas vermoort und daher leichtwellig (Moospolster), senkt sich aber von allen Seiten mit sehr schwachem Gefälle gegen ein dolinenartiges Schluckloch, das ungefähr in der Mitte der Längserstreckung am westlichen Rande liegt. Es ist steilwandig (30 bis 35°) und durchsinkt mit etwa 4 m Tiefe den Verwitterungslehm bis zu dem darunterliegenden Kalk.

Der Werfener Schiefer war bisher nur an der nordöstlichen Seite der Großen Bodenwiese in kleinen Stückchen nachgewiesen. Der Verlauf der Störung machte es aber wahrscheinlich, daß er östlich, also bergwärts einfällt. Dadurch erklärte sich auch, daß er hier keine Quellbildung verursacht. Der von ihm gelieferte Verwitterungslehm, der viel reichlicher ist als der des Kalkes, hat nicht genügt um die Doline zu verschmieren, an deren Grunde man offene Kalkklüfte sieht. Ampferer²⁰⁾ deutet jetzt auf Grund eines neuen Aufschlusses die Lagerungsverhältnisse als Querfalte, in deren Mulde als scheinbarer Kern Werfener Schiefer und Raibler Schichten als Reste einer ehemals darüber liegenden Decke erhalten blieben. Diese tektonische Auffassung ändert an der morphologischen Deutung der Form nichts.

Daß die ganze große Mulde der Bodenwiese nur durch das eine, verhältnismäßig kleine Schluckloch ausgeräumt worden ist, will ich nicht behaupten. Für eine ehemalige oberirdische Ausräumung liegen aber jetzt keinerlei Anhaltspunkte vor. Der tiefste Punkt der Umrahmung liegt im Süden (1180 m) in etwas weniger widerstands-

fähigem geschichteten dolomitischen Kalk. Aber der tiefste Punkt im Norden liegt auch nur 1186 *m* hoch. Schluchtartige Fortsetzungen oder Gräben, die auf eine ehemalige oberirdische Entwässerung deuten könnten, fehlen. Der tiefste Punkt der Mulde — abgesehen vom Schluckloch — liegt bei 1125 *m*; die westlich und östlich begrenzenden Rücken sind rund 1330 *m* hoch.

Eine ganz verwandte Form findet sich auf der östlichen Schneealpe bei den Schneealpen-Hütten. Ihr Boden, in etwa 1715 *m* Meereshöhe gelegen, ist unregelmäßig rund mit etwa 1½ *km* Durchmesser. Er senkt sich im allgemeinen leicht vom Plateaurand weg nach Westen, wo eine ganze Anzahl von Dolinen auftreten. Kleine Schlucklöcher treten aber auch sonst in der Bodenfläche auf. Ein kleiner Fetzen von Werfener Schiefer findet sich am südlichen Rande. Er gibt Anlaß zu einer schwachen Quelle, deren Wasser schon nach kurzem Laufe — etwa 100 *m* — versinkt. Der Werfener Schiefer liegt gerade am unteren Rande des Gehänges und nimmt nicht an der Bildung des Bodens der Mulde teil. Daher und wegen seiner räumlich geringen Ausdehnung kann ich ihm nur eine nebensächliche Bedeutung für die Form dieser Mulde zuerkennen, im Gegensatz zu Götzinger²¹), der die Form ein Hochpolje nennt. Die tiefste Stelle der Umrahmung liegt im Osten (1740 *m*), ist talartig und öffnet sich über einem Graben am Gehänge (Blarer Graben der Originalaufnahme). Hier mag also oberflächliche Ausräumung zur Bildung der Form beigetragen haben, zumal da der größte Teil der Mulde in dolomitischem Kalk liegt (Wettersteindolomit Geyers). Reiner, massiger Kalk tritt erst im Westen auf, wo sich auch die größten Dolinen finden.

Eine Übergangsform zwischen echtem Tal und Karstmulde findet sich beim Jagdhaus im Südwesten des Windberges auf der Schneealpe. Werfener Schiefer gibt auch hier zu einer kleinen Quelle Anlaß, deren Wasser nach kurzem Laufe versinkt. Die Form zeigt jetzt im allgemeinen gleichsinniges Gefälle nach Südwesten, wo sie sich über der Rückwand des Krampengrabens öffnet. Es dürfte sich um eine Mulde handeln, die von der zurückweichenden Steilwand angeschnitten ist.

Auch das ganze Naßköhr auf der Schneealpe möchte ich zu diesen atypischen Karstmulden rechnen. Es ist eine unregelmäßig runde Mulde von 2 bis 3 *km* Durchmesser. Die umgebenden Gehänge sind meist 25° steil; nur im Norden finden sich einige steilere Wände. Ausgedehntere Flächen von Werfener Schiefer geben Anlaß zu ziemlich langen Bächen — über 1 *km* —, die aber bei der Erreichung von Kalk versinken, so z. B. an dem sogenannten Durchfall. Die

ganze Form des Naßköhr zeigt nicht gleichsinniges Gefälle nach außen; doch liegt die tiefste Stelle (1256 m) nur wenige Meter unter dem tiefsten Punkt der Umrahmung. Diese öffnet sich hier talartig nach Süden und setzt sich unterhalb der Steilstufe unter dem „Ausgang“ in den Inneren Krampengraben fort. Einen gewissen Einfluß hat die eiszeitliche Vergletscherung ausgeübt; doch kann ich ihn nicht hoch veranschlagen. Es fehlte die Zusammenfassung zur Zunge und damit die stärkere Tiefenerosion; anderenfalls hätte der Gletscher mindestens beim „Ausgang“ eine deutliche Trogform schaffen müssen.

Zwei Karstzyklen. Überblicken wir die Gesamtheit der Formen der chemischen Erosion, so erkennen wir, daß sie sich nicht wohl auf einen Karstzyklus zurückführen lassen. Heute sehen wir eine tiefe Verkarstung am Werk. Die Verwitterungsrückstände des Kalkes genügen nicht, um die Klüfte zu verschmieren; sie werden abwärts in die Tiefe fortgeführt. Sogar kleine Vorkommnisse von Werfener Schiefer auf den Plateaus inmitten des Kalkes vermögen nicht genug Lehm zu liefern, um in einer Entfernung auch nur von mehr als 100 m Dolinenbildung zu verhindern, was z. B. südlich der Windberghütten auf der Schneealpe und auf der Großen Bodenwiese auf dem Gahns zu beobachten ist. Im Gegensatz dazu stehen die flachen, sichtlich alten, an ihrem Boden ganz verschmierten Karstmulden. Zur Erklärung dieses Gegensatzes reichen Sawickis sekundäre Zyklen seines mitteleuropäischen Karstes nicht aus²²⁾, die übrigens von manchen Seiten, so von Grund²³⁾, überhaupt abgelehnt werden. Ein Klimawechsel, der etwa eine dichtere Pflanzendecke und so die Ansammlung einer dicken Verwitterungskruste verursacht hätte, könnte wohl das Versinken des Wassers ganz oder größtenteils gehindert haben; doch hätte das nur die Ausbildung von oberflächlichen Entwässerungsrinnen, nicht von Karstmulden zur Folge haben können. Ich komme daher zu dem Schluß, daß nur verzögerter Abfluß im Innern der Kalkmassen die Verschmierung der Klüfte in den Karstmulden verursacht haben kann; dies aber kann ich mir nur durch eine allgemeine Annäherung der Landoberfläche an den Karstwasserspiegel erklären. Dabei ist zu betonen, daß nicht die Erreichung des Karstwasserspiegels für das Aufhören der Tiefenerosion am Boden der Mulden verantwortlich zu machen ist, sondern die dadurch begünstigte Verschmierung der Klüfte. Sonst müßten alle derartigen Formen in einem Niveau liegen, was selbst bei dichtbenachbarten auch da nicht der Fall ist, wo eine nachträgliche relative Dislokation völlig ausgeschlossen ist.

Ich fasse zusammen: Die von mir als flache Karstmulden

(Uvalas) bezeichneten Formen verlangen zu ihrer Ausbildung eine im Zyklus bis zur Spätreife gediehene Verkarstung, bei der die Oberfläche der Landschaft nicht mehr hoch über dem Karstwasserspiegel lag. Es muß sich damals der Karstwasserspiegel nur wenig unter dem Boden der Karstmulden befunden haben. Heute ist er in dieser Lage hoch oben innerhalb der Kalkmassen der Plateauberge, Hunderte von Metern über den Sohlen der die Plateaus umgebenden und in sie eingefressenen Täler undenkbar. Die flachen Karstmulden sind älter als die tiefe Zertalung. So führen uns die Formen der chemischen Erosion zwingend zur Annahme zweier Karstzyklen, eines alten vor der weitgehenden Zertalung des Gebirges und eines jungen, der sich an das heutige Entwässerungssystem knüpft. So bin ich bei meinen Untersuchungen vor dem Kriege zu dem gleichen Ergebnis gelangt, zu dem auch Göttinger kam, der inzwischen ebenfalls ein verschiedenes Alter der Karstmulden und der Dolinen vertreten hat²⁴), desgleichen auch A. Slanar-Stummvoll²⁵).

Der Unterschied meiner Auffassung vom Zustand der Reife im Karstzyklus gegenüber der Grunds²⁶) beruht zum Teil vielleicht auf der Verschiedenheit des Klimas, das zur Zeit der Ausbildung unserer Karstmulden anders gewesen sein mag als das mediterrane, das Grund hauptsächlich im Auge hat; vor allem aber darauf, daß von Grund ein ziemlich großer Abstand zwischen Ausgangs- und Endform angenommen wird. Hier aber war der Höhenunterschied zwischen den Einebnungsflächen der Augensteinflüsse und den Karstmulden gering²⁷). Klima und Gesteinbeschaffenheit erzeugten in unserem Gebiet keine große Dichte der Dolinen, wie denn auch die Karrenbildung verhältnismäßig spärlich ist. Um die Gehänge der benachbarten Karstmulden untereinander zur Verschneidung zu bringen, wie es bei der Cockpitlandschaft der Fall ist, genügte daher die Tiefe ihrer Einsenkung unter die umgebende Oberfläche nicht.

1) Vgl. 20, 21. — 2) Vgl. 83. — 3) 13 S. 26f. — 4) 37 S. 319. — 5) 27 S. 704. — 6) Vgl. auch 37 Abb. 7. — 7) 15 S. 10. — 8) 43 S. 155f.; 38 S. 281. — 9) Vgl. oben S. 16. — 10) 42 S. 7; 43 S. 156. — 11) Vgl. oben S. 21. — 12) 15 S. 11. — 13) 37 S. 318. — 14) 42 Abb. 2; 43 Abb. 1 S. 144. — 15) Vgl. unten S. 60. — 16) Vgl. S. 45. — 17) Vgl. dazu Göttinger (33 Tafel VII, Fig. 2), der diese Gräben als postpontische Wildbachtrichter bezeichnet (vgl. aber S. 78). — 18) Vgl. aber Göttinger (37 S. 318), der auch (39, 40) Schlotte, Dolinen und Karstmulden in ihren gegenseitigen Beziehungen eingehend behandelt. — 18*) 86 S. 107. — 19) 27 S. 733f. — 20) 4 S. 223. — 21) 34 S. 170. — 22) 103 S. 202. — 23) 45 S. 627. — 24) 38 S. 281; 39 S. 12f.; 42 S. 7; 43 S. 156. — 25) 113. — 26) 45 S. 635ff. — 27) Vgl. S. 68f.

Der normale Zyklus und die Entwässerung.

Bodenbewegungen. Die Frage der Schuttfacetten hat zum erstenmal Tarnuzzer kritisch beleuchtet, und zwar an Beispielen aus dem Unter-Engadin. Von der Schneealpe bespricht sie Götzinger¹⁾. Er erklärt ihr Vorkommen gebunden an „schuttigen Erdboden“, wo ein Zerreißen der Rasendecke am Gehänge und Abrutschen der einzelnen Fetzen unter Aufwölbung der mittleren Partie die Schuttfacetten erzeuge. Regen und Schneeschmelzwasser saigere dann den dazwischen bloßgelegten Schutt aus, so daß an jeder einzelnen Facette der Schutt zonar angeordnet sei, die Korngröße talab bis zum nächsten Rasenstreifen abnehme, und die Steine zueinander infolge differentieller Bewegungen durch Frostwirkung und Durchtränkung der Erde eigenartige ornamentartige Gebilde annehmen. Ich kann dieser Beschreibung und Erklärung Götzingers im allgemeinen nur zustimmen. Nur gegen die Erklärung der Aufwölbung des Rasenstreifens in der Mitte habe ich Bedenken. Götzinger meint, sie entstehe „offenbar weil die mittlere mediane Partie die größte Bewegungsgeschwindigkeit hatte.“ Ich kann nicht glauben, daß bei den langsamen Bewegungen und der großen inneren Reibung des durchtränkten Schuttes die kinetische Energie eines so kleinen Teiles der bewegten Masse ausreicht, um die Aufwölbung des Rasenstreifens zu erzeugen. Nach meinen Beobachtungen ist sie überhaupt keine wesentliche Eigenschaft der Schuttfacetten. Wo sie auftritt, läßt sie sich wohl dadurch erklären, daß der Schutt der Facette zwischen den Lücken der nie sehr langen Rasenstreifen herabgespült wurde, so daß der bergwärts gelegene Rand des Rasenstreifens gegen die nun auch tiefere, bergwärts gelegene Schuttfläche sich ebenso absenkte wie gegen die gehängeabwärts liegende. Die durch die Pflanzenwurzeln festgehaltene Mitte erscheint nun aufgewölbt.

Typisch entwickelte Schuttfacetten habe ich nur bei Gehängen von 10° bis 20° gefunden. Wird das Gehänge flacher, so nimmt die Breite der Rasenstreifen auf Kosten der Zwischenräume zu, die bald völlig verschwinden. Wird das Gehänge steiler, so nimmt umgekehrt die Breite der Zwischenräume zu, so daß bald nur noch ein Schutthang ohne Rasen vorhanden ist.

Schöne Schuttfacetten fand ich 1912 auf dem Wege von den Windberghütten zum Windberg (Schneealpe) in 1850 *m* Höhe (stratigraphisch im Wettersteindolomit²⁾), und am Ostgehänge der Heuplacke (der die vorspringende Südecke des Hochschneebergs bildenden Kuppe), ebenfalls in 1850 *m* Höhe (stratigraphisch im

unteren Hallstätter Kalk; petrographisch liegen beide Vorkommnisse in grusig verwitterndem, kaum wasserdurchlässigem Dolomit).

Kriechschutt und Rutschungen treten im Kalkgebiet völlig zurück. Es ist wahrscheinlich, daß sie ehemals eine wesentliche Rolle bei der Ausgestaltung der Plateaulandschaft spielten. Jetzt ist ihr Fehlen im Kalkgebiet im Gegensatz zu ihrer ausgleichenden Arbeit in den wasserundurchlässigen Gesteinen (Werfener Schiefer, Gosau-mergel) gerade ein wesentlicher Zug im Landschaftsbild.

Murgänge bilden fast überall den steilsten Teil der von den Plateaurändern herabkommenden Gräben. Die vorkommenden Ver-
murungen sind aber selten groß, weil es in den einzelnen kleinen Gräben an Gelegenheit zur Ansammlung größerer Schuttmengen fehlt. Im Sommer 1911 sah ich eine Mure, die auf der Südseite der Rax auf das Tal von Kleinau niedergegangen war. Sie reichte etwa bis 700 *m* herab, hatte aber nur einen kleinen Teil der Kulturfläche verschüttet.

Almtümpel. Man spricht immer vom Versickern und Versinken des Wassers im Gebiete des reinen Kalkes. Man darf sich aber deshalb die Wasserlosigkeit der Plateaus nicht als absolut vorstellen. Wo bei flacheren Gehängen der Plateaus der Kalk zutage tritt und wo er nur von einer dünnen, vielfach durchlöcherten Pflanzendecke bedeckt wird, da findet allerdings das ablaufende Regenwasser schon nach sehr kurzem Lauf seinen Weg unter die Oberfläche. Aber örtlich geben doch Ansammlungen von undurchlässigem Verwitterungslehm Gelegenheit zu Wassertümpeln, die jedoch meist den Sommer nicht überdauern. Doch sind diese Stellen immerhin ziemlich selten und nur auf dem Boden weniger Karstmulden zu finden³). Als Beispiele mögen dienen: Gahns: Große Bodenwiese; Kuhschneeberg an mehreren Stellen; Rax: südlich des Kloben, östlich der Hohen Lechnerin, bei der Seehütte auf dem Grünschacher; Schneealpe: bei den Schneetalpenhütten (nicht im Werfener Schiefer, sondern im Verwitterungslehm), bei den Ameisbühel-Almhütten; Veitsch im östlichen Teil des Plateaus; Tonion bei der Herrenalpe; Student bei den Studentalpenhütten. Diese Tümpel sind immer klein: Durchmesser kaum über 10 *m* (Ochsenbrünnl länglich, lange Achse 20 *m*), Tiefe wohl kaum über 1 *m*.

Viele dieser Vorkommnisse spielen wirtschaftlich eine Rolle als Viehtränken. Die vorzeitige Erschöpfung der Tümpel in trockenen Sommern kann der Anlaß zu vorzeitigem Abtrieb von der Alm sein. Unter günstigen Umständen mögen solche Wasseransammlungen wohl auch den Sommer überdauern, wie das im Walde gelegene „Ochsenbrünnl“ in einem glazial bearbeiteten Gerinne im Osten des Kuhschneebergs. (Darin fand ich nach dem trockenen Sommer Mitte Sep-

tember 1911 u. a. Wasserpflanzen von der Gattung Wasserstern, Wasserwanzen und mehrere Wochen alte, kiementragende Larven einer Molchart, letztere sicher die Dauer der Wasseransammlung beweisend.)

Quellen. Die Quellen des Schneeberggebietes bespricht eingehend E. Sueß⁴⁾; Noé⁵⁾ folgt ihm, ohne neue Tatsachen beizubringen. Die Quellen der Raxalpe behandelt Götzinger⁶⁾. Im Folgenden seien die Quellen hauptsächlich wegen ihrer morphologischen Form (Quellmulden) besprochen.

Schuttquellen. Oben auf den Plateaus kommen Quellen äußerst selten vor. Ich fand nur eine sehr spärliche Schuttquelle an einem Rücken auf der linken Seite des Kesselgrabens (Raxalpe) in 1200 *m* Höhe, wo der Wald die Ansammlung einer etwas dickeren Verwitterungsdecke ermöglicht hat. Die Quellmulde ist sehr klein. Auch sonst kommen Schuttquellen nicht häufig vor. Beispiel einer Schuttquelle — mit verschwindend kleiner Quellmulde — ist das Kohlbergbrünnl am Törlweg (Raxalpe) in 1313 *m* Höhe. Außer dieser Quelle ist mir am Plateaugehänge keine echte Schuttquelle bekannt. Der von den Wänden der Plateaus stammende Kalkschutt ist grob und wasserdurchlässig. Zur Quellbildung kommt es daher meist erst, wo undurchlässige Schichten unter dem Kalk anstehen. Hier aber treten an geeigneten Stellen auch gerne Schichtquellen auf, so daß auch an Stellen, wo das Anstehende durch Schutt verhüllt ist, die Quelle doch nicht als reine Schuttquelle anzusprechen ist.

Als eine Art Schuttquelle möchte ich eine Quelle bezeichnen, die auf der Schabbrunstwiese im Osten des Schneebergs (etwa 100 *m* nördlich der Kote 990 der Spezialkarte im Nordwesten des Puchberger Kessels) aus einem etwa 1 *m* tiefen, 10 *cm* weiten, senkrechten Loch auf der Spitze eines ganz flachen Kegels von etwa $\frac{1}{4}$ *m* Höhe und $1\frac{1}{2}$ *m* Durchmesser entspringt, der sich als Auftreibung der Rasenfläche darstellt. Die Temperatur des Wassers ($+10\frac{1}{2}^{\circ}$ C) zeigte ihre Unabhängigkeit von dem Wasser, das von dem wenige Meter höheren Sattel im Osten der Quelle (952 *m*) herabkam ($+1^{\circ}$ C, bei einer Lufttemperatur von $+4^{\circ}$ C am 2. Oktober 1911, 4 p.). Das Wasser dürfte seinen Ursprung auf der südlich gelegenen Kalkkanzel (Kote 990) haben und durch die dicke Rasendecke der Wiese an früherem Austritt gehindert werden, also eine Art artesischer Brunnen im Kleinen.

Kluftquellen, d. h. Austrittsstellen unterirdischer Gerinne sind etwas häufiger, ohne zahlreich zu sein. Auch versiegen die meisten im Sommer. Bemerkenswert wegen der Höhe ihrer Lage ist die Silberquelle, nur reichlich 100 *m* unter dem Gipfel des Kaisersteins (2061 *m*,

Schneeberg), in einer Nische der Wände oberhalb der Breiten Ries gelegen. Als weitere Beispiele seien genannt die Annaquelle in 1280 *m* westlich unterhalb des Klosterwappens (2075 *m*, Schneeberg), mit deutlicher Quellnische in gebanktem Kalk; ferner zwei sehr spärliche Quellen an den Osthängen des Grünschachers gegen das Schwarzatal, drei im Großen Höllental (Wödlquelle, Teufelsbadstube, etwa 1200 *m*; Jahnquelle, Alpenvereinssteig, 1420 *m*; Gaislochquelle, 1250 *m*) und drei kleine Quellen an dem Wege von Pürschhof am Gahns zum Rohrbachgraben in 1000 bis 1150 *m*. Diese scheinen zwar Schuttquellen mit schwachen Quellmulden zu sein, stehen aber vielleicht im Zusammenhang mit dem Ausbiß von Geyers Störungslinie an der Großen Bodenwiese⁷).

In unserem Gebiet ist mir nur eine starke und dauernde Kluftquelle bekannt, die in der Mürzschlucht, südlich von Frein, etwa 40 *m* über dem Fluß entspringt, und gleich einen starken Wasserfall bildet („Zum toten Weib“). Sie verdankt ihre Wasserfülle einem großen Sammelgebiet (Roßkogel 1525 *m* und ein Teil des Naßköhr), dessen unterirdische Entwässerung durch eine von Frein gegen das Naßköhr ziehende Störung zusammengefaßt wird, an der stellenweise undurchlässige Werfener Schiefer und wenig durchlässiger Dolomit (Wettersteindolomit) auftreten. Doch liegt die Quelle fast 1 *km* seitab von dieser Störungslinie mitten im massigen Kalk (Unterer Hallstätter Kalk), ist also eine echte Kluftquelle. Ihre Quellnische ist deutlich, doch im Verhältnis zur Wasserfülle klein.

Schichtquellen sind viel häufiger, aber nicht so zahlreich wie man erwarten sollte, weil dort, wo undurchlässige Schichten am Gehänge ausbeißen, diese meist bergein fallen. Das ist namentlich an der Südseite der Plateaus der Fall, da hier im allgemeinen die Schichten leicht nordwärts geneigt sind. So kommt es, daß hier auch der Werfener Schiefer, der die oberste, völlig wasserundurchlässige Schicht in unserem Gebiet darstellt, nur ziemlich schwache Quellen hervorbringt, wie die Reihe von Quellen, die in 1200 bis 1400 *m* seinem Ausbiß im Süden und Südosten der Heukuppe folgen (Rax, bei der Reißtaler Hütte, bei der Peilsteiner Hütte usw.), darunter die von E. Rotter⁸) erwähnte, alle mit sehr schwachen Quellmulden. Etwas größer an Wasserfülle und Quellmulden sind die auf der Südseite des Preineck, im oberen Preintal (Gippel-Göller-Zug), stark und mit großer Quellmulde nur die Wasseralmquelle im Nordosten der Schneealpe in nur 850 *m* Höhe, während südlich davon am Naßkamm die obere Grenze des Werfener Schiefers bei etwa 1300 *m* liegt; es handelt sich also wohl um eine Überfallquelle des Karstwasserspiegels. Sie wird

für die Wiener Wasserleitung ausgenützt. Eine Schichtüberfallquelle geringer Stärke tritt mitten im Werfener Schiefer nördlich vom Naßkamm in 1190 *m* Höhe auf. Sie hat eine deutlich entwickelte, ziemlich steilwandige Quellmulde. Der Werfener Schiefer ist am ganzen Naßkamm außergewöhnlich hart und dickbankig infolge hohen Kalkgehaltes. Er bildet hier Gehänge von 35° bis 40°, örtlich sogar von 50°.

Es genügen auch Schichten geringerer Undurchlässigkeit als der Werfener Schiefer, um kleine Quellen, zu erzeugen, die aber meist im Sommer versiegen. So knüpft sich eine Reihe von Quellen an das Auftreten eines dünnen Mergelhorizontes (Carditaschichten) am Nordostgehänge des Schneebergs vom Baumgartner-Haus⁹⁾ bis zur Sparbacher Hütte am Faden, alle am „Nördlichen Grafensteig“ gelegen, der die von dem Mergelhorizont erzeugte Terrasse benützt. Die Quelle ober der Karreralm im Südwesten der Heukuppe (Rax) hängt ebenfalls ursächlich mit diesem Mergelhorizont zusammen.

Auch das Auftreten von Dolomit kann Quellen erzeugen, wie im Süden der Preiner Wand (Rax) in 1300 *m* Höhe (Bachingerbrünnl), oder am Schlangenweg (Rax) in 1500 *m* Höhe (Gflötzbrünnl). Die zuletzt genannten Quellen haben entsprechend ihrer Wasserarmut alle sehr unbedeutende Quellmulden.

Karstquellen. Die Hauptmenge des abfließenden Niederschlages auf Kalk sammelt sich im Karstwasser. Wo die Sohle der Täler unseres Gebietes in Kalk liegt — und das ist infolge des allgemeinen Nordfallens der Schichten, außer auf der Südseite der Plateaus, meistens der Fall — tritt das Karstwasser im Niveau der Talsohlen in starken Quellen oder auch ohne sichtbare Quellen aus. Diese Ansicht vertrat schon 1864 E. Sueß¹⁰⁾. Die Spärlichkeit der Kluftquellen spricht gegen das Vorhandensein größerer, einheitlicher Gerinne über dem Karstwasserspiegel. Ich schließe mich also in meiner Auffassung Krebs¹¹⁾ an. Ebenso wenig wie ihm erscheinen mir die Gründe zwingend, die Hoffer veranlaßten, im zweiten Teil seiner Arbeit seine Beobachtungen umzudeuten und nach Katzers Vorbild nur Gerinne anzunehmen.

Die Zahl der Karstquellen, d. h. der Stellen, wo das Karstwasser in großen Mengen austritt, ist gering. Der Wasserführung nach stehen sie aber weitaus an erster Stelle. Heute werden sie in unserem Gebiet alle für die Erste Wiener Hochquellenwasserleitung ausgenützt, so daß die natürlichen Verhältnisse nicht mehr zu sehen sind. Es sind dies im Sierningtal die Stixenstein-Quelle und im Schwarzatal die Fuchspaßquelle, die Höllentalquelle und der Kaiserbrunn. Die

wasserreichsten sind der Kaiserbrunn und die Stixensteinquelle. Hinter beiden befinden sich mächtige Nischen im Gehänge, beim Kaiserbrunn die Wasseröfen, ein großer Quellsessel von 300 bis 400 *m* Durchmesser mit 300 bis 400 *m* hohen Wänden. Sein Boden liegt etwas höher als die heutige (gefaßte) Quelle und ist talaus geneigt (5 bis 10°). Ich vermute, daß zu einer Zeit, als die Schwarza sich noch nicht ganz bis zur heutigen Tiefe eingeschnitten hatte, die Quelle Zeit fand, sich rückwärts zu verlegen, wobei durch Nachstürzen des Kalkes die Wasseröfen entstanden. Es wäre also die Form der Wasseröfen präglazial; denn im heutigen Schwarzatale liegen diluviale Schotterterrassen. Die Größe der Form macht präglaziales Alter ohnedies wahrscheinlich. Die Annahme eines Stillstandes der Tiefenerosion der Schwarza in 20 bis 40 *m* Höhe über der heutigen Talsohle wird auch dadurch wahrscheinlich, daß die heute wasserlosen steilwandigen Kalktäler (Großer Kesselgraben, Kleines Höllental, Weichtal) etwa in diesem Niveau über dem Schwarzatale münden. Diese ehemals höhere Lage des Kaiserbrunn veranlaßt mich auch, diesen als echten Austritt des Karstwassers anzusehen und nicht als Höhlengerinne. Das Wasser entstammt nach E. Sueß¹²⁾ größtenteils dem Hochschneeberg und findet seinen Ausweg gerade hier infolge der Verdrückung des Werfener Schieferaufbruchs, der vom Krummbachsattel bis nördlich vom Prettschacher zu verfolgen ist. Heute tritt der Kaiserbrunn im unteren Dolomit auf und nicht über Werfener Schiefer, den Vettters¹³⁾ mit Unrecht als Quellhorizont des Kaiserbrunn angibt.

Größer als sonst die Quellmulden unseres Gebietes, aber viel kleiner als die Wasseröfen sind die Quellmulden, die sich bei der Stixensteinquelle und bei der Fuchspaßquelle finden. Bei der Höllentalquelle, die gerade am Ausgang des glazialen Troges des Großen Höllentals entspringt, kann ich nur mutmaßen, daß sie einen wesentlichen Anteil an der Bildung der präglazialen Talform hatte, aus der der glaziale Trog herausgeschnitten wurde.

Gegen Hoffers Ansicht, daß Quellen einheitlichen Gerinnen entstammen, spricht auch die Tatsache, daß sie vor ihrer Fassung meist mehreren Spalten entströmten. Karrer berichtet¹⁴⁾, daß die Quelle von Stixenstein aus einer Hauptquelle und einigen Nebenquellen bestand, und von dem Befund bei der Fassung des Kaiserbrunn, der ehemals einheitlich austrat, schreibt er: „Als der Raum des Wasserschlosses ausgesprengt wurde, zeigte sich, daß die Kaiserbrunnquelle aus fünf großen Felsspalten und mehreren kleineren Venen gespeist wird.“

Unterirdische Entwässerung. Sicher erfolgt nicht die ganze Entwässerung der auf den Plateaus fallenden Niederschläge durch die genannten starken Karstquellen und durch die meist sehr schwachen Schutt-, Kluft- und Schichtquellen. Vielmehr erreicht das Karstwasser teilweise direkt unterirdisch den Lauf der Flüsse. Bei dem Fehlen starker Quellen im Westen unseres Gebietes (an der Schneevalpe nur der Wasserfall „Zum toten Weib“, an der Veitsch, Tonion usw. überhaupt keine) ist eine andere Erklärung kaum denkbar. Wenn man nach einer trockenen Zeit und dann wieder nach einer Zeit reichlicher Niederschläge durch das Voistal nördlich vom Kuhschneeberg, oder das Naßwaldtal nördlich der Raxalpe, oder das Tal der Kalten Mürz nördlich der Schneevalpe wandert, überrascht einen die Verschiedenheit des Aussehens der untersten Gehängepartien. Nach der niederschlagslosen Zeit liegen die Schuttkegel und Schutthalden trocken da, abgesehen von den wenigen Seitengraben, die dauernd oberflächlich Wasser führen; nach einer Regenzeit rieselt es allenthalben durch den Schutt, ohne daß sich eine einheitliche Wasserrinne bildete. Auch die Oberfläche des mit einer dünnen Vegetationsdecke bedeckten Schuttes (Grasnarbe oder Wald) zeigt dann bei näherer Betrachtung eine ganz erhebliche Wasserführung. Steigt man aber am Gehänge oder in einem Seitengraben aufwärts, so hört alles Wasser bald auf. Ich habe für diese Erscheinung nur die Erklärung, daß der Karstwasserspiegel in den Kalkstöcken in der Regenzeit etwas gestiegen ist, so daß das Wasser in größerer Menge und etwas höher am Gehänge austritt. Während in trockenen Zeiten der schwache Wasserstrom vom Karstwasser bis zum Fluß völlig unter dem Schutt verborgen ist, ist bei hohem Karstwasserstand die Wasserzufuhr so stark, daß der Schutt bis zu seiner Oberfläche mit Wasser erfüllt ist. Bemerkenswert ist hiezu eine Äußerung Karrers¹⁵): „Es ist Tatsache, daß die Schwarza in ihrem oberen Laufe im Höllentale nur die wenig bedeutende Menge von 400.000 bis 600.000 Eimer im Tag bergab führt. Die sichtbaren Zuflüsse, welche derselben in ihrem weiteren Bette zugute kommen, sind aber ziemlich geringe und reichen zur Erklärung der Zunahme an Wassermassen nicht hin, welche sie namentlich in der Strecke vom Naßtal bis zum Kaiserbrunnen zeigt; bei Hirschwang führt sie bereits 5 bis 15 Millionen Eimer. Diese Vermehrung erhält die Schwarza durch Zuflüsse von Grundwasser, welches durch die Venen des Kalkes der Schneebergregion entströmt. Grundwasser muß also in großer Menge vorhanden sein, von welchem jedoch durch die große Spalte, der Kaiserbrunnen genannt, nur ein Teil abfließt. Die wechselnde Höhe dieses Abflusses bezeichnet an-

nähernd die wechselnde Höhe des Grundwasserstandes im Innern des Kalkes der Schneebergregion je nach den Jahreszeiten.“

Quellabsätze. Quellabsätze sind in unserem Gebiet nicht selten, aber immer äußerst gering. Wo sich etwas Kalksinter absetzt (z. B. nördlich unterhalb des Pürschhofes am Nordgehänge des Gahns), überzieht er immer nur die nächsten überflossenen Steine oder etwa den hölzernen Brunnentrog in einer dünnen Schicht. Zu morphologisch selbständigen Formen kommt es nie.

Zusammenfassung. Quellen haben mehrfach den Anlaß zur Bildung größerer Formen gegeben; diese sind namentlich im weniger durchlässigen Gestein über den Einfluß der schwachen Quelle hinausgewachsen, wie der Wildbachtrichter des Griesleitentales. Zu einem Teil sind die großen Quellnischen starker Karstquellen im Kalk vorzeitig und jetzt nicht mehr in Weiterentwicklung begriffen. Die rezenten Quellmulden sind alle klein, teils wohl als Folge der raschen Abtragung der Gehänge.

Die wirtschaftliche Bedeutung der großen Karstquellen des Schneebergs und der Raxalpe liegt in ihrer Ausnützung für die Wiener Wasserleitung. Die kleinen, am Gehänge liegenden Quellen werden selten für Almhütten benützt (Karreralm, Pürschhof), weil sie meist mitten im Walde liegen. Dagegen werden viele Quellen am Gehänge für Touristen- und Jagdhütten nutzbar gemacht; daher trägt die Mehrzahl dieser unscheinbaren Quellen einen eigenen Namen.

Normale Talformen. Die Talformen auf den Plateaus. Die Formen der Erosion durch oberflächlich abfließendes Wasser sind oft nicht völlig scharf von denen der lösenden Erosion zu trennen. Wir haben bereits bei der Besprechung der Verkarstung Mischformen kennen gelernt, wie die Einrisse am Gehänge. Die Lage am Gehänge lehrt, daß für die Richtung dieser Einrisse das oberflächlich abrinnde Wasser verantwortlich ist. Im Querprofil aber zeigt die Form alle Eigentümlichkeiten der Dolinen, also der lösenden Erosion.

Ich erwähnte ferner, daß viele der flachen Karstmulden nicht mehr rings geschlossen, d. h. ihre Gehänge an einer Stelle bis zur Höhe des Bodens der Mulde erniedrigt sind. Von dieser Stelle aus führt in einzelnen Fällen ein steilwandiger Einriß abwärts (wie westlich vom Krügerkreuz, westlich der Hohen Lechnerin, Rax). Meist aber öffnet sich der Boden der Mulde in ein kleines flaches Tal. Oft auch mündet ein solches Tälchen schon oberhalb in eine Karstmulde, so daß diese nur wie eine eigentümliche Erweiterung des Tälchens aussieht, eigentümlich weil keine weicheren Gesteine, keine Mündung eines Seitenbaches, keine stauende, harte Gesteinsbank unterhalb eine Erklärung

erlaubt (vgl. Abb. I). Derartige Mulden finden sich z. B. auf dem Haberfeld westlich der Hohen Lechnerin, auf dem Kuhschneeberg, auf dem Gahns (Bäckerwiese und Vorwiese), auf der Hohen Wand (nördlich der Kleinen Kanzel, östlich vom Gehöft Postl, beim Frankenhof).

Eine besonders kennzeichnende Stelle kreuzt man auf dem Wege von Süden gegen die Schneevalpenhütten, gerade ehe man die große Mulde, in der die Hütten liegen, erreicht. Hier liegt eine kleinere Mulde, die durch einen Tallauf nach Ostnordost geöffnet ist. Über den ebenen Boden der Mulde führt der Weg, doch ist von diesem Boden nur mehr die Hälfte erhalten; der westliche Teil des Bodens ist durch zwei ziemlich große, nebeneinander liegende Dolinen von je 20 m Durchmesser zerstört, die zeigen, daß die Entwässerung der Mulde jetzt nicht mehr auf oberirdischem Wege erfolgt. Außerdem ist die Funktionslosigkeit des Tälchens durch die Bewachsung seines Bodens sichergestellt, dann auch dadurch, daß es weiter unterhalb selber von Dolinen zerfressen ist.

Es kommen auch Karstmulden vor, die seitlich neben einem Tälchen gelegen sind und deren Boden gleich in das Gehänge dieses Tälchens übergeht, so z. B. auf dem Ebenwald im östlichen Teile des Grünschachers (Rax), so bei den oberen Scheibwaldhütten (Rax). Endlich kommen Tälchen auch ohne jede Verknüpfung mit Karstmulden vor, doch sind das immer nur kurze Seitengraben (Scheibwaldplateau, Rax).

Die Formen aller dieser Tälchen sind weich, flach V-förmig, die Gehänge meist 20 bis 25°, das Gefälle in den oberen Teilen ebenso steil, nach unten sich auf 10° und 5° verflachend. Immer ist die Grabensohle ebenso mit schütterer Grasnarbe bewachsen oder in tieferer Lage mit Wald bedeckt wie die Gehänge. Eine zweite Eigentümlichkeit dieser Talungen ist, daß in ihren Sohlen sich meist steilwandige kleine Dolinen befinden, die stellenweise das Gefälle unterbrechen. Besonders charakteristisch zeigt sich dies auf dem Grünschacher¹⁶⁾, doch ist es auch sonst überall zu beobachten.

Fragen wir nun nach der Erklärung dieser Tatsachen! Die flachen Täler sind ihrer ganzen Form nach das Werk oberflächlich abfließenden Wassers. Ihre gleichmäßig abgeöschten Gehänge zeigen, daß Kriechschutt bei ihrer Bildung eine wesentliche Rolle spielte. Heute fehlt Kriechschutt¹⁷⁾ völlig und die Talsohle ist als Abtragungsweg außer Funktion, wie auch ihre mangelnde Schuttführung zeigt. Die Formen können nur gebildet worden sein, als eine dicke Verwitterungsdecke das Versinken des Wassers hinderte. Würde heute

eine solche Verwitterungsdecke die Oberfläche der Plateaus verhüllen, so würde sie von dem oberflächlich abfließenden Wasser über die Plateauränder gespült werden, ehe die Formen der Plateaus eine wesentliche Änderung erfahren könnten. Die Zeit, die in diesem harten Kalk so flache Formen hervorgebracht hat, muß verhältnismäßig sehr lange gewesen sein.

Zwischen den Talungen und den Karstmulden befinden sich flache Kuppen, deren Gehänge entsprechend denen dieser Formen Böschungen von rund 20° aufweisen. Die Kuppen fallen meist sehr gleichmäßig nach allen Seiten ab. Ihre relative Höhe über den nächsten Talzügen und Karstmulden der Plateaus beträgt im Durchschnitt 100 m , selten über 200 m . Sie bilden mit den flachen Tälern zusammen eine flachwellige Landschaft, die zwar nicht als Fastebene, aber doch als spätreife Landschaft zu bezeichnen ist¹⁸⁾: (Vgl. Abb. I, S. 22 u. III, S. 72.)

Halten wir diese Ergebnisse mit den aus der Betrachtung der Verkarstung gewonnenen Schlüssen zusammen! Die Oberfläche der Plateaus zeigt die Formen einer bis zur Spätreife fortgeschrittenen Abtragung, bei der ein alternder Verkarstungsvorgang im eigenen Schutt erstickte und in oberflächliche Entwässerung überging. Es entwickelten sich flache Täler, die einen Teil der bisher oberflächlich abflußlosen Karstmulden in das Bereich des oberirdischen Abflusses einbezogen. Diese Formen sind älter als die tiefe Zertalung, die heute außerhalb der Plateaus sich findet. Die heute auf den Plateaus vor sich gehende Abtragung ist eine Verkarstung bei tiefliegendem Karstwasserspiegel. Ihre Formen haben sich heute erst bis zur Jugend entwickelt.

Zweiter Talzyklus auf den Plateaus. Ehe ich die Betrachtung der Talformen auf den Plateaus schließe, muß ich noch einige Talformen erwähnen, die einen abweichenden Charakter zeigen. Ihre Gehänge sind etwas steiler (25 bis 32°) als der Durchschnitt der Gehänge auf den Plateaus, ihre relative Tiefe größer als sonst die Höhenunterschiede auf den Plateaus, ihre allgemeine Form und Größe, auch was Einheitlichkeit des Einzugsgebietes anlangt, bedeutender als bei den bisher besprochenen Talformen. Als besonders typische Beispiele nenne ich den Bärengraben nördlich der Heukuppe (Rax, vgl. Abb. IV, S. 74, völlig im ungeschichteten Kalk gelegen) und den Großen Leitergraben auf der Hohen Wand (allerdings im Dolomit gelegen; die Gestaltung der nordöstlichen Schneealpe beim Ameisbühel zeigt aber, daß das allein keine Ursache zu tieferer, einheitlicher Zertalung ist). Auch die in der Eng das Plateau des Gahns

verlassenden Gräben zeigen diesen Charakter, namentlich die von Westen kommenden (Promisque-Graben = Mitterberg-Graben bei Freitag 1:50.000, und Roner-Graben). Auch der Klausgraben (Gahns), der oberste Große Kesselgraben (Rax), der östliche Teil der Längsfurche auf der Veitsch gehören hierher. Die Sohle dieser Gräben ist bewachsen, führt keinen Schutt und ist stellenweise von kleinen Dolinen zerfressen. Das zeigt ihre jetzige Funktionslosigkeit.

Ich kann diese Formen nur durch die Annahme deuten, daß nach Ausbildung der alten Landschaft auf den Plateaus die Erosionsbasis sich nicht plötzlich bis zur heutigen Tiefe senkte, vielmehr zuerst nur um einen kleinen Betrag, und dann in dieser Lage längere Zeit verharrete. So blieb Zeit für die Ausbildung der eben erwähnten Gräben, die noch teilweise unter dem Schutz der dicken Verwitterungsdecke entstanden. Diese wurde erst nach der Senkung der Erosionsbasis auf ihr heutiges Niveau entfernt, und damit wurden auch diese Gräben funktionslos.

Krebs schreibt inzwischen vom Dachsteingebiet²⁵⁾: „Eine Weile lang haben sich die Flüsse auf der sich hebenden Scholle behauptet und seichte Täler eingeschnitten. Aber infolge der Senkung des Ennstales wurden die zentralalpinen Gewässer abgelenkt; den andern fehlte im durstigen Kalkboden die Möglichkeit der Schuttbildung, sie versanken in einzelnen Spalten, noch ehe sie sich sammeln konnten.“

Mit dieser Ruhelage in der Taleintiefung möchte ich verschiedene Höhlen in Verbindung bringen. Schmid¹⁹⁾ schreibt: „Unterhalb der Schildkröte gegen die Frohnbachwand zu ist das Nebelloch, aus dem oft an den heitersten Tagen Nebel emporsteigen.“ Diese Stelle dürfte 1200 bis 1300 *m* hoch, also 200 bis 300 *m* unter dem Plateau des Kuhschneebergs liegen²⁰⁾. Wildenauer erwähnt Höhlen am Fluch Christigrat, die strudelndem Wasser ihre Entstehung verdanken, in etwa 1000 *m* Höhe, also 450 *m* über dem Schwarzatal. Sie liegen in der Störungszone zwischen Gahns und Hochschneeberg und mögen gegen diesen abgesunken sein. Biedermann²¹⁾ erwähnt Höhlen in in den Wänden des Höllgrabens im Westen des Naßköhrs (Schneealpe), die ebenfalls 200 bis 300 *m* unter der Plateaufläche liegen müssen. Der von Fugger²²⁾ auf der Rax beschriebene Eiskeller ist dagegen ein großer Schlot am Grunde einer Doline. Eher mag das Taberloch in der Dürren Wand, 400 *m* über dem Talboden gelegen, hierher gehören²³⁾. Auch die Höhle in der Frauenmauer am Hochschwab²⁴⁾ und die Höhlen im Toten Gebirge am Großen Priel und bei der Elmgrube dürften zu dieser Ansicht stimmen. Für die Dachsteinhöhlen hat

Krebs²⁵) inzwischen die Wahrscheinlichkeit ihres ursächlichen Zusammenhangs mit der Unterbrechung in der Taleintiefung, die sich auch in Terrassenflächen der umgebenden Täler zeigt, erwähnt, die auch Götzinger²⁶) und Schaffer²⁷) andeuten; ähnlich für die Ötscherhöhlen²⁸).

Das Alter der Dachsteinhöhlen wurde anfangs ins Senon gestellt²⁹). Man glaubte, daß zentralalpine Flüsse die Höhlen ausgewaschen und gleichzeitig die darin gefundenen Schotter abgelagert hätten³⁰). Diese Altersdeutung wies Götzinger³¹) zurück und betonte, daß die Augensteinschotter erst nachträglich von oben in die Höhlen gelangt seien, diese also jünger als die Verebnungsflächen auf den Plateaus sein müssen, auf deren ursächlichen Zusammenhang mit den Augensteinaufschüttungen er schon früher³²) aufmerksam gemacht hatte. Auf die Unwahrscheinlichkeit, daß zentralalpine Flüsse den ganzen Dachsteinstock unterirdisch gequert hätten, wies Krebs³³) hin.

Auch die Talformen außerhalb der Plateaus stehen mit den bisherigen Schlüssen in Einklang. In den wasserundurchlässigen Gesteinen der Umgebung lassen die Höhenverhältnisse auf eine ehemalige stärkere Einebnung in entsprechender Höhe schließen. So senken sich die Höhen im Quarzphyllit im Südosten des Gahns durchaus nicht gleichmäßig vom Gahnsplateau weg zum Schwarzatal zwischen Gloggnitz und Pottschach. Sie zeigen vielmehr gleich am Schwarzatal (Silbersberg 718 *m*) keine geringeren Höhen als dicht beim Gahnplateau. Die höchste Erhebung liegt in der Mitte dazwischen (Weißjacklberg 806 *m*). Gegenüber auf der rechten (südlichen) Seite des Schwarzatales liegt sogar eine sehr deutliche Einebnungsfläche in diesem Niveau, die sich gegen Osten senkt (südöstlich von Gloggnitz etwa 760 *m* hoch, südlich von Neunkirchen 520 *m*; hier ragt der Kulmburg, der aus härterem Quarzit besteht, etwa 160 *m* über dies Niveau heraus). Dieses Niveau liegt rund 300 *m* über dem der Schwarzatale. Möglicherweise gehört auch der breite Rücken des Kobermann hierher³⁴).

Ähnliches zeigt sich bei den Höhen im Gneis südlich der Veitschalpe, die nicht die zu erwartende Abnahme gegen das Mürztal zu erkennen lassen. Eine völlige Einebnung in diesem Niveau ist nicht wahrscheinlich; doch darf man eine sehr wenig tiefe Zertalung mit geringen relativen Höhenunterschieden in damaliger Zeit als Ursache für die heutigen Höhenverhältnisse ansehen.

Gehängeknicke im Altenbergertal und im Raxental (südwestlich der Rax) deuten ebenfalls auf einen Stillstand der Tiefenerosion bei einer Lage der Talsohle etwa 200 *m* über der heutigen hin:

Altenberger Tal. (Reihenfolge talaus).

rechtes Gehänge	{	1225 <i>m</i> unter der Naßwand nw. vom Naßbauer. Werfener Schiefer.
		1095 <i>m</i> Großer Bankogel südlich vom Lugbauer. Gneis.
linkes Gehänge	{	1075 <i>m</i> Beim Karrer, dem vorigen östl. gegenüber. Gneis.
		1047 <i>m</i> Eselsberg, Quarzphyllit.

Raxental. (Reihenfolge talaus).

rechtes Gehänge	{	1167 <i>m</i> Brandlberg	} Quarzphyllit.
		1086 <i>m</i> Schafkogel	
		1047 <i>m</i> Eselsberg	

Die verschiedenen Gesteine, in denen diese Knicke sich befinden, zeigen, daß es sich nicht um Gesteinterrassen handelt, was außerdem schon daran zu erkennen ist, daß die Knicke mitten in einem Gestein, nicht an der oberen Grenze einer härteren Bank auftreten. Ähnliches dürfte sich im Mürztal zwischen Frein und Mürzsteg feststellen lassen. Kobers Äußerung³⁵): „Etwas jünger (nämlich als die Plateauformen der Kalkalpen) scheinen die breiten Rücken der Berge südlich des Murtales von Murau, die sogenannte Grauwackenzone in Steiermark und Salzburg zu sein“, deutet wohl auch auf entsprechende Verhältnisse hin.

Ererbte Talanlage. Wollten wir die Formen — ganz abgesehen von unseren bisherigen Erörterungen — als einzyklisch ansehen, die Kalkklötze der Plateauberge nur als stehengebliebene Härtlinge, so müßten wir erwarten, daß die Täler nur in den weichen Schichten ausgearbeitet wären, wo dies möglich ist. Das ist aber nicht der Fall.

Die Sierning bricht von Puchberg aus in engem Durchbruch zwischen 800 bis 900 *m* hohen Bergen aus hartem Kalk (Hallstätter- und Dachsteinkalk nach Geyer) nach Süden hin zur Schwarza durch, während ihr in dem Sattel von Grünbach Klaus (678 *m*) ein Weg durch weichere Schichten (Werfener Schiefer, Gosauergel) zur Verfügung gestanden hätte. Der Sattel von Grünbach Klaus liegt zweifellos höher als die höchsten Spuren des pontischen Sees³⁶). Pontische Verschüttung und Epigenese ist deshalb ausgeschlossen.

Vom Krummbachsattel zieht sich ein zusammenhängender Aufbruch von Werfener Schiefer bis zum Süden des Puchberger Tal-kessels bei der Rotte „Schwarzgründe“. In ihm verläuft bis zum Orte Rohrbach der Rohrbachgraben; dann verläßt er ihn und bricht durch harte Kalke zwischen Anzberg (796 *m*) und Schacher (899 *m*) zur Sierning durch.

Auch im Gebiet der Schwarza zeigt sich ähnliches. Die Sohle des Voistales verläuft nördlich vom Kuhschneeberg etwa von der Villa Strampfer an bis zum Grubbauer in dolomitischem Gestein (Wettersteindolomit). Am südlichen Gehänge zieht etwa 60 *m* höher ein Streifen von Werfener Schiefer, der eine Terrasse verursacht, also weicher ist, und trotzdem nicht die Talsohle bildet. Vom Grubbauer aus wendet sich der Bach in engem Durchbruchstal zwischen harten Kalkbergen (Baumecker Kogel, 960 *m*, und Kuhschneeberg, Plateaurand hier bei 1250 *m*) nach Südwesten zur Schwarza, während der Werfener Schiefer über den Sattel beim Baumeckerbauern (834 *m*) in rein westlicher Richtung — also in der Fortsetzung des Voistales — zur Schwarza streicht.

Genau das Spiegelbild hierzu ist das Preintal; südlich vom Preineck-Kogel in seinem oberen Teil bis zur Preinmühle verläuft es westöstlich im Werfener Schiefer, der in derselben Richtung weiterstreichend über den Sattel beim Eckbauern (807 *m*) die Schwarza erreicht, wo diese in etwa 605 *m* Höhe fließt. Der Preinbach wendet sich von der Preinmühle nach Südosten, zwischen den harten Hallstätter Kalken des Hubmer-Kogels (1119 *m*) und des Fegenbergs (Plateaurand bei 1100 *m*) in engem Tal durchbrechend zum Naßbach beim Reithof, wo dieser in etwa 613 *m* Höhe fließt. Der Preinbach erreicht also auf etwas längerem Wege durch härteres Gestein ein weniger tiefes Niveau, als ihm auf kürzerem Wege durch weicheres Gestein möglich gewesen wäre.

Sehr bemerkenswert ist auch das oberste Stück des Naßbaches, das sogenannte Reißtal. Dieses durchbricht in der Reißtalklamm einen quer zum Tal verlaufenden Zug harter Kalke (Mittel- und Obertrias) in nach Norden gerichtetem Lauf, während nach Süden die Wasserscheide gegen das Altenbergertal, der Naßkamm, ganz aus Werfener Schiefer besteht. Daß dieser hier eine im Verhältnis zu seinen anderen Vorkommnissen außergewöhnliche Härte besitzt, wie schon erwähnt wurde, ist unwesentlich gegenüber der Tatsache, daß er, wie die Gehängeformen zeigen, viel weniger widerstandsfähig ist, als der in der Reißtalklamm durchbrochene Kalk. Allerdings ist diese Stelle vielleicht nicht als ältere Talanlage zu deuten, sondern als Werk der rückschreitenden Erosion, die die Wasserscheide zu Ungunsten des Altenbergertals verlegt, wie die verschiedene Steilheit des Naßkamms auf seiner Nord- und Südseite noch heute zeigt. Vielleicht spricht dabei auch ein größerer Regenreichtum der Nordseite mit.

Im Einzugsgebiet der Mürz ist in dieser Hinsicht das letzte Stück der Kalten Mürz zu erwähnen. Die Kalte Mürz verläßt ihre bis zum

Gehöft Eder ungefähr ostwestliche Richtung und wendet sich nach Nordwesten zur Stillen Mürz. Dieses Talstück liegt in gebanktem, teilweise dolomitischem Kalk, während vom Gehöft Eder in der Fortsetzung des bisherigen Laufes ein Streifen von Werfener Schiefer das Mürztal unterhalb der Mündung der Kalten in die Stille Mürz erreicht.

Weiter unterhalb im Mürzgebiet zeigt das Raxental ähnliches. Es verläuft vom WH. Brandl an etwa $1/2$ km in weichem karbonischem Schiefer, dann — stellenweise klammartig eng — bis etwa $1/2$ km oberhalb der Rotte Stoin — im Semmeringkalk; dann bildet wieder der karbonische Schiefer Sohle und Gehänge bis unterhalb der Einmündung des Altenbergertals. Der Zug von karbonischen Schiefen aber ist zusammenhängend und bildet vom WH. Brandl bis zur Rotte Stoin eine etwa 130 m über der Talsohle gelegene Terrasse am rechten (nördlichen) Gehäng des Raxentales.

Persönlicher Besuch, sowie das Studium der geologischen Spezialkarte überzeugten mich, daß diese Erscheinung in den nordöstlichen Kalpalpen sehr verbreitet ist, besonders im Gebiet der steirischen Salza und in dem der Lammer. Will man nicht zur Spaltentheorie zurückkehren, so sind diese Durchbrüche durch die Annahme eines einzigen, ungestörten Abtragungszyklus nicht zu erklären. Ich glaube, daß nur die Annahme einer Landschaft in hoher Lage über den heutigen Talsohlen die Erklärung bieten kann, einer Landschaft, in der die relativen Höhenunterschiede gering waren und die Flüsse stellenweise in die Breite arbeiteten, dabei harte und weiche Gesteine gleichmäßig abschneidend. Es erfolgte dann eine Hebung, die die Flüsse veranlaßte dort, wo sie gerade verliefen, in die Tiefe zu schneiden und so die heutigen Täler zu bilden. So ist das heutige Talnetz aus der Zeit jener alten Landschaft ererbt.

Auch die Annahme, daß die Ausbisse der Gesteine vor der heutigen tiefen Zertalung ganz anders angeordnet waren als heute, führt wieder auf eine Landschaft in viel höherer Lage.

Junge Anzapfungen. Da die Schwarza und ihre Quellbäche tiefere Niveaus auf kürzerem Wege erreichen als die Mürz, fällt auch die Wasserscheide zwischen den Einzugsgebieten beider Flüsse überall steiler zur Schwarza ab, wird also jetzt auf Kosten der Mürz verschoben. Das zeigt sich auch in zwei kleinen Anzapfungen. Der obere Rettenbach (ein Quellbach des Preiner Baches im Süden der Rax, Einzugsgebiet der Schwarza) hat ein bedeutend stärkeres Gefälle als das obere Raxental (Einzugsgebiet der Mürz). Man erreicht talabgehend vom Preiner Gscheid (1070 m) in etwa 1 km Entfernung im

oberen Raxental eine Höhe von 960 *m*, am Rettenbach aber schon 830 *m*. Dieser verlegte also die Wasserscheide nach Westen auf Kosten des Raxentales und zog dessen obersten Quellbach, den Siebenbrunngraben, auf seine Seite. Das kurze, etwa 400 *m* lange, funktionslos gewordene Talstück liegt gerade westlich der höchsten Stelle der Fahrstraße über das Preiner Gscheid.

Eine andere Stelle liegt südlich des Großen Sonnleithsteins (1638 *m*). Hier läßt sich eine kleine Talung im Werfener Schiefer über den Sattel der Ameiswiese (1291 *m*) nach Westen zum Einzugsgebiet der Mürz verfolgen. Es ist durch einen Seitengraben des Wasser-alpenbaches enthauptet, der zum Naßbach, also zur Schwarzza führt. Dieser Seitengraben mußte dabei sogar harte Kalke (Hallstätter Kalk nach Geyer) durchbrechen. Wegen des Mangels an diluvialem Schutt in der funktionslosen Talsohle und wegen der Größe der Form halte ich diese beiden Anzapfungen für praediluvial.

Ältere Talboden- und Gehängereste im Gebiet der Mürz hat inzwischen Sölch besprochen³⁷). Zur Ergänzung sei bemerkt, daß ich sie noch über Lanau talauf im Dobreintal gegen Niederapl zu bis gegenüber dem Gehöft Seiser mehrfach beobachten konnte. Hier haben sie nur noch etwa 6 *m* relative Höhe gegen 20 bis 30 *m* bei Mürzsteg und ebensoviel im Raxental in der Gegend des WH. Brandl und im Altenbergertal, wo die Fraisenhöfe darauf liegen. Bei Kapellen ist die Höhe nur noch 10 bis 15 *m*. Wenn Sölch sagt^{37a}), die alten und die heutigen Talböden liefen aufwärts auseinander, so scheint mir das hier in den allerobersten Talstücken nicht zu gelten. Sowohl gegen die oberen Talenden zu wie talab gegen Mürzzuschlag zu scheinen mir diese Terrassen in den heutigen Talboden zu verlaufen. Ich kann daher als Ursache des erneuten Einschneidens nur eine Änderung im Ausgleich zwischen Wasserführung und Geschiebemenge ansehen. Verwandte Gehänge- und Talbodenreste in ähnlicher relativer Höhe fand ich auch im oberen Schwarzagebiet (Naßwald, Preintal südlich vom Gippel, Voistal) und im Gebiet der steirischen Salza (Halltal, Aschbachtal). Sölch hält im Mürzgebiet diese Talbodenreste für diluvial³⁸); da die diluviale Flußanschüttung in meinem Gebiet sonst so sehr viel geringere Höhe erreicht und geradezu in das jetzige Tal, das zwischen die erwähnten Terrassenreste eingeschnitten ist, eingelagert ist, möchte ich diese Talbodenreste doch für voreiszeitlich halten. Teils hierher, teils in die Zeit des zweiten Talzyklus auf den Plateaus mögen die Reste alter Talböden gehören, welche Gaulhofer und Stiny³⁹) von der Parschluger Senke erwähnen.

Die heutigen Täler. Den Wechsel zwischen Talengen im harten

Gestein und Talweiten im weicheren habe ich schon bei der Besprechung der ererbten Talanlage erwähnt. Es bleiben nur wenige Worte über das Längsprofil zu sagen. Dieses ist besser ausgeglichen als man bei den starken Gesteinsunterschieden erwarten sollte, besser auch, als es beim ersten Anblick scheint. Starke Gefällsknicke fehlen fast völlig, und auch in den engen Talstrecken finden sich immer Stellen, wo der Fluß in seinen Akkumulationen ein wenig pendelt, so die Sierning beim Ödenhof, die Schwarza beim Lenzbauer unterhalb der Voismühle und beim Kaiserbrunn, die Mürz bei Frein und südlich vom Scheiterboden usw. Das Längsprofil der Flüsse hatte eben Zeit sich auszugleichen, da die Eiszeit das Profil der Täler in unserem Gebiet nur sehr wenig beeinflusste. Ich kann daher Krebs⁴⁰⁾ nicht beistimmen, wenn er sagt, Dobrein- und Freintal zeigen noch Stufenentwicklung, noch auch Grund⁴¹⁾, wenn er sagt, das Gefälle der Schwarza zeige im Höllentale einen kräftigen Knick. Die Flüsse haben den eiszeitlichen Schutt noch nicht einmal bewältigt, und die rezente Schuttlieferung ist infolge der vielen Kalkwände auch sehr reichlich. Eine kräftige Tiefenerosion findet sich nach meiner Kenntnis nur auf kurzen Strecken.

Ein einziger Wasserfall im Längsprofil eines Baches ist mir bekannt geworden. Es ist der des Sebastianswassers im Nordwesten des Puchberger Kessels. Dieser Bach sammelt seine Gewässer auf der vermoorten Mamauwiese (Werfener Schiefer und Gosaukreide) und fällt etwas unterhalb über eine harte Bank jurassischer Kalke. Die Wasserführung ist aber gering, so daß die geringe Zerschneidung der Bank nicht verwunderlich ist. Außerdem zieht gerade an dem Wasserfall eine Verwerfung⁴²⁾ quer über den Bach, so daß vielleicht tektonische Ursachen mitsprechen.

Zusammenfassung. Die Täler außerhalb der Plateaus zeigen in der Anlage Züge, die sich nur als Erbe aus einem in höherem Niveau weit fortgeschrittenen Abtragungszyklus deuten lassen. Gehängereste deuten auf eine Stillstandslage im Einschneiden, am Ausgang der engen Täler mindestens 200 m über der heutigen Talsohle. Voreiszeitliche Talböden liegen höchstens 30 m über der heutigen Talsohle und zeigen geringeres Gefälle als diese. Die heutigen Täler zeigen sowohl im Längsprofil als auch an den Wasserscheiden einen annähernd, aber noch nicht völlig erreichten Ausgleich. Die Talgehänge sind fast durchwegs jung und unausgeglichen.

¹⁾ 34 S. 171f. — ²⁾ 34 S. 171. — ³⁾ 37 Abb. 5 u. 6; vgl. auch Krebs 79 S. 22; 80 S. 5. — ⁴⁾ 119 S. 46 bis 101. — ⁵⁾ 91 S. 121 bis 160. — ⁶⁾ 43. — ⁷⁾ Vgl. aber S. 23. — ⁸⁾ 101 S. 122. — ⁹⁾ Die Quelle beim Baumgartner-Haus ist keine Schuttquelle, wie F. Karrer

(69 S. 38) annimmt. — ¹⁰) 119 S. 65, 76 usw. — ¹¹) 78 S. 95. — ¹²) 119 S. 83f. u. 92f. — ¹³) 131 S. 45. — ¹⁴) 69 S. 42 u. 44. — ¹⁵) 69 S. 42. — ¹⁶) Vgl. 78 S. 40 Abb. 9. — ¹⁷) Vgl. 33 S. 45. — ¹⁸) Vgl. 34 S. 169; 43 S. 145. — ¹⁹) 110 S. 161. — ²⁰) Vgl. Benesch 6, II. Aufl., S. 82. — ²¹) 8 S. 15. — ²²) 24 S. 25. — ²³) Vgl. Fugger 24 S. 25 u. Crammer 14. — ²⁴) Vgl. Götzingen 38 S. 283 u. Schaffer in der Diskussion zu 63 S. 40. — ²⁵) 79 S. 14. — ²⁶) 35 S. 278. — ²⁷) 63 S. 40. — ²⁸) 77 S. 94; vgl. auch 38 S. 284. — ²⁹) Bock 11. — ³⁰) Vgl. 102 S. 141f.; 62 S. 335; vorsichtiger Lahner 82 S. 415. — ³¹) 35 S. 277. — ³²) 33 S. 51. — ³³) 79 S. 14f. — ³⁴) Vgl. 76 S. 153 zu Abb. 1. — ³⁵) 76 S. 156. — ³⁶) Vgl. 48 S. 167f. — ³⁷) 116 S. 371f. — ^{37^a)} 116 S. 475. — ³⁸) 116 S. 372, 445. — ³⁹) 26 S. 327. — ⁴⁰) 77 S. 29. — ⁴¹) 44 S. 14. — ⁴²) 27 S. 708.

*

Der Formenschatz der Eiszeit.

Den Resten des Diluviums widmet Geyer nur wenige Worte¹⁾. Wenig findet sich auch bei Böhm²⁾, mehr bei Penck³⁾. Krebs⁴⁾ und Schmidbauer besprechen nur den Osten unseres Gebietes, E. Rotter nur die Rax. Die einzelnen Aufsätze von Götzingen behandeln namentlich die Raxalpe, Schnee- und Veitschalm und den Dürrenstein recht eingehend⁵⁾. Richters Arbeit ist von grundsätzlichem Belang wegen der Erörterung über die Karformen im Kalkgebiet.

Der **Erhaltungszustand der eiszeitlichen Spuren** ist stark vom Gestein abhängig; dieses ist in unserem Gebiete fast ausschließlich Kalk oder Dolomit. Da dessen Oberfläche unter dem unmittelbaren Einfluß der Atmosphärenluft rasch verwittert, so finden wir deutliche Reste der kleinsten Formen (Schliffe, Kritzer) nur dort, wo Pflanzenbedeckung die oberste Schuttschicht festhielt und so diese die Unterlage schützte. In der Tat sind die Spuren dort besser erkennbar, wo der Gletscher bis in eine tiefere Lage reichte (Puchberg, Trenkwiese, Niederalpl) oder wo infolge des umgebenden Gesteins die dickere Verwitterungsschicht eine zusammenhängende Vegetationsdecke begünstigt (Werfener Schiefer: Naßköhr, Eisernes Törl).

In ausschließlich aus Kalk bestehenden Moränen geht die Verkittung durch die Kalkausscheidungen des hindurchrinnenden Wassers sehr rasch vonstatten; in den sonst ganz frisch aussehenden Moränen ist die Oberfläche vieler Geschiebe völlig mit Kalkspatkristallen oder Kalksinter überzogen; kleinere Gesteinsstücke sind fest darauf gekittet, so daß Schliffe oder Kritzer nicht mehr erkennbar sind. Umgekehrtes bewirkt die Verkarstung in den höher liegenden Resten. Hier ist die Moräne ziemlich ausgelaugt. Das feine Füllmaterial ist weggeschwemmt, wenn überhaupt viel vorhanden war. Denn die hochendigenden kurzen Gletscher, die nur den Charakter von Gehänge- oder Karstgletschern trugen, konnten auf ihrem kurzen Wege noch

nicht viel feines Schleifmaterial liefern. Ihre umgestaltende Arbeit bestand wohl hauptsächlich in der im Bergschrund besonders intensiven Wirkung des Spaltenfrostes und in der Verfrachtung des dadurch gelieferten Schuttes⁶). Ich will damit nicht anzweifeln, daß in Karen mit rückläufigem Gefälle dieses als das Werk der erodierenden Gletschersohle anzusehen ist. Doch ist in den Karen unseres Gebietes ein rückläufiges Gefälle selten, und dann nur ganz schwach entwickelt. Und nur diese ganz kleinen Gletscher meine ich, wenn ich den größten Teil der glazialen Erosionswirkung dem Spaltenfrost zuschreiben möchte.

Aber auch die nur so kurz in der Grundmoräne mitgeführten Geschiebe sind oft so charakteristisch gerundet, daß sie deutlich von den zahlreich umherliegenden Gesteinsbrocken zu unterscheiden sind, die nur der Verkarstung ihr freies Dasein verdanken. Der Gehalt an solchen Geschieben und die typische Wallform ermöglichen oft allein, Moränen höherer Lage als solche zu erkennen. Denn die typische Blocklehmpackung ist in Ermanglung feinen Materials nicht vorhanden. Die Luft kann durch die zahlreichen Hohlräume tief eindringen; daher sind die Oberflächen fast aller Geschiebe verwittert und Kritzer und Schlißflächen selten erhalten (man sehe die Moränen im Gaislochboden oder an der Südseite der Veitsch).

Endlich ist es wegen der Eigentümlichkeit des Kalkes, Wände zu bilden, meist recht schwer zu beurteilen, ob die U-Form glazialer Entstehung ist oder nicht, namentlich bei kleinen Seitentälchen⁷). Gelegentlich zeigen deutliche Ausstrudelungsformen die fluviale Entstehung an, wenn nicht schon die geringe Breite der Schlucht den Gedanken an glaziale Entstehung verbietet (wie in der Eng zwischen Gahns und Feuchter⁸), im Weichtal südlich vom Kuhschneeberg, im oberen Dürrental an der Ostseite der Veitsch. Oder die Talsohle ist nicht einheitlich gestaltet, sondern mitten aus ihr erheben sich ein oder mehrere Kalktürmchen, die den Schuttstrom, der jetzt die Sohle bildet, teilen. Das sind, etwas vergrößert und vergrößert, die Formen, die wir von den unruhig gestalteten Dolomitgehängen kennen. Auch diese Erscheinung schließt den Gedanken an ein ehemaliges Gletscherbett aus, so bei den Gräben am Nordabfall des Kuhschneebergs. Wo aber solche auf eine fluviale Entstehung hinweisende Erscheinungen fehlen und sich auch keine positiven Beweise für Gletscherwirkung finden, bleibt die Beantwortung der Frage nach der Entstehung der trogähnlichen Talformen unsicher, wie z. B. beim Saugraben am Schneeberg, bei den Übeltälern an der Rax, dem Burggraben an der Veitsch usw.

Schneeberg, Ostseite. Kommen wir von E. in unser Gebiet, so treffen wir die ersten Spuren einer ehemaligen Gletscherwirkung bei Puchberg. Nördlich von der Straße Puchberg—Losenheim, etwa 200 *m* östlich vom Eisenbahnübergang, findet sich gleich an der Straße eine Schottergrube in Moränenmaterial. Blocklehmpackung und undeutliche Kritzer, neben schwach angedeuteter Schichtung machen es wahrscheinlich, daß es sich um den Übergangskegel ganz nahe dem Gletscherende handelt. Ganz dieselben Kennzeichen zeigen zwei Aufschlüsse südlich der Straße, am Nordgehänge der aus Guttensteiner Kalk bestehenden Kuppe des Kranitzbühels, endlich ein undeutlicher Aufschluß bei den westlichsten Häusern von Puchberg, am Fußsteige südlich vom Kranitzbühel nach Westen.

Diese Aufschlüsse deuten auf einen Gletscher hin, der von den Ostwänden des Schneeberges herabstieg. Er war nicht mächtig genug, um bis zu seinem bei 580 *m* Meereshöhe liegenden Ende den ganzen Talkessel von Puchberg zu erfüllen; seine Nordgrenze lag wohl an der Linie, die heute das Sebastianswasser zwischen Hof und dem Kranitzbühel durchmißt. Die Straße von Puchberg nach Sonnleithen verläuft gerade noch auf glazialen Schutt. Nördlich von ihr liegen, wenige Meter tiefer, die ebenen Alluvionen des Sebastianswassers; südlich erstreckt sich bis an den Fuß des Hengstes ein unruhiges Grundmoränengelände. Der kleine Hügel des Spielmandl (631 *m*) mag ein Rest der nördlichen Ufermoräne sein. Die handkolorierte geologische Spezialkarte verzeichnet ihn als diluvial; er ist mit glazial gerundetem Material bestreut. Doch fehlt jeder Aufschluß.

Das Einzugsgebiet des Gletschers wurde durch die Abhänge des Hochschneeberges zwischen Waxriegel (1884 *m*) und Heuplacke im Süden und Klosterwappen (2075 *m*) und Kaiserstein (2061 *m*) im Norden (Ochsenboden), ferner durch die Breite Ries, die Krumme Ries und den Schneidergraben gebildet. Im Mieselstal, das der Höhe seiner Umrandung nach auch zur Ernährung des Gletschers beigetragen haben sollte, konnte ich nicht die geringsten Spuren glazial gerundeten Schuttes finden. Überhaupt ist die Verschüttung des unteren Teiles des Mieseltales viel geringer als die der drei benachbarten Gräben. Darauf deutet schon das hier oberflächlich abfließende Wasser, das beim Eintritt in den glazialen Schutt, 1½ *km* SSW vom Schneebergdörfel, versiegt. Auch möchte ich alten Torf, den ich im unteren Mieselstal beobachtete, für diluvial halten; er mag als Folge der Stauwirkung des Gletschers und seiner Akkumulationen, die das Mieselstal absperrten, entstanden sein.

Näher dem Fuße des Schneebergs ist ein zu demselben Gletscher

gehörender Moränenrest, südlich vom Brucker-Hof am Nordhang des Rückens „Auf der Wiege“ aufgeschlossen, zum Teil oberflächlich verfestigt. Ein Aufschluß mit typischer Moränenpackung wurde in einer neuangelegten Schottergrube bei einer Exkursion des geographischen Institutes der Universität Wien 1913 am Wege von Kniplitz nach Schneebergdörfel gefunden.

Die mittlere Höhe der Sohle des Gletschers ist 1120 *m*. Die Schneegrenze kann höchstens bei 1200 *m* gelegen haben. Auffallend klein ist das Verhältnis von Nährgebiet zu Zehrgebiet (0·8:1), das sich für diese Lage der Schneegrenze ergibt.

Vom Rücken des Ranner Holzes zieht sich eine Wallform herab, die gerade östlich vom Schwabenhof an der Sohle des Schrottentales abstößt. Sie zeigt sich namentlich von oberhalb, etwa aus der Breiten Ries, gesehen, sehr deutlich als Ufer- und Stirnmoräne eines Gletschers, wie schon Geyer⁹⁾ vermutete und Penck¹⁰⁾ bestimmt aussprach. Sowohl an der Nordseite der Breiten Ries (d. i. in der Fortsetzung des Ranner Holzes gegen den Kaiserstein zu), als auch an der Südseite des Schneidergrabens sieht man bei 1300 *m* den Anfang einer Ufermoräne, die sich an die Kalkrücken anlehnt. Erstere läßt sich bis zum Schwabenhofe (780 *m*) verfolgen. Die mittlere Höhe der Sohle des Gletschers in diesem Stadium ist 1320 *m*. Die Methode Kurowskys ergibt 1380 *m* Meereshöhe für die Schneegrenze (Penck nimmt 1200 *m* an). Nährgebiet zu Zehrgebiet verhält sich wie 1·3:1.

Endlich schwingt sich eine Endmoräne quer durch die Breite Ries, gerade unterhalb der Stelle, wo sie vom nördlichen Grafensteig gequert wird. Das Gletscherende lag etwa bei 1200 *m*, die Schneegrenze bei 1550 *m*.

In entsprechender Höhe (etwa 1300 *m*) fehlen Moränen in Wallform in der Krümmen Ries und im Schneidergraben; immerhin zeigt sich ein Verflachen des Gefälles, dessen Ursache jedoch nicht sicher zu erkennen ist. Es zieht sich nämlich gerade in dieser Höhe durch die ganze Ostflanke des Schneebergs der Ausbiß eines weichen, wenig wasserdurchlässigen Mergelhorizontes; er verursacht eine deutliche Terrasse und gibt auch Anlaß zu unbedeutenden Quellen.

Erdfälle im Puchberger Kessel. Mit der Vergletscherung nichts zu tun haben Erdfälle, die in großer Zahl in Form von Trichtern im Puchberger Kessel auftreten und beim ersten Anblick an Sölle erinnern. Die tiefsten sind bis 10 *m* tief und haben einen oberen Durchmesser bis zu 50 *m*. Sie führen mit einziger Ausnahme der sogenannten See-Simmerl, der nur im Sommer austrocknet, kein Wasser, wenn es nicht gerade regnet. Ihr Boden und ihre Seiten

sind mit rissiger Grasnarbe bedeckt. Von den von mir besuchten Erdfällen liegen acht im anstehenden Werfener Schiefer, etwa zehn bei Sonnleiten im fluviatilen Diluvium nahe der Grenze des 100 *m* südlich davon anstehenden Werfener Schiefers; zwei bei Knipflitz liegen ganz in glazialem Diluvium, soviel man sehen kann, zwei östlich vom Kranitzbühel nach der geologischen Karte im Gutensteiner Kalk. Doch ermöglicht hier die dicke Verwitterungsdecke die Grenze des Gutensteiner Kalkes gegen den dichtbenachbarten Werfener Schiefer nicht scharf zu ziehen. Es handelt sich, wie schon Geyer¹¹⁾ hervorhebt, um Erdfälle, die der Auslaugung des Gipses in den Werfener Schichten ihr Dasein verdanken. Schmiedl bemerkt ausdrücklich¹²⁾, daß im Puchbergertal bei einem Erdbeben, (wann ist nicht gesagt) Erdfälle entstanden seien.

Geyer¹³⁾ erwähnt Erdfälle auch im Werfener Schiefer des Naßköhrs, wo sie aber viel weniger hervortreten, Kober auch solche aus dem Halltal östlich von Mariazell¹⁴⁾.

Schneeberg, Nordseite. Das sehr schöne Zungenbecken eines ehemaligen Gletschers, der bei 918 *m* Seehöhe endigte, stellt die sumpfige und vermoorte Trenkwiese im Norden des Schneeberges dar. Der sie im Westen begrenzende Rücken ist allerdings nur dünn mit Glazialschutt an seinem Fuße bestreut. Die östliche Begrenzung aber bildet ein schöner Moränenwall, neben dem im E und NE andere, weniger vollständig erhaltene Wälle von einem noch weiteren Vorstoßen des Gletschers (bis etwa 800 *m*) zeugen. Die Straße zum Klostertaler Gscheid dürfte das Eis nicht erreicht haben, da eine Schottergrube an der großen Kehre bei 740 *m*, gerade unterhalb des Gletscherendes, keine gekritzten Geschiebe enthält, wohl aber fluvio-glaziale Packung zeigt. Ernährt wurde der Gletscher von einem Teile des Kuhschneebergplateaus und von den Nordhängen des Kaisersteins. Die Steilstufe zum Plateau des Schneebergs verschärfte er und rückte sie zurück, da gerade an dieser Stelle (nördlich vom Ochsenbrünnl) die Eismassen zusammenströmten („Windlöcher“). Von 1260 *m* an abwärts beginnt hier der Schutt reichlicher und glazial gerundet zu werden. Die Schneegrenze lag bei etwa 1440 *m* (mittlere Höhe der Sohle 1380 *m*), für die deutlichere kleinere Phase etwa 30 *m* höher. Nährgebiet zu Zehrgebiet wie 1:3:1.

Im Frohnbachgraben findet sich eine kleine Wallmoräne bei 1100 *m*. Sie ist etwas undeutlich durch zwei kleine Bergstürze, einen älteren, dessen Material oberflächlich verwittert ist, und einen noch kleineren, jüngeren, dessen Abrißnische und dessen Blockwerk noch die rötlichweißen, frischen Bruchflächen zeigt. Das steile Gefälle

(rund 420°) vom Großen Roßgraben herab, der gerade oberhalb der Moräne am Plateaurand abbricht, in Verbindung mit der geringen Größe der Moräne, machen wahrscheinlich, daß es sich nur um einen regenerierten Gletscher handelt. Daher ist eine Bestimmung der Schneegrenze untunlich. Immerhin genügte der Eisstrom, um dem Großen Roßgraben eine flache U-Form zu geben; die Seiten nahe dem Abbruch sind sogar ein wenig übersteil. Dadurch unterscheidet er sich von den NW von ihm liegenden Gräben des Plateaus, die nicht als Eissammler wirkten. Das Plateau reicht in seinem westlichen Viertel auch gar nicht über die Schneegrenze (1440 *m*) empor. Die Firnhaube, die die höher gelegenen Teile ansammelte, muß, wenn sie den Rand erreichte, in breiter Front abgebrochen sein, ohne daß es zur Zungenbildung kam. Ausnahmen bildeten nur die beiden erwähnten Gletscherzungen.

Schneeberg, Südseite. Auf glaziale Bearbeitung weisen die Formen der Bockgrube¹⁵⁾ (vgl. Abb. III, S. 72) südlich vom Klosterwappen und des Saugrabens, südlich vom Damböck-Haus hin, wie auch Penck¹⁶⁾ und Götzinger¹⁷⁾ hervorheben. Deutliche Spuren in Einzelheiten (Moränen, Kritzer usw.) konnte ich in beiden trotz wiederholten Suchens nicht finden. Immerhin ist es auffallend, daß die Bockgrube einige Stufen enthält, die möglicherweise glazialen Ursprungs sind. Das gilt vor allem von der obersten Stufe, die bei 1650 *m* liegt und rückläufiges Gefälle zeigt. Von hier erscheint die Karform der obersten Bockgrube sehr deutlich. Nimmt man an, was viel Wahrscheinlichkeit für sich hat, daß der Kargletscher während einer Phase des Rückzuges am Rande dieser Stufe endigte, so entspricht ihr eine Schneegrenze etwa in 1800 *m* Höhe. Die nächste tiefere Stufe, bei 1550 *m*, ohne rückläufiges Gefälle und ohne Moränenwall, dürfte wohl als Schichtterrasse zu deuten sein, herauspräpariert durch Gletschererosion. Die Kalke sind hier im allgemeinen flach gelagert, zeigen aber allerdings so wenig Schichtung, daß ich das Fallen derselben in der ganzen Bockgrube bis zu 1000 *m* Seehöhe herab nirgends messen konnte. Recht deutliche glaziale Gestaltung zeigt die Stufe, in der der südliche Grafensteig die Bockgrube bei 1460 *m* quert. Die Blockbestreuung läßt sich nicht auf Verkarstung und auch nicht auf Absturz von den Wänden zurückführen. Diese Stufe weist auf einen Kargletscher mit einer Schneegrenze etwa in 1650 *m* hin. Eine weitere Stufe mit gleichem Charakter ist bei 1260 *m* gut ausgeprägt; ihr entspricht eine Schneegrenze von 1440 *m*; eine noch tiefere, allerdings sehr undeutliche Stufe in 1080 *m* würde eine Schneegrenze in 1240 *m* andeuten. Ich verhehle mir nicht, daß nur bei der Stufe in 1650 *m* und

bei der in 1460 *m* Höhe die glaziale Entstehung am Ende eines Gletschers wahrscheinlich ist.

Gerade die Bockgrube ist sehr lehrreich durch ihren Vergleich mit einem kurzen trockenen Karsttal, das zweifellos keine glaziale Bearbeitung erfahren hat. Dies ist der obere Teil des Pretschachergrabens, die sogenannten Wasseröfen¹⁸⁾, die die untere Fortsetzung der Bockgrube bilden. Hier finden wir fast senkrechte Kalkwände, die mit gleicher Steilheit von ihrer oberen Kante bis zu ihrem, in mächtige Schutthalden gehüllten Fuße abfallen. Findet ein Vortreten des Fußes gegen die Talmitte statt, so geschieht dies durch treppenartiges Vorspringen, wobei die einzelnen Wandpartien oft in Türmchen aufgelöst sind; während bei der Bockgrube sowohl die Verschüttung ganz erheblich geringer ist und auch die steilen Seiten- und Rückwände langsam in den Boden übergehen.

Der Saugraben zeigt ebenfalls die allgemeinen Kennzeichen glazialer Bearbeitung; er hat, im Gegensatz zur Bockgrube, einen kleinen Eiszufluß vom Plateau her erhalten, wie die Geländeformen westlich vom Waxriegel lehren. Doch konnte ich in ihm weder Karböden noch Moränen finden.

Raxalpe. Bei der Raxalpe ist die Plateauform viel deutlicher entwickelt als beim Schneeberg. Es ist zweifellos, daß das ganze Plateau oder doch bei weitem der größte Teil unter einer zusammenhängenden Eishaube lag, aus der einzelne Zungen in die tief eingeschnittenen Täler herabreichten.

Der größte Gletscher der Rax erstreckte sich durch das Große Höllental bis zur Schwarza¹⁹⁾. Hier in 580 *m* Höhe konnte ich Pencks Fund von gekritzten Geschieben bestätigen. Das Große Höllental stellt sich als glazial ausgestalteter Trog dar²⁰⁾, doch ohne Schulter oberhalb des Troges. Die Formen westlich der Speckbacher-Hütte, ebenso wie die des Gaislochbodens zeigen glaziale Bearbeitung. Erstere machen durch ihre Höhenlage (1200 bis 1600 *m*) Pencks Annahme einer Schneegrenze in 1250 *m* wahrscheinlich; denn bei wesentlich höherer Lage der Schneegrenze hätte das Einzugsgebiet kaum genügt, um einen Gletscher zu ernähren, der bis zur Teufelsbadstube vorgestoßen und sich hier mit dem vom Gaislochboden kommenden Hauptgletscher vereinigt hätte. Es ist möglich, daß der Große Höllentalgletscher noch erheblich weiter talab im Schwarzatal endete. Götzinger²¹⁾ bezeichnet die Wallform an der Mündung des Großen Höllentals als Stirnmoräne; doch braucht diese ja nicht dem weitesten Vorstoß anzugehören.

Ob die rund 400 *m* hohe Stufe am Gaisloch eine typische Konfluenz-

stufe ist, wie Elsa Rotter²²⁾ meint, sei dahingestellt. Zur Ausbildung der Stufe kann vielleicht die tektonische Störung beigetragen haben, die längs durchs Große Höllental verläuft²³⁾, durch Schaffung von Gesteinsunterschieden, die glazial herausgearbeitet wurden. Auch kann es sich um eine präglaziale Stufe handeln, geschaffen durch die starke Höllental-Karstquelle, die, ähnlich wie bei den Wasseröfen, ehemals höher und weiter talauf entsprungen sein mag.

Auf dem Wege vom Otto-Haus quer durch den Gaislochboden zum Klobentörl kommt man bei 1530 *m* über den Rest einer Ufermöräne²⁴⁾, die sich, wie Penck bemerkt, zum Absturz des Gaisloches²⁵⁾ hinzieht. Hiefür halte ich eine Schneegrenze von 1600 *m* für angemessen (Penck 1500 bis 1600 *m*). Nährgebiet zu Zehrgebiet wie 1:3:1. Die von Penck „bei 1450 *m*“ erwähnte Endmoräne dürfte der Doppelwall in 1460 bis 1480 *m* sein, zwischen dem der oben erwähnte Weg den Gaislochboden kreuzt. Er umschließt ein um 20 *m* vertieftes Zungenbecken mit rückläufigem Gefälle. Die Schneegrenze dazu liegt nur 50 *m* höher. Zu dieser Endmoräne gehört die Ufermoräne, die nördlich von der Preiner Wand den Holzknechtsteig fast ein Kilometer weit begleitet; sie bewirkt die Aufstauung des von SE kommenden, im Bühlstadium schon unvergletscherten Tälchens, die sich in den flachen Schlammablagerungen äußert, welche — einen Teil des Jahres Wasserlachen bergend — sich bei der „Seehütte“ und beim „See“böndl befinden²⁶⁾.

Ein weniger deutlicher Endmoränenwall östlich der Scheibwaldhöhe (1944 *m*) bei 1580 bis 1650 *m* Höhe verlangt eine Schneegrenze in 1750 bis 1800 *m*. Er umschließt den „Im Geschirr“ genannten Gletscherboden²⁷⁾. Von hier bis zum Gaisloch finden sich fünf Talstufen mit Rundhöckern, welche wohl als Konfluenzstufen gedeutet werden können²⁸⁾.

Nördlich der Haberfeldkuppe (1860 *m*) fand ich am oberen Ende des Großen Kesselgrabens zwei nebeneinander liegende Kare²⁹⁾, in NE-Exposition mit von Blockwällen abgeschlossenen Böden in 1570 *m* Höhe. Bei einem Vorstoß vereinigten sich ihre Gletscher und hinterließen an der gegenüberliegenden Talseite des Großen Kesselgrabens einen kleinen Moränenwall bei 1460 bis 1500 *m* Höhe. Sie verlangen eine um 1600 *m* schwankende Schneegrenze.

Ein Kar, oder richtiger zwei verschmolzene, befindet sich am Nordgehänge der Heukuppe (2009 *m*)³⁰⁾. Der durch einen Blockwall abgeschlossene Boden befindet sich in 1600 *m* Höhe (Schneegrenze 1750 *m*).

„Die Gehängeform südlich vom Predigtstuhl“ (d. h. der Sieben-

brunnkessel), „lassen mutmaßen, daß sich hier einst ein kleiner Gehängegletscher in Südexposition befand.“ (Penck.) Dem kann ich nur hinzufügen, daß der Boden des Kessels und die Gehänge des anschließenden Siebenbrunngrabens bis hinab zum Preiner Gscheid mit glazialen Kalkschutt bestreut sind, der sich sehr deutlich von dem nicht glazialen Kalkschutt des nordöstlich benachbarten Griesleithengrabens unterscheidet, ebenso wie auch die Wände des Siebenbrunnkessels sich durch ihre gleichmäßigeren Flächen von denen des unruhigen, in lauter einzelne Runsen aufgelösten, echten Sammeltrichters der Blechmauern unterscheiden, die den oberen Abschluß des Griesleithengrabens bilden. Doch soll nicht verschwiegen werden, daß sich dieser Unterschied zum Teil auf einen Gesteinsunterschied zurückführt, da die Blechmauern in etwas mehr dolomitischem Kalke liegen³¹). Nicht bestätigen kann ich die Vermutung Elsa Rotters, wonach der von der Peilsteiner Hütte sich nach Süden senkende Rücken, der den Osthang des Siebenbrunngrabens bildet, ein Moränenwall sein soll; er besteht aus anstehendem Gestein, das nur von einer dünnen Schuttschicht überzogen ist. Zwei schwache Ausbuchtungen im oberen Siebenbrunnkessel haben sehr undeutlichen Charakter. Es kann sich um Kare eines Rückzugsstadiums handeln; die Böden liegen in 1590 und 1610 *m* Meereshöhe und würden eine Schneegrenze bei 1700 *m* erfordern.

Glaziale Erosion hat mitgeschaffen an den Formen des Bärengrabens auf dem Plateau, nahe der Stelle, wo er durch das Bärenloch über den Steilrand fällt. Ähnlich möchte ich in dem nördlich davon liegenden Rote-Wand-Graben, an den sich vom Plateaurand abwärts die Große Gries anschließt, glaziale Züge erkennen. Wo sich beide vereinigen (etwa in 1230 *m*) und weiter talab, wo die Tiefenlinie, die aus der Kleinen Gries kommt, zu ihnen stößt (etwa 1100 *m*), finden sich kleine Wallformen, die sich kaum anders denn als Moränenreste deuten lassen (Aufschlüsse fehlen). Weiter talab folgt ein breiter Schuttstrom, der den Rehboden bis zum WH. Binder bildet. Er lebt nicht mehr; das und die fast fehlende Sonderung zwischen feinem Kalkschlamm und gröberen Schutt deuten auf fluvioglazialen Charakter.

Die Scholle des Hohen Gupf (1550 *m*) gerade westlich unter dem Gamseck (1857 *m*) schien mir günstige Bedingungen für einen Gehängegletscher zu bieten; doch konnte ich nicht die geringsten Spuren finden.

Das Plateau des Scheibwaldes (1400 bis 1600 *m*) soll nach der Vermutung Geyers³²) einen Gletscher getragen haben. Zur Zungen-

bildung ist es wohl nicht gekommen. Auch fehlt jede glaziale Ausgestaltung dem Großen und dem Kleinen Übeltale, die die natürlichen Abflußlinien dieses Teiles der Rax sind.

Schneealpe. Ein Aufschluß mit typischer Moränenpackung und zahlreichen gekritzten Geschieben am „Eisernen Thörl“ an der Straße von Krampen zum Kaiserlichen Jagdschloß in 1348 *m* Höhe³³⁾ beweist, daß das ganze Naßköhr einen Gletscher beherbergt hat. Wenn er — wie wahrscheinlich — eine Zunge aussandte, so müssen deren Spuren südlich vom „Ausgang“, nördlich vom WH. „Tirol“ gesucht werden; doch konnte ich hier keine finden, ebensowenig den von Böhm im Naßköhr erwähnten Gletscherschliff. Er wird wohl inzwischen verwittert sein; Böhm fand ihn frisch bloßgelegt. Doch finden sich im Naßköhr zahlreich glatte Kalkflächen gerade in dieser Gegend — an der Straße vom Eisernen Thörl zum Jagdschloß — an denen jetzt die chemische Erosion nagt (Löcher, Rillen). Ich halte sie für glazial geschliffen, obwohl ich keine so frische Oberfläche fand, daß Kritzer zu erkennen gewesen wären. Unter 1200 *m* traf ich hier keine Glazialspuren. Die Unbestimmtheit der Gletschergrenzen läßt eine Ausmessung nicht zu. Böhm und Penck schätzen die Schneegrenze auf 1300 *m*.

Der Höllgraben zeigt in seinen oberen Teilen vom Kaiserlichen Jagdschloß, wie auch von seiner Mündung ins Mürztal aus gesehen glaziale Formen; Jagdrücksichten verboten mir den Besuch.

Die Formen der Gräben nördlich vom Windberg (1904 *m*) bezeichnet Götzinger³⁴⁾ als typisch glazial, allerdings nach mündlicher Mitteilung nur als „typisch im Verhältnis zu dem fast rein dolomitischen Gestein“, das Ausbildung und Erhaltung glazialer Groß- und Kleinformen sehr wenig begünstigt. Den östlichen der beiden Gräben, die Dirlerschlucht, durchsuchte ich ohne Erfolg nach glazialen Spuren. Beide Gräben zeigen jedoch in der Tat, namentlich von ihren oberen Enden vom Windberg aus gesehen, ziemlich gute Trogform. Dort, wo beide gemeinsam aus einer engen Schlucht austreten und in das Mürztal münden, bei Steinalpel (990 *m*), befindet sich eine schöne diluviale Schotterterrasse.

Eine schöne U-Form zeigt der im reinen Kalk liegende Einschnitt in den Plateaurand zwischen Lohmstein und Zännlwänden, östlich vom Windberg, wie auch Götzinger³⁵⁾ hervorhebt. Es ist kaum daran zu zweifeln, daß hier die Firnhaube des Plateaus eine Zunge herabsandte. Ober dem die Fortsetzung dieses Einschnittes bildenden Almgraben sind alle Vorsprünge gerundet, rundhöckerartig

bis herab zu 1350 *m*. Bis hierher muß das Eis mindestens gereicht haben. Eine untere Grenze für die Lage des Gletscherendes bietet die Spitze des diluvialen Schuttkegels bei 1100 *m*. Vielleicht ist aber auch der Wall an der Ostseite des Almgrabens (bis 900 *m* herab) eine Moräne. Gerade südlich davon, im Steingraben, finden sich glaziale Geröllmassen und moränenartige Wälle in entsprechender Höhe. Geyer erwähnt hier ohne Höhenangabe gekritzte Geschiebe, ein Fund, den ich nicht wiederholen konnte. Ich schätze die Schneegrenze hier auf etwa 1300 *m*.

Endlich befinden sich nördlich von Neuberg, südlich vom Schönhaltereck (1839 *m*), zwei Kare, das höhere (das Kaarl genannt) mit einem Boden bei 1450 *m*, das tiefere bei 1050 *m*.

Veitschalpe. Bei der Rotte Niederalpl fand ich im Juni 1912 zusammen mit Dr. Maull eine Moräne, welche die linke untere Seite des Veitschalpengrabens bildet (nicht ihn „absperrt“, wie Götzing er 1913 schreibt). Sie ist in schöner Wallform erhalten und an ihrem unteren Ende 40 *m* hoch. Sie hat den von der Wasserscheide Niederalpl (1220 *m*) kommenden Bach um gut 100 *m* nach Norden gedrängt und wird jetzt von ihm angeschnitten, so daß ein guter Aufschluß ihre innere Beschaffenheit klarlegt. Götzing er³⁶⁾ nennt den Veitschalpengraben ein besonders schönes U-Tal. Ich habe mich in der Natur und auf der Karte (Originalaufnahme) vergeblich bemüht, einen wirklich typischen Trogquerschnitt in diesem Graben zu finden. Die unteren zwei Drittel seiner Länge liegen in „Unterm Dolomit“ und Werfener Schiefer, nur der oberste Teil in hartem Kalk. Der Gletscher endete bei 940 *m*; der höchste Punkt seines Einzugsgebietes liegt bei 1907 *m*. Die Schneegrenze (nach Kurowskys Methode) lag nicht unter 1400 *m*, das ergibt ein Verhältnis von Nährgebiet zu Zehrgebiet wie 1:3:1. Der von Götzing er erwähnte Moränenblockwall oberhalb der Bärenentaler Alm liegt bei 1300 *m* und erfordert eine etwas höhere Schneegrenze (1500 *m*, Westexposition gegen Nordexposition des Veitschalpengrabens).

Schmidbauers³⁷⁾ Anschauungen über eine sehr weitgehende Vergletscherung dieser Gebiete kann ich nicht mehr nachprüfen, aber auch nicht ohneweiters gutheißen. Er läßt einen Gletscher von der Westflanke der Veitsch kommend bei Aschbach enden, wo ich nur diluviale Flußverschüttung sehen konnte, und glaubt, daß der Haupteisstrom der Veitsch noch Osten durch das „Dobereinertal“ geflossen sei. Gemeint ist wohl das orographisch allein in Betracht kommende Dürrental; doch konnte ich weder in dem einen noch dem anderen

irgendwelche Spuren glazialer Bearbeitung entdecken. Mit Recht betont Schmidbauer mehrfach den für die starke Ernährung der Gletscher wesentlichen großen Niederschlagsreichtum dieser ganzen Gebiete.

Auf der Südseite der Veitschalpe fand ich drei Kare, deren Böden von W nach E bei 1435 *m*, 1385 *m* und 1405 *m* liegen. Namentlich der des westlichsten zeigt einen schönen Moränenblockwall. Ihnen entspricht eine Schneegrenze von 1550 *m* (Südexposition). Im östlich anstoßenden Grubentale dürfte eine Gletscherzunge tiefer gereicht haben, worauf undeutliche Wallformen bei 1200 *m* hindeuten. Damit stimmt überein, daß hier ein Eiszufluß vom Plateau aus stattfand, wie die Formen des Plateaus oberhalb wahrscheinlich machen.

Zur Ergänzung mögen einige kurze Bemerkungen über die übrigen Teile der Schneebergalpen folgen. Die Gehängeformen westlich des höchsten Punktes der Tonion (1700 *m*) machen einen Kargletscher wahrscheinlich, die auf der Südseite der Prolesalpe und der Königsalpe solche möglich. Auch an der Tonion und dem Student will Schmidbauer³⁸⁾ Spuren einer viel stärkeren diluvialen Vergletscherung sehen.

Im Gebiete des Gippel-Göller-Zuges konnte ich einige Beobachtungen Pencks³⁹⁾ wiederholen, so die der Endmoräne am Ausgange des Saugrabens unweit des Lahnsattels, so ferner die der überraschend großen Terrassen bei St. Ägyd, im Vergleich zu denen das zugehörige Gletschergebiet erstaunlich klein erscheint. Doch ist zu bedenken, daß gerade der Gippel-Göller-Zug sehr niederschlagsreich ist (über 160 *cm*)⁴⁰⁾, da er das recht breite Traisental im Süden quer absperrt.

Neu beobachten konnte ich ein gut entwickeltes Kar im Süden des Preineck-Kogels (1448 *m*), dessen Boden, in 1050 *m* gelegen, auf eine sehr tiefe Schneegrenze (1150 *m*, Ostexposition) hinweist. Pencks Annahme (1300 bis 1400 *m* in Südexposition, 1200 *m* in Nordexposition) ist etwas hoch gegriffen.

Schneegrenzen (Zusammenstellung). Im folgenden sei versucht, die gefundenen Schneegrenzhöhen in die Penck-Brücknersche Einteilung einzureihen. Der in Klammern beigesetzte Buchstabe (E, N, usw.) bezeichnet die Exposition. Der Höllentalgletscher und seine Rückzugsstadien sind absichtlich ohne Expositionsbezeichnungen gelassen, da sie keine ausgesprochene Exposition zeigen.

Schneeberg.

(E) Puchberg . . . 1200 <i>m</i>	(S) Bockgrube 1240 <i>m</i> Riß = R
(E) Schwabenhof 1380 <i>m</i>	(S) Bockgrube 1440 <i>m</i> Würm = W
(E) Breite Ries . . . 1550 <i>m</i>	(S) Bockgrube 1650 <i>m</i> Bühl = β
(N) Trenkwiese 1440—1470 <i>m</i>	(S) Bockgrube 1800 <i>m</i> Gschnitz = γ

Raxalpe.

Gr. Höllental 1250 <i>m</i>	W
Gaisloch 1600—1650 <i>m</i>	β
(S) Siebenbrunnkessel 1700 <i>m</i>	(NE) Gr. Kesselgraben 1600 <i>m</i> β^{41}
(SE) Gaislochboden 1750—1800 <i>m</i>	(N) Heukuppe . . . 1750 <i>m</i> γ

Schneealpe.

(S) Naßköhr und Schönhaltereck 1300 <i>m</i>	
(E) Almgraben 1300 <i>m</i>	W
(S) Kaarl 1600 <i>m</i>	β

Veitschalpe.

(N) Veitschalpengraben . . . 1400 <i>m</i>	(vgl. Hochschwab 1400 <i>m</i>) W
(W) Bärentaleralm 1500 <i>m</i>	
(S) Kare der Südseite . . . 1550 <i>m</i>	

Gippel-Göller-Zug.

(E) Preineck 1150 <i>m</i>	(vgl. Erlaufsee 1050—1100 <i>m</i>) W.
(N) (nach Penck) 1200 <i>m</i>	
(S) (nach Penck) 1300—1400 <i>m</i>	

Die Zuteilung des bei Puchberg endenden Gletschers zur Riß-Eiszeit geschah auf Grund der für ihn gefundenen Höhe der Schneegrenzen, dann weil die Wallformen der Moränen so sehr verwischt sind im Gegegensatz zu denen beim Schwabenhof. Den Trenkwiesengletscher rechne ich wegen der Höhe seiner Schneegrenze und in Rücksicht auf seine Exposition zum Bühlstadium, obwohl es sonderbar ist, daß ein Gletscher der Würmeiszeit hier keine deutliche Spuren hinterlassen haben sollte. Dieselben Bedenken gelten für die Kare im oberen Großen Kesselgraben. Ich bin mir wohl bewußt, daß die aus Karen berechneten Schneegrenzhöhen Maximalwerte sind. Die obige Tabelle gibt daher nur eine mögliche Zuteilung der Kare zu den einzelnen Phasen der Eiszeit.

Gegenwärtig liegen alle diese Gebiete weit unter der Schneegrenze. Deren heutige Lage wird dadurch kenntlich, daß sich in Dolinen, sowohl auf dem Hochschneeberg, als auch auf der Raxalpe

(Lechner Mauern, Südexposition) übersommernde Schneeflecken in 1850 bis 1900 *m* finden. Die klimatische Schneegrenze wird also in mindestens 2200 *m* zu suchen sein.

Fluviatile Wirkungen der Eiszeit. Akkumulationen. Fast jeder von den Plateaus herabkommende Graben zeigt an seinem Ausgang einen diluvialen Schuttkegel. Die Pflanzendecke, die diese Schuttkegel tragen, ist ein deutliches Merkmal dafür, daß sie heute nicht mehr in Funktion sind. Der Unterschied gegenüber den rezenten Schuttkegeln ist besonders dort deutlich, wo der kleinere rezente in den größeren diluvialen eingeschachtelt ist. Wohl sind auch die rezenten Schuttkegel meist nicht völlig vegetationslos: Vereinzelte Legföhren, hier und da auch eine Lärche oder ein Vogelbeerbaum haben der letzten Vermurung getrotzt, einzelne Gräser schon wieder Zeit gefunden sich anzusiedeln; immer aber ist der größere Teil der Oberfläche kahl. Bei den diluvialen Schuttkegeln dagegen bildet zusammenhängender Krummholzbestand, in tieferen Lagen Kiefernwald die Bedeckung; namentlich wo diese schütter ist, ist am Boden eine zusammenhängende Rasendecke von Gräsern und Moosen ausgebreitet. Nur hier und da sieht man eine kleine Pleicke, meist hervorgerufen durch Dolinenbildung, da auch im Kalkschutt die Verkarstung arbeitet. Die diluvialen Schuttkegel gehen häufig unmittelbar über in die diluviale Schotterterrasse, die sich in vielen Tälern findet. Der enge Querschnitt der meisten Täler hat allerdings die Erhaltung dieser Terrassen nicht begünstigt, oft auch vielleicht schon ihre Ablagerung verhindert.

Beginnen wir im NE mit dem Talsystem der Sierning. Reste eines diluvialen Schuttkegels finden sich im Mieseltal; doch verschwinden sie, sobald wir das Gebiet des bei Puchberg endenden Gletschers erreichen. Ferner findet sich ein diluvialer Schotterkegel im westlichen Puchbergerkessel bei Losenheim, der nach Osten in die Diluvialterrasse des Sebastianswassers übergeht, die besonders nordwestlich vom Spielmandl gut entwickelt ist. Unterhalb von Puchberg werden die Reste undeutlich, was wohl eine Folge der Stauwirkung des Sierningdurchbruches ist. Hier ist — in der Weitung unterhalb des Ödenhofes — eine schöne Diluvialterrasse erhalten; in dem beim Ödenhof von W mündenden Rohrbachgraben sind die Terrassenreste undeutlich, ebenso in der Weitung des Sierningtals oberhalb des Schlosses Stixenstein. Wo das Tal der Sierning bei Sieding weit wird, beginnt auch wieder eine deutliche Diluvialterrasse, die sich bei Ternitz mit der der Schwarza vereinigt.

Die Schwarza liegt mit ihrem Hauptquellbach, dem Zellenbach,

außerhalb des von mir begangenen Gebietes. Der Voisbach, der vom Klostertaler Gscheid (784 *m*) herkommt, zeigt deutliche Terrassenreste bis dorthin, wo südlich vom Greimelhof das Engtal beginnt. In diesem Teil dürften sich sogar zwei Terrassen scheiden lassen, eine niedere 4 bis 6 *m*, eine höhere 8 bis 10 *m* über dem heutigen Bachspiegel. In der Enge zwischen dem Greimelhof und der Mündung des Voisbaches in die Schwarza, bei der Voismühle, sind die Reste der Diluvialterrasse sehr gering; dagegen sind im Schwarzatal, von der Voismühle bis zum WH. Singerin, in den Weitungen beim Lenzbauer und bei der Sägemühle wieder zwei Terrassen zu sehen.

Beim WH. Singerin mündet von Westen der Naßbach in die Schwarza. Sein vom Bärengraben auf dem Raxplateau herabkommender Quellarm zeigt einen breiten diluvialen Schuttstrom, der nur von einem sehr kleinen rezenten Bacheinriß angeschnitten ist; oberirdisch abfließendes Wasser ist hier sehr spärlich. Vom WH. Binder abwärts sind die Terrassenreste im ganzen Hinter-Naßwald schwach, d. h. nur sehr wenig (2 *m*) über dem heutigen Bachspiegel und undeutlich entwickelt. Deutlich, und fast unzerschnitten, sind die diluvialen Schuttkegel in den beiden Übeltälern; nur in ihren oberen Teilen, wo die Seitengehänge von hohen Kalkwänden gebildet sind, ist alles von rezenten Sturzhalden verschüttet. Das Naßtal zeigt unterhalb der Saurüsselbrücke, wo es sich erheblich erweitert, fast bis zur Singerin eine zusammenhängende Diluvialterrasse. Von den südlichen Seitengraben hat namentlich der beim Reithof mündende Nagelegraben einen schönen diluvialen Schuttkegel.

Von den nördlichen Seitentälchen konnte ich namentlich im oberen Preintal, das vom Gippel-Zug (Preineck) herkommt, in seinem weiteren Teile eine deutliche Diluvialterrasse feststellen, die sich durch einen diluvialen Schuttkegel an das Kar südlich vom Preineck-Kogel anschließt.

Das Schwarzatal weist im Höllental naturgemäß nur in den Weitungen Terrassenreste auf, so gerade unterhalb des WH. Singerin, dann vom Ausgang der von Süden in das Höllental mündenden Sohle des Großen Höllentales bis zur Mündung des Weichtals. Das Große Höllental selbst ist unterhalb der Stufe des Gaisloches bis zur Mündung in die Schwarza ganz von einem diluvialen Schuttstrom eingenommen, der nur wenig zerschnitten ist, da auch hier oberirdisch abfließendes Wasser spärlich ist. Der von der Stufe herabkommende rezente Schuttkegel und die von den Seitenwänden herziehenden rezenten Schutthalden konnten ihn wegen der Breite des Troges nicht völlig überdecken.

1 km westlich von Payerbach wird die Schwarza durch harte, quarzitishe Konglomerate an der Basis des Werfener Schiefers am Einschneiden gehemmt. Die Folge ist, daß von Hirschwang an, wo sie die Enge des Höllentales verläßt, bis zu dieser Stelle kein Höhenunterschied zwischen diluvialen und rezenten Schottern vorhanden ist. Erst unterhalb Payerbach beginnt die diluviale Terrasse sich wieder deutlicher herauszuheben, noch mehr nach der letzten Enge zwischen Schlöglmühl und Gloggnitz, um sich dann bei Ternitz mit der der Sierning zu vereinigen.

Unterhalb Hirschwang mündet das Preintal, vom Preiner Gscheid (1070 m) herkommend, in das Schwarzatal. Es zeigt keine Diluvialterrasse, in seinem Unterlaufe zweifellos beeinflußt durch die Schwarza. Doch besitzen die Seitentäler des Preintales zum Teil deutliche Terrassen, so besonders das von Grossau und Kleinau. Das von den Blechmauern kommende Griesleithental hat nur in seinem obersten Teil einen diluvialen, stark zerstörten Schuttkegel.

Das Talsystem der Mürz besitzt im Gebiete der Schneebergalpen sowohl selbst wie in allen seinen Nebentälern mehr oder minder deutliche diluviale Schotterterrassen. Das Tal der Kalten Mürz zeigt eine sehr deutlich bei Steinalpel — wie schon erwähnt, die sich bis gegen Frein hin fast zusammenhängend verfolgen läßt. Im Gebiete der Stillen Mürz findet sich besonders beim Jagdhaus Lahnsattel eine schöne diluviale Schotterterrasse, die sich an einen von Norden kommenden diluvialen Schuttkegel anschließt. In der Enge südlich von Frein ist auf etwa 3 km nichts erhalten. Dann beginnt die diluviale Terrasse wieder mit großer Deutlichkeit und fast zusammenhängend bis Mürzzuschlag; im letzten Teil, von Kapellen an, hat sie an Höhe etwas abgenommen. Schöne diluviale Schuttkegel zeigen auf dieser Strecke die Seitengräben, von der Schneecalpe kommend namentlich der Höllgraben, der aus „dem Tirol“ kommende Innere Krampengraben und der vom Rauchen Stein („Karl“) herkommende Äußere Krampengraben. Deutliche Diluvialterrassen besitzen auch das südlich von der Heukuppe (Rax) herabziehende Raxental und das sich mit diesem vereinigende Altenbergertal, sowie dessen Seitengräben (Kerngraben, Steingraben). Ebenso zeigen die westlichen Seitengräben des Mürztales diese Erscheinung, so der von der Prolesalpe kommende Schwarzenbachgraben und der von der Königsalpe kommende viel verzweigte „Vierundzwanzig-Graben“. Eine Diluvialterrasse weist auch nördlich der Veitsch das Dobreintal auf; an sie legen sich von den südlichen Seitengräben (Lahngraben, Burggraben) schöne Schuttkegel an. Undeutlicher ist die Erscheinung in dem bei Lanau in das Mürz-

tal mündenden Dürren Tal, im talab folgenden Debrintal und im Arzthal, ebenso in dem von der Veitschalpe nach S. ziehenden Veitschthal, das sich bei Mitterdorf in das Mürztal öffnet.

Erwähnen wir noch die Diluvialterrassen in den Quelltälern der Steirischen Salza, dem Halltal nördlich des Hohen Student, dem Aschbachtal mit sämtlichen von Student, Tonion und Veitsch herkommenden Seitengraben und die im Tale der Hohenberger Traisen⁴²), so haben wir eine ziemlich vollständige Übersicht über die fluviatilen Akkumulationsformen des Diluviums im Gebiet der Schneebergalpen gegeben.

Erosionsformen. Ich kann die Betrachtungen über die morphologischen Wirkungen des Eiszeitalters nicht schließen, ohne einiger Kleinformen zu gedenken, die nur der ausstrudelnden Wirkung reichlichen, rasch bewegten Wassers ihre Entstehung verdanken können.

Hohe Wand. Wenn man von Waldegg auf die Hintere Wand geht (auf dem blaumarkiertem Weg), durchmißt man den Höhenunterschied vom Dürrenbachtal (460 *m*) bis etwa 680 *m* Meereshöhe in einer Klamm, die von zahlreichen Stufen unterbrochen ist und deren Wände viele schöne Ausstrudelungslöcher zeigen. Kleinere Reste von solchen finden sich auch an der Stelle, wo der Leitergraben den Plateaurand erreicht, nördlich der Großen Kanzel.

Schneeberg. Sehr deutliche Spuren dieser Art finden sich im Gebiet des Gahns in der Schlucht südlich vom Hinterberg (888 *m*), weniger gute in der, die sich nordwestlich von derselben Bergkuppe nach der Gosaumulde von Gadenweith hinabzieht, ähnliche in der „Klause“, die von der Gosaumulde von Breitensoll zum Rohrbachgraben hinabführt, bessere wieder in der „Klamm“ gerade westlich der Ortschaft Rohrbach im Graben. Die Eng nördlich von Payerbach zeigt nur schwache, aber unverkennbare Spuren, etwa zwischen 900 bis 1000 *m*. Schöne Ausstrudelungen in etwas größerem Maßstabe zeigt die Schlucht des Krumbachgrabens auf der nord-südlich gerichteten Strecke, geringere Reste der in $\frac{1}{2}$ *km* östlich davon parallel laufende Graben, der vom sogenannten Kuhsteig durchmessen wird. Die schönsten und größten Reste des ganzen Gebietes zeigt die Weichtal-Klamm.

Veitsch. Endlich fand ich sehr gut erhaltene Ausstrudelungsformen an der Ostseite der Veitschalpe im Dürrental oberhalb des Dürrental Almhauses.

Allen diesen Stellen sind einige Eigenschaften gemeinsam. Sie zeigen kein fließendes Wasser, auch nach stärkeren Regengüssen nur

sehr wenig. Die höher über der Sohle liegenden Strudellöcher sind stärker verwittert, die Felsflächen rauh, oft von Karren zerfressen; die nahe der Sohle liegenden oft überraschend frisch, die Felsflächen oft noch ganz glatt. Diese Strudellöcher sind oft halb oder ganz im Schutt vergraben. Die Sohle der Klamm ist meist verschüttet, nur die ganz steilen Stellen — die ehemaligen Wasserfälle — zeigen anstehenden Kalkfels. Die geringen Mengen des in ihnen liegenden Schuttes sind rezent; er dürfte nach sehr starken Regengüssen als Schuttstrom sich langsam abwärts bewegen. Ich glaube, daß früher, wahrscheinlich in postglazialer Zeit, die Verschüttung viel stärker war, und daß jetzt, wo die Schuttzufuhr von oben schwach ist, die Klamm ihren Schutt langsam abgeben. Auch nach stärkeren Sommerregen fand ich z. B. im Weichtal nur einen schwachen Faden Wassers, der nur an den Stufen zu Tage kam.

Die Formen der heute sozusagen toten Klammern müssen aber durch reichlich fließendes Wasser entstanden sein, in dem Schutt nur an der Sohle als Schleifmittel mitgeführt wurde. Sie sind daher durch die jetzt an Ort und Stelle wirkenden Kräfte nicht zu erklären. Alle zeigen an ihrem unteren Ende mehr oder minder gut erhaltene diluviale Schuttkegel; zwei schließen sich an alte Gletschergebiete an (Krummbachgraben als untere Fortsetzung des vom Hochschneeberg kommenden einst vergletscherten Saugrabens, Dürrental anschließend an das nach ihm abdachende doch ohne Zunge endende Firnfeld der Veitschalpe). Ich halte diese Formen für diluvial, zumal da sie zu frisch sind, um voreiszeitlich zu sein.

Es erhebt sich die Frage: Wenn heute oberhalb der Klammern alles Wasser in den Klüften des Kalks versinkt, wie konnte in der Eiszeit das fließende Wasser den Plateaurand erreichen und ihn in einer Klamm zersägen? Die Antwort möchte ich vor allem in den physiogeographischen Bedingungen während der Eiszeit suchen. Die niedrigen Temperaturen mußten die Verdunstung herabsetzen und den Spaltenfrost häufiger zur Wirkung kommen lassen. Der fast fehlende Pflanzenwuchs konnte das meteorische Wasser nicht in dem Maße wie heute mit Kohlensäure und Huminsäuren versehen, die Lösungskraft des Wassers muß also erheblich geringer gewesen sein. Es muß das Verhältnis von chemischer und mechanischer Erosion erheblich zugunsten der letzteren verschoben und der Verkarstungsvorgang sehr stark eingeschränkt gewesen sein. Stellenweise hat auch die Nähe eines Firnfeldes die Länge des über den Kalk zurückzulegenden Weges für das fließende Wasser verkürzt. Wo diese Erklärung nicht zutrifft (Hohe Wand, Gahns), mag die länger dauernde

winterliche Verschneieung ähnlich gewirkt haben. Ähnliche Ansichten hat inzwischen Scheu⁴³) geäußert. Es mag auch mitgespielt haben, daß die abfließende Wassermenge in der Eiszeit größer war; doch möchte ich diese Ausstrudelungsformen keineswegs als Beweis für einen ehemals größeren Niederschlag ansehen.

Die Leistung der Eiszeit für die Umgestaltung der Landschaft müssen wir als sehr gering bezeichnen. Die glaziale Erosion hat nur kleine Formen geschaffen, teils weil es infolge der orographischen Grundlagen nur zu Plateaugletschern mit sehr geringen Zungenbildungen kam, teils weil keine genügend großen Flächen über die Schneegrenze aufragten, um eine stärkere Vergletscherung zu erzeugen. Am Schneeberg fehlte die Zusammenfassung der Zungen in enge Täler, so daß es zu einer Trogbildung überhaupt nicht kam. In dem einzigen großen Trog des Gebietes, dem Großen Höllental, möchte ich die glaziale Erosion nicht für so bedeutend halten, wie es auf den ersten Anblick scheint. Es dürfte hier ein steilwandiges Karsttal vorgelegen haben, wie es nördlich davon der — in seinem unteren Teil sicher nicht vergletschert gewesene — Große Kesselgraben ist. Auch die glaziale Vertiefung des Großen Höllentals halte ich für nicht sehr groß, weil die Stufe des Gaisloches praeglazial angelegt sein dürfte — glaziale Konfluenz kann sie verstärkt haben — ähnlich der sicher nicht glazialen Stufe im Großen Kesselgraben. Doch dürfte die Höhe und Steilheit der Stufe des Gaisloches verschärft worden sein, und sicherlich ist im Großen Höllental eine starke glaziale Verbreiterung eingetreten.

Die Karformen des Gebietes sind durchwegs klein und unreif. Teils liegen sie angesiedelt in dem Sammeltrichter eines am Plateaurand ansetzenden Grabens (Veitsch, Schneealm, Schneeberg), teils auf dem Plateau selbst (Rax). In diesem Fall zeigen sie keine Beziehung zu den Talformen des Plateaus, liegen vielmehr frei am Gehänge. Man muß annehmen, daß eine Doline dem Schneefleck eine Gelegenheit zur Ansiedlung gab; wie denn auch jetzt die Dolinen den Winterschnee am längsten vor dem Abschmelzen bewahren.

Die glaziale flächenhafte Anschüttung im Puchberger Talkessel dürfte 40 m an Mächtigkeit nicht überschreiten, im Mittel aber nur 20 m betragen, an den Rändern weniger. Der größte Höhenunterschied zwischen dem glazial angeschütteten Gebiet und der benachbarten alluvialen Oberfläche beträgt etwa 30 m. Die übrigen glazialen Anschüttungen zeigen alle kleinere Verhältnisse. Die Wallmoränen erreichen nirgends mehr als 50 m relative Höhe (nordwestlich vom Schwabenhof, bei Niederalpl).

Die Höhe der Diluvialterrassen über dem heutigen Bachbett beträgt nirgends über 10 *m*, meist nur 3 bis 6 *m*. Da die Flüsse überall in die Tiefe arbeiten und häufig im Anstehenden erodieren, kann auch die Mächtigkeit der Terrassen nicht wesentlich größer sein. Eine Ausnahme bilden nur die Terrassen der Traisen⁴⁴⁾, die bei St. Ägyd eine relative Höhe von 60 bis 70 *m* erreichen. Tal aus nimmt die Höhe überall ab.

Eine völlig untergeordnete Bedeutung für das Landschaftsbild haben die besprochenen fluviatilen Formen der Eiszeit.

Die Eiszeit hat hier keine erhebliche Steigerung der Schönheit der Landschaft gebracht, wie in vielen anderen Teilen der Alpen. Auch die Folgen der Eiszeit für den Menschen sind unbedeutend. Die diluvialen Schuttkegel, ebenso wie die praeglazialen Gehängereste werden gerne als überschwemmungsfreie Siedlungsplätze gewählt, die Diluvialterrasse namentlich in den engen Tälern für etwas Ackerbau — meist Gartenbau (Gemüse) — ausgenutzt.

Alle diese Betrachtungen ergeben, daß der durch den Klimawechsel der Eiszeit hervorgerufene glaziale Zyklus in unserem Gebiet nur den Zustand allerfrühester Jugend erreicht hat. Hier mehr als in den meisten anderen Gegenden der Alpen war die Eiszeit nur eine kurze Episode im gesamten Verlauf der Abtragung des Gebirges.

¹⁾ 27 an mehreren Stellen, zusammengefaßt S. 753. — ²⁾ 13 S. 26f. — ³⁾ 94 S. 246, 1135f. — ⁴⁾ 77 S. 12, 27f., 36. — ⁵⁾ 42 u. 43, 34, 32 u. 37. — ⁶⁾ Vgl. 61 S. 151ff. — ⁷⁾ Vgl. S. 18. — ⁸⁾ Vgl. 6, Abb. S. 16. — ⁹⁾ 27 S. 700. — ¹⁰⁾ 94 S. 1136. — ¹¹⁾ 27 S. 699. — ¹²⁾ 110 S. 22, 117. — ¹³⁾ 27 S. 617. — ¹⁴⁾ 74 S. 381. — ¹⁵⁾ 67 S. 117. — ¹⁶⁾ 94 S. 1136. — ¹⁷⁾ 33 S. 11. — ¹⁸⁾ Vgl. S. 32. — ¹⁹⁾ Vgl. z. B. 27 S. 687. — ²⁰⁾ 43 S. 157; 5 Abb. S. 60. — ²¹⁾ 42 S. 8. — ²²⁾ 101 S. 124. — ²³⁾ 27 S. 687. — ²⁴⁾ 42 S. 8. — ²⁵⁾ 42 Abb. 6; 43 Abb. 3 S. 157. — ²⁶⁾ 42 Abb. 5; 43 S. 158 u. Abb. 4. — ²⁷⁾ 43 Abb. 3 S. 146; 42 Abb. 4. — ²⁸⁾ 101 S. 124; 42 S. 8; 43 S. 157. — ²⁹⁾ 33 S. 41; 42 S. 7 u. Abb. 3; 43 S. 157. — ³⁰⁾ 101 S. 124; 42 S. 7; 43 S. 157 u. Abb. 2 S. 156. — ³¹⁾ Vgl. hiezu Göttinger 42 S. 6 u. 43 S. 159, der die im Grunde dieser Wildbachtrichter befindlichen kleinen Quellen als ersten Anlaß des Rückschreitens der Erosion an diesen Stellen bezeichnet. — ³²⁾ 27 S. 688. — ³³⁾ Vgl. 27; 13 S. 26f.; 94 S. 1136. — ³⁴⁾ 34 S. 170. — ³⁵⁾ 33 S. 41. — ³⁶⁾ 34 S. 170 — ³⁷⁾ 109 S. 509. — ³⁸⁾ 109 S. 504. — ³⁹⁾ 94 S. 246. — ⁴⁰⁾ Vgl. die Isohyetenkarte 68. — ⁴¹⁾ 43 S. 158. — ⁴²⁾ Vgl. S. 55. — ⁴³⁾ 108 S. 103. — ⁴⁴⁾ Vgl. S. 55.

*

Die Plateaulandschaft.

Unabhängigkeit vom inneren Bau. Die bisherigen Schlüsse, daß die Plateaulandschaft einem bis zur Spät reife fortgeschrittenen Abtragungszyklus ihre Entstehung verdankt, habe ich nur aus den Oberflächenformen gezogen. Ist diese Folgerung stichhaltig, so muß sich auch eine weitgehende Unabhängigkeit der Oberfläche vom inneren

Bau nachweisen lassen. Daß die Plateauoberfläche die Gesteinsschichten schneidet, ist meist schwer und nur an örtlich beschränkten Stellen zu beobachten. Denn an der Oberfläche der Plateaus liegen fast ausschließlich massige klüftige Kalke, deren Einfallen zumal aus der Nähe schwer festzustellen ist, da ihre sehr regelmäßige Klüftung meist die nur angedeutete, wenn überhaupt vorhandene Schichtung völlig überdeckt.

Immerhin konnte ich an einigen Stellen deutliche Einfallswinkel auf den Plateaus nachweisen: Hohe Wand: auf der Großen Kanzel 20° NNE, beim Wieser 25° WSW; Vordere Mandling: 20° E; Gahns: Südende der Großen Bodenwiese 60° NW, Promisque-Graben 40° SSE; Hochschneeberg: Plateaurand ober dem Schneidergraben 20° S, beim Kaiserstein wechselnd N und NNE; Kuhschneeberg: beim Großen Roßgraben 20° NNE; Raxalpe: oberhalb der Teufelsbadstube steil NW, bei der Hohen Lechnerin und in den Geierklüften steil SE und E; Schneetalpe: im Naßköhr mehrfach steil NE; Veitsch: am Schoberstein 55° E. An allen diesen Stellen schneidet die Oberfläche deutlich die Schichten¹⁾.

Gelegentlich reichen gut geschichtete Kalke (z. B. der Reiflinger Facies) bis dicht unter die Oberfläche der Plateaus, so daß ihr Einfallen, das in den Wänden deutlich zu sehen ist, auch für die überlagernden massigen Kalke mitgilt. So sieht man an den Zännlwänden (Schneetalpe) die Kalkschichten mit etwa 20° nach N einfallen²⁾; so südlich der Heukuppe (Raxalpe) ebenfalls nordfallende Kalkbänke³⁾. Ist der Abstand solcher Beobachtungen von der Plateauoberfläche zu groß, so ist natürlich das Einfallen der Schichten nicht mehr beweisend für das an der Plateauoberfläche. An den Fadenwänden z. B. fallen Geyers Zlambachkalke (nach Kober Knollenkalke der Reiflinger Facies) nach Süden unter den Hochschneeberg ein, während auf dem Gipfel des Kaisersteins das Einfallen entgegengesetzt ist. Umgekehrt fallen in den Kahlmäuern (Rax, Westseite) unten in den Wänden die Kalke bergaus, am Plateaurande flach bergin.

Daß die Schichtung die Oberfläche schneidet, ist besonders klar an der Tonion zu sehen, wo man das steile Einfallen der Korallenkalke namentlich von der Weißalpe aus gut beobachten kann⁴⁾. Aus der Nähe ist die Beobachtung auch hier wegen der Klüftung erschwert.

Sieht man von der unmittelbaren Beobachtung der Schichtung ab, so zeigt schon die Tatsache, daß die Plateaulandschaft durch stratigraphisch verschiedene Gesteine hindurch geht, ohne ihre relativen Höhenunterschiede zu ändern, mit einer zweifelausschließenden Deutlichkeit, daß die Bildung der Oberflächenform der Plateaus unabhängig vom geologischen Bau ist.

So weist die Plateaulandschaft östlich vom Meridian des Windberges (Schneealpe) völlig typischen Charakter auf, obwohl an ihrer Oberfläche sowohl Werfener Schiefer und Wettersteindolomit (nach Kober Ramsaudolomit), also Untere Trias, als auch Hallstätter Kalk (nach Kober Dachsteinkalk), also Obere Trias, anstehen. Daß der härtere Hallstätter Kalk steilere Gehänge zeigt als der Wettersteindolomit, ändert am Gesamtcharakter der Landschaft nichts. Besonders in die Augen springend erweisen sich die Gesteinunterschiede am Rücken der Burgwand, wo auf dem Dolomit eine kleine Kalkscholle liegt und eine kancelartige Form erzeugt. Ebenso wenig ändert sich der Landschaftscharakter bei der Großen Bodenwiese⁵⁾, obwohl hier Werfener Schiefer unmittelbar neben obertriassischem Kalk liegt.

Beide zuletzt als Beispiele genannten Stellen zeigen zugleich die Unabhängigkeit der alten Plateaulandschaft von älteren Störungen. Angesichts dieser Tatsachen ist es klar, daß Schaffers Ansicht⁶⁾, die Plateaus seien bloßgelegte Auflagerungsflächen, an dem Problem der Entstehung der Oberflächenformen gänzlich vorbeigeht und jeden Erklärungsversuch außerordentlich und unnötig erschwert. Darin, daß es sich nicht um eine „fluviatile Endfläche“ handelt, stimme ich ihm insofern bei, als eben die Endform, die Fastebene nicht erreicht worden ist.

Plateaulandschaft und Plateaurand. Den morphologischen Gegensatz der flachwelligen alten Formen auf den Plateaus zu den schroffen jungen Wänden in demselben Gestein, der sich durch einen einheitlichen Abtragungsvorgang nicht erklären läßt, hat Götzinger mehrfach hervorgehoben⁷⁾. Es ist in der Tat von vornherein zu erwarten, daß die Steilränder die alte Landschaft auf den Plateaus völlig rücksichtslos durchschneiden. Ein Teil dieser Erscheinung sind die asymmetrischen Berge, von denen Götzinger⁸⁾ spricht. Und es ist nur eine andere Ausdrucksweise für dieselbe Erscheinung, wenn ich sage, daß die Landschaft auf den Plateaus durchaus nicht ein Streben des abrinnenden Wassers erkennen läßt, den Plateaurand auf dem kürzesten Wege zu erreichen.

Besonders kennzeichnend in dieser Beziehung ist wieder der Grünsbacher (Rax)⁹⁾. Hier liegt der höchste Punkt der Kuppe „Preiner Wand“ (1795 *m*) gerade am Plateaurand, von dem weg die Kuppe sich nach NNW abdacht. Südlich vom Weißen Kogel (1761 *m*) scheint der Steilrand gerade durch ein Tälchen in der Längsrichtung zu gehen. Südlich vom Mitterkeil (1727 *m*) führt ein Tälchen, von dem noch ein Teil des anderen Gehänges erhalten ist. Es wendet sich

zwischen Mitterkeil und Weißen Kogel vom Plateaurand weg nach NW.

Vom Schwarzenberg (1352 *m*, Gahns) führt eine, im unteren Teile Klausgraben genannte Entwässerungsrinne in doppelter S-Windung nach E, um erst nach 3 bis 4 *km* bis 700 *m* Höhe herabzusteigen, während sie auf einem viel kürzeren Weg zwischen Hartriegel (1209 *m*) und Schwarzenberg unmittelbar nach Süden den Plateaurand erreichen könnte.

Die Veitschalpe zeigt fast ihrer ganzen Länge nach eine Talfurche von Westen nach Osten. Für den ersten Anblick scheint diese dem Auftreten von Dolomit zu folgen. Genauere Betrachtung aber zeigt, daß die Tiefenlinie größtenteils im härteren Kalk liegt, während die Grenze zwischen Kalk und Dolomit am linken (nördlichen) Gehänge verläuft. In dieses Tal scheint sich bei Kote 1676 ein Tal von Süden her zu öffnen, das etwa die gleiche Größe gehabt hat. Erhalten ist aber nur die Mündungsstelle; der ganze Oberlauf, der 2 bis 3 *km* lang gewesen sein mag, ist dem Rückschreiten, d. h. Nordwärtsrücken des Südrandes des Plateaus zum Opfer gefallen.

Als letztes Beispiel sei der Hohe Student angeführt. Hier liegt der höchste Punkt (Großkogel 1534 *m*) am Nordrande des Plateaus. Eine Talfurche zieht mit nach Nordosten geöffnetem Bogen um ihn herum. Erhalten ist aber nur das oberste Talstück, das nach Westen führt (südlich der Studentalmhütten) und der zwischen Großkogel und Studentleithen (1512 *m*) nach Norden gerichtete Teil. Dazwischen hat die nach Norden rückende Turmmauer gerade die Talsohle erreicht, so daß das Tälchen nicht mehr einheitlich ist, obwohl die Formen den einstigen Zusammenhang noch deutlich zeigen. Ich muß hier nachträglich und nachdrücklich betonen, daß alle angeführten Beispiele keine Erklärung aus Härteunterschieden im Gestein finden können.

Auch die ebenen Böden der Karstmulden zeigen keine Neigung gegen den Plateaurand, wenn dessen Zurückrücken das Muldengehänge an einer Seite entfernt hat, wie z. B. bei den Feuchtenbauer Almhütten auf dem Kuhschneeberg (vgl. auch Abb. III, S. 72).

Die Formen der Plateaulandschaft (Karstmulden, Talungen, Kuppen) zeigen also keine Beeinflussung durch die Nähe des Plateaurandes. Dieser ist sichtlich jünger. Es kann sich bei ihm um Bruchstufen oder um Denudationsstufen handeln. Bei den Südrändern von Gahns, Rax und Veitsch möchte ich nicht wie Krebs¹⁰⁾ an einen jungen Bruchrand denken, sondern an echte Denudationsstufen, wie schon Grund meinte¹¹⁾. Man könnte dagegen geltend machen: seit Beginn der tiefen Zertalung des Gebietes müßte ein solcher Denuda-

tionsrand sehr weit zurückgewichen sein; das aber könne nicht der Fall sein, sonst müßten die Durchbruchstäler der Schwarza und Sierning viel breiter sein, deren Wände doch ebenso rasch zurückweichen mußten. Dieser Einwand ist aber nicht stichhaltig. Im Höllental z. B. stehen im allgemeinen die massigen Kalke bis zur Talsohle an, das heißt die im Kalk liegenden steilen Gehänge haben eine Höhe von 600 bis 800 *m* (Abstand von der Talsohle zum Plateaurand). Dagegen beträgt die Mächtigkeit der massigen Kalke z. B. südlich der Heukuppe nur knapp 200 *m*, die der gesamten kalkigen Trias über dem Werfener Schiefer nur etwa 400 *m*. Nun fallen hier die Schichten im Durchschnitt mit etwas mehr als 30° nach Norden ein. Daraus läßt sich leicht ableiten, daß die unter diesem Winkel nach S ansteigende Oberfläche des Werfener Schiefers eine Meereshöhe, die der des heutigen Plateaurandes (etwa 1870 *m* an dieser Stelle) entspricht, in einer Entfernung von etwa 1 bis 1½ *km* südlich vom heutigen Plateaurand einst erreicht haben muß. Dies ist also die Strecke, um die der Rand der Plateaulandschaft seit Beginn der tiefen Zertalung im Kalk zurückgewichen ist. Tektonische Störungen, die diesen Wert ändern würden, sind in dem Gehänge nicht nachgewiesen. Wir dürfen also annehmen, daß südlich der Heukuppe die alte Landschaft schon in wenig über 1 *km* Entfernung südlich vom heutigen Plateaurand in der undurchlässigen Unterlage des Triaskalkes lag. Kleiner ist aber auch der horizontale Abstand im Höllental von der Talmitte bis zum Plateaurand nicht, eher etwas größer. Der Abstand der ehemaligen südlichen Grenze der kalkigen Trias an der alten Landoberfläche von der Stelle des heutigen Plateaurandes wird gewiß stellenweise größer gewesen sein als wir ihn an der Heukuppe fanden, so z. B. südlich des Feuchter (Gahns), wo der massive Kalk mächtiger, der Einfallswinkel nach Norden etwas geringer ist. Doch ist zu bedenken, daß ich bei dieser Berechnung am Südrande des Plateaus die ganze Trias über dem Werfener Schiefer in Rechnung stellte, im Höllental dagegen nur den am meisten widerstandsfähigen massigen Kalk der Obertrias. Es ist also die Enge des Höllentals nicht als Beweis anzusehen gegen die Deutung des südlichen Steilrandes der Plateaus als einer Denudationsstufe. Die früher am Südabfalle von Gahns und Rax angenommenen Verwerfungen und Flexuren¹²⁾ werden jetzt als Überschiebungslinien gedeutet¹³⁾, sprechen also nicht mehr für eine Bruchstufe.

Ist der Südrand unserer Plateaus eine Denudationsstufe, so können wir erwarten, weiter im Süden noch Reste dieser spätreifen Hügellandschaft zu finden. Die auffallend breiten flachwelligen Rücken

vom Hochwechsel (1738 *m*), Stuhleck (1783 *m*) und Rennfeld (1630 *m*) möchte ich für nur wenig unter diese Landschaft erniedrigt halten, wie denn auch Aigner¹⁴⁾ Pretul- und Stangalpe als disharmonische Formen bezeichnet. Noch weiter südlich liegt das Lantschgebiet mit seinen zweifellosen Resten einer alten Hügellandschaft¹⁵⁾.

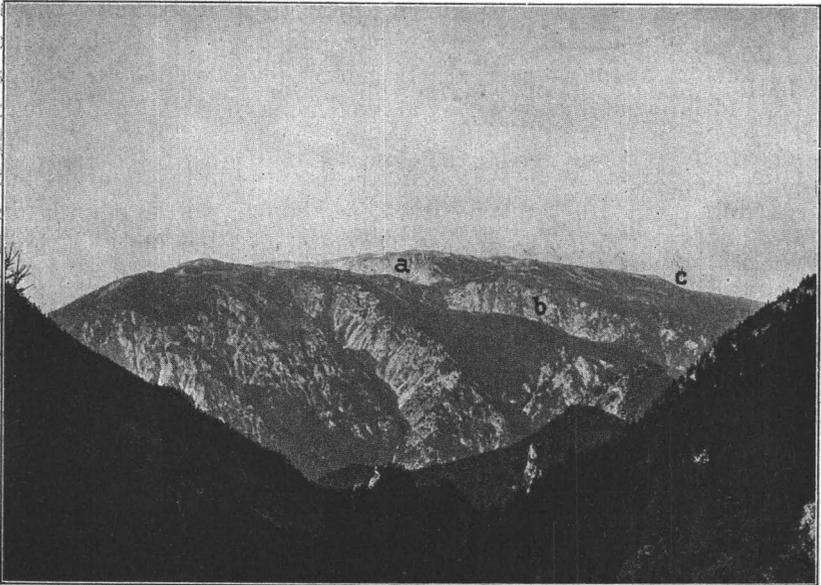
Verebnungsflächen und Augensteine. Die morphologischen Beziehungen zwischen den Augensteinen und der Plateaulandschaft hat Götzinger mehrfach behandelt¹⁶⁾. Ich wurde auf die Augensteinfrage leider zu spät aufmerksam, um sie an Ort und Stelle eingehend zu verfolgen, konnte aber 1919 in den Dolinen der Talung östlich vom Hofhaltkogel auf der Rax reichlich lose Augensteine aus Quarz und Urgestein, teils Splitter, teils deutliche bis 3 *cm* große Geschiebe aufsammeln. In Bezug auf Einzelheiten sei namentlich auf Götzingers Arbeit¹⁷⁾ hingewiesen.

Die Tatsachen sind kurz folgende. Die großen Züge der Plateaulandschaft bestehen aus flachen Abtragungskuppen von etwa 100 bis 200 *m* Höhe über Verebnungsflächen, mit denen sie sanft verflößen. Die Verebnungsflächen lassen sich nur durch fluviatile Lateralerosion erklären, was durch die Augensteine, welche nur als verarmte fluviatile Schotter erklärt werden können, weiter erhärtet wird. Solche zusammengehörige Kuppen und Verebnungsflächen sind z. B. der Rücken des Kaiserstein 140 *m* über dem Ochsenboden auf dem Hochschneeberg (vgl. Abb. III, S. 72), der des Krümbachstein etwa 300 *m* über dem Gahns¹⁸⁾, der des Windbergs 110 *m* über der östlich davon liegenden Verebnungsfläche auf der Schneealpe. Die petrographische Beschaffenheit der Augensteine weist mit Bestimmtheit auf eine Herkunft von Süden. Die Größe der Verebnungsflächen erfordert ziemlich wasserreiche Flüsse von mindestens 15 bis 20 *km* Länge, mit ziemlich geringem Gefälle. Der fluviatile Abtragungsvorgang hatte eine spätreife Hügellandschaft erzeugt.

Namentlich aus der Entfernung erscheinen die Verebnungsflächen oft völlig flach, während man in der Nähe überrascht ist, doch größere Höhenunterschiede anzutreffen. Götzinger erwähnt diesen Gegensatz vom Gahns¹⁹⁾; mir fiel er besonders bei den Zeller Staritzen auf (vgl. auch Abb. II). Die heutigen Oberflächenformen auf den Verebnungsflächen bestehen aus den schon beschriebenen flachen Tälchen, Karstmulden und flachen Kuppen dazwischen. So sehen wir die funktionslosen Tälchen auf dem Hochschneeberg, die gegen die Krumme Ries und den Saugraben hinaus führen, volle 80 bis 100 *m* unter die vermutete Flußverebnungsfläche des Ochsenbodens eingetieft, so die Mulde der Großen Bodenwiese reichlich

100 m unter die umgebenden Rücken, welche ihrerseits nicht über die Verebnungsfläche des Gahns aufragen. Ähnlich liegen die Verhältnisse bei den Verebnungsflächen von Kuhschneeberg, Rax, Veitsch, Tonion und Zeller Staritzen.

Augensteine sind in unserem Gebiet nur lose gefunden worden. Ihre ursprünglichen Anschüttungen sind nicht erhalten, ihre ursprünglichen Anschüttungsflächen nicht mehr unversehrt, sondern durch



Phot. D. Baedeker.

Abb. II. Die Raxalpe vom Baumgartner Haus (Schneeberg) aus gesehen.

Vorn die jungen Wildbachgräben gegen das Höllental (Schwarzatal) zu, dahinter die glazial bearbeiteten Wände des Großen Höllentales und der Lechner-Mauern. Rechts zeigt die Himmelslinie die Absenkung der Plateaulandschaft nach Norden zu.

a) Bruchrand zwischen Grünsbacher und Hoher Lechnerin, glazial verschärft. — b) Trog des Großen Höllentales. — c) Betrag der Absenkung des Plateaustückes im Norden.

Karstmuldenbildung und fluviatile Erosion mehr oder minder zerstört. Diese Auffassung stimmt gut zu der, daß diese Formen eines spätreifen Karstzyklus wahrscheinlich hervorgegangen sind aus einer Urform, welche nicht übermäßig hoch über den uns erhaltenen Karstmulden lag²⁰).

Die alten Augensteinflüsse flossen von S nach N. Die heutigen Quertäler der Sierning²¹), Schwarzza und Mürz sind dagegen im allgemeinen umgekehrt von N nach S gerichtet. Alle drei Flüsse kommen aus Quellgebieten, die tiefer liegen als die Kalkplateaus, die sie in

engen Tälern durchbrechen. Dies ist nur dadurch zu erklären, daß die Quellgebiete ursprünglich relativ höher lagen und dann gegenüber den Kalkhochalpen einsanken. Das stimmt auch mit der Beobachtung von Hassinger²²⁾ überein, der ein Ansteigen der Strandlinie der zweiten Mediterranstufe im südlichen Teil des Wiener Beckens feststellen konnte. Es scheint also die Hebung der Kalkhochalpen sehr lange fortgedauert zu haben. Offenbar handelt es sich bei den Durchbrüchen jener drei Flüsse durch die Kalkplateaus um antecedente Durchbruchstäler: die sich hebenden Kalkhochalpen wurden während der Hebung durchschnitten. Außerdem sind die Quellgebiete der Flüsse auch seitdem stärker abgetragen worden, da sie in weniger widerstandsfähigem Gestein liegen als es der massige Kalk der Plateaus ist²³⁾.

Die ursprüngliche Süd-Nordentwässerung wurde unterbrochen, sei es durch ein Rücksinken der Zentralalpen, sei es durch den beginnenden Einbruch der großen Tiefenlinie südlich der Kalkhochalpen. Diese tektonische Bewegung führte zur Ausbildung der nord-südlich gerichteten Tallinien. Sie hatte aber keine starke Erniedrigung der Erosionsbasis zur Folge, so daß die Vertiefung der Landschaft unter die von den konsequenten S-N gerichteten Flüssen beherrschte nicht groß war. Jetzt bildete sich auch die Plateaulandschaft mit Karstmulden und kleinen Tälchen.

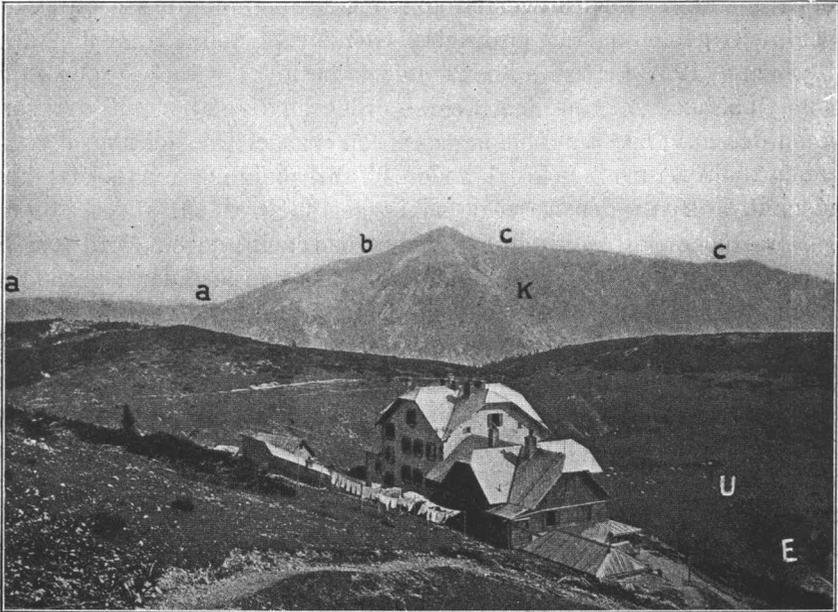
Jüngere Dislokationen der Plateaulandschaft. Die relativen Höhenunterschiede in der Plateaulandschaft betragen im allgemeinen nicht über 200 bis 300 *m*, die Gehängewinkel gehen bis 25°, höchstens 30°. Größere Höhenunterschiede, steilere Gehänge werden uns daher nachträgliche Störungen vermuten lassen. So liegen die Kuppen der Plateaufläche des westlichen Gahns in 1200 bis 1300 *m* Höhe, also tief unter der Plateaufläche des westlich anstoßenden Ochsenbodens am Schneeberg. Der Gahns dürfte gegen den Hochschneeberg (Kuppenhöhe rund 1900 *m*), somit um 600 bis 700 *m* abgesunken sein. Die beiden nordwestlichen Kuppen des Gahns (Krummbachstein 1602 *m* und Hochalpel 1580 *m*) sind aber erheblich höher als die übrigen. Ich vermute, daß dies eine Folge einer Schleppung des Randes der absinkenden Scholle ist. Dafür spricht das südliche Einfallen der Schichten an den Nordhängen beider Kuppen, ebenso die auffallende Steilheit der Gräben, die von ihnen nach Süden führen. Götzinger¹⁹⁾ allerdings erklärt sie als Kuppenform zur lokalen Verebnungsfläche gehörig. Ob die geringeren Kuppenhöhen im östlichen Teile des Gahns (z. B. Lebach Kogel 926 *m*) der alten Landschaft entsprechen oder eine Folge nachträglicher Absenkung sind, möchte ich nicht entscheiden.

Der Lackaboden ist eine von Nordost nach Südwest sich erstreckende, etwa 500 *m* lange und 100 bis 300 *m* breite Ebenheit auf dem Gahns in etwa 1145 *m* Höhe. Im Nordosten steigt darüber das Gehänge mit etwa 14° an. Alle übrigen Seiten fallen mit 20° bis 35° gegen Gräben ab, die zur Eng führen. Der Lackaboden selbst hat eine Neigung von etwa 1° nach Südwesten. Geht man in dieser Ebene über den Graben im Südwesten hinweg, so kommt man genau auf einen nicht gesteinsmäßig bedingten Gehängeknick im Südosten des Mitterbergs (1237 *m*) bei Kote 1131. Ich halte den Lackaboden und diesen Gehängeknick für Reste eines größeren Uvalabodens, der von Gräben des II. Plateauzyklus zerschnitten wurde. Die Neigung von 1° ist aber zu groß für einen Uvalaboden. Wahrscheinlich ist die Plateaulandschaft hier um diesen Betrag schief gestellt worden.

Der Rücken Kaiserstein-Klosterwappen zeigt gegen Nordwesten von oben bis etwa 1900 *m* Höhe ein Gehänge von 30°, dann verflacht es sich bis zur 1800-*m*-Isohypse zu 20°, 15°, selbst weniger. Unter 1800 *m* beginnt mit ziemlich scharfem Knick ein Gehänge von 30 bis 35°, das gegen den Kuhschneeberg zu eher noch steiler wird. Die Kuppenhöhe des Kuhschneebergs ist 1450 bis 1550 *m*. Ich schließe aus diesen Verhältnissen, daß die Scholle des Kuhschneebergs gegen den Hochschneeberg um 250 bis 300 *m* abgesunken ist. Sie mag vor dem Absinken in 1800 *m* Höhe eine entsprechende Einebnungsfläche auf der Nordwestseite des Rückens Kaiserstein-Klosterwappen dargestellt haben, wie der Ochsenboden im Südosten (vgl. Abb. III). Diese Hauptzüge mögen als Erbteil aus dem Zyklus der Augensteine gedeutet werden, die Einzelformen aber gerade auf dem Kuhschneeberg (besonders gut ausgebildete Karstmulden) als Erbe aus dem Zyklus der Plateaulandschaft. Die Scholle des Kuhschneebergs ist dabei nicht schief gestellt worden. Die Muldenböden sind so gut wie horizontal.

Die Plateaulandschaft der Raxalpe ist ebenfalls von einem jüngeren Bruch zerstückt. Davon zeugt die Kalkwand der Lechner Mauern, die in nordost-südwestlicher Richtung vom Gaisloch gegen den Trinksteinsattel ziemlich einheitlich hinführen, nur von zwei nacheiszeitlichen Bergsturzrisen unterbrochen²⁴). Ihre Frische und Steilheit verdankt sie allerdings der Eiszeit, da an ihren Fuß sich der Gletscher anlehnte, der seine Zunge in das Große Höllental vorstreckte. An diesem Bruch, der auch geologisch²⁵) nachweisbar ist, ist die Scholle der Grünschacheralpe gegen die nordwestliche Scholle (Hohe Lechnerin 1944 *m*, Dreimarkstein 1946 *m*) um etwa 150 *m* abgesunken (Preiner Kreuz 1785 *m*)²⁶). Gegen Nordost nimmt die Sprunghöhe ab (Kloben 1695 *m*, Losbühel 1618 *m*). Eine Schiefstellung des

Grünschachers nach Nordwesten ist daher, wenn überhaupt, so nur in unbedeutendem Maß erfolgt; die Neigung der Oberfläche in dieser Richtung ist nur im Nordosten gerade beim Gaislochboden stärker als zur Plateaulandschaft paßt, hier aber wohl eine Folge der glazialen Erosion.



Phot. D. Baedeker.

Abb. III. Hoch- und Kuhschneeberg vom Jacobskogel (Raxalpe) aus gesehen.

Die Himmelslinie $a-a-b-c-c$ zeigt die Einebnungsflächen (Flußverebnungsflächen), durch Verkarstung jetzt leicht wellig, aus denen — zwischen b und c — der Rücken des Kaisersteins aufragt, links oben bei b den verflachenden (alte Landschaft!), dann nach unten gegen a wieder steiler werdenden (tektonisch!) Abfall zum Kuhschneeberg. Vorn am Hochschneeberg das Kar der Bockgrube (K). Im Vordergrund rechts flacher Uvalaboden (U) mit dickerer Roterdeschicht (Almwirtschaft!). Ganz rechts vorne die vom Törl her rückschreitende junge Talerosion (E).

$a-a$ Einebnungsfläche des Kuhschneebergs. — $a-b$ Betrag, um den die Kuhschneebergsscharte abgesunken ist. — $c-c$ Einebnungsfläche des Ochsenbodens.

Der größere übrige Teil der Raxalpe ist nicht von jüngeren Brüchen durchsetzt, dürfte aber eine Schiefstellung und Verbiegung erfahren haben. Eine ganz ähnliche Erscheinung wie beim Lackaboden finden wir im Gebiet des Bärengrabens, nördlich der Heukuppe. Hier befindet sich die ungefähr 600 *m* lange und 100 bis 300 *m* breite Ebeneit „das Ebenfeld“ in 1700 bis 1720 *m* Höhe; sie lehnt sich mit ihrer nordöstlichen Schmalseite an das höhere Gehänge an; nach den übrigen Seiten fällt ihr Rand zu den Seitengräben des Bärengrabens

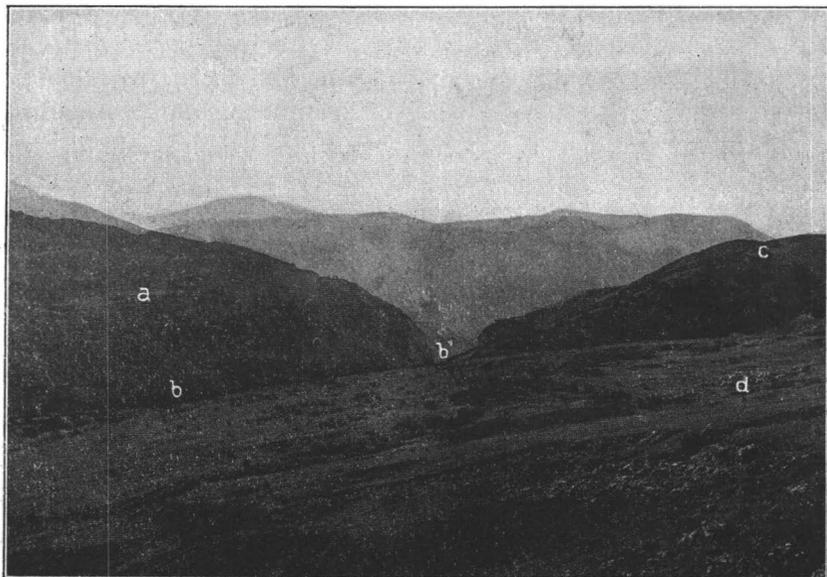
ab. Das Ebenfeld neigt sich mit etwa 4° nach Südwesten. Folgt man dieser Richtung, so kommt man genau auf die Ebenheit der Grasbodenalm, die sich im Hüttenriegel (1662 *m*) etwas nach Südwesten, also entgegen dem allgemeinen Gefälle neigt. Ich halte diese Ebenheiten, genau wie den Lackaboden, für Reste eines ehemals zusammenhängenden Bodens einer ziemlich großen Karstmulde, der von Tälern des II. Plateauzyklus zerschnitten wurde.

Ferner führt auf dem Scheibwald, also gerade im Norden dieser Stelle, ein Graben von den Zickafahner Almhütten, westlich vom Rauner Kogel (1549 *m*), ungefähr von Süden nach Norden mit etwa 2° Gefälle. Sein westliches Gehänge ist im Mittel 9° steil, sein östliches 23° . Zwischen diesem Graben und dem Ebenfeld haben wir keinen Grund, eine jüngere Störung anzunehmen. Die Annahme einer Schiefstellung der Plateaulandschaft in Südwest-Nordostrichtung um 4° gleicht die verschiedenen Gehänge an den genannten Gräben nicht aus. Nimmt man aber diese Neigung nur als Komponente einer Neigung nach Westen um 5 bis 6° , so ergibt eine gedachte Ausgleichung dieser Neigung für den Graben westlich des Rauner Kogels fast gleiche Gehänge (Westgehänge 15° , Ostgehänge 17°). Außerdem würden dann auch die kleinen Ebenheiten östlich des Bärengrabens (bei den Lichtensternhütten etwa 1740 *m*, beim Schneekogel etwa 1750 *m* und nördlich davon bei 1740 *m*) sehr genau wieder in das Niveau des durch das Ebenfeld angedeuteten Muldenbodens fallen. Ich schließe aus diesen Gründen auf eine Schiefstellung des ganzen westlichen Teiles der Raxalpe — etwa westlich einer Linie, die den Trinksteinsattel mit den Scheibwaldalmhütten verbindet — mit einer Neigung von 5 bis 6° nach Westen (vgl. Abb. IV).

Für den nördlichen Teil der Plateaulandschaft der Raxalpe halte ich nach den Höhenverhältnissen ein relatives Absinken um etwa 200 *m* für wahrscheinlich. Um so viel liegen Schütterboden (etwa 1380 *m*) und Kesselboden (etwa 1360 *m*) tiefer als die südlich benachbarte Plateaulandschaft (bei den Scheibwaldalmhütten südlich des Schütterbodens etwa 1580 *m*, westlich vom Kloben, also südlich vom Kesselboden ebenfalls etwa 1580 *m*). Diese Senkung könnte mit der Anlaß zu der besprochenen Stufe im Großen Kesselgraben gewesen sein. Auch der steile obere Teil des Kleinen Kesselgrabens liegt gerade auf der Ost-Westlinie, längs der diese Absenkung stattgefunden hat (vgl. die Himmelslinie in Abb. II). Diese Senkung kann auch die tiefe Lage der nördlich benachbarten Plateaureste erklären (Hainboden nördlich des Großen Kesselgrabens etwa 1260 *m*, Fegenberg nördlich des Naßtales etwa 1180 *m*). Über die west-östlich verlaufende tek-

tonische Linie des oberen Preintales (Puchberg-Mariazeller Linie) hat aber die Senkung nicht weggegriffen. Der Plateaurest des Obersberges nördlich vom Preintal liegt bei etwa 1460 *m*.

Auch bei der Schneecalpe sind tektonische Störungen der Plateaulandschaft wahrscheinlich. Der ganze östliche Teil östlich der



Phot. D. Baedcker.

Abb. IV. Blick von den Lichtensternalmhütten nach Nordwesten, gegen das Bärenloch, Rax.

Rechts im Vordergrund die Ebenheit (*d*) der verfallenen Lichtenstern-Almhütten (1720 *m*); die Lägerflora (Eisenhut) ist noch zu sehen. Im Bilde darüber das „Ebenfeld“ (*c*, rund 1710 *m*). Links die Ebenheit der Grasbodenalm (*a*, etwa 1660 *m*). Diese Ebenheiten sind wohl Reste einer Einbnungsfläche — vielleicht eines Uvalabodens — der alten Plateaulandschaft, die dann nach SW schiefgestellt und von dem in der Mitte des Bilde sichtbaren Bärengraben *b* (zweiter Plateauzyklus) zerschnitten wurde. Dieser mündet durch das glazial bearbeitete Bärenloch (*b'*, Bildmitte) steil über dem Plateaubabfall. Im Hintergrunde die nordöstlichen Teile des Plateaus der Schneecalpe.

Großen Bodenalm hat Kuppenhöhen um 1800 *m* (Schönhaltereck 1839 *m*, Ameisbühel 1830 *m*; die niedrigste Kuppe Raucherstein 1772 *m*, ganz am Südrande des Plateaus, die höchste, Windberg 1904 *m*, vielleicht ein Kuppenrest der Landschaft aus dem Zyklus der Augensteine). Der westlichste Teil der Schneecalpe dagegen zeigt Kuppenhöhen von 1500 bis 1600 *m* (Lachalpe 1565 *m*, Hoch-Waxeneck 1603 *m*, Roßkogel 1525 *m*). Dieser Teil mag um 200 bis 300 *m* gegen den östlichen abgesunken sein. Genaueres läßt sich hier nicht sagen, da sehr verschiedenartige Gesteine an der Plateauoberfläche teil-

nehmen, die eine sekundäre selektive Abtragung verursachten. Auch ist das Naßköhr zweifellos stark glazial beeinflusst (der Steilrand zwischen Naßköhr, dessen Boden rund 1270 *m* hoch liegt, und dem Plateauteil nördlich davon dürfte präglazial angelegt und glazial ausgestaltet sein).

Die übrigen Plateaureste der Schneeberggruppe sind von stärkeren Störungen nicht betroffen worden und meist zu klein, um geringe Schiefstellungen nachweisen zu lassen. Die Höhenverhältnisse der Veitschalpe weisen auf eine Neigung der Plateaulandschaft nach Osten hin. Der südwestlichste Teil der Veitsch ist außerdem von jungen Staffelbrüchen zersetzt, die jedoch nicht tektonischen Bewegungen ihre Entstehung verdanken, sondern nur ein Absitzen der Kalke auf dem plastischen Werfener Schiefer darstellen, der hier bis nahe unter die Oberfläche reicht^{26a}).

Die Landschaft der Hohen Wand (Thermenalpen) dürfte eine Neigung nach Nordosten erfahren haben. Die Gebirgsmasse der Hohen Wand ist von kleinen Blattverschiebungen betroffen worden, die die Wandkalke und die Gosau der Neuen Welt durchsetzen²⁷). Diese Blattverschiebungen haben Höhenunterschiede in der Plateaulandschaft nicht hervorgebracht und dürften auch älter sein als diese, da sich auf ihnen meist die Gräben auf dem Plateau angesiedelt haben, die sich heute gegen die Neue Welt zu öffnen. Übrigens vermag ich in der Hohen Wand in ihrer jetzigen Oberflächenform weder eine marine Abrasionsterrasse²⁸) zu sehen, noch eine fluviatile Verebnungsfläche, wie Schaffer²⁹) andeutet, weil die Formelemente — Uvalas und flache Tälchen, beide jetzt funktionslos — dieselben sind wie auf den übrigen Plateaus.

Das geologische Alter der Formen. Zwei Wege, die einander ergänzen, führen zur Bestimmung des geologischen Alters der von uns geschilderten Formen; der eine benutzt das Alter der Schichten, die die Formen aufbauen, und der zweite das Verhalten der Formen zu den Störungen, die die Schichten erfahren haben. Beide Wege führen allerdings in unserem wie in so vielen anderen Fällen nur zur Feststellung der unteren und der oberen Grenze des Zeitraumes, innerhalb dessen die Formen herausgebildet wurden, und nicht auf den Zeitpunkt selbst. Nur für die glazialen Formen läßt sich deren Alter genau feststellen.

Die von uns als eiszeitlich gedeuteten Schotter der Schwarza überlagern im südlichen Wiener Becken pliozäne Ablagerungen, sind also jünger als diese. Der Zusammenhang der Schotter-

terrassen im Gebiet der Sierning und der Schwarza ist zwar an einzelnen Stellen unterbrochen, aber doch zweifellos. Die enge Beziehung dieser Terrassen zu den Moränen ist bei Puchberg (Übergangskegel) recht befriedigend zu erkennen, weniger unmittelbar bei der Trenkwiese und am Veitschalpengraben. Der physiographische Zusammenhang zwischen den glazialen Akkumulations- und Erosionsformen ist fast allenthalben deutlich (der Moränenzug beim Schwabenhof und die Karform der Breiten Ries; die Blockwälle am Ausgang der meisten Kare). Wir dürfen daher auch für unser Gebiet die von uns als eiszeitlich bezeichneten Oberflächenformen als gleichaltrig im geologischen Sinne ansehen. Die Unterscheidung zweier Eiszeiten und zweier Rückzugsstadien folgte zwanglos der gegebenen Einteilung ohne selbständige Beweiskraft.

Das Alter der disharmonischen Formen der Plateaulandschaft bedarf eines besonderen Beweises. Wir sahen, daß diese Landschaft vom inneren Bau unabhängig ist. Sie ist jünger als die jüngsten Schichten, welche sie schneidet. Dieser stratigraphische Beweis ist aber in unserem Falle wenig befriedigend. Die Plateaulandschaft befindet sich fast ausschließlich im obertriassischen Kalk. Doch liegt auf der Hohen Wand im Bereich der Plateaulandschaft Liaskalk beim Wieser und auf der Vorderen Wand³⁰⁾. Lias befindet sich auch mehrfach im Bereich der Plateaulandschaft in den Lassingalpen — so im Gebiet des Dürrensteins und des Scheiblingsteins³¹⁾; ferner im Gebiet des Stangl Plassenkalk und Oberalm-schichten, also Schichten aus dem Übergang von Malm zur unteren Kreide (wie ich der handkolorierten geologischen Spezialkarte Z. 15, Kol. XII entnehme)³²⁾.

Weiter gegen die Jetztzeit können wir die untere Altersgrenze der Plateaulandschaft heranschieben, wenn wir die Tektonik des Gebietes heranziehen. Da ergibt sich zunächst die Tatsache, daß unsere Plateaulandschaft jünger ist als der Deckenbau des Gebietes; denn an der Oberfläche der Plateaulandschaft gehen verschiedene Decken aus. Daß der Deckenschub in unserer Gegend zu einem Teil erst nach der Gosauzeit erfolgte, steht heute fest. Aus dem Vorkommen von Eozän in der norischen Linie^{32a)} schließt Kober³³⁾ auf eine Deckenbewegung in oder nach dem Eozän. Damit wird die untere Altersgrenze der Plateaulandschaft noch mehr heraufgerückt. Ich stelle daher die Bildung der Plateaulandschaft zeitlich nach der von Heritsch³⁴⁾ als „Lepontinischer Schub“ bezeichneten Deckenbewegung. Heritschs nachmiozäner „Helvetischer Schub“ dürfte sich in unserem Gebiet nur in den leichteren tektonischen Be-

wegungen geäußert haben, die die Zerstückung der Plateaulandschaft zur Folge hatten. Das geringe Ausmaß dieser Störungen ergibt sich auch aus den Studien von Abel im Tullner Becken und von E. Höfer bei Leoben.

Die obere Grenze für das Alter der Plateaulandschaft ergibt sich daraus, daß sie älter ist als der Einbruch des Wiener Beckens. Denn durch diesen Einbruch wurde die Erosionsbasis des ganzen Gebietes um einen gewaltigen Betrag gesenkt und so die Entstehung der tiefen Täler veranlaßt, die heute die Plateaus zerschneiden. Jener Einbruch erfolgte in der zweiten Mediterranzeit, also im jüngeren Miozän. Aus allem folgt, daß die alte Landoberfläche jünger als Eozän und älter als obermiozän ist. Ob sie als oligozän oder, was mir wahrscheinlicher erscheint, als altmiozän zu bezeichnen ist, lasse ich dahingestellt. Als altmiozän wurde sie bereits von Grund³⁵⁾, Krebs³⁶⁾ und Kober³⁷⁾, vor allem auch von Götzinger³⁸⁾ betrachtet.

Eine genauere Bestimmung des Alters ließe sich erreichen, wenn Ablagerungen sich nachweisen ließen, die gleichaltrig mit der alten Landoberfläche wären. Aber der unmittelbare Beweis für die Zusammengehörigkeit von Ablagerung und Form läßt sich in unserem Gebiet nicht mehr zwingend führen; Augensteine sind bisher nur lose gefunden worden, und auch die Verebnungsflächen haben starke nachträgliche Veränderungen durchgemacht. In der Erklärung der Herkunft der Augensteine hat man sich jetzt nach mancherlei Hypothesen wohl einhellig zu der ursprünglichen Ansicht Simonys bekannt, der die Augensteine als verarmte Schotter zentralalpiner Flüsse ansah. Damit stimmen auch Graf Leiningens Roterdeanalysen vom Schneeberg überein³⁹⁾. Ihrem geologischen Alter nach werden die Augensteine meist mit Mojsisovics dem Tertiär am Stoder Zinken und seinen Entsprechungen gleichgesetzt⁴⁰⁾. Geyer⁴¹⁾ weist allerdings auf mögliche Beziehungen zu den Quarzgeröllen der oberen Gosau hin, spricht aber 1918⁴²⁾ die Augensteine als jünger an denn das Tertiär im Ennstal. Schaffer⁴³⁾ hält das miozäne Alter der pflanzenführenden Schichten am Stoder Zinken nicht für sicher, ebensowenig die Altersgleichheit und den Ablagerungszusammenhang mit den heute 1000 *m* tiefer im Ennstale liegenden Ablagerungen.

Winkler⁴⁴⁾ hat die Augenstein-Verebnungsflächen zu den altmiozänen Lagunenbildungen im alpinen Längstal in Beziehung gesetzt. Die zentralalpinen Flüsse müßten danach das Gebiet der lakustren Seichtwasserbildungen gequert haben. Ich möchte vermuten, daß diese Seichtwasserbildungen später entstanden sind als die Augensteinablagerungen, nämlich zu der Zeit, als auf den Kalkplateaus die

Flußverebnungsflächen von den flachen Karstmulden wieder **zerstört** wurden, also zur Zeit einer Vorphase der tektonischen **Absenkungen**.

Der physiogeographische Charakter der **Karstmuldenlandschaft** scheint mir sehr gut zu der Landschaft der Seichtwasserbildungen im undurchlässigen Gestein zu **passen**. Der Höhenunterschied zwischen **Flußverebnungsflächen** und Karstmulden ist verhältnismäßig gering, **so daß** ich nicht glaube, so lange Zeiträume dafür fordern zu müssen, daß man nicht beide ins Altmiozän setzen dürfte.

Die Formen des II. Talzyklus auf den Plateaus müßte man erst im Zusammenhang weithin verfolgen, ehe man sie geologisch einordnen kann. Täler dieser Zeit dürften von der Hohen Wand aus über die damals noch nicht ausgeräumte Gosau der Neuen Welt⁴⁵⁾ und über die Randberge hinweggeführt haben. Die wohl dieser Zeit angehörende Einebnungsfläche südlich von Gloggnitz liegt jedenfalls über dem höchsten pontischen Niveau. Die 615 *m*-Terrasse bei Dreistätten an der Hohen Wand befindet sich dagegen schon fast zu tief, um zum zweiten Plateauzyklus gerechnet zu werden. Hassinger⁴⁶⁾ vermutet für sie eoazänes oder sogar kretazisches Alter, worin ich ihm jedoch nicht beipflichten kann. Zu den tieferen Lagen der Erosionsbasis im Sarmatikum und in der zweiten Mediterranstufe passen die Täler des zweiten Plateauzyklus ebensowenig. Ich möchte daher auch sie für älter als die zweite Mediterranstufe halten. Die untermiozänen fluviatilen Ablagerungen der Stufe von Sinnersdorf^{46a)} am Wechsel scheinen mir nach ihrer Lagerung und ihren physiographischen Eigenschaften gut zu dem zweiten Plateauzyklus zu passen, sicher zu keiner jüngeren Landschaft.

Götzinger⁴⁷⁾ spricht mehrfach von postpontischer Erosion, indem er meint, erst die Tieferlegung der Erosionsbasis nach dem Hochstand des pontischen Sees habe diese Erosion ermöglicht. Demgegenüber möchte ich bemerken, daß wir deutliche Spuren einer vopontischen Erosion haben⁴⁸⁾, die die Täler schon nahe bis zur heutigen Tiefe ausgetieft hatte, so z. B. südlich des epigenetischen Piestingdurchbruches zwischen Pernitz und Oed. Auch im Sierningtal liegen pontische Konglomerate wenige Meter (5 bis 8 *m*) über der heutigen Talsohle bei Stixenstein⁴⁹⁾.

Für das Gebiet der Mürz ergibt sich der Beginn der Zertalung aus Äquivalenten der zweiten Mediterranstufe, die im Becken von Parschlug gefunden wurden, worauf schon Krebs⁵⁰⁾ hinweist. Dabei ist zu beachten, daß diese Ablagerungen zur Zeit ihrer Bildung im Verhältnis zu ihrer Umgebung nicht so tief lagen wie heute.

Es bedarf nach diesen Ausführungen wohl nur des Hinweises auf

die Abweichung der hier vertretenen Anschauungen über das Alter der Formen von der von Östreich wohl mehr hypothetisch gegebenen **Einteilung**⁵¹). Zumal seine Ansicht von kretazischen Tälern ist nach der heutigen Kenntnis vom Alter der Gebirgsbildung nicht mehr zu halten. Damit kann ich auch Sölchs Anschauung⁵²), daß in der Kreidezeit ein Fluß den Semmering überströmt habe, nicht teilen. Schaffers Arbeitshypothese von einem west-ostfließenden „Norischen Fluß“⁵³) fände allenfalls Platz in der Zeit der Karstmuldenbildung, wenn man nach Winklers Kritik⁵⁴) Schaffers Auffassung überhaupt noch berücksichtigen will. Östreichs⁵⁵) Deutung des „Kalkkonglomerates“ im Altenberggraben, einem Seitengraben des Raxengrabens, in 900 bis 1000 *m* Seehöhe als tertiäre Flußablagerung ist schon von Geyer⁵⁶) abgelehnt worden. Es handelt sich, wie auch ich durch eigene Beobachtung feststellen konnte, um eine rezente Gehängebreccie. Wohl aber gilt es, die Plateauform des sogenannten Erzberges zu erklären, auf der die Breccie aufruht. Ich möchte sie für einen Talbodenrest halten, wie sie in entsprechender Höhe auch sonst im Altenbergtal auftreten. Diese Talbodenreste weisen auf eine tiefere Stillstandlage der Erosionsbasis hin, als ich für den zweiten Plateauzyklus fand. Das Alter der Form halte ich für pliozän, da ich nach den Leistungen der Eiszeit in unserem Gebiete die fluviatile Eintiefung des Tales um 130 *m* (Terrasse des Erzberges 980 *m*, WH. Perl 850 *m*) in und nach der Eiszeit für unwahrscheinlich halte. Die Breccie selbst mag diluvialen Alters und sekundär auf die Terrasse aufgelagert sein.

Die allgemeinen Beziehungen der Verebnungsflächen im alpinen System hat Machatscheck mit Hinweis auf alle einschlägigen Arbeiten klargelegt; grundsätzliche Überlegungen darüber hat Penck⁵⁷) angestellt, so daß sich hier ein Eingehen auf diese Fragen erübrigt.

Zusammenfassung. Nach Beendigung der starken tektonischen Bewegungen, die zum Deckenbau unseres Gebietes führten, wurde das Gebiet unter dem Einfluß von S-N fließenden, aus den heutigen Zentralalpen über die Kalkalpen hinwegströmenden Flüssen zu einer spätreifen Hügellandschaft (Augensteine) abgetragen. Die Abtragung endete im Altmiozän. Dann wurde die einheitliche Entwässerung durch eine Vorphase der tektonischen Bewegungen unterbrochen, welche später zum Einbruch des Wiener Beckens und des Mürz-Mur-längstales führten. Es bildeten sich während dieser Vorphase flache Wannen, in denen die feinkörnigen, altmiozänen Sedimente abgesetzt wurden, die heute in der Tiefe des Mürz-Murtales liegen. Auf den Kalkalpen kehrte sich — als Folge einer Hebung dieses Gebietes — die

Entwässerungsrichtung bei Sierning, Schwarza und Mürz um. Größtenteils aber kam es hier zu örtlicher flacher Verkarstung, die zur Ausbildung von Karstmulden und flachen Tälchen führte. Die Fortsetzung der tektonischen Bewegungen (Hahns Querfaltung?)⁵⁸⁾ führte zu einer Zerstückung der Plateaus und zu einer Taleintiefung um wenige 100 *m* unter die Verebnungsflächen. Die Täler dieser Zeit hinterließen Reste breiter Talböden außerhalb der Kalkplateaus; auf diese selbst griffen nur die obersten Talenden zurück, und in den Kalkklötzen wuschen Karstgerinne im Karstwasserspiegel Höhlen aus. Später erst erfolgten die Absenkungen größter Sprunghöhe und die stärkste Tieferlegung der Erosionsbasis, die ihre Lage noch mehrfach wechselte. Nun schnitten die Täler fast bis zur heutigen Tiefe ein. Die Eiszeit brachte in unserem Gebiet nur eine geringe fluviatile Talvertiefung und auf den Kalkplateaus nicht sehr stark erodierende Gletscher hervor. Die Nacheiszeit erneute die schon vor der Eiszeit begonnene jugendliche, tiefe Verkarstung der Kalkklötze.

¹⁾ Vgl. auch 34 S. 170. — ²⁾ Vgl. ebenda u. Abb. 2. — ³⁾ 43 S. 144 u. Abb. 1; 42 Abb. 2. — ⁴⁾ 33 S. 47. — ⁵⁾ Vgl. S. 23. — ⁶⁾ 107 S. 226. — ⁷⁾ 34 S. 169; 43 S. 145f. Vgl. auch 5 Abb. S. 117 u. 6 Abb. S. 88. — ⁸⁾ 33 S. 43. — ⁹⁾ 78 S. 40, Abb. 9; 5 Abb. S. 18. — ¹⁰⁾ 78 S. 40. — ¹¹⁾ 44 S. 8. — ¹²⁾ 27. — ¹³⁾ 70, 74, 87, 4. — ¹⁴⁾ 3 S. 323. — ¹⁵⁾ Vgl. S. 81ff. — ¹⁶⁾ besonders 33, 36, 38, 63. — ¹⁷⁾ 38. — ¹⁸⁾ Vgl. S. 70. — ¹⁹⁾ 38 S. 272. — ²⁰⁾ Vgl. S. 26. — ²¹⁾ Vgl. 48 S. 170. — ²²⁾ 48 S. 197. — ²³⁾ Vgl. 44 S. 13f. — ²⁴⁾ 42 S. 7 u. Abb. 4; 43 S. 144, Abb. 2 S. 145, S. 146 Abb. 3, S. 159. — ²⁵⁾ 27 S. 687. — ²⁶⁾ 43 S. 144. — ^{26a)} 27 S. 593; 34 S. 171. — ²⁷⁾ 9 S. 138ff. — ²⁸⁾ Was Göttinger, soviel ich sehe irrtümlich, als Vermutung Hassingers hinstellt (33 S. 54). Hassinger (48 S. 170) vermutete nur in der Plattform bei Dreistätten (610 bis 615 *m*) eine marine kretazische Abrasionsterrasse. Das kretazische Alter halte ich angesichts der jüngeren Störungen, die die Gosau der Neuen Welt betroffen haben, für wenig wahrscheinlich. — ²⁹⁾ 105 S. 237. — ³⁰⁾ 9 S. 215; 125 S. 209ff. — ³¹⁾ Hier auch Oberjura und Tithon an der Glatzing. Vgl. Geol. Spez.-Karte Z. 14 Kol. XII, ferner 32 S. 13. — ³²⁾ Auf dem Hohen Student verzeichnet die handkolorierte geologische Spezialkarte (Z. 15 Kol. XIII) Gosau auf dem Plateau südlich der Studentalmhütten. Ich konnte in der Literatur keine Erwähnung dieses Vorkommens finden, und ein Besuch der Stelle konnte mich nicht von einem zweifellosen Gosauvorkommen überzeugen. — ^{32a)} Vgl. 124 u. 126. — ³³⁾ 74 S. 15; 75 S. 474. — ³⁴⁾ 55. — ³⁵⁾ 44 S. 24. — ³⁶⁾ 77 S. 36; 78 S. 39. — ³⁷⁾ 76 S. 155. — ³⁸⁾ 33 S. 44; 34 S. 169. — ³⁹⁾ 83 S. 165; vgl. auch die Besprechung von Göttinger 41 S. 79. — ⁴⁰⁾ Vgl. z. B. 29 S. 308; 56 S. 54; 79 S. 13f. — ⁴¹⁾ 30 S. 131. — ⁴²⁾ 31 S. 5. — ⁴³⁾ 107 S. 222. — ⁴⁴⁾ 134 S. 284ff. — ⁴⁵⁾ 48 S. 167f. — ⁴⁶⁾ 48 S. 199. — ^{46a)} 89 S. 377. — ⁴⁷⁾ 33 S. 44; 34 S. 169. — ⁴⁸⁾ Vgl. 120 I S. 422, 425; II S. 384; 66; 104. — ⁴⁹⁾ Vgl. 48 S. 164, 174f. — ⁵⁰⁾ 77 S. 11. — ⁵¹⁾ 92 S. 207. — ⁵²⁾ 114 S. 188. — ⁵³⁾ 105, 107. — ⁵⁴⁾ 134, 135. — ⁵⁵⁾ 92 S. 195 u. 200. — ⁵⁶⁾ 27 S. 639f. — ⁵⁷⁾ 93. — ⁵⁸⁾ 46 S. 252; 47 S. 75.

Das Lantschgebiet.

Als Lantschgebiet bezeichne ich das Entwässerungsgebiet des Mixnitzbaches, der etwa 12 km südlich von Bruck von Osten in die Mur mündet. Nach Böhm¹⁾ gehört es zur Grazer Bucht. Das Gebiet ist west-östlich gestreckt, etwa 15 km lang und 1 bis 3¹/₂, im Mittel 2 km breit. In einem Teil der Ostalpen gelegen, der sich geologisch und morphologisch sonst von den bisher betrachteten Gebieten ziemlich scharf unterscheidet, zeigt es, isoliert zwischen seiner Umgebung, doch manche Charakterzüge der Nördlichen Kalkalpen.

Der geologische Bau. Die geologische Aufnahme des Gebietes beruht, von älteren abgesehen, namentlich auf den Arbeiten von Vacek²⁾. Seine Ergebnisse sind kartographisch nicht veröffentlicht; doch konnte ich eine Kopie der betreffenden handkolorierten Spezialkarte benützen. Andere Auffassungen vertritt Heritsch³⁾. Er baut namentlich auf Anschauungen von Penecke weiter. Nicht unwesentliche Ergänzungen bieten Folgner⁴⁾ und Mohr⁵⁾. Vacek und Heritsch haben sehr verschiedene Anschauungen über die Deutung der Tektonik und damit auch über die der Stratigraphie der sehr fossilarmen Schichten. Ohne mich auf den ziemlich scharfen Schriftstreit zwischen beiden einzulassen, der zu keiner Einigung führte, möchte ich hier eine kurze Charakteristik des Baues geben.

Im Westen, an der Mur, wird die Grundlage von Hornblendegneis gebildet, der lebhaft rotgefärbten Verwitterungslehm liefert. Darüber folgen Kalkschiefer, die ohne scharfe Grenze nach oben in flaserige Kalke und schließlich in massige ungebankte Kalke übergehen, die die höchsten Lagen von Hochlantsch und Zachenhochspitz zusammensetzen. Die Lagerung ist nirgends steil. Annähernd kann man sagen, daß es sich um zwei ziemlich flache Synklinalen handelt, die west-östlich streichen, und daß diese wieder eine leichte etwa nord-südlich streichende Aufbiegung in der Mitte erfahren haben. Das heutige Relief zeigt eine ziemlich genaue Umkehrung; die massigen Kalke in den Mulden der Synklinalen bilden die Erhebungen: westlich der Aufbiegung den Hochlantsch in der nördlichen Synklinale, in der südlichen die Rote Wand und den Rötelstein. Diese ziemlich reinen Kalke westlich der Aufbiegung sind der Verkarstung unterworfen. Die nord-südlich streichende Aufbiegung in der Mitte brachte wasserundurchlässige, gebankte und geflaserte Kalke mit graphitischen Tonschiefern in die Höhe, die jetzt das flache und tiefliegende Gebiet um die Teichalpe einnehmen und subsequeute Talbildung von Norden, vom Breitalm Kreuz, und von Süden, vom Gerler Kreuz her, ver-

anlaßen. Die östlich der Aufbiegung liegenden Synklinalen sind flacher und bilden mit härteren Flaserkalken die Erhebungen des Heulantsch im Norden und des Osser im Süden. Diese Kalke sind nicht massig und nicht rein genug, um es zur Verkarstung kommen zu lassen. An dem östlichen Schenkel der Synklinale fallen brüchige helle Dolomite mit mehr oder weniger Quarzgehalt unter diese Kalke ein. Diese Dolomite treten lokal auch mehr im Westen auf; doch gibt erst ihr ausgedehnteres Vorkommen hier den Anlaß zu den flacheren Gehängen östlich vom WH. Holzmeister. Die in dieser Quarzdolomitstufe auftretenden Diabaslager und Diabastuffe spielen morphologisch keine Rolle. Die etwas steileren Gehänge an der Ostgrenze unseres Gebietes (Kulmkogel, Plankogel, Saukogel) werden von etwas härteren Kalktonschiefern gebildet, die unter die Quarzdolomitstufe einfallen. Der Lauf des Baches entspricht im großen ganzen der flachen Antiklinale zwischen den zwei Synklinalen.

Orographische Verhältnisse. Wenn man dem Mixnitzbach von seiner Mündung in die Mur aus talauf folgt, kommt man zuerst, nach einem Anstieg von wenigen Metern, gerade in der Ortschaft Mixnitz, wo der Bach im Anstehenden erodiert, auf einen flachen Schuttkegel, der nicht mehr in Funktion ist. Der Bach ist 1 bis 3 *m* in ihn eingeschnitten, ohne auf Anstehendes zu kommen. Die Talgehänge liegen an ihrem Fuße 100 bis 200 *m* auseinander und haben rund 30° Gehängewinkel. Die kleinen gleichsohlig mündenden Seitengräben haben, heute ebenfalls funktionslose, Schuttkegel auf den des Mixnitzbaches aufgelagert. Das Tal verengt sich und bei 480 *m* Meereshöhe hat man die Spitze des Schuttkegels erreicht. Das Talgefälle, bisher 25°/00 (1½°), steigert sich rasch auf 150°/00 (8½°). Der Bach durchmißt hier sehr harten ungebantkten Kalk in 200 *m* langer Schlucht mit 40 *m* hohen Wänden von 80° Gehängewinkel. Das Gehänge darüber ist in Türmchen aufgelöst und im Durchschnitt 35° steil. Talauf folgt ein etwas breiteres Talstück in dolomitischem schieferigem Gestein. Das Gehänge hat hier immerhin 30°. Im Norden des Baches liegt eine flachere wiesenbedeckte Gehängestrecke in 660 *m* Meereshöhe, 40 *m* über dem Bach. Das Gehöft des Huberbauern steht darauf. Bei 810 *m* Meereshöhe ändert sich das Bild. Man kommt wieder in sehr harte ungebantkte Kalke, die vom Bach in der „Bärenschützklamm“ durchmessen werden. Das Gefälle steigt für 2 *km* Horizontalabstand auf 12°, für eine Strecke von 200 *m* Distanz, zwischen 850 und 1000 *m* Meereshöhe, sogar auf 32°. Die stellenweise senkrechten Wände der Schlucht sind durchschnittlich 40 *m* hoch. Das Gehänge darüber zeigt Fallwinkel von rund 40°.

Schon beim Huberbauern mündet ein von Norden kommender Seitengraben mit stark vermehrtem Endgefälle, fast hängend. Hier hängen die von Norden kommenden Gräben deutlich über dem Gehänge von 40° . Sie kommen von dem flachen Gebiet der Schwaigeralm und haben etwa 5° Gefälle, auf dem letzten Stück aber bis zu 16° . In der Nähe des Schwaigerbauern zeigt eine Doline an, daß trotz der hier ziemlich dicken Verwitterungs- und Pflanzendecke auch in dieser geringen Höhe noch Verkarstung arbeitet.

Im Mixnitztal talauf gehend erreichen wir das obere Ende der Schlucht bei 1000 m Meereshöhe. Von da bis 1120 m verringert sich das Gefälle auf 4° ; die unteren Gehängepartien sind aber immer noch 40° steil, um in verschiedener Höhe plötzlich oder allmählich in ein Gehänge von nur 25° überzugehen, das sich im Norden zum Hochlantsch, im Süden zur Roten Wand hinaufzieht. Die harten Kalke gehen hier im Bachbett in flaserige, weniger reine Kalke geringerer Härte über; doch schneidet die Gesteinsgrenze deutlich das Tal oberhalb der 1000 m Isohypse, an der das Gefälle des Mixnitzbaches von 32° unterhalb zunächst auf 15° oberhalb herabgeht, um weiter bachaufwärts noch mehr zu sinken. Bei 1120 bis 1140 m Meereshöhe liegt eine breite Talstrecke (Zehnerhube), wo von Süden zwei Bäche gleichsohlig mit gleichem Gefälle wie der Hauptbach münden (Subsequenz in weicheren Flaserkalken). Oberhalb bis 1160 m Meereshöhe rücken die Gehänge (20°) wieder näher. Noch ist viel nackter Fels zu sehen, und undeutliche Karren und Karrenlöcher zeigen noch die Herrschaft des Kalkes an. Der Bach ist hier im Gleichgewicht; die mehr oder minder schmale Terrasse, $\frac{1}{2}$ bis 1 m über seinem Spiegel, ist mit Gras bewachsen, doch auch mit frischem Schutt bestreut. Sie dürfte bei sehr hohem Wasserstand überflutet werden.

Bei der Isohypse 1160 m betreten wir die Talweitung der Teichalpe. Der Landschaftscharakter ändert sich ziemlich plötzlich. Wir sind in völlig undurchlässiges Gestein gekommen. Die Gehängewinkel werden noch geringer, die Gehänge verlaufen allmählich, nicht wie bisher mit Knick, in die breite Talsohle, die versumpft ist, und in der der Bach inmitten seiner feinen schlammigen Akkumulationen ein wenig mäandriert. Gerade bei den Gehöften der Teichalpe ist ein kleiner Staudamm errichtet, um für eine Mühle das Gefälle nutzbar zu machen; doch erstreckt sich die Versumpfung und das Mäandrieren des Baches viel weiter talauf, als der Einfluß dieses nur 2 bis 3 m hohen Dammes. — Mit nur wenig stärkerem Gefälle aber völlig gleichsohlig münden Bäche von Norden (Breitalmkreuz) und von Süden (Gerlerkreuz).

Die Talsohle des Mixnitzbaches behält diesen Charakter bis dahin bei, wo sie talauf in das steilere Gefälle der Quellbäche übergeht. Die Gehänge sind dort ein wenig steiler (nicht über 30°), wo etwas härterer Kalk sie bildet (Heulantsch, Osser), oder am Talschluß, wo der härtere Tonschiefer ansteht und stellenweise aufgeschlossen ist. Am Plankogel fällt er mit 50° nach SW ein, also gleichsinnig, aber steiler als das Gehänge. Das Gefälle des Mixnitzbaches ist gerade unterhalb der Teichalpe $17^{\circ}/_{00}$, oberhalb bis etwa zum WH. Holzmeister $15^{\circ}/_{00}$, zeigt also geringe Unterschiede.

Die Gehänge der das Lantschgebiet umgebenden Täler sind an der Wasserscheide gegen dieses immer erheblich steiler geböschet. Am steilsten sind die Kalkwände im Norden des Hochlantsch zur Breitenau und im Süden der Roten Wand (stellenweise über 80°). Aber auch im weniger widerstandsfähigen Dolomit, z. B. bei der Raabquelle, ist das oberste Talgehänge nicht unter 40° steil. Am Osser zwar dacht sich die Kalkkuppe gleichmäßig zum Mixnitzbach und zur Raab ab; doch geht das oben 20° bis 25° steile Gehänge gegen die Raab zu, etwa 200 *m* unter dem Gipfel, plötzlich in ein solches von ebenfalls 40° über.

Beim Angerwirt (1197 *m*) liegt die Wasserscheide nur knapp 10 *m* über dem Mixnitzbach und nur etwa 400 *m* von ihm entfernt. Die Breite und Flachheit der Formen zeigt, daß hier dem Mixnitzbach ein südliches Seitental verloren gegangen ist, das größer war als das erhaltene westlich davon, das vom Gerlerkreuz nach Norden führt. Nicht Anzapfung, sondern nur die rückschreitende Erosion des Tobergrabens haben diese Verschiebung der Wasserscheide bewirkt. Beim Schwabbauerneck (1251 *m*) liegt die Wasserscheide allerdings noch 20 *m* über dem Mixnitzbach, aber die steilen Gehänge des obersten Raabgrabens haben sich hier bis auf 100 *m* dem Mixnitzbache genähert. Dieser Stelle entspricht fast portraitähnlich das Blockdiagramm einer bevorstehenden Anzapfung bei Davis-Rühl⁶).

Entstehungsgeschichte der Formen. Wollte man den geschilderten Formenschatz auf einen einheitlichen Abtragungszyklus zurückführen, so käme man auf eine Reihe unüberwindlicher Schwierigkeiten. Das geschilderte Gefälle unterhalb, innerhalb und oberhalb der Bärenschützklamm, wie das Hängen der Seitengraben des Mixnitzbachtals müßte dann durch Härteunterschiede des Gesteins erklärt werden. Auf weiche Gesteine müßten die verhältnismäßig geringen Böschungen der Gehänge der Landschaft oberhalb der Klamm zurückgeführt werden.

Diesen Erklärungsversuch scheint Sölch im Sinne zu haben,

wenn er von den „schönen Gefällsstufen in der Bärenschützklamm (600 *m* Höhenunterschied auf 4 *km*)“ spricht und erwähnt, daß man gerade im Gebiet des Grazer Paläozoikums mit seinen Kalken und Dolomiten den Eindruck gewinnt, daß die Gefällsunterschiede auf Gesteins Härte beruhen⁷⁾. Doch kommt Sölch selbst auf Grund von Beobachtungen, die außerhalb des Lantschgebietes liegen, zu anderen Schlüssen. Es gibt aber auch im Lantschgebiet selbst und in seiner nächsten Umgebung Tatsachen, die zu anderer Auffassung zwingen.

Zunächst die erwähnten ungleichsohlig mündenden Nebengräben, die von der Plateaufläche der Schwaigeralm zur Bärenschützklamm herabkommen⁸⁾. Sie sind jetzt funktionslos. Die Verkarstung, die heute das ganze, etwa 1220 bis 1240 *m* hohe Plateau der Schwaigeralm bearbeitet, hat zwar noch keine steilwandigen Dolinen in den Tälchen hervorgebracht; aber die dünne, von zahlreichen Lücken durchsetzte Verwitterungs- und Pflanzendecke, die allerdings spärlichen Karren auf den freien Felsflächen und kleine Karrenbrunnen beweisen ihre Tätigkeit zur Genüge. Die Verkarstung ist die Ursache der heutigen Funktionslosigkeit der Tälchen, die gleichwohl ihrer ganzen Form nach nur durch oberirdisch fließendes Wasser entstanden sein können. Das kann aber nur unter einer dicken Verwitterungsschicht geschehen sein, die genügte, um das Versinken des oberflächlich ab rinnenden Wassers zu verhindern, also gewiß nicht in der Nähe einer tiefeingeschnittenen Klamm, die an sich schon den Karstwasserspiegel tief hätte herabsenken müssen und durch die aller Schutt rasch weggeführt worden wäre. Wäre ferner der Gefällsbruch des Mixnitzbaches nur eine Folge der Härteunterschiede der Gesteine, so müßte er auch an der Gesteinsgrenze liegen, was nicht der Fall ist.

Es zeigt sich überhaupt, daß die Grenze harter und weicher Gesteine zum Teil gar nicht mit der Grenze der verschieden geböschten Formen übereinstimmt. So erweist sich der Versuch, die Formen des Lantsch, soweit sie nur schwer mit der Annahme eines einfachen Zyklus zu vereinbaren sind, auf Härteunterschiede zurückzuführen, als unmöglich. Nur die Annahme eines mehrfachen Zyklus liefert eine brauchbare Erklärung.

Ein anderes Moment, das auf mehrere Erosionszyklen als Ursache des heutigen Formenschatzes unseres Gebietes hinweist, ist das eigenartige Flußnetz. Es zeigt sich an vielen Stellen auf das deutlichste, daß die Anlage der Täler kaum durch die Annahme zu erklären ist, daß diese Täler ohne Unterbrechung bis heute sich in eine Urform eingeschnitten hätten. Der Tyrnauer Graben führt nicht durch die weichen Dolomite, die jetzt den Wetterbauer-Sattel (769 *m*), südöstlich

des Murknies südlich von Mixnitz, bilden, unmittelbar zur Mur, sondern zieht ihr etwa 6 km lang fast parallel, in $1\frac{1}{2}$ bis $2\frac{1}{2}$ km Entfernung, wobei er härtere Kalkschiefer gegen das Einfallen der Schichten kreuzen muß, die den Gschwendtberg (1009 m) auf seinem rechten und den Hoch-Trötsch (1238 m) auf seinem linken Gehänge bilden. Auch wäre das Lantschgebiet östlich der Teichalpe durch den Tobergraben und über den Wetterbauer-Sattel durch relativ weiche Kalkschiefer zur Mur unter Umgehung der harten Kalke der Bärenschützklamm zu entwässern gewesen, ohne daß dieser Weg länger wäre als der jetzige. Die Anlage des Murtales selbst und die der Täler des Raabgebietes zeigt noch mehrere solche Züge, die ich nicht erwähnen will, da sie dem Lantschgebiete zu ferne liegen. Diese Eigentümlichkeiten sind nur dann erklärbar, wenn man sie für das Erbe aus einer Talanlage anspricht, die älter ist, als die Ausarbeitung der heutigen Oberflächenformen.

In dem Talstück zwischen Hochlantsch und Tyrnauer Alpe liegen die erwähnten etwa 40° steilen Gehänge, nach unten durch einen Knick geschieden von den steileren jungen Gehängen des Mixnitzbaches, nach oben in der Nähe der genannten Gipfel deutlich abgesetzt gegen die flacheren Gehänge, welche nach Osten zu sich mit der einheitlichen alten Landschaft oberhalb der Teichalpe vereinigen. Ich sehe darin Spuren einer Stillstandslage der lokalen Erosionsbasis nach der Zerstückelung der alten Landschaft, 400 bis 600 m über der heutigen Talsohle⁹⁾. Hierher mögen auch die oft sehr deutlichen Gehängereste in der Breitenau und in den anderen Nachbartälern gehören, hierher auch Aigners Reste älterer Landschaft¹⁰⁾ in der Umgebung des Lantschgebietes. Auch die in etwa 900 m Meereshöhe im Rötelstein gelegene Drachenhöhle wird dieser Zeit angehören, als der Karstwasserspiegel im Kalk nicht mehr dicht unter der Oberfläche lag, aber auch nicht so tief wie heute. Die Drachenhöhle ist eine große horizontale Eforationsröhre von rund 18 m Durchmesser und 100 m Länge, die sich im Innern des Berges verzweigt. Schotter sind darin bisher nicht gefunden worden, nur reichlich Höhlenlehm, der jetzt als Dünger abgebaut wird. Nach dem neuerlichen Sinken der Erosionsbasis hat der Höhlenfluß, der eine Weile dies Ereignis überdauerte, unterhalb des Höhlenausgangs eine heute funktionslose, nur von einem Schuttstrom erfüllte Schlucht in das Gehänge gegraben.

Zusammenfassung. Das Lantschgebiet wird im wesentlichen aus Kalkschiefern, Quarzdolomit und Flaserkalken gebildet, welche letztere im Unterlaufe des Mixnitzbaches von sehr harten ungebankten Kalken überlagert werden. Diese werden vom Bach in steiler enger

Klamm angeschnitten, aber nicht durchschnitten. Sie wurden so der Anlaß, daß oberhalb der Rest einer Landschaft erhalten blieb, die im Erosionszyklus bis zur Spätreife abgetragen worden war. In den harten Kalken selbst blieb infolge der nur langsamer arbeitenden Verkarstung ein Stück der alten Landschaft erhalten.

Die das Gebiet umgebenden Täler zeigen die Formen beginnender Reife. Sie vergrößern jetzt ihr Gebiet auf Kosten des Mixnitzbaches. Die Übereinstimmung in der Höhe der Bergrücken zwischen diesen Tälern, untereinander und mit denen des Lantschgebietes, sowie ererbte Charakterzüge in der Talanlage sind als Spuren der ehemals über die ganze Umgebung des Lantschgebietes sich ausdehnenden, spätreifen Landschaft anzusprechen.

Zwischen der Höhe der alten Landschaft und der heutigen Talsohle finden sich Reste einer Stillstandslage der Täler entsprechend denen des zweiten Talzyklus auf den Plateaus der Kalkalpen¹¹⁾.

Das geologische Alter der Formen. Die Plateaulandschaft ist jünger als die starken Bewegungen des Deckenbaues. Das erhellt schon daraus, daß die Plateaulandschaft mit größter Wahrscheinlichkeit ehemals eine viel weitere Verbreitung hatte¹²⁾. So dürfte der Rücken des Rennfeldes (1630 *m*) heute noch wenig unter die Höhenlage der ehemaligen Plateaulandschaft erniedrigt sein; das Rennfeld gehört dem Grundgebirge der unterostalpinen Decke an, das Lantschgebiet aber dem Silur-Devon der oberostalpinen. Die Plateaulandschaft hat also die Decken quer abgeschnitten. Auffallend sind auch die Rückenflächen der Stanglalpe und des Teufelsteins (1499 *m*), welche auch Aigner¹³⁾ als disharmonisch bezeichnet. Diese Reste einer alten Landschaft führen somit von denen in den Kalkalpen hinüber zu denen in den Seetaler- und Saualpen und weiterhin¹⁴⁾ und zu denen in den Steiner Alpen¹⁵⁾.

Das Alter der Überschiebungen des Gebietes erklärt Heritsch¹⁶⁾ für vorgosauisch; er spricht aber selbst von starken nacholigozänen Aufrichtungen vor der Zerlegung des Gebiets durch die Brüche, die er in die Zeit der zweiten Mediterranstufe stellt¹⁷⁾. Mohr dagegen glaubt, daß bei Frohnleiten vielleicht Gosau vom Hochlantschkalk überschoben ist.

Bedeutungsvoll für die Altersfrage der Landschaft ist auch folgende Äußerung Kobers¹⁸⁾: „An zwei Brüchen sinkt die Tafel des Hochlantsch in die Tiefe des Murtales. Die tiefste Scholle erreicht bereits die Mur. Die erste und zweite Stufe sind geschieden durch eine Verwerfung, die auf dem Wege in die Bärenschütz ungemein klar zu erkennen ist. Die zweite und dritte Scholle werden durch die Linie

getrennt, die von der Bärenschütz zum ‚Schwaiger‘ verläuft. Die obere und mittlere Scholle bilden zwei flache Wannen, in deren tiefsten Teilen die Gosau-(?)Ablagerungen liegen“. Die unterste Scholle ist schon recht zerschnitten, die mittlere dagegen, deren Höhe das Gehöft des Schwaigerbauern (884 *m*) kennzeichnet, zeigt eine auffallend ebene Oberfläche, die ich als abgesunkenen Rest der Plateaulandschaft ansehe. Wenn sich Kobers Vermutung, daß hier Gosau liegt, bewahrheitet (ich fand beim Schwaiger graugelbliche Mergelsandsteine, die denen der typischen Gosau der Neuen Welt petrographisch gleichen), dann hätten wir damit einen stratigraphischen Beweis für das nachgosauische Alter der Plateaulandschaft. Die oberste Scholle Kobers ist zugleich der westlichste Teil des ganzen Plateaus; sie ist das schon besprochene Gebiet der Schwaiger-Alm in 1220 bis 1240 *m*. Ich konnte hier keine gosauähnlichen Gesteine beobachten. Der Bruch zwischen der oberen und mittleren Scholle ist nur von kleinen steilen Rinnen angegriffen, also auch morphologisch jung.

Folgn^{er}¹⁹⁾ hält dagegen die dort auch vorkommenden Konglomerate für an- und eingelagertes Tertiär vom Alter der Seegrabner Konglomerate. Diese Deutung ergibt hier unmittelbar das Alter der Plateaulandschaft als vormiozän, vielleicht altmiozän. Dazu kommen andere Überlegungen. Das Obereozän bei Kirchberg am Wechsel ist noch stark gestört²⁰⁾. Im Oligozän war Mittelsteiermark wohl noch nicht meeresbedeckt; die Ausbildung der mittelsteirischen Bucht reicht in ihren Anfängen ins tiefste Miozän, doch nicht weiter zurück²¹⁾. Die Beendigung der Ausbildung der Plateaulandschaft paßt physiogeographisch somit gut in die Zeit ruhiger Sedimentation im untern Miozän²²⁾ zur Zeit der Eibiswalderschichten²³⁾. Dann folgten tektonische Bewegungen, welche die Fortbildung der Plateaulandschaft unterbrachen und in der mittelsteirischen Bucht zur Ablagerung grobklastischer Sedimente Anlaß gaben²⁴⁾.

Um das Alter des zweiten Talzyklus auf dem Plateau genau anzugeben, müßte man vorher die zugehörigen Landschaftsreste im Zusammenhange weithin verfolgen. Aigner nimmt für Formen, die ich für gleich alt halte, pliozänes Alter an, ohne es zu beweisen²⁵⁾. Ich möchte die Formen eher für älter halten. Sölch ist geneigt, die junge Erosion überhaupt für nachpontisch zu halten²⁶⁾. Ich sehe keine zwingenden Gründe gegen die Annahme, daß schon vorpontische Erosion²⁷⁾ auch bis ins Lantschgebiet zurückgegriffen habe.

Spuren des Diluviums. Die Eiszeit hat im Lantschgebiet keine Gletscher hervorgebracht. Ich konnte trotz Suchens an den orographisch wahrscheinlichen Stellen keine Spuren einer Gletscher-

wirkung finden, ebensowenig in der Literatur Angaben darüber²⁸⁾. Dies ist verständlich, wenn man die Lage der eiszeitlichen Schneegrenze in den umliegenden Gebirgsgruppen betrachtet. Das Semmeringgebiet²⁹⁾ beherbergte zwar kleine Gletscher bei einer Schneegrenzhöhe von 1500 *m* und wenig höheren Gipfeln wie Stuhleck 1783 *m* und Umschufriegel 1713 *m*. Aber die Schneegrenze hob sich nach Westen zu (Gleinalpe 1700 *m*, Koralpe 1800 *m*³⁰⁾, so daß günstigsten Falls nur sehr kleine Teile des Hochlantsch — wenn überhaupt welche — darüber lagen, die zur Gletscherbildung nicht genügten.

Den großen, jetzt funktionslosen Schuttkegel am Ausgang der Schlucht gegen Mixnitz zu halte ich für diluvial; im Vergleich mit den Leistungen des Diluviums in den Schneebergalpen möchte ich auch den größten Teil der Bärenschützklamm für diluvial halten; dies umsomehr, als mir die Wasserfülle des Mixnitzbaches (ich besuchte ihn nach ausgiebigen Niederschlägen) heute für die Größe der Schlucht zu gering erscheint.

1) 12 S. 403. — 2) 129; besonders 1906 S. 208 ff. — 3) 50 bis 54, ganz kurz, auch die neuesten Ergebnisse zusammenfassend in 56 S. 47, 121, 141. — 4) 23 S. 451 f. — 5) 88. — 6) 18 S. 51, Abb. 14. — 7) 115 S. 129 f.; vgl. auch 116 S. 463. — 8) Die Originalaufnahme verwischt diese Verhältnisse etwas, wie ich mehrfach mit Klinometer und Barometer feststellte. — 9) Vgl. S. 36f. — 10) 3 S. 309 ff. — 11) Vgl. S. 36. — 12) Vgl. S. 85 f. — 13) 3 S. 325. — 14) 112 S. 282. — 15) 84 S. 3 f. — 16) 54 S. 74. — 17) 50 S. 221; vgl. auch 56 S. 121. — 18) 74 S. 181; vgl. auch 75 S. 455. — 19) 23 S. 451. — 20) 87 S. 201. — 21) 133 S. 515 u. 609; vgl. auch 59. — 22) 134 S. 308; vgl. auch die Besprechung von Dreger 21; die Berichtigungen Petrascheks (97) zu Winklers Arbeit und Schriftstreit zwischen Schaffer (107) und Winkler (135) berühren unsere Folgerungen hier nicht. — 23) zu deren Alter vgl. 58 S. 76. — 24) 134 S. 309; vgl. auch 60 S. 228 bis 233; über Störungen der II. Mediterranstufe vgl. auch 97 S. 311. — 25) 3 S. 317. — 26) 115 S. 133. — 27) vgl. S. 78. — 28) vgl. 116 S. 409; 2. — 29) 94 S. 1136. — 30) 94 S. 1134 u. 1196.

*

Größe und Verbreitung der Plateauflächen in den nordöstlichen Kalkalpen.

Meine genaueren Begehungen erstrecken sich nur auf die Schneebergalpen, die Thermenalpen und das Lantschgebiet, während kurze Besuche des Steinernen Meeres und der Zeller Staritzen mich vergewisserten, daß es sich hier um dieselben Erscheinungen handelt. Für das weite dazwischenliegende Gebiet mußte ich mich bei der Verfolgung der Verbreitung der Plateauflächen auf das Studium der Karten beschränken.

Zunächst einiges über die Art der Flächenmessung. Die Grenzen der zu messenden Flächen wurden auf eine Oleate mit

Millimeterquadratur durchgepaust und die Quadratmillimeter gezählt, die Bruchteile geschätzt. Die Genauigkeit dieser Methode ist der des Messens mit dem Polarplanimeter ebenbürtig. Ich stellte eine Probe an durch fünffaches Durchzeichnen derselben Flächen von 895 mm^2 und durch je dreifaches Auszählen derselben Pause. Der größte Fehler erreichte nicht ganz 1%, der durchschnittliche $\frac{1}{2}\%$. Bei sehr kleinen Flächen wird der prozentuelle Fehler selbstverständlich größer. Die kleinsten gemessenen Flächen sind etwas über 10 mm^2 groß. Der mögliche Fehler erreichte aber auch hier noch nicht 10%. In Anbetracht der geringen absoluten Größe dieser Flächen ist auch dieser Fehler für die Summe aller Flächen verschwindend klein.

Die Begrenzung der Plateauflächen erfolgte nach der topographischen Spezialkarte unter stetem Vergleich mit der geologischen. Auch andere topographische Karten größeren Maßstabes wurden herangezogen, so die Alpenvereinskarten für das Berchtesgadnergebiet, den Dachstein und das Gesäuse, ferner die Karte der Raxalpe von Rohn, alle in 1:25.000; die Karten des Militärgeographischen Institutes vom Gesäuse 1:30.000, vom Ötschergebiet 1:60.000, vom Schneeberg- und Raxgebiet 1:40.000; die Freytagsche Karte von Veitsch und Schneealpe und von Rax und Schneeberg in 1:50.000, endlich die ältere Paulinysche Karte 1:37.500.

Die Grenzen der Plateauformen sind oft schon in der Natur nicht völlig scharf; umsomehr mußte ich die Schwierigkeiten empfinden, sie nur nach der Karte einzuzeichnen. Eine andere grundsätzliche Frage erhob sich: inwieweit sind Glazialformen auszuscheiden? Ihr Areal völlig von den Plateauformen abzuziehen war untunlich; dann wäre nicht viel mehr übrig geblieben als Hohe Wand, Gahns und Lantschgebiet. Denn eine gewisse Beeinflussung durch das Eis haben auch die flachen Plateauformen erfahren. Ich habe versucht die Grenze so zu ziehen, daß die glazialen Formen, soweit sie nicht im Bereiche der jungen Erosion liegen, mit zum Areal der Plateaus gerechnet wurden. Ich schied z. B. auf der Rax die typischen Kare an der Heukuppe und an den Lechner Mauern nicht aus. Was dagegen an glazialen Formen unterhalb der Plateauränder liegt, wurde nicht eingerechnet, auch dort nicht, wo die Eiszeit den Plateaurand stark zurückgedrängt hat. Ich empfinde dieses Kompromiß selbst als störend; doch war es unvermeidlich.

Probemessungen ergaben, daß die Unsicherheit dieser Grenzbestimmungen für das Areal einen mittleren Fehler von 3% ausmacht. Ich verzichtete daher auf eine Messung unmittelbar auf der Spezial-

karte und benutzte dazu die Freytagsche Touristenkarte 1:100.000, die wohl etwas weniger genau ist, aber wegen der farbigen Geländedarstellung und des bequemen Maßstabes die Messung sehr erleichtert. Papiereinsprung von Karte und Oleate wurden, soweit möglich, herausgerechnet.

Wenn ich in der folgenden Tabelle durchweg die Zehntel der Kilometer angebe, so geschieht dies nur der Gleichmäßigkeit halber, weil die kleinsten Areale eben nur ein Zehntel Quadratkilometer umfassen. Bei größeren Arealen sind oft auch die Einer der Kilometer mit einer gewissen Unsicherheit behaftet. Bei den kleinsten Werten (0.1 km^2) ist der Wert schon durch die Kürzung der in der Messung und Rechnung mitgeführten zweiten Dezimale nur auf $\pm 50\%$ genau. Hier handelt es sich also nur um Angabe der Größenordnung, nicht der absoluten Größe.

Die zur Ableitung der relativen Größe der Plateauflächen gegebenen Areale der Gebirgsgruppen nach Böhms Einteilung der Ostalpen¹⁾ erhielt ich, indem ich nach Böhms Text die Grenzen auf den Blättern der Ravensteinkarte 1:250.000 einzeichnete und mit der quadrierten Oleate auszählte. Meine Werte weichen zum Teil erheblich — bis 11% — von denen von Benesch²⁾ ab. Benesch maß unmittelbar auf der Karte Böhms in 1:1.000.000. Probemessungen auf meinem Exemplar dieser Karte lassen mich vermuten, daß Benesch den hier recht bedeutenden Papiereinsprung nicht berücksichtigt hat. Außerdem trägt die starke Generalisierung auf Böhms Karte zur Vergrößerung des Unterschiedes bei, besonders in den dem Alpenvorland benachbarten Gebirgstteilen. Probemessungen auf der weit genaueren Karte im gleichen Maßstab im Handatlas von E. Debes ergaben durchwegs viel geringere Abweichungen von meinen nach der Ravensteinkarte erhaltenen Werten.

In der nachfolgenden Tabelle bedeutet die erste Zahl nach dem Namen der Gruppe deren Gesamtareal, die folgenden beiden Zahlen das Areal der Plateaus (Pl.) in dieser Gruppe in Quadratkilometer und in Prozenten des Gesamtareals. Die bei manchen Gruppen in Klammer beigefügten Werte (km^2) sind den Tabellen von Hoffer über das unterirdisch entwässerte Areal entnommen. Sie sind naturgemäß oft größer als meine Werte, da Hoffer mehrere unterirdisch entwässerte Gebiete anführt, in denen keine Plateaureste erhalten sind. Worauf manche andere Unstimmigkeiten zurückzuführen sind, kann hier nicht erörtert werden³⁾.

I. Salzburger Alpen 6450 km^2 ; Pl. 657·9 km^2 , 10·2 0 / o .

a) Waidringer A. 469 km^2 ; Pl. 22·4 km^2 , 4·7 0 / o .	Höherstein-Berg 2·2 km^2
Pl.: Kirchberg 4·7 km^2	Leisling-Kogel 0·8 „
Kammerkehrplatte 6·7 „	Sandling 0·2 „
Loferer Steinb. (25·1) 3·7 „	Totes Gebirge (300·5) 144·2 „
Leoganger Steinb. (36·9) 7·3 „	Röthelstein 0·7 „
	Kamp 0·2 „
	Lawenstein 0·3 „
b) Berchtesgadner A. 1377 km^2 ; Pl. 211·8 km^2 , 15·4 0 / o .	Krahstein 1·2 „
Reichenhaller Gr. 372 km^2 ; Pl. 44·3 km^2 , 11·9 0 / o .	Hutterer Höss. 1·1 „
Pl.: Litzl Kogel ¹⁾ (3·9) 2·9 km^2	Warscheneck (94·2) 23·8 „
Reiteralpe (36·5) 20·5 „	Schwarzenberg 2·3 „
Lattengebirge (18·0) 11·5 „	d) Wolfganganger A. 1196 km^2 ; Pl. 42·0 km^2 , 3·5 0 / o .
Untersberg (17·1) 9·4 „	Pl.: Schlenken 0·1 km^2
Königssee-Gr. 736 km^2 ; Pl. 125·0 km^2 , 17·0 0 / o .	Schmitenstein 0·2 „
Pl.: Steinernes Meer (160·0) ²⁾ 56·7 km^2	Regenspitze 0·5 „
Hagengebirge (103·8) 53·8 „	Hoher First 1·0 „
Hochkönig (53·0) 14·5 „	Hochzinken 16·4 „
Tennengeb. 269 km^2 ; Pl. 42·5 km^2 , 15·8 0 / o .	Gr. Einberg 0·1 „
c) Ausseer A. 1952 km^2 ; Pl. 379·9 km^2 , 19·5 0 / o .	Hohe Platte (5·5) 6·2 „
Dachstein-Gr. 890 km^2 ; Pl. 198·1 km^2 , 22·3 0 / o .	Hainzen (Laufener Geb.) 1·1 „
Pl.: Buchberg-Riedel ³⁾ (15·4) 5·6 km^2	Schafberg (0·7) 0·7 „
Dachstein (187·8) 189·6 „	Höllengebirge (38·5) 15·7 „
Hoher Sarstein (6·0) 2·5 „	e) Grünauer A. 552 km^2 ; Pl. 1·8 km^2 , 0·3 0 / o .
Hohe Radling 0·4 „	Pl.: Traunstein (8·0) 0·1 km^2
Priel-Gr. 1062 km^2 ; Pl. 181·8 km^2 , 17·1 0 / o .	Erlakogel 0·3 „
Pl.: Hohe Schrott 4·8 km^2	Kasberg 1·0 „
	Schwalbenmauer 0·4 „
	f) Oberösterr. Seehügel 914 km^2 ; Pl. 0·0 km^2 , 0·0 0 / o .

II. Österreichische Alpen 8577 km^2 ; Pl. 281·0 km^2 , 3·2 0 / o .

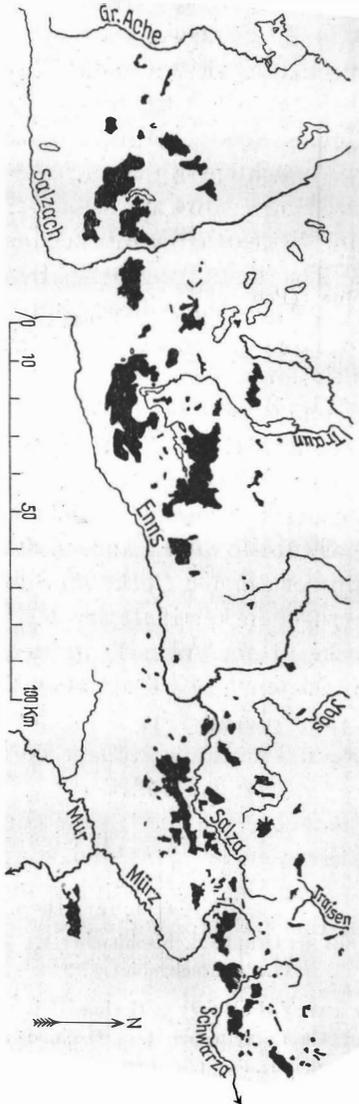
a) Ennstaler A. 440 km^2 ; Pl. 2·5 km^2 , 0·6 0 / o .	Tribitz 0·7 km^2
Pl.: Gr. Buchstein (7·2) 1·2 km^2	Meßnerin 0·1 „
Sparafeld (20·4) 0·4 „	Mitteralpe 2·2 „
Zinödl ⁴⁾ 0·3 „	Windgrube 1·4 „
Stadelfeld ⁴⁾ (27·5) 0·3 „	Oisching 0·1 „
Haselkogel ⁵⁾ (11·5) 0·3 „	Fürstkupe 0·5 „
b) Hochschwab-Gr. 699 km^2 ; Pl. 92·7 km^2 , 13·3 0 / o .	Riegerin 1·8 „
Pl.: Kaiserschild (3·0) 0·5 km^2	Hoch Türnach (1·0) 1·3 „
Kalte Mauer 0·2 „	Zeller Staritzen 7·4 „
Gr. Geiger 2·5 „	c) Schneeberg-Gr. 907 km^2 ; Pl. 100·1 km^2 , 11·0 0 / o .
Pfaffenstein 0·1 „	Pl.: Veitsch (16·5) 5·3 km^2
Hochschwab (224·7) ⁶⁾ 72·2 „	Tonion 2·2 „
Trenchtling 1·7 „	Wetterin 0·5 „

Weißalm	0·4km ²	Reichenwaldberg	2·2km ²	
Student (9·6)	2·7 „	Gfälleralpe	1·0 „	
Königsalpe	0·7 „	Hochstadl-Hennesteck	3·9 „	
Proles	0·4 „			
Wildalpe	0·8 „	g) Hohenberger A. 926 km ² ; Pl. 9·4 km ² ,		
Schneealpe (43·6)	23·7 „	1·0‰.		
Raxalpe (32·7)	29·6 „	Pl.: Kalte Kuchel E. Annaberg	0·5km ²	
Studierkogel	0·1 „	Paulmauer u. Schachner-		
Kuhschneeberg	5·4 „	alm	1·7 „	
Hochschneeberg	3·8 „	Grössenberg sw. Rohr	1·8 „	
Gahns	(90·8) 20·8 „	Handlesb. n. Schwarzau	0·3 „	
Schacher	0·4 „	Vorderalpe s. Lilienfeld	0·4 „	
Asandberg	0·2 „	Klosteralpe	1·8 „	
Hofalpe (Poll-		Graser w. Kl. Zell	1·2 „	
wischalm).	(57·6) 0·4 „	Trafel n. Gutenstein	1·7 „	
Gippel	0·4 „			
Obersberg	0·7 „	h) Thermen A. 768 km ² ; Pl. 20·9 km ² , 2·7‰.		
Fegenberg	1·6 „	Pl.: Gösing	1·0km ²	
d) Lassing A. 634 km ² ; Pl. 41·9 km ² , 6·6‰/o.		Auf der	} Kettenlois (38·0)	
Pl.: Stanglalpe (7·7)	6·2 km ²	Kehr		1·2 „
Göstlinger A.?) (18·7)	7·6 „	Kuhberg	0·2 „	
Dürrenstein (14·3)	13·3 „	Grössenberg nw. Puch-		
Kräuterin ⁸⁾ (7·2)	9·5 „	berg	0·3 „	
Burg-Riegel ⁹⁾ (6·3)	5·3 „	Schober und Dürre Wand	0·6 „	
		Hohe Wand und Gelände-		
e) Mollner A. 845 km ² ; Pl. 2·2 km ² , 0·3‰/o.		berg (35·2)	12·6 „	
Pl.: Hohe Nock (37·0)	0·3 km ²	Kressenberg	0·5 „	
Rotgsohl	0·2 „	Vordere Mandling)	0·5 „	
Ebenforst	1·7 „	Hohe Mandling	0·6 „	
		Rosen-Kogel	0·5 „	
f) Hollensteiner A. ¹⁰⁾ 2260 km ² ; Pl.		Auf der Wurzen	} (46·8) ¹¹⁾	
11·3 km ² , 0·5‰/o.		sw. Furth		2·2 „
Pl.: Stubau	1·2 km ²	Waxeneck sö. d.		
Stumpfmauer	0·3 „	vorigen	0·7 „	
Gamsstein	0·6 „			
Scheibenberg	2·1 „	i) Wiener Wald 1100 km ² ; Pl. 0·0 km ² ,		
		0·0‰.		

III. Cetische Alpen.

Grazer Bucht (aus der Gruppe d. Fischbacher A.) 1170 km²; Pl. 17·9 km², 1·5‰/o.
Pl.: Lantschgebiet 17·9 km², 1·5‰/o.

Anmerkungen zur Tabelle: ¹⁾ = Gerhardstein bei Hoffer. — ²⁾ Bei Hoffer Watzmann inbegriffen. — ³⁾ Gosaukamm bei H. — ⁴⁾ Zinödl und Stadelfeld bei H. als Ödstein und Hochtor zusammengefaßt. — ⁵⁾ = Lugauer bei H. — ⁶⁾ Umfaßt auch mehrere der hier einzeln aufgeführten Plateaus. — ⁷⁾ = Hochkahr bei H. — ⁸⁾ = Hochstadl bei H. — ⁹⁾ = Jägerberg bei H. — ¹⁰⁾ Götzing (40 S. 6) erwähnt südlich von Gaming Dolinen im Poltzberggebiet, das ebenfalls Plateaucharakter zu haben scheint, ohne daß ich es kartenmäßig umgrenzen könnte. Das gilt auch von einer Anzahl von Plateauresten, die Krebs (77 S. 33ff.) in den Hollensteiner und Hohenberger Alpen erwähnt. Ich unterlasse sie hier anzuführen. Das gilt auch für einen Teil der von A. Slanar-Stummvoll (113) erwähnten Stellen. — ¹¹⁾ Hoffers Gebiet zwischen Piesting und Triesting.



Die Verbreitung der Plateauflächen in den nordöstlichen Kalkalpen zwischen Groß-Ache und Wiener Becken.

Maßstab 1 : 2,000,000.

Die erhaltenen Plateauflächen sind schwarz dargestellt.

Auch im Westen fehlen Plateaureste nicht völlig, wie die Arbeiten von Eckert und von Distel und Scheck zeigen. Doch treten sie hier zurück. Ich beschränkte daher meine Messungen auf den Teil der nördlichen Kalkalpen östlich des Groß-Achentales.

Den Tabellen und der beistehenden Karte, die die Verteilung der Plateaus veranschaulichen soll, habe ich nur wenige Worte hinzuzufügen. Vergleicht man die Ausdehnung der Plateaus mit der geologischen Beschaffenheit des Untergrundes, so zeigt sich, daß sie dort am größten ist, wo mächtige Kalke auftreten und zumal, wo diese Kalke flach gelagert sind⁴⁾. Böhm's Äußerung⁵⁾, daß flache Lagerung der Schichten „die Plateaubildung begünstigt“, müssen wir jetzt dahin ändern, daß diese Bedingungen der Erhaltung der alten Landschaft günstig sind. Die Abnahme dieser günstigen Bedingungen erklärt die Abnahme der Kalkplateaus nach Westen zu sowie in der geographischen Länge des Gesäuses, wo sie wohl eine sekundäre Folge der nördlich davon liegenden Scharung bei Groß-Raming ist.

Der Vergleich mit Kobers Karte⁶⁾ des Deckenbaues der nordöstlichen Kalkalpen in 1:1,500.000 läßt sich nicht streng durchführen, da diese Karte zu stark generalisiert ist. Jedenfalls kommen große und völlig zweifellose Reste alter Landschaft in verschiedenen Decken vor, z. B. in der Oberostalpinen Decke im Silur-Devon (Lantschgebiet), in der Hochalpinen Teildecke (Plateaus der Schneebergalpen), in der Hallstätter Teildecke (Hohe Wand), in der Ötscher Teildecke der Voralpinen Decke (Dürrenstein). Trotz aller Unsicherheit im einzelnen bleibt der Schluß aus dieser Verteilung der Plateaus zwingend, daß die Bildung der alten Landschaft jünger ist als die tektonischen Bewegungen, die zum Deckenbau führten.

Ich bin mir bewußt, daß die obigen Tabellen, deren Werte auf der beigegebenen Karte eingetragen sind, nur eine allererste Übersicht darstellen und vielfach der Nachprüfung in der Natur und der Ergänzung bedürfen. Das Gesamtergebnis über die Verbreitung und die mich selbst überraschende verhältnismäßige Größe der erhaltenen Reste der Plateaulandschaft dürfte aber dadurch kaum berührt werden.

1) 12. — 2) 7. — 3) Ich halte Hoffers Arbeit nicht für völlig erschöpfend. Namentlich in den Mollner, Hollensteiner und Hohenberger Alpen dürften sich noch ganz ansehnliche unterirdisch entwässerte Gebiete feststellen lassen, auch wenn man annimmt, daß die kleineren von mir ausgemessenen Plateaureste keine unterirdische Entwässerung zeigen. — 4) 19. — 5) 12 S. 85. — 6) 74.

Schriftenverzeichnis.

Abkürzungen: Ak. = Akademie der Wissenschaften, Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse. — Geol. Führer 1903 = Führer für die geologischen Exkursionen in Österreich zum IX. Internationalen Geologenkongreß Wien 1903. — Geol. RA. = Geologische Reichsanstalt, Wien.

1. Abel, O. Studien in den Tertiärbildungen des Tullner Beckens. Jahrb. Geol. RA. 1903.
2. Aigner, A. Eiszeitstudien im Murgebiet. Mitt. d. naturw. Ver. f. Steiermark. Graz 1905.
3. — Geomorphologische Studien über die Alpen am Rande der Grazer Bucht. Jahrb. Geol. RA. 1916.
4. Ampferer, O. Vorläufiger Bericht über neue Untersuchungen der exotischen Gerölle und der Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. Sitzber. Ak. Abt. I., Bd. 125. Wien 1916.
5. Benesch, F. Spezialführer auf die Raxalpe. Wien 1909. 4. Aufl.
6. — Spezialführer auf den Schneeberg. Wien 1908. 2. Aufl.
7. — J. Das Areal der Ostalpen. Jahresber. d. Ver. d. Geographen an der Universität Wien. 1887.
8. Biedermann, C. Führer auf die Hohe Veitsch und die Schneevalpe. Wien 1882.
9. Bittner, A. Die geologischen Verhältnisse von Hernstein in Niederösterreich. Wien 1882.
10. — (Zahlreiche Aufsätze zur Geologie des Gebietes.) Verh. Geol. RA. 1887 bis 1898.
11. Bock, H. Höhlen im Dachstein. Graz 1913.
12. Böhm, A. v. Die Einteilung der Ostalpen. Pencks Geogr. Abh. I/3. Wien 1887.
13. — Die alten Gletscher der Mur und Mürz. Abh. d. Geogr. Ges. Wien II/3. 1900.
- 13a. Brückner, Ed. Das Alter der alpinen Landschaftsformen. Auszug aus einem vor dem XV. Kongreß des Verbandes Schweizer Geographischer Gesellschaften gehaltenen Vortrag. Jahresber. Berner Geogr. Ges. XXI. (1906/07). S. 36.
14. Crammer, H. Eishöhlen- und Windröhren-Studien. Abh. d. Geogr. Ges. Wien. Bd. I. 1899.
15. — Karren und Dolinen im Riffkalk der Übergossenen Alm. Pet. Mitt. 1902.
16. — (Besprechung.) Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1911. S. 483.
17. Czizek, J. Das Tal von Buchberg. Jahrb. d. Geol. RA. Wien 1851.
18. Davis, W. M. und A. Rühl. Die erklärende Beschreibung der Landformen. Leipzig 1912.
19. Diener, K. Bau und Bild der Ostalpen und des Karstes. Wien 1903.
20. Distel, L. und F. Scheck. Das Plateau des Zahnen Kaisers. Landeskd. Forschungen d. Geogr. Ges. München 1911. Heft 11.
21. Dreger, J. Besprechung von 134. Mitt. Geol. Ges. Wien 1914.
22. Eckert, M. Das Gottesackerplateau. Wiss. Ergänzungshefte d. D. Ö. A. V. I/3. 1902.
23. Folgner, R. Über die Werfener Schiefer am Raiting. Verh. d. Geol. RA. Wien 1913.
24. Fugger, E. Eishöhlen und Windröhren. XXIV. Jahrb. der Oberrealschule in Salzburg. 1891.
25. Führnkranz, J. Untersuchungen über die Genauigkeit der hypsographischen Kurve. Jahrb. d. Ver. d. Geographen a. d. Universität Wien. 1888.
26. Gaulhofer, K. und J. Stiny. Die Parschluger Senke. Mitt. Geol. Ges. Bd. V. Wien 1912.
27. Geyer, G. Beiträge zur Geologie der Mürztaler Kalkalpen und des Wiener Schneebergs. Jahrb. Geol. RA. Wien 1889.

28. Geyer, G. Der Wiener Schneeberg. Geol. Führer 1903.
29. — Über den geologischen Bau der Warscheneckgruppe im Toten Gebirge. Verh. Geol. RA. 1913.
30. — Besprechung von E. Spenglers Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. Verh. Geol. RA. Wien 1915.
31. — Zur Morphologie der Gesäuseberge. Zeitschr. D. Ö. A. V., Bd. 49, Jahrg. 1918.
32. Göttinger, G. Geomorphologie der Linzer Seen und ihres Gebietes. Intern. Rev. d. ges. Hydrobiol. und Hydrogr. 1912.
33. — Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der östlichen Kalkhochalpen. Mitt. d. Geogr. Ges., Bd. 56. Wien 1913.
34. — Zur Entstehung und Oberflächengestalt der Plateaus der Schnee- und Veitschalm. Urania VI. Wien 1913.
35. — Besprechung von 11. Mitt. D. Ö. A. V. 1913.
36. — Neue Funde von Augensteinen auf den östlichen Kalkhochalpenplateaus. Verh. Geol. RA. Wien 1913.
37. — Die morphologische Entwicklung des Hochplateaus des Dürrensteinstocks. Urania VII. Wien 1914.
38. — Weitere neue Funde von Augensteinen auf den östlichen Kalkhochalpenplateaus. Verh. Geol. RA. Wien 1915.
39. — Kleinere Karstgebiete in den Voralpen Niederösterreichs. Kartogr. Zeitschr. V. 1916.
40. — Weitere ergänzende Beobachtungen über kleinere Karstgebiete in den Voralpen Niederösterreichs. Kartogr. Zeitschr. VI. 1917.
41. — Besprechung von 83. Mitt. Geogr. Ges. Wien 1917. S. 78—80.
42. — Die Karte der Raxalpe und das morphologische Kartenlesen. Kartogr. Zeitschr. VI. 1917.
43. — Erklärung der Oberflächenformen des Raxplateaus. Urania X. Wien 1917.
44. Grund, A. Die Veränderungen der Topographie im Wiener Wald und Wiener Becken. Pencks Geogr. Abh. VIII/1. 1901.
45. — Der geographische Zyklus im Karst. Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin 1914.
46. Hahn, F. F. Geologie des oberen Saalachgebietes zwischen Lofer und Diesbachtal. Jahrb. Geol. RA. 1913.
47. — Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitt. Geol. Ges. Wien. Bd. VI. 1913.
48. Hassinger, H. Geomorphologische Untersuchungen aus dem Wiener Becken und seinem Randgebirge. Pencks Geogr. Abh. VIII/3. Wien 1905.
49. — Beiträge zur Physiographie des inneralpinen Wiener Beckens und seiner Umgebung. Bibl. geogr. Handbücher. Festband für A. Penck. Stuttgart 1918.
50. Heritsch, F. Studien über die Tektonik der paläozoischen Ablagerungen des Grazer Beckens. Mitt. d. naturw. Ver. f. Steiermark. Graz 1905.
51. — Bemerkungen zur Geologie des Grazer Beckens. Ebenda 1906.
52. — Zur geologischen Kenntnis des Hochlantsch. Ebenda 1910.
53. — (Über das Breitenauer Karbonvorkommen.) Mitt. Geol. Ges. Wien. Bd. IV. 1911.
54. — Beiträge zur geologischen Erkenntnis der Steiermark. Mitt. d. naturw. Ver. f. Steiermark. Bd. 49. Graz 1912.
55. — Das Alter des Deckenschubes in den Ostalpen. Sitzb. Ak. Bd. CXXI. Abt. I. 1912.
56. — Die Österreichischen und Deutschen Alpen (Ostalpen). Handbuch für Regionale Geologie II. Bd. 5. Abt. A. Heidelberg 1915.
57. Hess, H. Die Gletscher. Braunschweig 1904.

58. Hilber, V. Das Alter der steirischen Braunkohlen. Mitt. Geol. Ges. Wien. Bd. I. 1908.
59. — Über das Nordufer des Miozänmeeres bei Graz. Mitt. Geol. Ges. Wien. Bd. VI. 1913.
60. — Eine Diskordanz im Leithakalk. Ebenda 1913.
61. Hobbs, W. H. The Cycle of Mountain Glaciation. Geogr. Journ. 1910. (Wieder abgedruckt in: Characteristics of Existing Glaciers, New York 1911).
62. Hobelsberger, A. Die Riesenhöhlen im Dachstein. Urania VI. Wien 1913.
63. — Vortrag über die Dachsteinhöhlen. Mitt. Geol. Ges. Wien. VII. 1914. (Mit Diskussion von Waagen, Schaffer, Götzingner.)
64. Höfer, H. Das Miozänbecken bei Leoben. Geol. Führer 1903.
65. Hoffer, M. Unterirdisch entwässerte Gebiete in den nordöstlichen Kalkalpen. Mitt. Geogr. Ges. Wien. 1906 und 1909.
66. Hoernes, R. Die vorpontische Erosion. Sitzber. Ak. CIX. 1900.
67. Huter, R. Ber. über d. Exkursion d. Geogr. Inst. d. Univ. Wien auf den Sonnwendstein am 25. Juni 1911. Geogr. Jahresber. aus Österreich. X. Wien 1912.
68. Hydrographie Österreichs, Beiträge zur. Herausgeg. v. hydrogr. Zentralbureau. Heft X, Lieferung I. (Niederschlagsverhältnisse des Donau- und Marchgebietes.) Wien 1913.
69. Karrer, F. Geologie der Kaiser Franz-Josefs-Wasserleitung. Wien 1877.
70. Kober, L. Über die Tektonik der südlichen Vorlagen des Schneeberges und der Rax. Mitt. Geol. Ges. Wien. Bd. II. 1909.
71. — Untersuchungen über den Aufbau der Voralpen am Rande des Wiener Beckens. Mitt. Geol. Ges. Wien. Bd. IV. 1911.
72. — Über Bau und Oberflächenformen der östlichen Kalkalpen. A. Geol. Teil. Mitt. d. naturw. Vereines a. d. Univ. Wien. 1911.
73. — Der Aufbau der östlichen Nordalpen. Sitzber. Ak. Bd. CXX. Wien 1911.
74. — Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. Denkschr. Ak. Bd. CXXXVIII. Wien 1912.
75. — Über Bau und Entstehung der Ostalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien. Bd. V. 1912.
76. — Über die Entstehung der heutigen Landschaftsformen in den Alpen. Urania VII. Wien 1914.
77. Krebs, N. Die nördlichen Alpen zwischen Enns, Traisen und Mürz. Pencks Geogr. Abh. VIII/2. 1903.
78. — Länderkunde der österr. Alpen. Stuttgart 1913.
79. — Die Dachsteingruppe. Zeitschr. D. Ö. A. V. Bd. 46. Jahrg. 1915.
80. — Ein vergletscherter Dachsteinstock. Kartogr. Zeitschr. VII. Jahrg. 1918.
81. Kurowski, L. Die Höhe der Schneegrenze. Arb. d. Geogr. Inst. d. Univ. Wien. 1891.
82. Lahner, G. Höhlen im Dachstein und ihre Bedeutung f. d. geol. Vergangenheit d. nördl. Kalkalpen. Himmel und Erde. 25. Jahrg. 1913.
83. Leiningen, W. Graf zu. Über die Einflüsse von äolischer Zufuhr auf die Bodenbildung. Mitt. Geol. Ges. Wien. Bd. VIII. 1915.
84. Lesowski, A. Die Steiner Alpen. Stockerau 1915.
85. Machatschek, F. Verebnungsflächen und junge Krustenbewegungen im alpinen Gebirgssystem. Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin 1916.
86. Mayer, J. Kleinere Karstgebiete in den Voralpen. Kartogr. Zeitschr. IV. Jahrg. 1915.
87. Mohr, H. Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen-Schneeberg und Wechsel (N.-Ö.). Mitt. Geol. Ges. Wien Bd. III. 1910.
88. — Was lehrt uns das Breitenauer Karbonvorkommen? Ebenda. Bd. IV. 1911.

89. — Geologie der Wechselbahn. Denkschr. Ak. Bd. LXXXII.
90. Mojsisovics, E. v. Die Hallstätter Entwicklung der Trias. Sitzber. Ak. Bd. CI. Wien 1892. Vgl. auch Besprechung in Verh. Geol. RA. Wien 1892. S. 361.
91. Noé, H. Die Quellen am Ostabhange der Alpen bei Wien. Schr. d. Ver. zur Verbreitung naturw. Kenntnisse. Bd. 27. Wien 1886/87.
92. Österreich, K. Ein alpines Längstal zur Tertiärzeit. Jahrb. Geol. RA. 1899.
93. Penck, A. Die Gipfelflur der Alpen. Sitzber. Preuß. Ak. XVII. Berlin 1919.
94. — und E. Brückner. Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909.
95. Penecke, K. A. Exkursion in das Paläozoikum der Umgebung von Graz. Geol. Führer 1903. Vgl. auch seine Literaturzusammenstellung im Jahrb. Geol. RA. 1893. S. 67.
96. Pernecker, Th. Die Exkursion des geogr. Seminars in das Ötschergebiet 1908. Geogr. Jahresber. aus Österreich. VIII. Wien 1910.
97. Petraschek, W. Die miozäne Schichtfolge am Fuße der Ostalpen. Verh. der Geol. RA. 1915.
98. RaitheI, R. Die Kalkplateaus in den nördlichen Kalkalpen. Programm der Staatsrealschule in Jägerndorf. 1904.
99. Redlich, K. A. Der Karbonzug der Veitsch und seine Magnesite. Zeitschr. f. prakt. Geol. XXI. Berlin 1913.
100. Richter, E. Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Erg.-H. 132. Pet. Mitt. 1900.
101. Rotter, E. Bericht über die Exkursion des Geogr. Seminars d. Univ. Wien auf die Raxalpe. Geogr. Jahresber. aus Österreich. VII. Wien 1909.
102. Saar, R. Frhr. v. Die Riesenhöhlen bei Obertraun am Dachstein. Zeitschr. D. Ö. A. V. 1914.
103. Sawicki, L. v. Ein Beitrag zum geographischen Zyklus im Karst. Geogr. Zeitschr. 1919.
104. Schaffer, F. X. Über fazielle Tertiärstudien am Ostrande des Wiener Beckens. Mitt. Geol. Ges. Wien. Bd. I. 1908.
105. — Das Delta des norischen Flusses. Mitt. Geol. Ges. Wien. Bd. II. 1909.
106. — Die Wasserstandsschwankungen im Wiener Becken zur Neogenzeit. Verh. Geol. RA. 1913.
107. — Über Miozän im Bereich der Alpen. Mitt. Geol. Ges. Bd. VIII. 1915.
108. Scheu, E. Die Entstehung von Trockentälern. Bibl. Geogr. Handbücher. Festband für A. Penck. Stuttgart 1918.
109. Schmidbauer, G. Diluvium in Mariazell. Mitt. Geogr. Ges. Wien 1915.
110. Schmidl, A. Der Schneeberg in Unterösterreich mit seinen Umgebungen von Wien bis Mariazell. Wien 1831.
111. Simóny, F. Vorkommen der Urgebirgsgeschiebe auf dem Dachsteingebirge. Jahrb. Geol. RA. 1851.
112. Slanar, H. Geomorphologische Probleme in den östlichen Zentralalpen. Mitt. Geogr. Ges. Wien. Bd. 59. 1916.
113. — A. Ortsfremde Gerölle und Verwitterungskrumme auf den Ebenheiten des oberen Traisengebietes. Mitt. Geogr. Ges. Wien. Bd. 61. 1918.
114. Sölch, J. Studien über Gebirgspässe. Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde. XVII/2. Stuttgart 1908.
115. — Ein Beitrag zur Geomorphologie des steirischen Randgebirges. Verh. des XVIII. Deutschen Geogr. Tages zu Innsbruck. 1912.
116. — Beiträge zur eiszeitlichen Talgeschichte des steirischen Randgebirges. Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde. XXI/4. Stuttgart 1917.

117. Stur, D. Über die neogenen Ablagerungen im Gebiet der Mürz und Mur in Obersteiermark. Jahrb. Geol. RA. 1864.
 118. — Geologie der Steiermark. Graz 1871.
 119. Sueß, E. Bericht über die Erhebungen der Wasserversorgungskommission des Gemeinderates der Stadt Wien. 1864.
 120. — Das Antlitz der Erde. Wien 1885 bis 1909.
 121. Supan, A. Physische Erdkunde. 6. Aufl. Leipzig 1916.
 122. Tarnuzzer, Chr. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Neue Folge. XXIII. Lieferung: Beiträge zur Geologie Unterengadins. I. Bern 1909. In kritisch erweiterter Form als: Die Schuttfassetten der Alpen und des hohen Nordens. Pet. Mitt. 1911/II.
 123. Till, A. Über einige geologische Exkursionen im Gebiete der Hohen Wand. Verh. Geol. RA. 1908.
 124. Toula, F. Über Orbitoiden. und Nummulithen führende Kalke vom Goldberg bei Kirchberg am Wechsel. Jahrb. Geol. RA. 1908.
 125. — Oberlias am Inzersdorfer Waldwege. Verh. Geol. RA. 1908.
 126. Trauth, Fr. Das Eozänvorkommen bei Radstadt im Pongau und seine Beziehungen zu den gleichaltrigen Ablagerungen bei Kirchberg am Wechsel und Wimpassing im Leithagebirge. Denkschr. Ak. Bd. 95. 1919.
 127. Uhlig, V. Der Deckenbau in den Ostalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien. II. 1909.
 128. Vacek, M. (Mehrere Aufsätze über die Grauwackenzone.) Verh. Geol. RA. 1886, 1888, 1889, 1893.
 129. — (Mehrere Aufsätze über das Grazer Becken.) Ebenda 1890, 1891, 1906, 1907.
 130. Vettors, H. Kleine Geologie Niederösterreichs. (Mit Karte 1 : 750.000.) Wien 1909.
 131. — Die geol. Verhältnisse der weiteren Umgebung Wiens. Wien 1910.
 132. Wildenauer, A. Der Fluch-Christi-Grat. Österr. Tour.-Ztg. XL. Wien 1920.
 133. Winkler, A. Untersuchungen zur Geol. u. Paläont. d. Steir. Tertiärs. Jahrb. Geol. RA. 1913.
 134. — Über jungtertiäre Sedimentation und Tektonik am Ostrande der Zentralalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien. Bd. VII. 1914.
 135. — Erwiderung an Dr. F. X. Schaffer. Ebenda. Bd. IX. 1916.
-