

DIE LANDFORMUNG DER STEIERMARK

(GRUNDZÜGE EINER MORPHOLOGIE)

VON

DR. JOH. SÖLCH

O. PROFESSOR DER GEOGRAPHIE AN DER UNIVERSITÄT INNSBRUCK

GRAZ

IM VERLAGE DES NATURWISSENSCHAFTLICHEN VEREINES FÜR
STEIERMARK

1928

I 11125

O. ö. Landesmuseum
Linz a. D.
Naturhistorische Abteilung.

IN LIEBE
GEWIDMET
MEINER FRAU

Vorwort.

Nicht ohne schwere Bedenken habe ich vor einigen Jahren der ehrenden Einladung des Naturwissenschaftlichen Vereines von Steiermark und lieber, alter Freunde Folge geleistet, für die Reihe der Darstellungen, welche der Naturwissenschaftliche Verein zur Erforschung des Landes herausgibt, die Morphologie zu schreiben; die Gründe für mein langes Zögern werde ich später kurz andeuten. Aus dem Gedanken heraus, daß ich fürderhin meine Tätigkeit in dem mir so lieb gewordenen Lande, das ich seinerzeit nach allen Richtungen durchwandert hatte, kaum mehr im gleichen Ausmaße wie früher würde fortsetzen können, habe ich mich schließlich zu dem schwierigen, fast entsagungsvollen Werke entschlossen, gewissermaßen, um einer alten Dankespflicht nachzukommen. Auch glaube ich wohl hoffen zu dürfen, daß meine Auffassungen und Darlegungen selbst dort, wo sie Widerspruch begegnen werden (und daran kann es in einer Zeit, wo in der morphologischen Wissenschaft alles im Flusse ist, gewiß nicht fehlen), für den Fortschritt unserer Erkenntnis nützlich sein werden.

Abgesehen von der allgemeinen Schwierigkeit des Themas, galt es noch besondere zu überwinden. Die eine von ihnen war die, daß das Buch von der Warte strengster Wissenschaftlichkeit aus abgefaßt und doch zugleich auch dem gebildeten Nichtfachmann in Stadt und Land verständlich sein sollte; es sollte ferner zu allen großen Problemen Stellung nehmen und doch seinen spärlichen Raum nicht allzusehr überschreiten. Ich habe solchen Wünschen dadurch nachzukommen versucht, daß ich meine Aufgabe in drei Teile gliederte: Im ersten Teile werden die formenden Kräfte, im zweiten die wichtigsten Typen des Formenschatzes, im dritten erst die morphologischen Einzellandschaften behandelt. In den ersten zwei Hauptteilen werden zahlreiche Beispiele aus der Steiermark zur Beleuchtung angeführt, im dritten wird dann die Kenntnis der so vermittelten Begriffe vorausgesetzt. Die literarischen Belege sind in den beiden ersten Abschnitten jeweils hinter den Beispielen angefügt (die Zahlen entsprechen der Nummer des beigegebenen Literaturverzeichnisses), im dritten Haupt-

abschnitt mußte ich mich hingegen damit begnügen, die einschlägigen Schriften jeweils bloß am Kopfe des Abschnittes, der die betreffende Landschaft behandelt, zu bezeichnen; denn es wären sonst innerhalb des Textes wiederholt lange Zahlenreihen notwendig gewesen, da ja zu einer und derselben Frage oft eine ganze Reihe Forscher das Wort ergriffen haben. Immerhin wird die bloße Mitteilung der Nummern für denjenigen ausreichend sein, der sich behufs weiteren, eingehenderen Studiums in die schon vorhandene Literatur stärker vertiefen will.

Denjenigen, die sich genauer mit Fragen der allgemeinen Morphologie befassen wollen, empfehle ich die Lektüre eines der modernen Handbücher der Erdkunde, besonders Philippson, „Grundzüge der allgemeinen Geographie“, Band II, Leipzig 1924. Ich selbst habe seinerzeit eine Einführung in „Die Formung der Landoberfläche“ verfaßt (165), die für die meisten Zwecke genügend sein dürfte, namentlich bei Ergänzung des dort Gebotenen durch den ausführlichen Literaturbericht im „Geographischen Jahrbuch“. XL, 1925 (1926).

Eine wichtige Voraussetzung für das Studium des zweiten und des dritten Teiles ist ferner wenigstens eine gewisse Vertrautheit mit der „Geologie von Steiermark“ von F. Heritsch (59), der schon seinerzeit auch die wichtigste geologische Literatur bibliographisch verzeichnet hat (57). Den Zusammenhang morphologischer mit anderen geographischen Erscheinungen hat im einzelnen für die Steiermark noch niemand herausgearbeitet; sie können gewiß nicht die Aufgabe dieser Schrift sein. Aber eine ausgezeichnete Einführung bietet das bekannte Werk von N. Krebs (96).

Eine zweite Schwierigkeit war die Ausstattung des Buches mit Karten, Zeichnungen und Bildern. Auf „morphologische“ Karten habe ich verzichten müssen; denn abgesehen davon, daß ihre Anfertigung unverhältnismäßig viel Zeit gekostet und dem Verein unerschwingliche Lasten auferlegt hätte, ist, wie die späteren Ausführungen zeigen werden, fortdauernd so viel hypothetisch, daß die Karten nur einem Augenblicksbild in unseren stets sich verändernden und vertiefenden Auffassungen entsprechen könnten. Eine Karte ehemaliger Flußrichtungen zum Beispiel für einen bestimmten Zeitpunkt der Erdgeschichte zu entwerfen oder alte Hochfluren von vermutlich gleichem Alter darzustellen, ist überdies auch heute noch ein unnötiges Wagnis. Vieles von dem, was eine morphologische Spezialkarte zeigen müßte, kann man übrigens auch aus guten topographischen Karten entnehmen. Mit Recht wurde erst kürzlich wieder betont „Die gebräuchlichste und beste morphologische Spezialkarte ist eigentlich eine topographische

Karte mit einer guten, unvoreingenommenen Geländedarstellung“ (110, nach A. Hettner). Als hilfreich erweisen sich selbstverständlich auch geologische Karten, Bodenkarten usw. Aber sie sind nicht an sich morphologische Karten, sondern Karten zur Morphologie. Morphologische Übersichtskarten aber, mit ihren Generalisierungen, haben gerade für die Darstellung eines bereits besser erforschten Gebietes nicht viel Wert.

So habe ich mich darauf beschränkt, einige Skizzen von bestimmten Erscheinungen einzuschalten und das Hauptgewicht auf die begleitenden Bilder verlegt.

Für das Studium des Buches sind die Blätter der Spezialkarte 1 : 75.000 unerlässlich ; in manchen Fällen ist es sogar notwendig, auf die Originalaufnahme 1 : 25.000 zurückzugreifen. Eine große Hilfe bedeutet die neue geologische Spezialkarte 1 : 75.000, veröffentlicht von der Geologischen Bundesanstalt in Wien. Leider liegen von ihr erst wenige zur Steiermark gehörige Blätter im Druck vor (Ischl—Hallstatt; Liezen; Eisenerz—Wildalpen und Aflenz ; Gaming und Mariazell ; Gleichenberg ; verschiedene Blätter von Südsteiermark). Die älteren Aufnahmen sind dagegen nur in handgemalten Karten niedergelegt worden, daher verhältnismäßig schwer zugänglich und kostspielig und überdies in vieler Hinsicht veraltet.

Die Vollendung der Schrift selbst hat sich zu meinem eigenen Leidwesen infolge verschiedener anderer Aufgaben, die mir im Zusammenhange mit meiner Innsbrucker akademischen Tätigkeit erwachsen und die aus verschiedenen Gründen gebieterisch zuerst erledigt sein wollten, mehrmals unerwartet verzögert ; weitaus der größte Teil war ja schon vor Ostern 1924 abgefaßt worden. Ich danke es den Herren der Leitung des Naturwissenschaftlichen Vereines herzlich, daß sie mir mit vollem Verständnis gestattet haben, den Zeitpunkt des Abschlusses bis zum Beginn des Jahres 1927 zu verschieben. Doch stammt eigentlich nur das letzte Kapitel des dritten Hauptabschnittes aus der Zeit nach meiner Rückkehr von den Britischen Inseln, wo ich von Anfang Juni bis in den November 1926 hinein verweilt hatte.

Meinen besonderen, herzlichsten Dank möchte ich aber auch an dieser Stelle zum Ausdruck bringen meinem lieben Freunde Herrn Prof. Dr. Robert Mayer, welcher sich immer wieder aufs uneigennützigste um die Durchführung des Druckes der Arbeit und deren äußere Ausstattung bemühte ; Herrn Univ.-Prof. Dr. Franz Heritsch, der mir liebenswürdig eine Reihe eigener Aufnahmen zur Verfügung stellte ; dem Deutschen und österreichischen Alpenverein, der mir die Übernahme etlicher Bilder aus seiner Zeitschrift gestattete ; und Herrn Dr. H. Kinzl, der diese Korrekturen mitzulesen die Güte hatte.

Meiner lieben Frau aber, welcher einst durch meine Wanderungen in der Steiermark gar viele einsame Stunden beschieden werden mußten, möge die Widmung des Buches ein Zeichen meiner innigen Dankbarkeit sein.

I n n s b r u c k, am 1. September 1927.

J. SÖLCH

(Geographisches Institut und Seminar für Alpengeographie
an der Universität.)

Einleitung.

Der Formenschatz eines Gebirgslandes ist das Ergebnis sehr verwickelter Kräfte. Jede von ihnen muß nach Art, Größe, Dauer und Wirksamkeit besonders untersucht werden, wenn man die Erzeugnisse ihres Zusammenspieles richtig auffassen will. Jahrtausende und Jahrhunderttausende liegen hinter uns seit jenen Zeiträumen, in denen die Baustoffe geschaffen wurden, aus welchen sich unsere Alpen zusammensetzen. Sie wurden unter der Herrschaft ganz anderer geographischer Verhältnisse gebildet als heute, als Niederschläge von Meeren, Flüssen und Seen, unter einem ganz anderen Klima, oder auch als Ergüsse jener feurigflüssigen Massen, die von der starren Erdhaut überdeckt sind. Es ist nicht die Aufgabe der Geographie und auch nicht die Aufgabe der Geomorphologie, die Zustände und Ereignisse jener längst vergangenen Abschnitte der Erdgeschichte näher zu beschreiben. Diese Aufgabe bleibt vielmehr von vornherein der Paläogeographie, bleibt der Geologie überlassen. Der die Landschaftsformen untersuchende Forscher nimmt im allgemeinen die Gesteine als gegeben hin, wenn er auch aus deren Beschaffenheit gewisse Schlüsse auf die formenden Vorgänge während ihrer Entstehungszeit ziehen kann. Um so größeren Wert legt er darauf, jene Eigenschaften festzustellen, die für die Formen des Landes wichtig sind; nicht minderen Wert auch auf die Lagerungsverhältnisse, in denen er die verschiedenen Gesteine antrifft. Auch sie wirken sich bestimmend im Formenschatz einer Gegend aus.

Selten haben die Gesteine ihre ursprüngliche Lagerung ungestört beibehalten; fast immer sind sie durch die Bewegungen der Erdrinde verstellt, manchmal bloß etwas gehoben oder gesenkt oder verschrägt, manchmal aber auch auf das mannigfaltigste verbogen, zerbrochen, übereinandergeschoben worden. Diese verschiedenen Krustenbewegungen haben damit zugleich auch den grundlegenden Unterschied zwischen den Höhen und den Tiefen der Erdoberfläche geschaffen.

Sie haben die Gebirgskörper über die Senken emporgehoben und verhindert, daß die Erde eine gleichmäßige, glatte Oberfläche hat. Wiederholt haben im Laufe der Entwicklung unserer Erde, oft auch im selben Raume derartige gebirgsbildende Vorgänge eingesetzt. Maßgebend für den heutigen Formenschatz

sind freilich in der Hauptsache nur die letzten von ihnen gewesen, wenngleich sich Erinnerungen an die älteren manchmal auch heute noch morphologisch äußern. Der Geograph, der das Werden der Landschaft der Gegenwart studiert, darf daher nicht völlig darauf verzichten, die früheren Abschnitte der Erdgeschichte in den Kreis seiner Betrachtungen zu ziehen. Deren Erkundung bleibt aber, soweit es sich um den Bau der Erdkruste handelt, ausschließlich dem Geologen überlassen; F. H e r i t s c h hat allen hieher gehörigen Fragen in seiner „Geologie von Steiermark“ einen ausgezeichneten Überblick gewidmet (59).

Die innenbürtigen („endogenen“) Kräfte der Erde an und für sich würden jedoch im allgemeinen nur die Großformen der Erdoberfläche als aufbauende („konstruktive“) Arbeiter schaffen, das Schollenwerk roher Gebirgsklötze, die durch Löcher, Kessel und Gräben voneinander getrennt werden. Allein an diesen rohen Massen nehmen nun verschiedene zerstörende („destruktive“) Kräfte ihre Arbeit auf. Eine Gruppe von ihnen arbeitet an der Lockerung und Zermürbung des Gesteines, eine andere Gruppe darüber hinaus nicht bloß an der Abfuhr der gelockerten Stoffe, sondern auch mit ausgiebigen Angriffen auf den festen Untergrund. Bei allen hat aber das Klima der Landschaft eine entscheidende Bedeutung. Wesentlich von der Art des Klimas hängen nämlich Art und Ausmaß der Verwitterung, hängen Zahl, Größe und Wirksamkeit der fließenden Gewässer, hängt die Rolle des Eises ab; und die Stürme, welche über unsere Hochgebirgskämme dahinfegen oder die Wogen der See gegen die Küste peitschen, sind ebenfalls Tatsachen des Klimas. Vom Klima hängt ferner das Pflanzenkleid ab, das anderseits auch vom Boden bestimmt ist; und da der Boden wiederum vom Klima und der Beschaffenheit des Gesteines abhängt, so ersieht man bereits aus diesem einen Beispiel die Verwicklung der Erscheinungen. Jedenfalls lösen bestimmte klimatische und meteorologische Gegebenheiten auch die Wirksamkeit bestimmter Kräfte aus; und wenn sich die klimatischen Bedingungen ändern, so werden auch andere Kräfte an die Arbeit gehen. Zunächst werden zwar eine Zeitlang die Formen noch fort dauern, welche von den äußeren („exogenen“) Kräften des anfänglichen Klimas an dem rohen Blockwerk des innenbürtigen Kräftespieles geschaffen worden sind; doch allmählich nur werden die älteren Formen durch solche ersetzt werden, die dem neuen Klima angepaßt sind. So heißt es denn, auch das Klima der Vergangenheit mit seinen formenden Kräften ins Auge fassen, wenn man den Formenschatz eines Landes richtig verstehen will.

Da so viele andere Wissenschaften befragt werden müssen, wenn man die Rätsel der Formenentwicklung der Erdoberfläche lösen will, so ist die Geomorphologie selbst eine sehr junge Wissenschaft. Namentlich mußten, ganz abgesehen von der Kartographie — der notwendigen Voraussetzung aller einschlägigen wissenschaftlichen Untersuchungen —, Geologie und Geophysik erst selbst gewisse Fortschritte gemacht haben, ehe man ihre Ergebnisse auf die Erklärung des Formenschatzes anwenden konnte. So sind auch in Steiermark morphologische Untersuchungen erst in neuer, ja neuester Zeit ausgiebiger vorgenommen worden, obwohl es an einzelnen wissenschaftlichen Beobachtungen und sogar Fragestellungen zur Morphologie des Landes auch früher nicht gefehlt hat. Sieht man von den wenigen gelegentlichen Bemerkungen F. U n g e r s (210) und A. v. M o r l o t s (117a) ab, so kann jedoch bloß F. R o l l e, der in den Fünfzigerjahren mit unermüdlichem Fleiß und ganz hervorragender Schärfe die erste geologische Aufnahme in weiten Teilen der steirischen Alpen durchführte, als Vorläufer der modernen Morphologie gelten. Denn über die Feststellungen petrographischer und stratigraphischer Natur hinaus hat er sich bereits mit Fragen befaßt wie den Durchbrüchen der Sulm durch den Sausal, dem Unterschiede, welchen die Erhebungsverhältnisse und die Anlage des Talnetzes im Diluvium gegenüber dem Miozän zeigen, und er hat über die Zuschüttung vieler Teile Steiermarks Äußerungen getan, die sich mit den modernsten Auffassungen berühren (133—139). Dagegen hat sich D. S t u r in seiner „Geologie der Steiermark“, einem sonst für einige Jahrzehnte unerreicht wertvollen Werke, um morphologische Dinge fast gar nicht gekümmert (204). Wohl setzte dann Ende der Siebzigerjahre und zu Beginn der Achtzigerjahre eine neue Phase geologischer Tätigkeit ein, hauptsächlich geleistet von R. H o e r n e s, A. B i t t n e r, F. T e l l e r, M. V a c e k, V. H i l b e r; allein von diesen hat nur V. H i l b e r mehrmals auch morphologische Probleme angeschnitten. Freilich, zwar gewissenhaft und zuverlässig in seinen Beobachtungen, war er keineswegs glücklich in seinen Kombinationen zu ihrer Deutung (66—79). Einen großen Fortschritt in der morphologischen Erkundung eines allerdings relativ kleinen Gebietes brachten damals auch die Arbeiten F. S i m o n y s über die Dachsteingruppe (160). Auf viel weiter ausgedehnte Untersuchungen gingen E. R i c h t e r s grundlegende Studien über die Formenbildung und -entwicklung unserer Alpen, namentlich die im Eiszeitalter, zurück (132). Leider hat er unter seinen zahlreichen Schülern kaum welche gehabt, die sich auch mit Erfolg morphologischen Studien zuwandten, denn von ihnen hat nur A. A i g n e r (1—7) an der morphologischen Erschließung der Steier-

mark so eifrig mitgearbeitet. Dagegen hat sich F. Heritsch jahrelang fast ausschließlich der Geologie hingegeben und muß heutzutage auf diesem Gebiete als der beste Kenner des Landes angesehen werden (55—65). Um so erfreulicher ist es, daß er sich in allerletzter Zeit hie und da auch um morphologische Fragen gekümmert hat (60, 62—64, 65a).

Da die Arbeiten der Geologen der Wiener Reichsanstalt (heute Bundesanstalt) auch in den Neunzigerjahren und zu Beginn des 20. Jahrhunderts durchaus auf die Erkundung der Stratigraphie und besonders der Tektonik abzielten, ist die bisherige morphologische Arbeit in der Steiermark hauptsächlich von Geographen geleistet worden. Außer E. Richter hat auch in unserem Land A. Penck unmittelbar und mittelbar auf das Verständnis der Oberflächenformen hingewirkt, unmittelbar namentlich durch seine zahlreichen Beobachtungen und Untersuchungen über den Formenschatz des Eiszeitalters — an dessen Erkundung gleichzeitig A. Böhm erfolgreich arbeitete (17—19) —, aber auch durch Hinweise auf andere Probleme der Talbildung der östlichen Alpen (121—123). Mittelbar aber, indem er manche seiner Schüler die Morphologie so schätzen lehrte, daß sie dieser Wissenschaft dauernd treu blieben.

Als bald nach Antritt meiner Tätigkeit in Graz im Jahre 1908 begann ich mich mit der Frage des Murdurchbruches zu beschäftigen, nachdem ich schon früher auf Wanderungen, die meinen Studien über Gebirgspässe galten, mehrfach durch das Land gekommen war. Aber jenes Problem erwies sich als viel schwieriger, als ich ursprünglich gedacht. Der Kreis der Beobachtungen mußte immer mehr erweitert werden, bis sie dann schließlich das ganze steirische Randgebirge umfaßten. Schon im Jahre 1905 waren mir die großen Hochflächen aufgefallen, die in der Oststeiermark in bestimmten Niveaus dahinziehen (162). Die Entstehung dieser alten Flächen und ihr Alter selbst mußten erkundet werden, ehe man weitere Schlüsse ziehen durfte. Das wiederum setzte aber eine genaue Kenntnis sowohl des Vorlandes im Süden wie auch der Kalkalpen im Norden voraus und so erweiterte sich das Untersuchungsfeld bald nahezu über die ganze Steiermark. Seit 1912, wo ich zum erstenmal näher auf diese Dinge zu sprechen kam, ist dann fast kein Jahr vergangen, wo ich nicht die eine oder die andere Frage der Morphologie des Landes aufgegriffen hätte (Korrelation der Formung von Randgebirge und Vorland; Talasymmetrie und Ungleichseitigkeit der Einzugsgebiete; Rolle der Epigenese; glaziale und periglaziale Formung usw.). Nach und nach sind mir Helfer und Mitarbeiter erstanden und in den letzten Jahren, namentlich nach dem Ende des Krieges, als sich nun das

Tätigkeitsfeld vieler Forscher auf das kleiner gewordene Österreich beschränken mußte, sind etliche Arbeiten zur Morphologie der Steiermark erschienen, darunter mehrere von grundsätzlicher Bedeutung. Besonders die Geologen A. Winkler und J. Stiny haben ihr in steigendem Maß ihre Aufmerksamkeit zugewendet und mächtige Fortschritte erzielt (213—225, beziehungsweise 182—201).

Trotz all dieser Leistungen bin ich mir selbst dessen sehr wohl bewußt, daß der Titel mehr verspricht, als ich halten kann. Denn ungeachtet alles bisher Geleisteten sind wir auch heute noch von einer abschließenden Morphologie der Steiermark weit entfernt. Noch immer fehlt es dazu an einer Menge von Vorarbeiten. Indes wir sehen heute wenigstens die Probleme und glauben oft sogar schon die Richtungen wahrzunehmen, in denen ihre Lösung gesucht werden muß. In vielen Dingen ist übrigens die Antwort selbst wirklich bereits gefunden. Wenn aber hier eine Frage gelöst, dort eine andere erst gestellt ist, wenn für ein Teilgebiet die Beobachtungssumme groß und die Deutung möglich ist, für andere Gebiete dagegen noch nicht, so ergibt das ohne Zweifel eine gewisse Ungleichmäßigkeit. Eine solche wird sich daher auch in der folgenden Darstellung nicht völlig vermeiden lassen. Allein bedeutet es nicht auch schon einen großen Fortschritt in der Wissenschaft, die Probleme zu stellen und zu überblicken? Wenn also diese Schrift dort, wo sie Lösungen nicht zu bieten vermag, wenigstens Anregungen bringt und die späteren Forscher zwingt, Stellung zu nehmen zu den Fragen, zu deren Lösung ich selbst gar gerne auch in Zukunft noch einiges beitragen würde, dann ist ihr Zweck durchaus erfüllt. In diesem Sinne mögen meine Ausführungen beurteilt werden.

Die Kräfte der Landformung.

A. Die innenbürtigen Kräfte der Gegenwart.

Im großen und ganzen scheinen die innenbürtigen Kräfte in den Alpen schon länger zu ruhen. Die Menschheit ist hier weder Zeuge heftiger Schollenbewegungen größeren Maßstabes gewesen noch hat sie vulkanische Ausbrüche unmittelbar beobachten können. Auch die vulkanische Tätigkeit scheint in Steiermark so gut wie erloschen, obwohl sie bis in das Pliozän hinein fortgedauert hat. Ihre Nachklänge sind die Thermen (Mitterndorf, Einöd, Tobelbad) und verschiedene Mineralquellen (Wörschach, Perbersdorf u. a., vgl. 131a). Indes in Wirklichkeit hat die Erdrinde auch heute keine vollständig feste Lage erreicht. Einen sehr fühlbaren Beweis dafür bieten die Erdbeben. Sie treten namentlich längs bestimmter Linien, oft uralter Gefügelinien der Erdkruste, auf. Besonders auffällig sind in dieser Hinsicht die Zusammenhänge zwischen Alpen und böhmischer Masse. Die Stoßlinien der Erdbeben im Ennstal, Murtal (Neumarkt, Judenburg), Mürztal, Grazer Gegend verlaufen quer zum Streichen des Gebirges; stärkeren Beben in den nordöstlichen Alpen entsprechend stärkere Erschütterungen auch im südlichen Teile der böhmischen Masse, während das Alpenvorland nicht erschüttert wird (59). Manche von diesen Erdbeben haben in älterer und neuerer Zeit starke Verheerungen angerichtet (58, 110a).

Allein außer diesen stoßweisen, stets mehr oder weniger merklichen Bewegungen dürften auch unmerkbar langsame unser Land betreffen, so langsame, daß ihre Beträge im Laufe eines Menschenalters nur durch die feinsten Messungen erschlossen werden könnten. Im Laufe von Jahrtausenden aber ergeben sie immerhin größere Summen. Sie hängen mit überaus langsamen Massenverschiebungen unter der äußeren Erdhaut zusammen. In Steiermark selbst sind solche Vorgänge zwar bisher noch nicht zahlenmäßig festgelegt worden wie im bayrischen Alpenvorland, wohl aber vermutet (188, 191, 194). Noch kennen wir weder die Art noch weniger natürlich die Gesetze dieser Bewegungen genauer. Jedenfalls vollziehen sie sich in benachbarten Räumen mit ungleicher Geschwindigkeit und nach verschiedenen Richtungen, wenn auch in der Hauptsache in der Form des Auf- und Absteigens von Krustenteilen. Ihr Ergebnis muß also in Auf- und Einkrümmungen der Erdrinde

bestehen. Sie müssen mit der Zeit wellenförmige Verbiegungen größeren Ausmaßes schaffen und diese schließlich zu solchen Höhenunterschieden und solchen Spannungen führen, daß katastrophale Ereignisse in der Erdgeschichte eintreten. Daß umgekehrt für deren Verlauf die schon vorhandenen Formen nicht gleichgültig sind, wird später noch kurz gestreift werden.

Im Verlaufe der geologischen Entwicklung haben diese innenbürtigen Kräfte stets eine ganz hervorragende Rolle gespielt.

B. Die außenbürtigen Kräfte der Gegenwart.

Die außenbürtigen Kräfte in ihrer Wirksamkeit unmittelbar zu verfolgen, ist immer lehrreich. Manche von ihnen sind ununterbrochen tätig, andere nur zu bestimmten Zeiten. Bei jenen summieren sich gewöhnlich die Leistungen erst während einer längeren Reihe von Jahren, die nach Hunderten oder selbst Tausenden zählen können, zu größeren Beträgen; diese arbeiten nicht selten gewaltsam. Da die abtragenden Kräfte hauptsächlich durch die Vorgänge in der Atmosphäre bestimmt werden, so sind sie teils in regelmäßigen Perioden tätig, die den Jahreszeiten des Klimas entsprechen, teils in außerordentlicher Arbeit, durch außerordentlichen Witterungsverlauf verursacht. Je heftiger die Unwetter, desto wilder auch die Kräfte der Landzerstörung.

1. Die Verwitterung.

Die vom Wind und Wetter verursachte Verwitterung der Gesteine besteht entweder in ihrer mechanischen Zertrümmerung oder in der chemischen Zersetzung und Umwandlung ihrer Substanzen. Beide Vorgänge lassen die Zerfall-, beziehungsweise Zersetzstoffe zunächst an Ort und Stelle entstehen. Diese reichern sich je nach der Stärke und Dauer der Verwitterung und nach dem Widerstand, den ihr das Gestein entgegensetzt, in Form von mehr oder weniger mächtigen Verwitterungsdecken an, welche das darunterliegende Gestein vor den unmittelbaren Angriffen der Luft und des Wassers schützen. Allein die verschiedenen abtragenden Kräfte haben in solchen gelockerten und zermürbten Gesteinen verhältnismäßig leichte Arbeit. Dadurch, daß sie die Witterstoffe entfernen, legen sie immer neue Flächen von gesundem Fels bloß und gestatten dann der Verwitterung, immer neue Angriffe auszuüben.

Die Spuren der Verwitterung können wir bei den Bausteinen unserer Häuser sehen, gleichgültig, ob diese nun Ziegel- oder Sandsteine, Kalksteine oder kristalline Blöcke sind. Die Kanten stumpfen sich ab, einzelne Partien, die weniger fest sind, brechen aus. Sprünge entstehen in ihnen, und wenn man ein

Gebäude oder überhaupt einen Steinbau sich selbst überläßt, so wird er in ziemlich kurzer Zeit vom Verfall bedroht. Beobachtungen über die Tätigkeit der Verwitterung lassen sich zumal an unseren Ruinen (Gösting, Peggau, Pfannberg usw.) machen, und es wäre nützlich, Angaben über ihren Fortschritt bei bestimmten Gesteinen und innerhalb bestimmter Zeit zu sammeln, unter Hinzufügung der Vorgänge, durch welche die Verwitterung vornehmlich beschleunigt wird. Ähnliche Beobachtungen sollten aber erst recht in der Natur draußen gesammelt werden, in gleichartigen Gesteinen, die unter verschiedenen Witterungsverhältnissen stehen, in verschiedenartigen Gesteinen, die den Angriffen gleicher Witterung preisgegeben sind. Viel zu wenig ist bisher die Aufmerksamkeit auf die Art und die Geschwindigkeit dieser Vorgänge gerichtet worden, obwohl wir deren Ergebnisse überall vor uns haben. Jeder Spaziergang schon in die nächste Umgebung von Graz kann uns darüber belehren; weit wirkungsvoller sind freilich die Eindrücke in jenen Gebieten unseres Landes, wo die betreffenden Vorgänge besonders kräftig und deutlich sind.

a) Die mechanische Verwitterung. Diese bewirkt die Zerlockerung, die Zerklüftung, den Zerfall des Gesteines. Eine ihrer wichtigsten Ursachen ist der immer wiederkehrende Wechsel von warm und kalt, welcher das Gestein zu fortwährenden Veränderungen seines Rauminhaltes zwingt. Nun ist jedes von Flächen geringeren Widerstandes durchzogen, die Absatzgesteine zum Beispiel von den Schichtfugen, Schiefergesteine von Schieferungsflächen, vulkanische Gesteine von Absonderungsflächen; längs solcher lösen sich dann einzelne Teile leichter ab. Die Trennungsflächen stellen sich oft, aus noch umstrittenen Ursachen, unter bestimmten Winkeln zueinander ein. Ferner ist kein Gestein völlig homogen, die Unterschiede in seiner Zusammensetzung bedeuten aber auch Unterschiede in der Widerstandskraft. Die Spannungen werden aber regelmäßig dort ausgelöst, wo diese am kleinsten ist. Besonders erfolgreich greift die Verwitterung an, wenn die Temperatur bis unter den Gefrierpunkt hinab wechselt. Sie wird zur sogenannten „Frostverwitterung“, wenn dabei Wasser in den feinen Ritzen und Fugen des Gesteines abwechselnd gefriert und wieder auftaut: der „Sprengfrost“ entfaltet seine Tätigkeit. In unseren Gegenden lassen sich dessen Wirkungen am besten im Frühjahr beobachten, wenn die Schmelzwässer der Schneedecke in den klaren, kalten Nächten gefrieren und bei Tag wieder fließen. Viel prächtiger ist sie jedoch in den höchsten Gürteln unseres Gebirges wahrzunehmen, wo die Temperatur jahraus, jahrein nicht weit vom Gefrierpunkt entfernt ist, wo zugleich die Beson-

nung untertags und die Abkühlung in der Nacht viel stärker sind. Zumal dunkelfarbige Gesteine (Amphibolite, schwarze Kalke u. dgl.) erhitzen sich unter den Strahlen der heißen Sommersonne in größeren Höhen so sehr, daß man sich beim Angreifen schier die Finger verbrennt; des Morgens findet man wiederum die Feuchtigkeit in den Fugen zu Eis gefroren. Hier, im Hochgebirge, fehlt auch das schützende Pflanzenkleid, das unten wie eine wärmende Decke die Erdoberfläche überzieht. Gerade deshalb sind die Hochgebirgsregionen diejenigen, wo man die mechanische Verwitterung am besten studieren kann.

b) Zerfallformen der Gesteine. Die Zerklüftung des Gesteins, welche dessen Zerfall vorbereitet, läßt sich übrigens mitunter schon in tieferen Lagen vorzüglich beobachten. Man sieht zum Beispiel auf den Höhen des Gaisberges und des Kollerkogels bei Graz die Fülle von Klüften so stark durchsetzt, daß es oft schwer wird, die Schichtung zu erkennen; haben sich doch gerade aus dieser Tatsache seinerzeit starke Meinungsverschiedenheiten bezüglich des Baues des Grazer Kalkgebirges ergeben. Auch an Steinbruchwänden kann man die Vorgänge der mechanischen Gesteinszerlockerung oft sehr gut wahrnehmen.

Im Hochgebirge freilich bietet sich uns ein ganz anderes Bild der Zerstörung; hier lassen sich in unseren Klimaten die Zerfallformen des Gesteins weitaus am besten erkennen. Schichtung und Klüftung haben dabei den größten Einfluß. Bei den dichten, gelblichweißen oder grauen Dachsteinkalken zum Beispiel, welche in Steiermark einen großen Teil der nördlichen Kalkalpen aufbauen, hat die Schichtung das Übergewicht, die Klüftung tritt zurück. Infolgedessen liefert dieses Gestein weniger Schutt. Um so mehr die Plattenkalke, welche, dünnplattig gebankt und oft mit eigentümlich sich kreuzenden Furchen auf den Schichtflächen, in 20 bis 30 cm starke Platten zerfallen. Die ungeschichteten Riffkalke dagegen liefern grobes Trümmerwerk — sie sind außerordentlich brüchig —, desgleichen auch die Plassenkalke und die Korallenkalken mit lotrechter Klüftung. Bei den Ramsaudolomiten herrscht eine in engen Abständen mehrfach sich kreuzende, unregelmäßige Klüftung („kleinmaschige Zerhackung“, 198) vor, verursacht durch den Gebirgsdruck; unzählige feine Haarrisse und Spältchen durchziehen das Gestein (zum Beispiel Sockel der Gsäuseberge). Dieses erscheint bei der Bloßlegung in kleine Kuben, Prismen und Rhomboeder gesondert und bricht leicht aus; große Schuttfelder entstehen so, zusammengesetzt aus weißen, scharfkantigen Scherben („Gries“). Ähnlich verhält sich der Hauptdolomit, nur ist er selten massig, vielmehr

gewöhnlich gebankt und bei ungestörter Lagerung in weiteren Abständen von Klüften durchsetzt. Auch er ist spröde und zerbricht oder zerfällt gern in ein kleinsplitteriges Haufenwerk. Da er meist reicher an Verunreinigungen ist, so liefert er übrigens eher einen Boden (vgl. unten). Kalkreiche Dolomite sind zähe; sie wittern an der Oberfläche, die von gitter- oder netzartig sich kreuzenden Sprüngen bedeckt ist, nicht an (33). Schwarze, mergelige Kalke hinwiederum wittern gelblich an (manchmal die Klüfte rot). Muschelkalkdolomite zerfallen, wenn sie breccienartig sind, zu förmlicher weißer Asche (zum Beispiel am westlichen Gehänge des Mürztales vom „Toten Weib“ bis knapp vor Mürzsteg, das von Schluchten zerfressen ist, im Bereich der „24 Gräben“).

Die kristallinen Schiefergesteine wiederum bilden häufig mächtige Platten, von parallelepipedischer oder prismatischer Gestalt, die Gneise und Granite ein grobes Prismenblockwerk. In vielen Tausenden von Fällen kann man beobachten — auch auf den Absturzblöcken und Moränentrümmern im Grunde unserer Hochtäler —, wie an ihnen die Verwitterung fortarbeitet. Solche Trümmer sind oft von Klüften durchsetzt, die erst nach dem Absturz entstanden sein können; auch die größten zerfallen weiter in immer kleinere Stücke. Noch stärker geht der Zerfall bei den Phylliten vor sich, die chemische Zersetzung beschleunigend (vgl. unten). Scharfkantige Bruchstücke liefern auch die Quarzite, deren weiße Blöcke, zum Beispiel am Südhang des Wechsels, wie Schneeflecken aufleuchten.

Bei den jungvulkanischen Gesteinen unseres Landes kann man manchmal säulen-, seltener eine Art kugelförmiger Absonderung wahrnehmen; die plattige herrscht jedoch entschieden weitaus vor.

c) Chemische Verwitterung; Geschiebeleichen; geologische Orgeln; Bodenbildung. In den tieferen Lagen des Landes tritt die mechanische Zerkleinerung zurück, wegen der anderen klimatischen Verhältnisse, wegen des Pflanzenkleides und der Bodendecke. Diese selbst ist freilich das Ergebnis der Gesteinszerstörung, aber nicht der rein mechanischen, sondern vor allem der chemischen. Die Bildung von Humusböden ist heute weitaus am wichtigsten. Sie steigen unter der geschlossenen Pflanzendecke bis in große Höhen hinauf. Im ganzen Lande herrschen braune Böden vor auch für die nördlichen Kalkalpen sind Braunerden das bezeichnende Verwitterungsprodukt (101). Nur im mittelsteirischen Hügelland trifft man auch hellere, tonreiche Böden. Die alpinen Matten liefern einen fast schwarzen Humus (53).

Die chemische Verwitterung und Zersetzung ergreift aber nicht bloß das feste, anstehende Gestein, sondern auch die Schotterblöcke und Geschiebe. Man kann in den jungtertiären Aufschüttungen des Grazer Hügellandes oder der Norischen Becken überall die Ergebnisse wahrnehmen die Gneise, die kristallinen Schiefer usw. sind alle ganz zermürbt, ganz weich. Oft sind sie in den Aufschlüssen nur noch durch Form und Farbe zu erkennen; beim leisen Anschlag des Hammers zerfallen diese „Geschiebeleichen“ zu Pulver (163, 172, 204). Nur widerstandsfähige Quarze trotzen den Angriffen der Verwitterung ungeheuer lang. Aber sie erhalten mit der Zeit einen bräunlichen Überzug von Manganoxyd.

Die Zersetzung wird besonders durch das eindringende Wasser gefördert. Das Wasser durchfeuchtet gewisse Gesteine leicht, erweicht sie und wirkt so bei ihrer Verwitterung lebhaft mit. Wo es aus irgendwelchen Ursachen tiefer hinabsteigt, dringt die Zersetzung von oben sackförmig gegen unten vor; und wenn dann abspülende Kräfte arbeiten können, so wird das weichere Material entfernt, und es entstehen schlot- und röhrenartige Hohlformen, sogenannte geologische Orgeln. Da die Durchfeuchtung bei geringem Böschungswinkel naturgemäß andauernder ist, schafft die chemische Zersetzung auf Verflächungen mächtigere Böden als an Steilhängen; an diesen werden die Witterungsstoffe rascher abgeführt. Auf jungen Einkerbungen überkleidet daher oft nur eine dünne Bodenschicht den gesunden Fels oder dieser steht überhaupt an; auf den alten Rücken daneben wird sie etliche Meter mächtig (zum Beispiel 4—6 m in der Waldheimat, vgl. 186; oder in den Schwanberger Alpen).

Die Ausbildung von Verwitterungsböden ist auch für die Erkundung der geologischen Ereignisse wichtig. Denn jene können nur auf alten Landoberflächen entstanden sein; sie blieben erhalten, wenn dann später jüngere Ablagerungen darübergebreitet wurden, und erzählen von der Geschichte des Gebietes, namentlich auch von Veränderungen des Klimas (vgl. unten).

Bisher liegen umfassende Untersuchungen über die Bodenbeschaffenheit der Steiermark nicht vor; bloß die Böden unserer nördlichen Kalkalpen fanden eine wertvolle Betrachtung (184). Allenthalben ist der Unterschied in der Zusammensetzung des Gesteins, namentlich sein Gehalt an Kieselsäure, beziehungsweise an Kalk von grundlegender Bedeutung. Alle die Mergel, Mergelschiefer, Tonmergel, Kalkmergel verwittern verhältnismäßig rasch und leicht; sie liefern einen krümeligen, tiefgründigen und zugleich für die Pflanzen nährstoffreichen Boden. Das gilt sowohl von den Werfener Schichten (Prossen

bei Eisenerz ; Kaiserau bei Admont usw.) wie auch von den dünnschieferigen Mergeln der Partnachsichten und von den meist schwarzen dünnblättrigen, kalkigen Tonschiefern und Schiefertönen und den dünnplattigen Sandsteinen der Lunzerschichten (zum Beispiel Stadelfeldalm in den Gesäusebergen : Laussa) ; es gilt von den Mergeln, Kalken und Schiefertönen der Kössener Schichten, die blättrig bis dünnplattig entwickelt sind, leicht verwittern, einen frischen, zuweilen sogar schlammigen, fetten und schweren Boden liefern ; ferner von den dunklen Liasfleckenmergeln, die nach den dunklen Flecken so heißen, welche man mitunter auf den Schichflächen sehen kann und die wahrscheinlich von Algen und anderen Pflanzenresten herrühren. Fleckenmergel lieferte auch das Neokom, Gesteine von muscheligem Bruch, dichter Ausbildung und reichlichem Tongehalt. Viel ärmer sind die Böden, die aus der Verwitterung von Sandsteinen und Quarziten hervorgehen (Werfener Schichten zum Teil, zum Beispiel Pleschkogel bei Admont). Die plattigen Reiflinger Kalke hinwiederum entwickeln, weil sie selten ganz rein sind, gerne Böden von einiger Tiefgründigkeit. Dagegen liefern Wettersteinkalke und Ramsaudolomite nur eine dünne „Verwitterungshaut“ von sandig-grusiger Beschaffenheit mit ungesättigten sauren Humusarten. Bei den Ramsaudolomiten zumal überwiegt aber der mechanische Zerfall über die chemische Zersetzung (vgl. oben). Bodenkundlich stimmen mit ihnen die Semmeringdolomite fast völlig überein (zum Beispiel bei der Station Semmering und beim Südbahnhotel). Auch die Dachsteinkalke sind — schon wegen der großen Steilheit — der Bodenbildung nicht günstig ; nur bei sanfteren Böschungen und starken Verunreinigungen verwittern sie zu frischen, lehmigen, tiefgründigen Böden (zum Beispiel in der Umgebung von Mariazell), die meist auch einigen guten Alpenhumus tragen. Die leicht verwitternden Plattenkalke hinwiederum liefern fruchtbare Böden. Ungünstig für die Bodenbildung ist die große Reinheit der Hochgebirgsriffkalke (zum Beispiel manche Gesäuseberge, Hochschwab) und der Liaskalke, die nur sehr langsam verwittern. Der Hauptdolomit verhält sich wegen seiner sehr verschiedenen Zusammensetzung sehr verschieden. Die reineren Vorkommen, die arm an Gangart (das heißt in Salzsäure Unlöslichem) sind, bieten seichtgründige, trockene, arme Böden, die stark verunreinigten dagegen, namentlich tonige Arten, feinkörnig-lehmige. Die Jurahornstein- oder Jurakieselkalke, „rote, braune, rotbraune, grüne oder schwärzliche Kalke mit bunten Hornsteinen und braune, kieselige Mergel“, liefern außer dem bunten, meist rotgefärbten Hornsteingrus, der unter dem Tritte der eisenbeschlagenen Schuhe des Bergwanderers in bezeichnender Weise knirscht,

auch größere Mengen rötlichbraunen Lehmies, da ihr Gehalt an Gangart meist recht beträchtlich ist (nördlich von St. Gallen gegen die Laussa hin ; Totes Gebirge ; vgl. auch 54). Ebenso können die Oberalmschichten, wohlgeschichtete, dünnplattige Kalke mit mergeliger Ausbildung, aber reichlicher Hornsteinführung dort, wo die Tonbeimengung reichlicher wird, lehmige Böden liefern (Totes Gebirge ; Moor auf der Augstwiesenalm). Aus ihren obersten Bänken gehen durch Abnahme der Schichtung und des Tongehaltes allmählich reine, sehr helle bis ganz weiße Kalke hervor von massiger Beschaffenheit mit wenig Gangart, die Plassenkalke. Diese tragen nur arme, seichtgründige Böden. Sehr mannigfaltig sind die weit jüngeren Gesteine der Gosau (obere Kreide), bald sandige Kalke, bald bunte rotbraun verwitterte Konglomerate, mitunter Breccien. Diejenigen von ihnen, welche aus Hauptdolomittrümmern bestehen, liefern die schlechtesten Böden, die Gosausandsteine und -mergel die wasserreichsten und besten (Hügellandschaft des Gosaubeckens von Gams bei Hieflau).

Die tonreichen Kristallingesteine liefern tiefgründige Böden, bald mehr lehmige, bald mehr sandige. Im steirischen Randgebirge ist oft weithin nichts vom anstehenden Gestein zu sehen, namentlich die blättrigen, feingeschichteten Gneise verwittern sehr leicht, manchmal bis zur Unkenntlichkeit, und überziehen sich mit förmlichen Lehmdecken (Bachergebirge ; 25). Ebenso die Glimmerschiefer. Deren Blöcke runden sich oft durch fortdauernde Verwitterung geradezu ab. Ja mitunter wurden verwitterte Glimmerschiefer sogar zur Ziegelgewinnung verwendet (zum Beispiel im Schöttlgraben bei Oberwölz ; 133). Nicht minder stark verwittern grobkörnige Granite und granitähnliche Gneise. Sie zerfallen zu sand- und grusartigen Massen, die oft nur schwer von jüngeren Aufschüttungssanden getrennt werden können (Schwanberger Alpen). Am leichtesten freilich erliegen die verschiedenen alten Phyllite der Grauwackenzone und des Randgebirges der chemischen Zersetzung. Aber selbst sehr feste Gesteine, zum Beispiel Hornblendegneise, können unter gewissen Voraussetzungen sehr rasch verwittern (133), während sie im allgemeinen schwerer in lehmige Bildungen übergehen (26).

Im Hügelland endlich entstehen häufig durch Verwitterung der Schiefertone Lehme, aus Sandsteinen glimmereiche Sande (28).

2. Trockene Massenbewegungen.

Wenn durch die mechanische Verwitterung der Zusammenhang des Gesteins gelockert ist oder sich Gesteinsteile sogar vollständig abgelöst haben, so setzen sie sich infolge der Wir-

kung der Schwerkraft leicht in Bewegung, und zwar umso leichter, je steiler die Böschung ist, auf der sie liegen. Erst wenn der Böschungswinkel unter einen gewissen Grad herabsinkt, so wird die Reibung zu groß, als daß sich Bewegungen einstellen könnten. Deshalb sind ja bekanntlich auch die Flächen der Sand- oder Schotterhaufen unmittelbar nach der Aufschüttung unter bestimmten Winkeln geneigt; sie zeigen die „Maximalböschung“, das heißt, die aufgeschütteten Stoffe würden sich eben, wenn der Winkel größer ist, solange bewegen, bis jener Böschungswinkel erreicht wird. Dessen Größe hängt also vor allem von der Reibung, und daher vor allem von der Größe, aber auch von der Form der einzelnen Gesteinstteile ab sowie von der Beschaffenheit ihrer Oberfläche. Die größten Böschungswinkel haben die groben Blockhalden mit den eckigen Gesteinstrümmern in unseren Hochgebirgstälern (25—30 Grad).

Das Trümmerwerk, das sich, die Reibung überwindend und dem Zuge der Schwerkraft folgend, auf einer geneigten Fläche in Bewegung setzt, muß sich an deren unterem Ende — dort, wo der Neigungswinkel kleiner wird, am Fuße der Lehne oder Wand — aufhäufen. Es bilden sich Schutthalden, welche weite Strecken des Abfalls ummanteln können. Bei genauerer Betrachtung zeigt sich oft, daß sie aus einzelnen halbkegelförmigen Gebilden bestehen, den Schuttkegeln. Diese Gebilde der Aufschüttung haben einen im Halbkreis gespannten unteren Rand; nach oben laufen sie in eine Spitze aus, welche gewöhnlich in eine Rinne des Gehänges hineinzieht. Diese dient als Schuttgasse. Im einzelnen sind die Schuttkegel und Schutthalden sehr verschieden, sowohl in der Größe wie in der Art der Gesteinsscherben. Die Größe hängt unter anderem ab von dem Verhältnis der Schuttabfuhr und der Schutttzufuhr. In unseren Hochgebirgen geht die Schuttabfuhr verhältnismäßig langsam vor sich, die Schutttzufuhr verhältnismäßig rasch, hier sind daher Gebiete ganz gewaltiger Schuttanhäufungen, sowohl in den nördlichen Kalkalpen wie in den Zentralalpen. Denn noch ist die Kraft der Gewässer daselbst verhältnismäßig klein, ja einen Teil des Jahres hindurch erlischt sie fast völlig, in die Bande des Eises geschlagen; die Frostverwitterung und überhaupt die Temperatursprünge arbeiten rasch an der Gesteinszerlockerung, die Schutttzufuhr ist daher groß. Hier sind infolgedessen die Talflanken nicht selten von ausgedehnten Schuttfeldern überzogen, um so deutlicher und wüster, je näher sie dem „ewigen“ Eise liegen. Ununterbrochen arbeiten diese Vorgänge. Jeder von uns, der im Hochgebirge gewandert ist, hat das Klirren oder Knistern der Gesteinschläge gehört, mitunter, wenn die Sonne nach einer kalten Nacht heiß auf die

Felsen brannte, in fast ununterbrochener Folge. Manchmal setzen sich auch förmliche Gesteinslawinen in Bewegung, und gewisse „Schuttreisen“ überschreitet man nicht ohne Lebensgefahr. Die Bildung der Schuttkegel und Schutthalden dauert also auch heute noch fort. Nach dem früher Erwähnten sind gewisse Gesteine ganz besonders freigebige Schuttlieferanten, so die Wettersteinkalke, die Hochgebirgsriffkalke und die Dolomite, ebenso manche Gneise und Granite. In deren Gebieten sind dann oft Örtlichkeiten geradezu nach dem Schuttreichtum genannt; unter anderen deuten Namenbildungen mit „Gries“ auf dessen Anhäufung hin (Grieskogel, Griesmauer, Griesstein).

Mitunter allerdings lösen sich entlang von Klüften, die immer tiefer gegriffen und sich immer mehr erweitert haben, auch größere Felsmassen los und kollern in „Bergstürzen“ hinab auf die Talsohle. Den Boden aufplügend und alles verheerend, zerstieben sie daselbst in ein Trümmerwerk; ja manchmal branden sie unter der eigenen Wucht noch am Gegengehänge des Tales hinauf. Zum Glück vollziehen sich derartige verhängnisvolle Ereignisse nicht allzu häufig und meist in unbewohnten Gegenden, so daß nur selten dabei Menschen zu Schaden kommen. Für Bergsturzschütten aus älterer Zeit gibt es auch in Steiermark manches Beispiel; die meisten allerdings sind nur klein (größere Grüner See im Tragöß; im Fobestal unter dem Brandstein; Kummerbrücke im Gesäuse am Grimming gegen Klachau; am Altausseer See unter der Trisselwand; verschiedentlich in den Niederen Tauern usw.). Die Hauptschauplätze der Bergstürze sind die von den eiszzeitlichen Gletschern ausgeschürften Trogtäler mit ihren unterschrittenen, übersteilen Gehängen und tiefe, junge Flußeinschnitte mit Schluchtformen (gewisse Schutzmaßnahmen zum Beispiel sogar im Draudurchbruch; vgl. 25). Deutlich erkennt man, wenn seit dem Ereignis nicht schon lange Zeiten verflossen sind und der Abbruch nicht gar zu unbedeutend war, also verhältnismäßig schnell wieder hätte vernarben können, die Ausbruchsnische an ihrer Form. Frischere Wandausbrüche haben überdies auch frische, unverwitterte Flächen und Farben (im grau oder gelbgrau angewitterten Kalkgebirge zum Beispiel gewöhnlich gelbrötlich oder gelbbraun). Die trockenen Abbrüche erfolgen ganz besonders an den Schichtköpfen; hier treten daher immer wieder neue, steile Oberflächen an Stelle derjenigen, welche durch den Abbruch zerstört wurden.

Allein auch in kleinsten Massenbewegungen steigen die Lockerstoffe an den Talgehängen abwärts. Ganz minimale Bewegungen summieren sich schließlich zu größeren Beträgen,

obwohl diese erst nach vielen Jahren dem freien Auge auffallen. So sind die Schichten in unseren Steinbrüchen manchmal am oberen Rande in der Richtung des Gehänges abgebogen. Dieses „Hakenwerfen“ ist einer jener langsamen Vorgänge, die man als „Gekrieche“ zusammengefaßt hat. Allerdings sind bei diesen Bewegungen meist noch irgend welche andere Kräfte mit im Spiel, und zwar voran das Wasser, die Bodenfeuchtigkeit und mancherlei Organismen (Würmer, besonders Regenwürmer, Ameisen, Käfer, Maulwürfe, Mäuse). Wo Tiere am Gehänge den Boden aufwühlen, dort bewegen sich die feinen Bodensubstanzen nach abwärts. Der Boden wird überhaupt durch deren grabende und wühlende Tätigkeit gelockert. Maulwurfsbauten sind zum Beispiel im mittelsteirischen Hügelland weit verbreitet. Auf unseren Alpen oder selbst Heimweiden ziehen ferner die sogenannten „Kuhgangeln“ oft zu vielen Dutzenden übereinander; überall ist der Boden bei ihnen nach abwärts getreten.

Auch bei der Bildung der „Schuttfacetten“ sind Massenbewegungen mit im Spiel (vgl. unten). Den Massenbewegungen sind auch die Lawinen (Lahnen) einzuordnen. Selbst in niedrigeren Gebirgsteilen fehlen sie nicht, aber am größten und zahlreichsten entfalten sie sich in den Hochgebirgsregionen. Von diesen aus steigen sie, meist längs bestimmter Bahnen, nicht selten auch in den Siedlungs- und Verkehrsbereich des Menschen hinab. Besonders berüchtigt ist in dieser Beziehung zum Beispiel die Schlucht des Gesäuses. Indem sie ihre „Gassen“ aufpflügen und mitgerissenen Schutt in der Tiefe ablagern, sind sie auch morphologisch wirksam.

3. Quellenbildung. Bodenbewegungen bei Durchfeuchtung.

Gewisse Gesteine haben ein verhältnismäßig loses Gefüge. Die Zwischenräume zwischen ihren einzelnen Körnchen sind groß genug, um das Wasser wenigstens in langsamer Bewegung durchzulassen, zum Beispiel manche Sandsteine. Andere, von Haus aus nicht durchlässig, gestatten dem Wasser Zutritt durch die Klüfte, von denen sie durchsetzt sind, so besonders Kalke. Wieder andere lassen das Wasser nur schwer durch; sie saugen sich vielmehr mit Wasser voll. Die wasserdurchlässigen Gesteine erscheinen an der Oberfläche wasserarm, die wasserundurchlässigen dagegen in unserem Klima wasserreich. Auf ihnen muß sich auch jenes Regenwasser, welches zunächst auf die wasserundurchlässigen Schichten auffällt und in die Tiefe sickert, sammeln und dort, wo sie von der Landoberfläche angeschnitten werden, wieder zum Vor-

schein kommen, wenigstens auf jener Seite, nach welcher sie geneigt sind; auf der entgegengesetzten freilich nur unter gewissen Voraussetzungen. Alle tonigen und lehmigen Gesteine wirken daher, zum Beispiel zwischen Kalken, als Quellhorizonte, die dem Wanderer das erquickende Naß bieten und dem Bewohner den Platz für seine Hofstatt anweisen. In unseren nördlichen Kalkalpen gehören hieher die Werfener Schiefer und das Haselgebirge, die Lunzer und die Kössener Schichten, aber auch die mit Hornsteinen gespickten grusigen Verwitterungslehme des obersten Jura (Totes Gebirge). Reich an Wasser sind die Gosaumergel (184). In den Kristallinalpen ist der Wasserreichtum an und für sich viel größer. Allenthalben sprudeln hier Quellen aus dem Schiefer- und Gneisschutt hervor, wenigstens in den tieferen Lagen. Im Hügelland wiederum sind es die porösen Lehme, welche das Wasser tief hinabsteigen lassen, die Ton- und Tegelschichten und -bänder, welche das Wasser der Brunnen liefern. Beispiele hiefür finden sich allenthalben. Selbstverständlich hängt die Menge des in den Grund eindringenden Wassers auch noch von anderen Bedingungen ab (Pflanzenkleid, Böschungswinkel, Größe und Lagerung der Körner, Gehalt an Kolloiden usw.). Man hat berechnet, daß die Sickerwässer in vegetationslosem Boden bei Lehm-, Kalk-, Granit-, Porphy- und Basaltfelsen durchschnittlich 40 Prozent des Regenfalls, bei schwer durchlässigem Boden 15 Prozent ausmachen (207a). Auch bei ziemlich reinen Kalken können unter anderen auf Verwitterungslehmen seichte, 20 bis 40 cm tiefe Wasseransammlungen entstehen, wie u. a. die „Almtümpel“ (40; zahlreiche Beispiele in den nördlichen Kalkalpen; 13).

Quellen treten uns in den verschiedensten Typen entgegen. Manchmal ist der lockere, erdige Boden nur stark durchfeuchtet (Naßgallen); aus Schuttböden führen Schuttquellen das Grundwasser aus. Nach der geologischen Anlage der Quellaustritte unterscheidet man schon seit langem vornehmlich Schicht- und Spalt(oder Verwerfungs)quellen und müßte ihnen heute auch Überschiebungsquellen zur Seite stellen; nach der Bewegung des Grundwassers aufsteigende und absteigende Quellen, seltener solche mit auf- und absteigenden Wassersträngen. Karstquellen nennt man die Austritte des Karstgrundwassers im allgemeinen, Kluftquellen die der wirklichen unterirdischen Gerinne. Diese sind oft wahre Riesenquellen (vgl. unten S. 36).

Die verschiedenen Quelltypen lassen sich natürlich besonders gut in den Kalkalpen mit ihren zahlreichen, früher genannten Quellhorizonten beobachten. Im Raxstock zum Beispiel umsäumt ein Schichtquellhorizont, geknüpft an Werfener

Schiefer, in 1200 bis 1500 *m* Höhe den Süd- und Südostfuß der Heukuppe, während die Reißtalquelle (726 *m*) ebenso wie die Höllentalquelle (542 *m*) drüben im Schwarzatale Kluftquellen sind (13, 104). In der Mürzschlucht südlich Frein entspringt etwa 40 *m* über dem Fluß jene wasserreiche Kluftquelle, welche sofort den bekannten Wasserfall zum „Toten Weib“ bildet, aus einem weiten Bereich gesammelt. Eine Schichtüberfallquelle entströmt dem Werfener Schiefer noch vom Naßkamm in 1190 *m* (13). Im Weizer Schöckelkalkgebiet ist die Kalkleitenquelle eine Felsenquelle, die Fladererquelle eine Stauquelle vor dem wasserdichten Phyllit. Die Baummühlquelle knüpft sich an Kalke, die in eine Einstülpung des Phyllitstockes gelagert sind und Karstgrundwasser sammeln. Die drei „Wiesenquellen“ sind aufsteigende Tiefenquellen, die durch ein kommunizierendes Röhrensystem mit der Riedlquelle, beziehungsweise mit deren Karstgrundwasser zusammenhängen; obwohl links vom Weizbach auftretend, haben sie ihr Einzugsgebiet rechts von ihm (47).

Wo nun das Gestein andauernd und ausgiebig durchfeuchtet wird, schreitet nicht bloß die chemische Verwitterung rascher fort, sondern jenes wird von der Feuchtigkeit durchweicht, förmlich geschmiert; der schwere Tritt hinterläßt tiefe Spuren. Die Durchfeuchtung vermindert die Reibung, das Gehänge setzt sich leichter in Bewegung, Rutschungen sind in der Nachbarschaft von Quellaustritten überall weit verbreitet. Dabei werden in den Hang Quellnischen hineingeschlagen, die um die Muldentiefe herum zunächst steile Lehnen zeigen; doch gleichen sich diese allmählich wieder aus, das Endergebnis ist eine Verflachung der Böschung. Dieser Vorgang vollzieht sich relativ schnell und kommt nicht eher zur Ruhe, als bis die Böschungen für die gewöhnliche Feuchtigkeit nicht mehr zu steil sind. Alle wasserundurchlässigen Gesteine, beziehungsweise deren Böden neigen daher zur Ausbildung sanfter, weicher, runder Oberflächenformen, die harten Kanten verschwinden. Mitunter freilich folgt ein Abrutsch dem anderen. Wenn dann über dem weichen, nachgiebigen Gestein ein wasserdurchlässiges, härteres liegt, bei dem überdies vielleicht noch die Klüftigkeit die Wandbildung begünstigt, dann wird das durchweichte liegende manchmal förmlich ausgequetscht (bei wagrechter Schichtung) oder es gleitet das härtere auf dem weicheren ab, das wie ein Schmiermittel wirkt. Dabei entsteht am Gehänge eine Art Terrasse. Das härtere, wasserdurchlässige Gestein bildet den Hang im Hintergrund, das weichere davor eine Flur. Im steirischen Hügelland, wo so vielfach wasserundurchlässige, tonig-lettige Schichten mit wasserdurchlässigen Sanden und Geröllschichten wechsel-

lagern, ist Staffelung der Talgehänge durch Rutschungen recht verbreitet. Gerade hier kann man auch die Gleitvorgänge, das Abwandern und Herunterkriechen der Witterstoffe schön beobachten. Manchmal sitzen selbst mehrere hundert Meter lange Hänge ab. Namentlich im Frühjahr, in der Zeit der Schneeschmelze, wenn der Rasen noch schütter ist, wenn die Mäuse ihre Tätigkeit aufnehmen, wenn der Boden stark vom Wasser durchtränkt ist, oder auch wieder nach heftigen Regengüssen im Sommer, findet man an den Talgehängen immer wieder die Narben frischer Rutschungen; und Straßeneinschnitte werden mitunter durch Absitzen ihrer Wände, wobei auch Strauchwerk und Bäume in Bewegung geraten, völlig verlegt (163, 170, 219; auch 115). Der Boden gibt unter dem Rad der Wagen und dem Tritt von Pferden und Menschen nach, er sinkt immer tiefer. Wenn dann noch die Regenwässer oberflächlich nachwirken und die feinen Stoffe ausspülen, so entstehen wirkliche Furchen. Zuletzt werden diese so tief und schmal, daß bei der nächsten Gelegenheit Rutschungen Wanderer und Wagen bedrohen. Erscheinungen von „Gekriech“ und „Gewälz“ kennzeichnen die sandigen und lehmigen Tertiärböden auch innerhalb des Gebirges (Knittelfelder Becken; Beispiel eines in Abwärtsbewegung begriffenen Hanges, einen förmlichen „Erdgletscher“ bildend, in der Waldheimat; vgl. 186). Hohlwege und verlassene Hohlwege sind im steirischen Hügelland keine Seltenheit, finden sich auch in den stark verwitterten Phyllitlandschaften häufig.

Auch sonst fehlt es in den undurchlässigen, wasserreichen Schichten nicht an derartigen Erscheinungen. Einer der größten Anbrüche im Haselgebirge ist der gewaltige muschelartige Ausriß im Kaswassergraben bei Großreifling. Rutschungen und Anbrüche haben auch die „Blaicken“ auf der Hollertaler Alpe in der unteren Laussa geschaffen oder die zwischen Pürg und Klachau, die an die Liasfleckenmergel geknüpft ist usw. (184). Im wasserdurchlässigen Kalkgebirge treten hingegen Kriechschutt und Rutschungen zurück.

Die Häufigkeit stärkerer Massenbewegungen beleuchten diesbezügliche Angaben aus dem ersten Halbjahr 1925: „Rasche Schneeschmelze führte in den ersten Märztagen 1925 eine Erdrutschung nächst der Haltestelle Rottenmann (Paltenal, Obersteier) herbei und störte auf kurze Zeit den Verkehr. — Am 23. April lösten sich infolge starken Regens um 8,30 Uhr von einem Steilhang in Kainach Steinmassen los und beschädigten das Wohnhaus . . . schwer. — Am 11. Juni 1925 lösten sich infolge schwerer Regengüsse am Reiflingberge, Gemeinde Landl (Ennstal, Obersteiermark), Felsblöcke ab, welche die Mauer eines Hauses und einer Holzhütte durchschlugen“ (200).

Schiefer, in 1200 bis 1500 *m* Höhe den Süd- und Südostfuß der Heukuppe, während die Reißtalquelle (726 *m*) ebenso wie die Höllentalquelle (542 *m*) drüben im Schwarzatale Kluftquellen sind (13, 104). In der Mürzschlucht südlich Frein entspringt etwa 40 *m* über dem Fluß jene wasserreiche Kluftquelle, welche sofort den bekannten Wasserfall zum „Toten Weib“ bildet, aus einem weiten Bereich gesammelt. Eine Schichtüberfallquelle entströmt dem Werfener Schiefer noch vom Naßkamm in 1190 *m* (13). Im Weizer Schöckelkalkgebiet ist die Kalkleitenquelle eine Felsenquelle, die Fladererquelle eine Stauquelle vor dem wasserdichten Phyllit. Die Baummühlquelle knüpft sich an Kalke, die in eine Einstülpung des Phyllitstockes gelagert sind und Karstgrundwasser sammeln. Die drei „Wiesenquellen“ sind aufsteigende Tiefenquellen, die durch ein kommunizierendes Röhrensystem mit der Riedlquelle, beziehungsweise mit deren Karstgrundwasser zusammenhängen; obwohl links vom Weizbach auftretend, haben sie ihr Einzugsgebiet rechts von ihm (47).

Wo nun das Gestein andauernd und ausgiebig durchfeuchtet wird, schreitet nicht bloß die chemische Verwitterung rascher fort, sondern jenes wird von der Feuchtigkeit durchweicht, förmlich geschmiert; der schwere Tritt hinterläßt tiefe Spuren. Die Durchfeuchtung vermindert die Reibung, das Gehänge setzt sich leichter in Bewegung, Rutschungen sind in der Nachbarschaft von Quellaustritten überall weit verbreitet. Dabei werden in den Hang Quellnischen hineingeschlagen, die um die Muldentiefe herum zunächst steile Lehnen zeigen; doch gleichen sich diese allmählich wieder aus, das Endergebnis ist eine Verflachung der Böschung. Dieser Vorgang vollzieht sich relativ schnell und kommt nicht eher zur Ruhe, als bis die Böschungen für die gewöhnliche Feuchtigkeit nicht mehr zu steil sind. Alle wasserundurchlässigen Gesteine, beziehungsweise deren Böden neigen daher zur Ausbildung sanfter, weicher, runder Oberflächenformen, die harten Kanten verschwinden. Mitunter freilich folgt ein Abrutsch dem anderen. Wenn dann über dem weichen, nachgiebigen Gestein ein wasserdurchlässiges, härteres liegt, bei dem überdies vielleicht noch die Klüftigkeit die Wandbildung begünstigt, dann wird das durchweichte liegende manchmal förmlich ausgequetscht (bei wagrechter Schichtung) oder es gleitet das härtere auf dem weicheren ab, das wie ein Schmiermittel wirkt. Dabei entsteht am Gehänge eine Art Terrasse. Das härtere, wasserdurchlässige Gestein bildet den Hang im Hintergrund, das weichere davor eine Flur. Im steirischen Hügelland, wo so vielfach wasserundurchlässige, tonig-lettige Schichten mit wasserdurchlässigen Sanden und Geröllschichten wechsel-

lagern, ist Staffelung der Talgehänge durch Rutschungen recht verbreitet. Gerade hier kann man auch die Gleitvorgänge, das Abwandern und Herunterkriechen der Witterstoffe schön beobachten. Manchmal sitzen selbst mehrere hundert Meter lange Hänge ab. Namentlich im Frühjahr, in der Zeit der Schneeschmelze, wenn der Rasen noch schütter ist, wenn die Mäuse ihre Tätigkeit aufnehmen, wenn der Boden stark vom Wasser durchtränkt ist, oder auch wieder nach heftigen Regengüssen im Sommer, findet man an den Talgehängen immer wieder die Narben frischer Rutschungen; und Straßeneinschnitte werden mitunter durch Absitzen ihrer Wände, wobei auch Strauchwerk und Bäume in Bewegung geraten, völlig verlegt (163, 170, 219; auch 115). Der Boden gibt unter dem Rad der Wagen und dem Tritt von Pferden und Menschen nach, er sinkt immer tiefer. Wenn dann noch die Regenwässer oberflächlich nachwirken und die feinen Stoffe ausspülen, so entstehen wirkliche Furchen. Zuletzt werden diese so tief und schmal, daß bei der nächsten Gelegenheit Rutschungen Wanderer und Wagen bedrohen. Erscheinungen von „Gekriech“ und „Gewälz“ kennzeichnen die sandigen und lehmigen Tertiärböden auch innerhalb des Gebirges (Knittelfelder Becken; Beispiel eines in Abwärtsbewegung begriffenen Hanges, einen förmlichen „Erdgletscher“ bildend, in der Waldheimat; vgl. 186). Hohlwege und verlassene Hohlwege sind im steirischen Hügelland keine Seltenheit, finden sich auch in den stark verwitterten Phyllitlandschaften häufig.

Auch sonst fehlt es in den undurchlässigen, wasserreichen Schichten nicht an derartigen Erscheinungen. Einer der größten Anbrüche im Haselgebirge ist der gewaltige muschelartige Ausriß im Kaswassergraben bei Großreifling. Rutschungen und Anbrüche haben auch die „Blaicken“ auf der Hollertaler Alpe in der unteren Laussa geschaffen oder die zwischen Pürg und Klachau, die an die Liasfleckenmergel geknüpft ist usw. (184). Im wasserdurchlässigen Kalkgebirge treten hingegen Kriechschutt und Rutschungen zurück.

Die Häufigkeit stärkerer Massenbewegungen beleuchten diesbezügliche Angaben aus dem ersten Halbjahr 1925: „Rasche Schneeschmelze führte in den ersten Märztagen 1925 eine Erdrutschung nächst der Haltestelle Rottenmann (Paltenal, Obersteier) herbei und störte auf kurze Zeit den Verkehr. — Am 23. April lösten sich infolge starken Regens um 8,30 Uhr von einem Steilhang in Kainach Steinmassen los und beschädigten das Wohnhaus . . . schwer. — Am 11. Juni 1925 lösten sich infolge schwerer Regengüsse am Reiflingberge, Gemeinde Landl (Ennstal, Obersteiermark), Felsblöcke ab, welche die Mauer eines Hauses und einer Holzhütte durchschlugen“ (200).

4. Abspülung. Wildbäche.

Auf den undurchlässigen Gesteinen fließt weitaus der größte Teil des auffallenden Regenwassers ab, soweit es nicht von den Pflanzen oder vom Boden aufgesaugt wird oder an der Oberfläche des Landes verdunstet. Das abfließende Wasser folgt dem stärksten Gefälle und spült seinen Weg um so ausgiebiger ab, je größer seine Masse ist. Vor allem aber hängt seine Kraft von der Geschwindigkeit ab und infolgedessen vom Neigungswinkel des Gehänges oder Talbodens und dem zur Verfügung stehenden Querschnitt. Je nachdem handelt es sich bald mehr um einzelne Regenfäden, welche sich zu einer mehr in die Weite als in die Tiefe gehenden, feinen Flächenspülung vereinigen, bald um Sammlung des fließenden Wassers in Rinnen. Während sich die Flächenspülung in unseren Gegenden hauptsächlich auf die Abhebung der leichten, weichen und feinsten Witterstoffe des Bodens beschränkt, greifen die Rinnenwässer dank ihrer größeren Geschwindigkeit und größeren Dicke auch die Wandungen ihrer Betten an. Die Flächenspülung arbeitet hauptsächlich an der Abschrägung und Zurundung der Gehänge, im Verein mit den verschiedenen Massenbewegungen; scharfe Gehängeknicke sucht sie auszugleichen, wobei, namentlich in den Weichstoffen des Hügellandes, auch dem „Schmutzschnee“ eine nicht zu unterschätzende Rolle zukommt. In windgeschützten Mulden abgelagert, hält er allerhand Verunreinigungen fest, die, wenn er schließlich abschmilzt, liegenbleiben. Die quantenweise Verlagerung von Bodenmaterial vom Nordhang auf den Südhang des Ruckelberges bei Graz wurde gelegentlich auf 6 bis 12 *mm* im Jahrhundert geschätzt (115). Viel größer sind die Beträge im Schiefergebirge oben, wo Abspülung, Durchfeuchtung, Wind und Pflanzenwachstum zusammenwirken. Hier entstehen miteinander eigentümliche „Schuttfacetten“, an die „Kuhgangeln“ erinnernde Bodenwülste, mit Maulwurfshügeln ähnlichen Formen, seltener mit gitterförmiger Anordnung (171, 110a). Schuttfacetten werden gelegentlich auch in den nördlichen Kalkalpen beobachtet, typisch aber nur bei Gehängen von 10 bis 20 Grad Neigung (zum Beispiel auf dem Weg Windberghütten—Windberg in 1850 *m*; 13).

Eine stetige Reihe vermittelt zwischen den Fäden der Regenspülung und den wirklichen Bächen. Unter diesen wiederum entfalten die Wildbäche die auffälligste Tätigkeit bei der Landformung.

Wildbäche sind in unserem Lande weit verbreitet. Deutlich läßt sich bei ihnen das Sammelgebiet unterscheiden, ein Trichter, der in das Berggehänge genagt ist, von verschiedenen

Quellsträngen geschaffen. Der sogenannte „Tobel“ oder Abzugskanal ist jene längere oder kürzere Schlucht, durch welche das Wasser mit steilem Lauf ins Tal hinabschießt und durch welche es den Schutt von oben hinabbefördert. Diesen läßt es dann unten auf der Talsohle fallen, und zwar in einer an Schuttkegel erinnernden Form, die man aber mit Rücksicht darauf, daß es sich nicht um eine trockene Verfrachtung handelt, besser als Schwemmkegel bezeichnet. Die Geschiebeabfuhr erfolgt übrigens nicht in einem ununterbrochenen, gleichmäßigen Zug, sondern in einzelnen Akten von großer Heftigkeit, die durch Unwetter hervorgerufen werden. Dann wird das ganze Einzugsgebiet eines solchen Wildbaches lebendig. Hochangeschwellen toben die Wässer hinab, mit ungeheurer Kraft das Blockwerk losreißend und zu Tal fördernd. Oft ist das Ganze ein breiartiges Gemisch von Felsblöcken, Baumstämmen, Sand, Lehm und Wasser, das alles verschüttet und vernichtet, was sich ihm in den Weg stellt. Unten im Aufschüttungsbereich teilen sich die Gewässer, die durch den Abzugskanal in einem Strang hinabgeschossen sind, indem sie sich an den von ihnen selbst hinuntergeschleppten, stärksten Schuttmassen stauen und seitwärts ausweichen. Solche Wildbachausbrüche liefern in ihren „Muren“ in kurzer Frist oft Tausende von Kubikmetern Gestein ins Tal (183).

Nicht alle Gesteine zeigen die Wildbachbildung gleich gut. In Steiermark sind sie besonders schön in den Schiefern zu finden, welche die nördliche Längstalflucht begleiten. Große Muren haben sich unter anderem wiederholt durch die Gräben bei Langenwang und Krieglach hinabgezogen. Berüchtigt sind auch die Wildbachausbrüche der Gegend von Kammern im Liesingtal (182), die Wildbäche des Gesäuses; große Schwemmkegel erfüllen das obere Ennstal (Liesen, Haus u. a.). Verhältnismäßig rasch sich eintiefende Rinnen und Schluchten, deren Bäche nur bei Wolkenbrüchen stark anschwellen, sogenannte „Riesen“, gliedern zahlreich die Schiefer- und Kalksteinhänge über der oberen Mur (133). Besonders dann natürlich können Wildbäche wirksam arbeiten, wenn ihr Einzugsgebiet, ihr Sammeltrichter, über der Waldgrenze liegt, also der Schutz des Pflanzenkleides fehlt und die Gehänge steil sind. Manche Wildbachtrichter sind ganz junge Erscheinungen. Der erste Anlaß zu ihrer Bildung ist oft eine Rutschung des durchweichten Gehänges. An den Nischenwänden sammeln sich dann die Regenwasserstränge und der vereinigte Wasserlauf eilt nun über die tiefste Stelle der Ausbruch-, beziehungsweise Abbruchnische hinab und zerschneidet sie. Auch die Erscheinung des „Trichters im Trichter“ läßt sich beobachten, ebenso wie umgekehrt die Erscheinung des Schwemmkegels im

Schwemmkegel. Sie weisen auf gewisse Veränderungen in der Flußstätigkeit, aus klimatischen oder tektonischen Ursachen. Mächtige Schwemmkegel sind unter anderen auch während der Eiszeiten im „periglazialen“ Bereich entstanden (zum Beispiel im Seckauer und im Aflenzer Becken usw.). Wir kommen später darauf noch zurück (vgl. S. 54).

Die undurchlässigen Gesteine werden, weil ein viel größerer Teil der auffallenden Regenmenge oberirdisch abfließen muß, auch in viel kleineren Abständen von den Bächen zerschnitten; die einzelnen Einrisse liegen daher einander viel näher. In harten Gesteinen erhalten sich lange Zeit übersteile Böschungen, so daß zwischen den Bächen immer noch verhältnismäßig breitrückige Erhebungen stehenbleiben. Anders dagegen, wenn das Gestein leichter zerstörbar ist. Dann bilden sich ziemlich schnell die Maximalböschungen aus und die Gehänge benachbarter Bäche verschneiden sich in scharfen Kanten, in Graten, die dort, wo die Unterschneidung noch weitergeht, auch stärker eingesattelt sind. Ein wild zerschnittenes Grabenland mit steilwandigen, schmalen Firsten ist das Ergebnis. Die Klüftigkeit des Gesteines und natürlich auch der Neigungswinkel der zerschnittenen Oberfläche spielen dabei mit. So ist besonders das aus Ramsaudolomit aufgebaute Gelände ein „Bild entsetzlicher Öde und grauenerregender Zerstörung; von allen Seiten eilen Wasserrisse herab, die zwar gewöhnlich trocken liegen, bei Regengüssen aber mächtig anschwellen und den ganzen Hang in Hunderte von Schluchten, Gräben, Klammen und Tobeln zersägt haben; zwischen diesen ragen klotzige Türme, zierliche Felsnadeln, spitzengekrönte Pfeiler und messerscharfe Grate auf, aus denen der Gesteinszerfall mit nimmermüder Hand Stück um Stück ausbricht und in die Tiefe der Rinnsale schleudert; am Ausgang der wilden, zerrissenen Schluchten breiten sich Schwemmkegel aus, über welche fast bei jedem stärkeren Regenguß Geschiebestrome und zuweilen auch echte Muren sich herabwälzen, alles Pflanzenleben auf ihrem Wege vernichtend“. Ähnlich verhält es sich auch mit dem Hauptdolomit, der, viel splitteriger als die Kalke, viel mehr Verwitterungsgrus entwickelt, daher wasserdichter und infolgedessen viel stärker zerschründet ist (40). „Die Wasserläufe sägen sich enge Felsschluchten oder tiefeingerissene Klammen . . . ein, deren Wände nicht selten durch eigenartige und abenteuerliche Felsformen, wie vorspringende Türmchen, Nadeln, Köpfchen und Felsmännchen, gegliedert sind. Die Trümmernmassen, welche der Zerfall des Dolomits in eckigen Bruchstücken liefert . . . werden von den Wasserläufen in die Talgründe geschleppt“ (184). Ähnlich stark und dicht sind

oft Grundmoränen zerschnitten, wenn mir auch aus Steiermark keine echten Erdpfeiler bekannt geworden sind; dicht auch die Tonschiefer und Mergel des Hügellandes, zum Beispiel in den Windischen Büheln und im Remschnigg, wo sich Graben an Graben reiht. In verhältnismäßig kleinen Abständen folgen aber auch die großen Täler der Niederen Tauern aufeinander, im Vergleich zu den weiten Abständen der großen Täler zwischen den Plateaustöcken der nördlichen Kalkalpen. Bei der großen Graben-, beziehungsweise Taldichte können sich die ursprünglichen Gehänge, auf denen und zwischen denen die Wasserläufe herabziehen, nirgends lange erhalten; hier ist die Umwandlung am stärksten. Nur bei großem Talabstand, also bei wasserdurchlässigen Gesteinen, darf man von vornherein hoffen, ältere Flächenreste in großer, breiter Entwicklung noch erhalten zu finden. Doch auch an diesen Formen die abtragenden Kräfte, die Massenbewegungen und die Regenspülung; sie arbeiten besonders die Gesteine von verschiedener Widerstandsfähigkeit und namentlich wieder bei verschiedener Lagerung deutlich heraus. Wir kommen auf die Gehängeformung später noch im Zusammenhang zu sprechen.

5. Auslaugung (Lösung).

a) Karren. Das fließende Wasser wirkt nicht bloß mechanisch, sondern auch chemisch auf seine Abflußwege ein — selbstverständlich auf die verschieden zusammengesetzten Gesteine sehr verschieden —, und zwar vor allem dank seinem Gehalte an Kohlensäure. Am empfindlichsten sind die reinen Kalke, wie die Wetterstein- und die Dachsteinkalke. Hier entwickeln sich einerseits alle Erscheinungen des sogenannten Karstphänomens besonders prächtig, das heißt bestimmte hydrologische Züge (vgl. unten), bestimmte Oberflächenformen anderseits (Karren, Dolinen, Karstmulden, blinde Täler u. dgl. m.).

Wenn das Regen- oder Schmelzwasser über eine Kalksteinböschung herabrieselt, so löst es den Kalk auf und es entsteht mit der Zeit eine Furche neben der andern; je steiler die Böschung ist, desto kürzer, schmaler, seichter. Die sogenannten „Kluftkarren“ sind besonders verbreitet, da die chemische Erosion in den Kalkklüften sehr wirksam arbeiten kann. Denn diese sammeln das Wasser und halten die Feuchtigkeit lange fest. Oft knüpfen die Kluftkarren an tektonische Linien an, auf dem Dachsteinplateau zum Beispiel an die NW—SO oder normal dazu verlaufenden Hauptverwerfungen (Plateau vor dem Koppenkar; westlich des Schneeberges unter dem Schladminger Gletscher; vgl. 97, 98). In größerer Höhe scheint ihre Häufigkeit abzunehmen (13). Die „Rillenkarrn“ dagegen bilden sich

auf schwächer geneigten Kalkwänden, vielleicht besonders unter Mitwirkung der Mooswässer, das heißt der langsam aus der Vegetationsdecke ab rinnenden Wässer. Sie verlaufen nach verschiedenen Richtungen, viel unregelmäßiger als die Kluftkarren, weniger dicht gedrängt, manchmal zu kleinen Wannenerweitert, die durch flache Gewölbe getrennt werden, oft auch mit tiefen Spalten und Schlünden in ihrem Grunde. Zu Tausenden und Abertausenden folgen in den Höhen, wo die Vegetation nicht so dick ist, die Flächen lang genug offen liegen und die Frostverwitterung nicht schneller arbeitet als die Karrenbildung, die Karren aufeinander, weite, oft stundenlange Karrenfelder zusammensetzend. Die Tiefe ihrer Furchen schwankt zwischen wenigen Zentimetern und etlichen Metern; messerscharf sind oft die Grate zwischen ihnen, in anderen Fällen mehr gerundet. Labyrinthisch verzweigt ist das Karrennetz. Auf den Karrenfeldern des Dachsteins und des Toten Gebirges ist jedes Felsköpfchen „angefressen, jeder Felsbuckel durchfurcht, und unbekümmert um die Schichtstellung ziehen sich 3 bis 30 *cm* tiefe Karrenfurchen in der Richtung des abfließenden Wassers herab . nicht selten auch über bereits vorhandene Gesteinsklüfte hinweg und bilden durch den Zusammenhang der Rillen und der dazwischenliegenden Rinnen ganze Modelle von Berg- und Tallandschaften“ (129). Karrenbildung hat sich besonders auf den vom Eis glattgeschliffenen Felswänden und Rundbuckeln der Trogtäler entfaltet, ferner in der Nachbarschaft des Eises auf den pflanzenarm gewordenen Kalkfelsen. Obwohl das Karrenphänomen im Dachstein- und Toten Gebirge oder auf dem Hochschwab am schönsten entwickelt ist, so finden sich prächtige Rillenkarren doch auch sonst vielfach, zum Beispiel im Naßköhr, auf dem Scheibwald (Rax), karrenähnliche Gebilde sogar auf den Kalken des Hochlantsch, des Schöckels und selbst in noch tieferer Lage (13).

b) Dolinen und Uvalen. Oft endigen die Karrenfurchen in einem schön ausgewaschenen, tiefen Loch von Trichterform. Solche Trichter heißen Dolinen oder Karsttrichter (auch Durlöcher, Schneelöcher, weil sie im Gebirge oben verhältnismäßig lange Schnee halten). Meist sind die Trichterwände ziemlich steil, unter 30 bis 50 Grad geneigt, um so steiler, je kleiner die Doline ist. Oft sind sie kreisförmig, manchmal in die Länge gestreckt; oft haben sie nur wenige Meter Durchmesser, manchmal aber auch ein paar hundert Meter in der Länge, wenngleich sie bei uns selten mehr als 50 *m* breit sind. Beispiele fehlen auch in der Nähe unserer Hauptstadt keineswegs, weder im Grazer Kalkgebirge (Plabutschzug, Frauenkogel, Pleschkogelkamm, Walzkogel, Tanneben, Vordertyrnau, Schiffail), noch auf den Leithakalken des Hügellandes (im Sausal, bei Sukdull, in den

Windischen Büheln usw.) ; am reichsten entfaltet sind sie aber in den nördlichen Kalkalpen.

Dolinen entwickeln sich aber nur, wenn die Böschungen nicht zu groß werden, jedenfalls nicht auf Böschungen von mehr als 50 Grad, höchstens auf den flacheren Absätzen solcher Böschungen (12). Die meisten Dolinen sind Korrosions-Dolinen, das heißt durch chemische Zersetzung (Auslaugung) erzeugt. Die Spülwässer fließen nach einer kurzen oder längeren Kluft hin ab und lösen dabei den Kalk der Wandungen. Manche Dolinen werden allerdings auch durch den Einsturz von Höhlendächern erzeugt. Solcher Entstehung ist zum Beispiel das Tiergartenloch, dicht unter dem nordöstlichen Abfall des Grünkogels über dem Hallstätter See. Es ist eine brunnenförmige Doline, etwa 20 *m* tief, im größten Durchmesser 50 *m* lang. Der Boden ist mit Trümmern des ehemaligen Höhlengewölbes und der senkrechten Seitenwände bestreut, die teilweise sogar überhängen (129). Allerdings wurde auch die Vermutung geäußert, daß das Tiergartenloch ein Gletscherkolk sei. Auch im Tannebengebiet bei Peggau gibt es solche Dolinen. Die Bildung eines „Erdfalls“ wurde erst kürzlich bei Weiz beobachtet : Oktober 1911 entstand, wahrscheinlich durch Einsturz, ein 2—3 *m* tiefes Loch oberhalb der Kalkleitenquelle, in welchem der Rotleitenbach (Naasbach) verschwand (47). Häufiger sind jedoch solche Einsturztrichter und -dolinen im Haselgebirge (Auermahdsattel südlich vom Grundlsee, 38 ; Sattel nördlich des Himmelreich in den Ennstaler Alpen, 9 ; zahlreiche Gipstrichter, mehr als 2 *km* weit zu verfolgen, im Seetal oberhalb Sackwiesen, 180).

Meist ordnen sich die Dolinen in Reihen längs einer größeren Kalkkluft (zum Beispiel nord—südlich gerade über die Heukuppe ; oder im W des Spielkogels, westlich vom Naßköhr, 12 ; „Auf den Wiesen“ im Toten Gebirge, 38) oder in Gruppen (Seeboden im W auf der Veitschalpe ; südöstlich des Toniongipfels). Besonders häufig sind sie in ältere, erstorbene Tal-furchen eingesenkt. Die Bemerkung : „Auf den Plateaus (der nördlichen Kalkalpen) kommt kaum ein Graben, kaum eine Entwässerungsrinne vor, in der nicht mindestens eine Doline wäre“ (13), ist ganz richtig. Das zeigen wiederum besonders schön die langen Furchen des Toten Gebirges und der Dachsteingruppe (160, 97, 98), aber auch schon die kürzeren Talungen des Hochschwab und selbst der Veitsch. Auf der Raxhochfläche sind die Dolinenreihen am besten auf den Westabhängen der flachen Muldentäler entwickelt, offenbar im Lee der Westwinde, die hier im Winter Schnee aufwehen — nicht wie auf der Luvseite abblasen — und damit besonders reichliche und ausdauernde Wassermengen für die Korrosion zur Verfügung stellen (104). Oft ist im Grunde der Dolinen etwas

Verwitterungsboden zusammengeschwemmt, hier gedeiht dann wenigstens etwas Pflanzenwuchs, während die Umgebung zu trocken ist. Manchmal ist der Boden der Dolinen auch so völlig verschmiert, daß sich sogar ein stehendes Gewässer ansammelt. Derartige Dolinenseen sind die Hochseen des Dachsteingebirges, der Lahngang- und der Elmsee des Toten Gebirges, der Sackwiesensee des Hochschwab. „In einer dem Aufbruch weicherer Sandsteine und Schiefer entsprechenden Dolinenreihe im Südfall des Toten Gebirges liegen auch der Kraller-, Groß-, Steyrer- und Schwarzensee“ (129). Manchmal liegen die Dolinen in größeren Karstmulden; sie gehören dann meist einem jüngeren Verkarstungsstadium an, welches sozusagen Trichter in den Trichtern schuf (Beispiele bei 13 und 43). Natürlich sind sie jünger als die alten Plateautäler.

Von den gewöhnlichen Dolinen unterscheiden sich die Jamas oder Karstschlote durch ihre Schachtform, die Uvalen vor allem dadurch, daß ihre Seitengehänge schwächer geneigt sind (15—25 Grad) und immer scharf mit einem Knick an dem manchmal völlig ebenen, meist leicht gewellten Boden abstoßen. So erscheinen sie als flachere, dabei geräumigere Karstmulden, umrahmt von niedrigen Erhebungen, die oft nur 10—20 m ansteigen, manchmal allerdings auch von Gipfelkuppen mit 100 und mehr Metern relativer Höhe, und deren Längsdurchmesser auch 0,5—1 km erreichen kann. Den Dolinen ähneln sie hingegen darin, daß auch in ihrem Grunde häufig Verwitterungslehme zusammengeschwemmt sind. Meist ist die Sohle der Karstmulden von kleineren Trichterdolinen durchlöchert. Wie die Dolinen sind auch die Uvalen oft auf einer Seite durch einen Einriß gegen eine tieferliegende Mulde oder auch gegen eine normale Abflußrinne geöffnet. Die Uvalen selbst werden erklärt aus dem Zusammenwachsen benachbarter Dolinen zu einer einheitlichen Hohlform. Am schönsten entwickelt sind sie in massigen, ungeschichteten Kalken; doch finden sich ähnliche Formen auch im dolomitischen Kalk. Durch bestimmte Lagerungsverhältnisse und Stadien der Talentwicklung ergeben sich Abarten, die zum Teil als Übergangsformen zwischen echten Tälern und Karstmulden angesehen werden können (vgl. die Beispiele von den Schneealmhütten, 13).

Ohne Zweifel geht die Bildung von Dolinen und Uvalen auch heute noch weiter, zum Teil sogar sehr rasch (43), ja manche Doline ist nachweisbar überhaupt erst in postglazialer Zeit entstanden (zum Beispiel Dolinen auf den Böden von Karen oder von Gletschertrögen), und der Schluß liegt nahe, daß die meisten jungen Dolinen im Hochgebirge erst nach der letzten Vergletscherung entstanden sind. Auf den Kalken des Hügellandes hatten sie das Optimum ihrer Entwicklung vermutlich

während der Eiszeiten. Genauere Untersuchungen stehen aber auch über diesen Punkt noch aus.

c) **Höhlenbildung und „Karstphänomen“.** Auch das Wasser, das in die Klüfte des Kalkes, namentlich ziemlich reinen Kalkes, versickert, übt weiterhin auf die Wände seines Bettes eine lösende Wirkung (Korrosion) aus; bei hinreichender Geschwindigkeit und Wasserfülle verbindet sich mit dieser noch die mechanische (Erosion), und zwar entweder die einfache Flußnagung oder die „Aus-höhlung des Gesteins durch unter Druck stehendes, rasch fließendes und geröllführendes Wasser“ (Druckerosion oder „Efforation“; 16, 99). Die Summe der eigentümlichen hydrologischen Erscheinungen solcher Höhlen- und Karstgebiete wird gewöhnlich als „Karstphänomen“ zusammengefaßt. So werden die unterirdischen Wege des Wassers aus schmalen Spalten zunächst breitere Gänge und schließlich geräumige Höhlen („Karsthöhlen“). Freilich geht auch die Höhlenbildung so langsam vor sich, daß wir nicht den Maßstab historischen Geschehens anlegen dürfen. Um so größere Zeiträume müssen verstrichen sein, damit sich jene ausgedehnten Höhlensysteme entwickeln konnten, welche heute gerade die massigsten Stöcke unserer nördlichen Kalkalpen, das Dachsteingebirge (15, 16, 100, 141, 142, 99) und das Tote Gebirge durchziehen, im übrigen aber in keiner ihrer Gruppen fehlen und sich auch sonst im Kalkgebirge finden, zum Beispiel in den Grazer Kalkbergen (99; 46) oder auf der Grebenzen (schon 133). Naturgemäß neigen nicht alle Kalke gleich stark zur Höhlenbildung (maßgebend zum Beispiel der Grad der Verunreinigung; Riffkalke weniger als gebankte Kalke).

Die Grazer Kalkberge zeigen ferner die Erscheinung des „blinden Tales“ mit der „Flußschwinde“ in besonders lehrreichem Beispiel (ein anderes nahe von Graz bei Sukdull unfern Wildon; 28), das heißt eines Tales mit einem unteren Tal-schluß, in welchem der Fluß in den Berg hineintritt. Der Lur-bach von Semriach, der hauptsächlich aus dem Semriacher Schiefergebiet seine Wässer sammelt, führt sie nicht oberirdisch zur Mur hinab, sondern durch den Kalkstock der Tanneben, durch ein System von Höhlen (Lurloch). Deutlich erkennt man hier, wie der Höhlenfluß sein Bett immer tiefer und tiefer gelegt hat, in dem Maße, als sich der Murspiegel senkte. Dadurch wurden die älteren Flußwege trocken, die Höhlen liegen in mehreren Stockwerken übereinander. An einzelnen Stellen erfolgten auch Niederbrüche, denen an der Oberfläche oben Einsturzdolinen entsprechen. Alle die verschiedenen Klein- und Feinformen der Höhlenbildung sind im „Grazer Karst“ prächtig entwickelt, wie die „Druckkolke“ der Efforation (Töpfe;

schalen- oder halbkugelförmige Ausschliffe), Strudellöcher der Flußerosion, Karrenbildungen, netzähnliche Ziselierung der Höhlenwände ; Tropfgrübchen ; Tropfzapfen, -pfeiler und andere Sintergebilde (zum Beispiel Sinterschalen, Randsinter u. dgl.) ; Höhlenwasserfälle („Kaskadenklamm“ der Lurhöhle bei Semriach) ; ja sogar eine prächtige „Naturbrücke“ zwischen Deckeneinbrüchen (nächst der Aragonithöhle bei Badl. Vgl. zu dem allen 99).

Vorzüglich durch ihre Ausmaße unterscheiden sich von diesen kleineren Höhlen der Grazer Kalkberge die Höhlensysteme des Dachsteins und des Toten Gebirges (141,142). Doch tritt hier überdies, in den Dachsteinhöhlen besonders in Erforschung begriffen, das Phänomen des Höhleneises hinzu mit seiner mannigfaltigen Gestaltung, am großartigsten in den „Eisformationen“, Gebilden von verwickelter Entstehung („Große Eiskapelle“, „Monte Cristallo“ im „Tristandom“ der Dachsteinhöhlen usw. ; 99). Im Vergleich dazu ist das Höhleneis der schon viel länger bekannten „Frauenmauerhöhle“ bei Eisenerz unbedeutend. Übrigens fehlt es auch sonst im Lande nicht an kleineren „Eishöhlen“ (zum Beispiel Beilstein ; „Eiskeller“ auf der Rax). Gegen unten sackförmig abgeschlossen, speichern sie die kalte Winterluft auf ; Tropfwasser gefrieren infolgedessen zu Eiszapfen und Eispfeilern, die auch den Sommer überdauern, weil dessen wärmere Luft nicht Zugang findet (23 ; 99). Auch die Trockenlegung dieser großartigen Höhlensysteme ist auf die fortwährende Tieferlegung der Hauptflüsse der Landschaft zurückzuführen (vgl. unten).

Wo ganze unterirdische Flüsse wieder zutage treten, finden sich förmliche Riesenquellen (auch „Vauclusequellen“ genannt). Die bereits genannte Baumühlquelle bei Weiz liefert selbst in trockenen Zeiten 140 Sekundenliter, in niederschlagsreichen Sommern ein Mehrfaches (Anfang August 1925: 800!). Echte Vauclusequellen entströmen ebenso den Kalken des Tannebenstockes (Peggauer Wand ; Hammerbachquelle), wie etwa denen der Grebenzen (Zeitschacher und Pöllauer Bach ; schon 133). Auch der Andritz-Ursprung gehört hierher. Aber sie liefern nur einen Teil des Karstgrundwassers, ein anderer Teil desselben strömt dagegen unmittelbar zu den Talflüssen ab. Deutlich hängen die Schwankungen seines Spiegels mit der Witterung zusammen. In Regenzeiten steigt er etwas an, so daß das Wasser in größerer Menge und etwas höher am Gehänge austritt. „Während in Trockenzeiten 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. Nach niederschlagslosen Zeiten liegen

die Schuttkegel und Schutthalden trocken da; nach einer Regenzeit rieselt es allenthalben durch den Schutt, ohne daß sich eine einheitliche Wasserrinne bildet. Auch die Oberfläche des mit einer dünnen Vegetationsdecke bedeckten Schuttes (Grasnarbe oder Wald) zeigt dann bei näherer Betrachtung eine ganz erhebliche Wasserführung. Dagegen spricht die Spärlichkeit der Kluftquellen gegen das Vorhandensein größerer einheitlicher Gerinne über dem Karstwasserspiegel“ (13).

6. Flußwirkungen.

a) *Erosion*. Die Arbeit der Flüsse ähnelt derjenigen der Wildbäche des Gebirges, indem auch ihr Ausmaß einerseits regelmäßig zu- und abnimmt, entsprechend den jahreszeitlichen Schwankungen des Wasserhaushaltes, anderseits die höchsten Beträge bei außerordentlichen Hochwässern erreicht werden. In der Tat sind die Schwankungen in der Wasserführung, zum Beispiel der Mur bei Graz oder der Drau bei Pettau, beträchtlich genug (N. W.: 24, beziehungsweise $85 \text{ m}^3/\text{sec.}$, M. W.: 137, beziehungsweise 355, H. H. W.: 1380, beziehungsweise $2200 \text{ m}^3/\text{sec.}$; 207a). Bei der Enns beträgt das Verhältnis von N. N. W. zu H. H. W. etwa 1 : 80 oder selbst 1 : 90 (in Epfang bei Niederöblarn 11, beziehungsweise 900 m^3 , am Gesäuseingang 22, beziehungsweise $2000 \text{ m}^3/\text{sec.}$). Doch sind die größeren Flüsse für Veränderungen in der Wasserzufuhr nicht so empfindlich wie kleinere Wasserläufe.

So werden manchmal gerade die unbedeutenden Bäche des Hügellandes zu wildbachähnlichen Gewässern. Mit größter Geschwindigkeit schießen sie durch ihre Betten, reißen von deren Wänden Stücke los oder lösen sie durch Unterspülung ab; und wenn sie über ihre Ufer treten, begraben sie alles unter ihren Schlammten. Selbst so kleine Gewässer, wie der Stifting-, der Ragnitz- oder der Kroisbach im Weichbild von Graz, haben das Anland wiederholt ganz greulich verwüstet. Je nach dem Gestein des Einzugsgebietes wälzt sich eine Schlammflut oder ein Kies- und Schotterstrom abwärts. Nach der Farbe der verfrachteten Stoffe sind die Hochwässer, die aus Lehm(und Löß)gebieten kommen, schmutzig braungelb, diejenigen, die über rötliche Schiefer oder Sandsteine fließen, ganz rötlich oder wenigstens rotgelb gefärbt, wie zum Beispiel der Mixnitzbach, manche Bäche der Eisenerzer Alpen usw. Auch die Flußarbeit führt zur Ausräumung in dem oberen Teil eines Flußlaufes, zur Aufschüttung im unteren; bei unregelmäßigem Gefälle findet auf allen Steilstrecken Ausräumung, auf allen Flachstrecken Aufschüttung statt. Doch streben alle Flüsse darnach, ihren Lauf zu einer stetig parabolischen Kurve, dem sogenannten „Normalgefälle“, auszugleichen.

Dabei ist die Art, wie der Fluß sein Bett angreift, ganz verschieden. Auf steilen Flußstrecken, in Klammern und Schluchten läßt sich sehr schön die Auswirbelung („Evorsion“) von Kolken beobachten, die sowohl in die Gehänge wie auch in die Sohle des Bettes geschlagen werden. Bald sind sie mehr nischenförmig, bald zylindrisch. Wirbelsteine, die von der Strömung des Wassers gedreht und als Schleifsteine benützt werden, erblickt man noch manchmal im Grunde der „Töpfe“. In der nächsten Nähe von Graz bietet die Kesselfallschlucht gute Gelegenheit zur Beobachtung der Wasserwirbel; prachtvoll sind die Kolke in der Bärenschützklamm oder auch die Töpfe im Murbett gleich unterhalb Murau. (Andere Beispiele Strechauer Klamm; Stufenklammern der Tauerntäler, zum Beispiel bei Schladming usw.) Ebenso lassen sich in Höhlen sehr oft schöne Evorsionsformen beobachten.

Anders arbeiten die Flüsse in den weicheren Gesteinen des Hügellandes oder auch in den Beckenfüllungen der großen Längstalsenken. Hier sind Uferlockerungen und Uferanbrüche nicht selten. Nicht als ob das strömende Wasser den Lehm Boden leicht zerstörte, im Gegenteil: Uferwände aus schwerem Lehm oder Tegel, die durch menschliche Kraft in einer bestimmten Zeit bewältigt werden können, werden oft jahrelang vom Wasser benagt und bespült, ohne daß es viel von seiner Masse wegbringen kann (83).

Die Beträge der Schlammführung sind keineswegs gering. So betrug die der Raab bei Feldbach in dem verhältnismäßig trockenen Jahr 1917 rund 78.120 Tonnen oder 32.550 m^3 (Dichte des lufttrockenen Schlammes 2,4); für das regenreichere Jahr 1916 wurde sie auf mehr als das Doppelte berechnet (166.822 Tonnen oder 69.510 m^3). Die Geschiebeführung war in diesem Fall bedeutend kleiner; 1916 rund 21.000 m^3 , 1917 rund 18.000 (193). Je nach der Wasserführung sind die Schwankungen der Sinkstoffförderung manchmal enorm (Mur bei Bruck 23. Juni 1921: 1 g, 20. Juli 1921 560 g Sinkstoffe im m^3 — in diesem Falle eine Gesamtbelastung mit 168 kg in der Sekunde; 190, vgl. auch 196). Gestein, Formen, Pflanzenkleid haben im übrigen einen großen Einfluß auf sie (192).

b) *A b n u t z u n g d e r S c h o t t e r.* Bei der Verfrachtung flußabwärts verkleinern sich die groben Geschiebe, welche im Oberlauf, beziehungsweise innerhalb des Gebirges die Sohle des Flußbettes einnehmen, immer mehr. Man kann das zum Beispiel sehr gut auf den Geschiebebänken der Mur wahrnehmen, die über das Mittelwasser herausragen. Nach sorgfältigen Messungen haben die größeren ihrer Geschiebesteine unterhalb Graz bis Kalsdorf im Maximum noch ein Volumen

von 600 cm^3 , im Durchschnitt von 220 bis 230 cm^3 ; bei dem 100 km entfernten Untermautdorf an der jugoslawischen Grenze im Maximum nur mehr 40 cm^3 , im Durchschnitt 20 bis 22 cm^3 . Die durchschnittliche Größe des groben und feinen Geschiebes (dieses bis $0,1$ bis $0,2\text{ cm}^3$ herab) beträgt bei Graz 33 cm^3 , bei Untermautdorf nur mehr 3 cm^3 . Eine Maßeinheit des Materials von Geschiebebänken, welche der Fluß auf natürliche Weise selbst bildet, enthält samt allen Beimengungen bei Graz 42 Prozent Steininhalt, 58 Prozent Zwischenmittel, bei Untermautdorf nur mehr 19 Prozent Steininhalt, 81 Prozent Zwischenmittel. Eine Maßeinheit des gereinigten Flußgeschiebes ohne Beimengungen hat dagegen, gleichgültig, von welcher Stelle der Strecke das Geschiebe stammt, 66 Prozent Steininhalt und 34 Prozent Hohlräume.

Auch über das Gewicht wurden lehrreiche Beobachtungen gesammelt: 1 m^3 Flußgeschiebe, ohne Beimengung von kleinerem Material, wiegt bei Wagnitz unterhalb Graz 2285 kg , bei Leitersdorf (oberhalb Radkersburg) 2760 kg ; 1 m^3 gemischtes Geschiebe, aus größeren und kleineren Steinen bestehend, mit sandigen und schlammigen Beimengungen, wie solche auf Geschiebebänken vorkommen, mit Bodenfeuchtigkeit gesättigt, bei Wagnitz 2037 , bei Leitersdorf 2096 kg . Außer den angegebenen Maximalgrößen finden sich an einzelnen Stellen noch größere Steine, seltener in den oberen, häufiger in den tieferen Schichten; bei Graz bis zu 2300 cm^3 , bei Wildon nur mehr 950 cm^3 , bei Leitersdorf 270 , Untermautdorf 50 bis 60 cm^3 . Es nimmt also das Murgeschiebe flußabwärts an Größe und Menge merklich ab, das Gewicht wächst dagegen relativ, weil immer mehr nur die härteren und schwereren Gesteine übrigbleiben, natürlich auch sie stark verkleinert; es findet also eine Auswahl der Geschiebe statt. Die „bunten“ Schotter des Oberlaufes verarmen flußabwärts immer mehr.

Auch die Formen der Geschiebe selbst verändern sich dabei. Sie nähern sich, je kleiner sie werden, immer mehr einem Körper, dessen Volumen man aus seiner Länge, Breite und Dicke nach der Formel des Ellipsoids berechnen kann (82).

c) Aufschüttung; Kiesbänke; Verwilderung (Entartung); Schlingenbildung. Der Abfuhr von Gesteinsmaterial in den höheren Teilen eines Flußgebietes steht mit Notwendigkeit Aufschüttung in den tieferen gegenüber; jede Abnahme des Gefälles, namentlich jeder Gefällsbruch, weist dieser den Platz an. Gefälleverminderungen können innenbürtiger Herkunft (durch Hebung einer Scholle) oder außenbürtiger sein (zum Beispiel durch übermäßige Geröllzufuhr von den Talflanken oder durch Seitenbäche). Die gesetzmäßige Entfaltung der „Normalgefälls-

kurve“ führt zur Aufschüttung (vgl. oben). Diese erfolgt in der Form von Geschiebebänken, beziehungsweise überhaupt Sinkstoffbänken und -decken. An verschiedenen Stellen des Murbettes kann man die Geschiebebänke beobachten. Meist sind sie länglich und richten talaufwärts eine abgerundete Spitze. Oben liegen gewöhnlich größere Geschiebe, polsterartig, etwas geneigt; in den tieferen Lagen mengt sich kleines und gröberes Material. Sie wandern, indem der Fluß an ihren oberen Enden, wo er am stärksten auftritt, also gewissermaßen in ihrem Luv, Gesteine abhebt, hinwiederum unterhalb im Kiesbankschatten Geschiebe fallen läßt. Aber die Wanderung geschieht oft recht langsam. So wurde zum Beispiel bei Feldkirchen—Lebern eine längliche, in der Mitte des Flusses gelegene, ziemlich grobsteinige Geschiebebank von ungefähr 60 bis 80 *m* mittlerer Länge, 10 bis 15 *m* mittlerer Breite, 0,4 *m* Höhe über Niederwasser bei einem einmaligen Hochwasser von 10 bis 12 Tagen höchstens 90 bis 100 *m* nach abwärts gerückt, trotz der Konzentration des Flusses; noch langsamer vollzieht sich die Geschiebewegung bei zerrütteten Flußläufen. Zu vermerken sind auch eigentümliche Laufverbreitungen in kürzester Zeit.

Je älter die Geschiebebänke, desto fester werden sie; denn die oberen grobsteinigen Lagen werden durch neue Hochwässer noch enger zusammengepreßt, die Zwischenräume ausgefüllt. Wenn sie eine Zeitlang von Hochfluten verschont bleiben — wenigstens zwei Jahre —, so können Pflanzen Wurzel fassen und sie so fest werden wie angewachsener Alluvialboden.

Die Höhe der Geschiebebänke richtet sich nach ihrer Beschaffenheit und Festigkeit, der Stromrichtung, der Art der Hochwässer, dem Alter; die älteren in der Mur unterhalb Graz erheben sich meist 0,6 bis 0,8 *m* über N. W. (82).

Ein Fluß, der reichlich Geschiebe aufwirft, muß sich oft in ein Gewirr von Haupt- und Nebenarmen auflösen, er verwildert oder „entartet“. Ein vortreffliches Beispiel für das Verhalten eines größeren, ungebändigten Wasserlaufes bot auch in dieser Hinsicht noch vor 50 Jahren die Mur, die ja erst in den Jahren 1874 bis 1891 reguliert wurde. Diese hatte während des vorhergehenden halben Jahrhunderts ihren Lauf unterhalb Graz bis zur Landesgrenze durch Schlingenbildung um mehr als 6 *km* verlängert und überdies ihre mittlere Breite im Durchschnitt von 102 auf 126 *m* (im Maximum von 144 auf 176 *m*), ihre größte Breite sogar von 129 auf 179 *m* erhöht. Im großen ganzen hatte sie zwar ihr Gefälle ausgeglichen, aber einzelne Felsschwellen hemmten ihre Tiefennagung auch im Hügelland, so bei Murberg, Lebring, Landscha, Ehrenhausen.

In ihrem Unterlaufe zeigt die Mur noch heute prächtige Schlingenreste. Doch kann auf die verwickelten Ursachen der Schlingenbildung hier nicht näher eingegangen werden. Herkömmlich, aber nicht recht zulänglich ist die Unterscheidung von „erzwungenen“ Krümmungen, von „freien“ und von „eingesenkten“ Mäandern. Die Schlingen im Unterlauf der Mur zum Beispiel sind „frei“, die Krümmungen der Enns im oberen Ennstal durch die sich vorschiebenden Schwemmkegel der Seitenbäche „erzwungen“. Durch die Tiefennagung der Flüsse können schon vorhandene Krümmungen „eingesenkt“ oder auch neue gebildet werden (Feistritzschlinge bei Schloß Frondsberg zwischen Birkfeld und Anger; Sulm bei Fressing usw.).

Ebensowenig kann hier auf die Ursachen der Flußterrassenbildung näher eingegangen werden. Nur so viel sei gesagt, daß alle Terrassen einen Wechsel in der Art der Flußtätigkeit bezeugen: der Fluß hat zuerst vorwiegend nach der Seite genagt oder sogar kräftig aufgeschüttet, später wieder mehr in die Tiefe geschnitten. Die Ursachen selbst sind meist tektonisch, können aber auch klimatisch sein. Sehr oft bildet sich eine ganze Anzahl von Terrassensystemen übereinander aus.

Zügellosigkeit eines Wasserlaufes bringt für die Anrainer große Nachteile mit sich. Eben deshalb hat der Mensch eingegriffen und Flüsse auch aus diesem Grunde reguliert. Die morphologischen Wirkungen der dabei vorgenommenen Laufverkürzung bestanden vor allem in einer neuen Tiefennagung des Flusses, der Wasserspiegel hat sich gesenkt. An der Mur zum Beispiel entsprach noch in den Siebzigerjahren einem niedrigsten Wasserstand bei Pegelablesung 0 *m* an der Weinzöttelbrücke auch in Graz die Pegelablesung 0, 1894 dagegen —0,6 *m*. Unterhalb der Felsbank von Lebring hatte der Fluß bis 1894 sein Bett sogar um 2,448 *m* eingetieft, bei Wildon dagegen bloß 0,13 *m*. Diese Vorgänge haben fortgedauert bis heute.

Analoge Beobachtungen im einzelnen an Enns, Drau und Raab wären wünschenswert.

7. Gletschertätigkeit und Windwirkungen.

Die Tätigkeit der rezenten Gletscher läßt sich heute auf steirischem Boden nur wenig beobachten. Denn selbst in den Niederen Tauern gibt es keine eigentlichen Gletscher, obwohl das Waldhorn (2700 *m*) schon ein großes perennierendes Schneefeld trägt (147). So ragt also überhaupt nur die Dachsteingruppe über die Schneegrenze empor, allein deren Gletscher, die zwei unbedeutenden Torsteingletscher, der kleine und große Gosaugletscher, der mächtige Hallstätter

und der Schladminger Gletscher, die durchaus der Nordseite des Gebirges angehören, liegen alle jenseits der Grenze; nur das kleinste der Firngebilde, der Edelgriesgletscher unter dem Koppenkarstein (6 ha), schaut nach der steirischen Seite. Bloß auf oberösterreichischem Boden kann man also die Wirkungen des Eisschurfes gut beobachten, namentlich unterhalb des Hallstätter Gletschers. Noch 1856 hatte ein 100 m mächtiger Eiskuchen das Taubenkar erfüllt, der Gletscher war aber dann schon bis 1884 um 104 m zurückgegangen. Damals war er 3,7 km lang, im Mittel 2,4 km breit und unter 14,5 Grad geneigt. Er endete in 1933 m Seehöhe mit einer nur 300 bis 400 m breiten Zunge, die ursprünglich den Namen Karlseisfeld führte, während der übrige Gletscher Hallstätter Gletscher hieß. Aber in der Zeit von 1884 bis 1907 ging der Gletscher um nicht weniger als 1300 m zurück. Dabei bildete sich in der Zunge zunächst ein großes Loch auf der unteren Stufe. 1890 löste sich die obere von der unteren Eispartie vollständig ab, 1907 war der Toteiskuchen im Kar auf einige kleine, mit Schutthalden bedeckte Reste an den Seitenwänden zusammengeschrunpft; der Massenverlust des Gletschers wurde zu 200,000.000 m³ berechnet. Nunmehr erfüllt ein Eissee in 1909 m die kleine Wanne, welche der Gletscher ausgeschürft hat (97, 98).

In diesem erst kürzlich eisverlassenen Gelände sind die Spuren der Gletschertätigkeit am besten erhalten. Das Gestein ist seiner Verwitterungsdecke beraubt worden, der Felsgrund geschliffen. Dabei hat er eigentümliche Buckelformen erhalten, indem sich die Höcker, die sogenannten „Rundbuckel“, zu Hunderten und Tausenden aneinanderreihen. An ihnen kann man sehr schön die ausbrechende Tätigkeit des Eises beobachten. Gletscherstauungen an Verengungen des Bettes erhöhen die Schurfkraft oberhalb, Strecken rückläufigen Gefälles entwickeln sich, eine kleine Wanne wird durch einen „Riegel“ abgeschlossen. An der sogenannten Randkluft scheidet sich das bewegte von dem an den umrahmenden Wänden fest angefrorenen Firneis. Durch die Randkluft machen sich die Temperaturschwankungen der Luft bis an den Gletschergrund hinab bemerkbar; durch sie fallen die Trümmer hinab, die von den hohen Wänden losbrechen und ihre Furchen über den frischgefallenen Schnee oder auch schon durch den Firn schlagen. Dieses Trümmermaterial und das durch die Verwitterung losgesprengte oder auch vom Eis selbst abgeschürfte und abgehobene wird an der Gletschersohle abwärts verfrachtet, als Grundmoräne, und erhöht die Schurfkraft des Eises erst recht. Wenn das Eis an einer Wand entlang strömt, unterschneidet es dieselbe; dadurch wird aus dem mulden-

oder V-förmigen Einschnitt immer mehr ein U- oder trogförmiger. Ebenso wird eine frühere Quellmulde oder ein Quelltrichter zu einer größeren Nische mit steilen Wänden und einem je nach der Gesteinslagerung verschieden ausgestalteten und verschieden geneigten Boden umgeformt, einem Kar (123, 132, 171). Zieht der Gletscher von einer Plateaufläche herab in den Trichter, so entsteht ein sogenanntes „Durchgangskar“; wurzelt er dagegen im Trichter selbst, ein „Ursprungskar“ (98).

Wo der Gletscher abschmilzt, muß er den mitgeführten Schutt fallen lassen, gleichgültig ob dieser an der Oberfläche oder an der Sohle ausschmilzt, ob an den Seitenrändern oder am Ende des Gletschers.

So entstehen die verschiedenen Arten der Moränen, unter denen die Stirn- und Ufermoränen am auffälligsten sind, welche sich um die Gletscherzungen spannen. Auch die Gletscherbäche schütten oft reichlich Material auf, besonders in den flachen Wannen des vom Gletscher überarbeiteten Talgrundes.

Häufig kann man die Wirkung der Schmelzwässer der Schneedecke beobachten, während sie sich im Frühjahr langsam hebt; sie sind namentlich bei der Abspülung, Abflachung und Zurundung undurchlässiger Gesteine, bei der Bildung von Schuttfacetten, Lehmbeulen, Erdwülsten, bei der Einfurchung der Karren beteiligt. Sie nähren die Bäche und Flüsse unseres Gebirges bis tief in den Sommer hinein, gewähren ihnen reiche Wasserführung und damit erhöhte Kraft der Verfrachtung und Einnagung.

Weit erheblicher als die Tätigkeit der heutigen Gletscher ist in den ganzen Alpen die der eiszeitlichen Gletscher gewesen; sie haben unsere Gebirgslandschaften in viel größerem Maßstab umgestaltet und ihnen eine ganz eigentümliche, von dem in unserem heutigen Klima „normalen“ Gepräge stark abweichende Erscheinung verliehen (vgl. unten).

Die Windwirkungen sind wenigstens heute in unserem Lande im großen und ganzen unbedeutend. Sie bestehen vor allem darin, daß Stürme gelegentlich die Intensität der anderen Kräfte erhöhen, so, wenn sie die Regenwässer gegen verwitterte Wände peitschen oder die Wogen eines Sees gegen das Ufer treiben. Stürme, ja schon Winde fegen auch den Staub der Straßen oder der Überschwemmungsgebiete der Flüsse auf und tragen ihn über die benachbarten Gehänge und Fluren. Allein im allgemeinen sind hier die Angriffsflächen unbedeutend, die Aufwehungen noch geringfügig, weil sie sich meist über weitere Räume verteilen. Die Grasdecke hindert übrigens eine allzuweite Verbreiterung des Staubes, wirkliche Lößbildung kommt heute nicht vor. Seltener sind Kleinformen der Windausblasung

in den tieferen Lagen des Landes (vereinzelt zum Beispiel auf einem Rundhöcker bei Neumarkt ; 120).

Heftiger und häufiger sind die Stürme oben im Hochgebirge, wo sie manchmal mit derartiger Wucht über die Kämme hinwegrasen und durch Paßlücken stürzen, daß auch ein erwachsener Mann ihrem Anprall kaum standhält. Dann blasen sie die Witterstoffe aus den Gesteinsfugen heraus und arbeiten im gleichen Sinne wie die Abbröckelung und Abspülung, indem sie dadurch immer neue Gesteinsflächen der Verwitterung preisgeben. Sie arbeiten im Verein mit der Bildung von Schneewächten an der Gestaltung der Kämme („Doppelgrate“).

Sie verhindern die Bodenbildung und trocknen das Gestein so aus, daß die Pflanzendecke zusammenschrumpft und der Baumwuchs, der vielleicht bis hart an die Kammlinie heranreicht, oben aussetzt. Sie verhindern in anderen Fällen die Anhäufung des Schnees und damit die Bildung von Firnfeldern auf der einen Seite eines Kammes, während sie an anderen Stellen den Schnee immer wieder zusammenblasen zu mächtigeren Einlagerungen, die als Firnflecken selbst die Sommerwärme überdauern. Hier wird dann das Gestein viel länger der Durchfeuchtung ausgesetzt als im Luv des Windes ; dies hat oft weitere morphologische Auswirkungen (zum Beispiel gesteigerte Dolinenbildung ; vgl. oben).

8. Die Rolle des Pflanzenkleides.

Fast alle bisher beschriebenen Vorgänge der Landformung werden, wie auch bereits mehrfach angedeutet, wesentlich durch die Beschaffenheit des Pflanzenkleides beeinflusst. Mechanische Verwitterung, Massenbewegungen, Abspülung erzielen ihre stärksten Erfolge auf der pflanzenarmen oder pflanzenlosen Oberfläche ; die Pflanzendecke erweist sich als ein starker Schutz gegen alle abtragenden Kräfte. Zwar arbeitet die Pflanzendecke selbst zerstörend : mechanisch, indem zum Beispiel Baumwurzeln beim Wachstum Klüfte erweitern und selbst Gesteinsplatten heben und drehen können, chemisch durch Ausscheidung von Säuren. Wohl fehlen auch auf einem bewaldeten Hang durchaus nicht langsames Kriechen, Gleitungen und Rutschungen, aber die Temperaturschwankungen werden vermindert, der Einfluß der Besonnung ist im schattigen Wald fast ausgelöscht. Die Auslösung der Bewegungen wird erschwert, ihre Geschwindigkeit wie die Wucht der Regenwässer und der Anprall des Windes vermindert. Die Rolle der Bannwälder gegen Lawinen ist hinlänglich bekannt. Das Pflanzenkleid ist der Hauptfaktor bei der Bildung der Humusböden und arbeitet an der Verlandung seichter Wasseransammlungen. Daß das Pflanzenkleid um-

gekehrt sehr nachdrücklich von den Formen und vom Boden mitbestimmt wird, ist eine Tatsache der Pflanzengeographie, nicht der Morphologie darauf kann hier nicht näher eingegangen werden. Vor allem aber ist es eine klimatogeographische Erscheinung. Veränderungen des Klimas wirken sich auf das nachhaltigste im Pflanzenkleid aus, in seiner Zusammensetzung und in seiner Ausdehnung; dadurch wirken sie, abgesehen von der unmittelbaren Bedeutung für die abtragenden Vorgänge, auch noch mittelbar auf diese ein. Besonders empfindlich für Veränderungen oder auch nur Schwankungen des Klimas sind die Grenzsäume verschiedener Vegetationsformationen, beziehungsweise die Grenzsäume von pflanzenreicheren gegen pflanzenärmere (zum Beispiel kältere, trockenere) Gebiete. Solche sind in unserem Lande durch die Kältегürtel der Hochgebirge gegeben. Mit dem „Absteigen“ und „Wiederaufsteigen“ der „Hochgebirgsregion“ haben sich zuletzt noch während des Eiszeitalters einschneidende Veränderungen im Pflanzenkleid und in der Landformung eingestellt (166; vgl. unten). Auch durch die künstlichen Eingriffe des Menschen in das Pflanzenkleid (vgl. unten) können mittelbar neue morphologische Kräfte erweckt, andere zur Ruhe gebracht oder verstärkt werden.

9. Eingriffe des Menschen.

Recht beträchtlich sind die Veränderungen des Landschaftsbildes und speziell auch der Landschaftsformen durch den Menschen. Zunächst schon mittelbar! Indem er das Pflanzenkleid verändert, vielleicht zerstört, gibt er manchmal Oberflächenteile dem Angriff von zerstörenden Kräften preis, gegen die sie früher geschützt waren, zum Beispiel bei unvorsichtiger Entwaldung. Dann erhöht sich die Gewalt der Wildwässer in Regenzeiten oder bei Wolkenbrüchen, während in trockenen Zeiten noch weniger Wasser zur Verfügung steht als vorher. Selbst das Klima und damit sogar die Art der abtragenden Vorgänge können auf diese Weise durch den Menschen beeinflusst werden. Dieser greift überdies unmittelbar in das Leben der Wasserläufe ein und regelt so ihre Kraft. Die Wildbäche verbaut er, so daß sich die Gefahr der Vermurungen verringert und die Zerstörung verlangsamt; auch größere Flüsse zwingt er zwischen feste Ufer, er streckt ihren Lauf und verwehrt ihnen so, zu verwildern und im Zusammenhang damit neue Talwege aufzusuchen. Zugleich wird die Talverbreiterungsfreiheit der Flüsse stark herabgemindert, aber die Tiefenagung beschleunigt. Ähnlich werden zu Rutschungen und Abbruch neigende Hänge über Verkehrswegen durch Kunstbauten gesichert (zum Beispiel im Drautal am Fuße des

Koisjekkogels zwischen Ledergasser und St. Oswald schon zu Beginn der Fünfzigerjahre des vorigen Jahrhunderts ; 26).

Hinwieder reißt der Mensch selbst neue Wunden in die Erdoberfläche, absichtlich, wenn er Steinbrüche, Ziegeleien und Sandgruben anlegt, Straßen- und Eisenbahnen durch Einschnitte durchführt, aber auch durch die unbeabsichtigte, ja unerwünschte Vertiefung von Hohlwegen. Um Straßen und Bahnen zu führen, muß er umgekehrt auch Erde aufschütten zu Dämmen. Der Mensch verändert die Richtung und den Verlauf des Wasserabflusses, wenn er Quellen auffängt, um sie als Trink- oder Nutzwasser zu verwenden (zum Beispiel: Zweite Wiener Hochquellenleitung vom Hochschwabstock her. Unter anderem wurden hiebei die „Sieben Seen“ bis auf einen trockengelegt ; 181b). Durch die Regulierung der Flüsse wirkt der Mensch auf den Grundwasserspiegel ein (zum Beispiel der Mur ; 84). In den Städten verschwinden alte Terrassen durch Verbauung und bewußten Böschungsausgleich (verschiedentlich zum Beispiel in Graz: Annenstraße, Keplerstraße u. a. m.). Hinwiederum terrassiert er in anderen Fällen die Gehänge, manchmal unabsichtlich, manchmal absichtlich, um seinen Feldern und Gärten den richtigen Neigungswinkel oder die richtige Bewässerung zu geben. Mitunter liegen solche Terrassen in größerer Zahl übereinander (zum Beispiel an den Lehnen des Mürrtales); gerade in einem weicheren Boden in einheitlichem Gestein ist diese Art der Gehängestufung keineswegs selten.

In jüngster Zeit geht der Mensch daran, in großem Maßstab die „weiße Kohle“ auszubeuten. Das Wasser wird zu förmlichen Seen aufgestaut, ganze Talstrecken werden ertränkt, um eine möglichst große Anzahl von Wasserkraften zu gewinnen (Teigitschwerk). Der Bergbau läßt den Menschen schon lange in die Gestaltung des Geländes eingreifen (zum Beispiel prächtige Terrassierung am Erzberg, am Veitscher Magnesitberg). Große Schutthalden häufen sich mit der Zeit bei den Bergwerken an, selbst bei so kleinen wie dem von Rabenstein bei Frohnleiten. Wenn sie später verwachsen, können sie Hügel vortäuschen. Halden verhüllen auch schon einen großen Teil des Erzberges (181b). Ähnliches zeigt sich auch bei Tunnelausgrabungen (zum Beispiel am Ausgang des Semmering-Tunnels). Schlackenhaufen der Kohle, wenn auch nicht so groß wie in anderen Industriegebieten, fangen auch im Landschaftsbilde unserer Steiermark an aufzufallen. Schon der prähistorischen Zeit gehören Grabhügel in gewissen Gegenden des mittelsteirischen Flachlandes an (Wies, Leibnitz u. a.). Selbst förmliche Alteisenhügel kann man öfter beobachten (Mürzzuschlag). Künstliche Höhlengänge stellen die Schächte

und Stollen der Bergwerke dar, ebenso die Tunnel der Eisenbahnen und manchmal auch der Straßen und Wasserleitungen und der Elektrizitätsanlagen.

C. Vorzeitkräfte und ihre Hinterlassenschaft.

Sieht man von der Schwerkraft ab, unter deren Einwirkung die ganze Erdoberfläche steht und welche insbesondere auch den abtragenden Kräften ihre Richtung vorschreibt, so erkennt man auf Schritt und Tritt die engste Abhängigkeit der formenbildenden Kräfte vom Klima. Klima und Witterung nehmen den regsten Anteil an den Vorgängen der Verwitterung; das Klima bestimmt, ob in einer Landschaft hauptsächlich das fließende und spülende Wasser oder das Eis oder der Wind die formende Arbeit zu verrichten haben; vom Klima hängt auch das Schicksal des Pflanzenkleides ab, dessen morphologische Bedeutung wir oben kennengelernt haben. Veränderungen des Klimas müssen daher auch den größten Einfluß auf die Gestaltung der Formen einer Landschaft ausüben. Wenn schon kleinere Schwankungen des Klimas oft deutliche Spuren zurücklassen, so sind erst recht die Zeugnisse großer Klimaänderungen im Verlaufe der Erdgeschichte ausgedehnt, stark und dauerhaft. Nach vielen Jahrtausenden, ja Jahrzehntausenden zählen die Zeiträume, welche die formenden Kräfte bei ungestörter Arbeit brauchen, um die Züge des Formenschatzes, die ein vorangehendes Klima von anderer Art geschaffen hatte, die „Vorzeitformen“, wenigstens einigermaßen zu beseitigen und durch die ihnen entsprechenden „Jetztzeitformen“ zu ersetzen. Natürlich sind jene um so besser erhalten, je jünger sie sind.

1. Das Eiszeitalter und der glaziale Formenschatz.

Von großen Klimaveränderungen ist im Verlaufe der geologischen Neuzeit wie die übrige Welt so auch unser Land nicht verschont geblieben. Namentlich hat das große Eiszeitalter, welches der letzte Abschnitt vor der geologischen Gegenwart ist, auch die steirischen Alpen heimgesucht (vgl. besonders 123). Wohl hauptsächlich infolge einer anscheinend gar nicht starken, aber doch unglaublich wirksamen Erniedrigung des Jahresmittels der Temperatur um vielleicht 4 bis 5 Grad, nicht so sehr — wenigstens in unseren Klimaten — infolge eines gleichzeitigen Anschwellens der Niederschlagsmengen oder auch nur der Winterniederschläge überhaupt senkte sich die Schneegrenze im Vergleich zu ihrer heutigen Lage um ungefähr 800 bis 1300 *m* herab, am stärksten in den schneereichen Ge-

bieten, wie in den nördlichen Kalkalpen, wo sie also damals in etwa 1200 bis 1300 *m* Höhe lag (heute ungefähr in 2500 *m* Seehöhe), am wenigsten in den trockenen Gebieten zwischen dem Klagenfurter Becken und der Pannonischen Niederung, wo sie in ungefähr 1800 bis 1900 *m* Höhe zu liegen kam. Von den Pultflächen der nördlichen Kalkplateaus wie aus den Quelltrichtern der Niederen Tauern ergossen sich Eisströme in die Täler, wuchsen immer höher empor und traten schließlich über Wasserscheiden, besonders tiefere Pässe, miteinander in Zusammenhang.

Die Gletscher der nördlichen Kalkalpen, an und für sich einem rauheren Klima angehörig und nunmehr von noch ergiebigeren Niederschlägen getroffen, schollen zuerst an. Selbst auf der Südseite des Dachsteinstockes flossen ihre Zungen herab auf das Plateau der Ramsau, wo sie sich zu einem kleinen Fußlandgletscher vereinigten, noch ehe die Eismassen auch aus den Tälern der Niederen Tauern herabkamen.

Freilich, als diese dann das Ennstal erreichten, stauten sie sich an den Kalkwällen hoch empor, hoben auch deren Gletschermassen in die Höhe und drängten sie zur Seite. Schließlich überfluteten sie, das Ennstal bis zu einer Höhe von 1800 *m* erfüllend, auch das ganze Kammergebirge und vereinigten sich im Norden mit den Eisströmen des Dachsteins und des Toten Gebirges zum „Traungletscher“. Nur der Gipfel der Stoderzinken, nur die Hochkämme des Kammspitz und des Grimming ragten aus dieser Eisflut als Inselberge heraus wie heute die Nunataker am Rande des grönländischen Inlandeises. Der Dachstein selbst erhob sich noch immer an die tausend Meter über die großen Talgletscher, die ihn umringt hatten, selbst ein wichtiges Nährgebiet der Vergletscherung. Beweis für die ehemals so starke Vereisung sind nicht bloß die Irrblöcke, welche die Gletscher aus den Tauern auf den Plateaus der Dachsteingruppe zurückgelassen haben (Gneisblöcke bei der Stallalm südöstlich vom Hirtzberg in 1650 *m*, Kristallingeschiebe bei den Viehberghütten in 1400 *m*, ferner auf der Trisselwand in 1750 *m*, auf dem Saarsteinplateau in 1800 *m*), sondern vor allem auch die Formen, die sich durchaus von denen der normalen Flußarbeit unterscheiden und ganz denen entsprechen, welche sich heute auf einem erst frisch vom Gletscher verlassenen Gelände finden (17, 77, 98, 123). Wir kommen darauf gleich noch zurück.

Die Erforschung unserer Alpen hat ergeben, daß das Eiszeitalter mindestens aus drei, wahrscheinlich sogar aus vier und vielleicht aus noch mehr „Eiszeiten“ (Glazialzeiten), das heißt Abschnitten mit (einem oder mehreren) Hochständen des Eises bestand. Diese waren durch eine entsprechende Anzahl

von Zeitläuften getrennt, in denen sich das Eis wieder in die inneren Winkel unseres Hochgebirges zurückzog, ähnlich wie heute, vielleicht einmal sogar weiter, ein andermal etwas weniger weit. Das Eiszeitalter setzte sich also aus etlichen „Eiszeiten“ und „Zwischeneiszeiten“ (Interglazialzeiten) zusammen. Die größte Vergletscherung in unseren östlichen Alpen trat in der vorletzten Eiszeit ein, der sogenannten Riß-Eiszeit (oder einfach R-Eiszeit); allein deren Spuren sind in unserem Lande fast gar nicht zu finden. Sie wurden offenbar verwischt durch die letzte Eiszeit, die ihr übrigens an Größe und Ausdehnung nicht viel nachstand: die Würm-Eiszeit (W-Eiszeit). Erst recht sind alle Ablagerungen der älteren Eiszeiten vernichtet; inwieweit manchmal deren Wirken im heutigen Formenschatz noch zur Geltung kommt, werden erst weitere Beobachtungen klären. Hingegen sind die Rückzugsstadien der letzten Eiszeit vielfach noch erhalten. Wohl mindestens dreimal hat der Eiserückzug haltgemacht, wie Endmoränenwälle verraten, die sich heute durch die Täler legen, nachdem sich die Schneegrenze immer wieder ungefähr um je 250 bis 350 *m* Höhe gehoben hatte. Diese Stadien werden Bühl-, Gschnitz- und Daunstadium genannt (auch β -, γ -, δ -Stadium).

Die Moränen des Daunstadiums finden sich nirgends in der Tiefe der Täler, sondern nur hoch oben in den Karen, die des Gschnitzstadiums aber gehören oft noch Talgletschern an.

So ergibt sich über die Verteilung der Gletscher im Eiszeitalter folgendes Bild: Während des Hochstandes der Vereisungen reichte der „Ennsgletscher“ bis in das Gebiet von Hieflau (W-Eiszeit), ja bis nach Großraming in Oberösterreich (R-Eiszeit). Eine seiner Zungen hinterließ Moränen auf dem Buchauer Sattel, eine andere endigte im Paltental bei Fürth (zwischen Treglwang und Wald). Die ganze Furche von Mitterndorf war unter dem hochangeschwollenen Eis begraben, endete doch der „Traungletscher“ erst weit draußen im Alpenvorland bei Gmunden. Der „Murgletscher“ reichte verhältnismäßig nicht sehr weit durch das Murtal herab: er endete ungefähr 2 *km* oberhalb Judenburg; denn er verlor zuviel von seiner Masse durch das Abzweigen von Seitenarmen. Einer von diesen floß gegen die Turracher Höhe, ein zweiter durch die Furchen des Neumarkter Sattels und des Perchauer Sattels, eine dritte Zunge sogar noch kurz vor Judenburg über den Pölshals hinüber in das Pölstal, wo sie sich hammerförmig ausbreitete. Die Hochgipfel der nördlichen Kalkalpen nährten alle ihre eigenen kleinen Gletscher, desgleichen sogar noch die Felsberge des Gesäuses, die beiden Buchsteine (Moränen am Erb und beim Eisenzieher), der Tamischbachturm an der

Nordseite. Das untere Ende des Leopoldsteiner Sees ist von Moränen umschlossen. Die Hochschwabgruppe entsandte Eisströme nach N in das Salzachtal (große Endmoränenwälle dicht oberhalb Wildalpen) und nach S (Endmoränen bei Unterort im Tragößtal, im Fölzgraben ober der Fölzklamm usw.). Auch Hohe Veitsch, Schneealpe und Rax und die niedrigeren Plateauberge nördlich der Mariazeller Salza trugen ihre Firnkappen. Ebenso betteten sich Gletscher in die Trichter der Seetaler Alpen, des Grössing und Ameringkogels, gestalteten sie zu Karen um und reichten auch eine Strecke weit in das Tal herab; etliche kleine Gletscher entsprangen auch der Bösensteingruppe und den Seckauer Alpen. Dagegen waren Brucker Alpe, Schöckel, Hochlantsch frei von Gletschern, natürlich erst recht auch das Bachergebirge; wohl aber schmiegte sich an die N-Seite des Stuhlecks noch ein kleines Eisfeld.

Allein schon zur Zeit des Bühl-Stadiums waren die Gletscher stark zusammengeschrumpft. Der Traungletscher hinterließ damals Ufermoränen um den Sandling in 1200—1400 *m* Höhe; eben berührten sich die Kalkmoränen des Dachsteins mit den Kristallinmoränen der Niederen Tauern auf der Ramsau. Zur Zeit des Gschnitz-Stadiums schufen Eislappen die schönen Moränen-Amphitheater von Aussee und Mitterndorf; der Hallstätter Gletscher reichte noch bis Goisern, wobei er Ufermoränen am Westanstieg der Pötschenstraße in 600—750 *m* Höhe aufschüttete. Im Sölketal hatte sich das Eis bis St. Nikolai, im Donnersbachtal bis oberhalb Donnersbachau zurückgezogen. Noch weiter war es an der Südseite der Niederen Tauern zurückgewichen. Das Daunstadium endlich hat zum Beispiel die Moränen hinterlassen, die man unterhalb der Herrengasse auf dem Wege zur Simonyhütte beobachten kann. Verhältnismäßig frisch und deutlich sind die Eisgassen dieses Stadiums an der Nordseite der Dachsteingruppe über dem Gosau- und dem Hallstätter See. In den Niederen Tauern waren nur die höheren Kare noch vom Eis erfüllt, im übrigen war das ganze Land eisfrei geworden.

Wenn schon die verhältnismäßig kleinen Gletscher von heute dem Gelände deutlich bestimmte Züge aufprägen, sei es durch den Schurf bei ihrer Bewegung, sei es durch die Aufschüttung von Moränen im Abschmelzgebiete, so haben vollends die gewaltigen Gletscherströme des Eiszeitalters, welche, an die tausend und noch mehr Meter dick, die Täler erfüllten, einen eigentümlichen Formenschatz hinterlassen, welcher sich von dem der feuchtgemäßigten Klimate, wie ein solches heute den Westen unseres Erdteiles vorzüglich beherrscht, mannigfach unterscheidet; so sehr unterscheidet, daß man selbst dort auf glaziale Einwirkung schließen darf, wo sich nur die entspre-

chenden Formen einstellen, nicht aber sichere stratigraphische Nachweise zu erbringen sind.

Die Hauptveränderungen, welchen eine Landschaft durch die Tätigkeit des Eises unterliegt, sind folgende (17, 19, 121, 123, 132, 162, 174) 1. Das Gefälle der Täler wird unregelmäßig, an Stelle stetig gekrümmter parabolischer Normalprofile tritt ein Wechsel von Stufen und flacheren, ja sogar rückläufigen Gefällestrecken. Diese Erscheinung wird verschieden erklärt: wahrscheinlich kommen tatsächlich auch verschiedene Ursachen in Betracht: besonders widerstandsfähige Gesteine, die schon in normalen Tälern eine Gefälleverteilung verursachen; das Zusammenmünden („Konfluenz“) von Gletschern, die ungleiche Schurfkraft haben, zum Beispiel infolge verschiedener Mächtigkeit oder Geschwindigkeit — nach dem Schwinden des Gletschers ist dann der Talgrund des kräftigeren stärker eingetieft als der des schwächeren. Dies trifft am ehesten zu an der Ausmündung kleinerer Seitengletscher in einen großen Sammelgletscher; daher häufig Stufen an der Mündung der Seitentäler in die Haupttäler! In den Hochtälern kommt umgekehrt manchmal auch vor, daß ein Gletscher, der aus dem Haupttal herauskommt, schwächer ist als der aus dem Seitental. Dann entwickelt sich die Stufe im Längsschnitt des Haupttales, nicht an der Ausmündung des Seitentales. Alle derartigen, durch das Zusammenfließen von Eisströmen erzeugten Talstufen werden Konfluenz-(Zusammenfließ-)Stufen genannt. Wenn sich dagegen ein Gletscher in zwei Äste teilt, so nimmt die Eismächtigkeit plötzlich ab, der Eisschurf läßt nach und es können sich Diffluenz-(Auseinanderfließ-)Stufen bilden. Eine dritte Art von Stufen endlich entwickelt sich an solchen Stellen, wo sich die früher vorhandenen Flußkurven versteilen. Regelmäßig verknüpfen sich derartige Flußteilen mit Verengungen. Diese wirken stauend. Gerade in den Hochtälern folgen solche Engen und Steilen, teils im Zusammenhang mit dem Gesteinswechsel, teils aber zurückzuführen auf wiederholte Phasen der Talvertiefung, oft in geringen Abständen (von ein paar Kilometern und noch weniger) hintereinander her. Durch das Eis werden sie nun in wirkliche Stufen umgeformt auf deren Höhen und vor deren Fuß entwickeln sich dagegen Wannen, welche häufig am unteren Ende durch zugeschliffene Felsschwellen, „Riegel“ genannt, abgeschlossen werden. Nach dem Rückzug des Eises müssen dann die wieder in Tätigkeit tretenden Wasser die Stufen zerschneiden (Wasserfälle, Klammen). Die Wannen füllen sich zunächst mit Wasser und verlanden dann allmählich, um so rascher, je kleiner und seichter die Wanne und je größer die Schuttzufuhr ist.

2. Das Eis untergräbt die Gehänge und schneidet in den Grund früherer Mulden und V-Täler U-förmige Kerben ein, hie und da in wirklichem Tiefenschurf, meist bloß in einem Ausbrechen der Seitengehänge. Der Eisstrom sucht sich sozusagen in seinem Kanal Platz zu machen. Derartige Einschnitte werden Tröge genannt, die Täler selbst, in welche Tröge eingesenkt sind, Trogtäler. Der Trog endigt oben gegen die älteren, wenn auch etwas überformten Gehängepartien in einer Kante, der Trogkante; darüber liegt die Trogschulter. Das Eis hat aber bei höherem Stand am Gehänge noch viel höher emporgereicht; wie weit, wird durch die Abschleifung der Felsen deutlich gekennzeichnet, oft auch durch eine Hohlkehle, die sich entlang des Eisrandes in den Felsen gefressen hat („Schliffkehle“). Sehr oft lassen sich entsprechend verschiedenen Eisständen auch mehrere Schliffkehlen übereinander erkennen. Seltener ist das Phänomen der ineinandergeschachtelten Tröge klar entfaltet.

3. Die Firnbecken wandeln sich in Kare um (123, 132; auch 63, 171 u. a.). Diese fressen sich immer mehr in den Berg hinein; zwischen benachbarten Karen können sich die früher vorhandenen breiteren Kämme zu schmalen Graten verengen, es entsteht ein „Karlinggrat“. Wo bei nebeneinanderliegenden Karen der Zwischengrat dem Zusammenarbeiten des Eises, der Frostverwitterung und anderer abtragender Kräfte erliegt, entstehen Karterrassen oder es verwachsen wenigstens kleinere Kare zu größeren; ja mächtige Gipfelstöcke können auf diese Weise, nach der Meinung einzelner Forscher sogar sehr rasch, aufgezehrt werden (Klafferkessegebiet nach 106). Zwei Kare können auch von den entgegengesetzten Seiten eines Kammes her gegeneinander wachsen und den Grat völlig zu Falle bringen. Schwindet das Eis, so weisen die Karsohlen häufig rückläufiges Gefälle auf, Karseen sammeln sich in ihm, durch Riegel, manchmal auch durch Moränen abgedämmt; allmählich müssen auch diese Seen verlanden. Manchmal liegen Kare in mehreren Staffeln übereinander, welche als höhere Gegenstücke zu den Talstufen erscheinen; Stufentäler können also in Kartreppen übergehen. Besonders zahlreiche und schöne Beispiele für alle diese glazialen Formen bieten die Niederen Tauern (besonders die Schladminger Tauern).

4. Eisüberflossene oder verfirnte Gipfel werden dagegen vor den Angriffen der Frostverwitterung geschützt. Nach dem Schwinden des Eises erscheinen sie in runden Formen, als „Rundlinge“, manche Rundlinge sind vererbt, andere verdanken dem Eise selbst ihre Zurundung.

5. Die Gebiete des Gletscherschurfes haben auch ihre bestimmte Kleinformung; besonders charakteristisch sind die Rundbuckel.

6. Rückläufige Gefällepartien, die nach dem Schwinden der Vereisung als Wannen erscheinen, finden sich auch im Bereich der ehemaligen Gletscherzungen, und zwar auch von deren verschiedenen Stadien. Offenbar nimmt der Tiefenschurf gegen das Gletscherende hin in irgend einem noch nicht näher bekannten Verhältnis zur Abnahme der Gletschermächtigkeit und der Strömungsgeschwindigkeit des Eises ab; dieses erodiert am stärksten in einem Gebiet, das in einiger Entfernung vom Gletscherende liegt. Tektonische Bewegungen („Krustenschwingungen“) mögen in vielen Fällen dabei noch mitwirken. Wannen können natürlich auch durch die bloße Aufschüttung der Moränen geschaffen werden, die sich um das Zungenende legen. Jedenfalls sind „Zungenbecken“ eine weitverbreitete Erscheinung, ob sie nun in den Felsgrund eingeschrüft sind oder bloß aus Lockerstoffen ausgeräumt oder ob überhaupt bloß Moränenböden aufgeschüttet wurden. Die Zungenbecken bergen dann nach dem Rückzug des Eises Seen, und zwar die geräumigeren Zungenbecken der großen eiszeitlichen Talgletscher auch die größeren Talseen von heute. Allein auch deren Schicksal muß im Laufe der Zeit die Verlandung sein.

7. Besonders Endmoränenbögen, aber auch Ufermoränen und Grundmoränen heben sich oft im Landschaftsbild, nicht nur durch ihre Form, sondern auch durch ihr Pflanzenkleid und ihre kulturgeographischen Züge von der Umgebung ab. Freilich gehören auch sie zu den vergänglichen Erscheinungen unserer Täler. Manchmal schließen an Endmoränen fluvioglaziale Aufschüttungen von Schwemmkegelform an.

8. Im Zusammenhang mit dem Gletscherschurf und der Aufschüttung von Moränenbögen stehen schließlich auch noch bemerkenswerte Verlegungen von Flußläufen.

Das Gesamtergebnis der Gletschertätigkeit ist also eine Zunahme der Unregelmäßigkeiten des Reliefs, die Ausbildung der sogenannten „Hochgebirgsformen“, die so wesentlich durch das Auftreten der Grate, Kare, Stufen usw. gekennzeichnet sind. Allein die Einwirkung des Eiszeitalters beschränkte sich nicht auf die Ausbreitung der Gletscherbereiche, sondern äußerte sich entsprechend auch durch die anderen Höhengürtel der Formengestaltung herab. Soweit der Wald erhalten blieb, änderten sich die Bedingungen des Kräftespieles nur wenig. Aber die Gletscherregion ist regelmäßig umsäumt von einer Fels- und Schuttregion, einem Tundrengebiet, und dieses Ödland muß um so weiter ausgedehnt gewesen sein, als jene ungeheuren Eismassen, welche das nördliche Mittel- und ganz Nordeuropa bedeckten, ihren abkühlenden Einfluß weit in die Umgebung hinein wirksam machten. Jedenfalls waren während des Höchststandes der Vereisungen die Fels- und Schuttregionen

rings um das Eis („periglazial“) weit herabgestiegen (166). An den Gehängen, die heute wieder der Wald bedeckt, arbeitete die Frostverwitterung, ähnlich wie heute oben im waldlosen Hochgebirge, die Geröllbildung war viel lebhafter (schon 135) und es verhüllten mächtige Schutthalden die Flanken der Berge und gewaltige Schwemmkegel bildeten sich in den gletschernahen Tälern und Becken (Liesingtal bei Kammern, Becken von Trofaiach, Aflenz usw. [„periglaziale Fazies“]). Wo kalkhaltige Wasser durch das Geröll sickerten und der Kalk bei der Verdunstung ausgeschieden wurde, entstanden Gehängebreccien (Beispiele unten im besonderen Teile: in der Umgebung von Graz zum Beispiel Eggenberger Breccie, Breccie am Nordfuß des Schöckel, Südhang des Hochtrötsch, von Fresnitz im unteren Rötschgraben, von Ankenhofen und vom Rauhenberg usw.; 156a). Damals witterten auch an verschiedenen Stellen des niedrigeren Berglandes Felsen aus, es entstanden „Kanzeln“ härteren Gesteins zwischen weniger widerstandsfähigerem ringsum. Selbst auf den hohen, breiten Bergrücken witterte der Fels aus („Teufelssteine“) und auf den Flächen des Trümmerwerkes schufen dann chemische Zersetzung, Wasser und Wind eigentümliche flache Schüsseln und Löcher. In dieser Zeit ganz besonders dürften sich auch die Dolinen auf den Grazer Kalkbergen gebildet haben (vgl. oben). Der Überschwemmungslehm der Flüsse, nichts anderes als die niedergeschlagene Gletschertrübe, wurde von den Winden erfaßt und gelegentlich auf die benachbarten Hochufer geblasen, zeitweilig setzte sogar echte Lößbildung ein (zum Beispiel bei St. Peter nächst Graz im Wehen von Nordostwinden, 115; Löß bei Tatzmannsdorf, 71). Die Hügel der mittelsteirischen Bucht selbst dürften freilich auch damals vom Wald bedeckt gewesen sein, dank ihrer geringen Höhe, aber Rutschungen sind wohl wegen der viel stärkeren Durchtränkung des Bodens mit den Schneeschmelzwässern trotzdem viel ausgiebiger gewesen. Sichere Beweise dafür haben wir allerdings nicht.

Das Waldkleid schwindet übrigens nicht bloß in Kältezeiten, sondern auch in Trockenzeiten zusammen. Gerade die größte der Zwischeneiszeiten, diejenige, welche der (R-)Vergletscherung vorangeht, ist, nach verschiedenen Anzeichen zu schließen, wenigstens in einem ihrer Abschnitte besonders trocken gewesen. Damals erstarb das Waldkleid an manchen Gehängepartien, namentlich an den Südseiten wasserdurchlässiger Gesteine; die Schuttbildung war größer als heute, hoch wuchs sie an den Flanken der Berge empor, und die Gerölle wurden später durch Kalkausscheidungen verkittet. Diese zwischeneiszeitlichen Geröllverkittungen, mit den periglazialen

nicht zu verwechseln, sind besonders widerstandsfähig und schützen den darunterliegenden Fels lange vor den Angriffen der zerstörenden Kräfte (zum Beispiel in den Gesäusebergen; 12, 181a usw.).

Übrigens hat es auch nach der letzten großen Vergletscherung mindestens eine Periode gegeben, die trockener war als die Gegenwart und die sich also zwischen zwei feuchtere Abschnitte einschaltete. Vielleicht fallen diese mit dem oben erwähnten Gschnitz- und Daunstadium des Eisrückzuges zusammen; die Trockenzeit würde dann der Interstadialzeit zwischen beiden entsprechen. Untersuchungen der Moore scheinen für diese Auffassung zu sprechen, speziell die der Moore im Ennstal (54, 152, 226). Wiederum ist in jener Trockenzeit die Schuttführung der Bäche größer gewesen; damit hängen offenbar die kleineren Schwemmkegel zusammen, die sich nicht selten in die großen periglazialen einschalten („Schwemmkegel im Schwemmkegel“).

Neben der Aufschüttung von Schwemmkegeln aus klimatischen Ursachen, ja vielleicht selbst in und nach dem Eiszeitalter noch wichtiger ist die Bildung von Schwemmkegeln infolge von jungen Schollenbewegungen. Viele von den großen Schotterfluren in den Tälern und am Rande unserer Alpen, die mitunter in förmlichen Ausgußbecken abgelagert erscheinen, sind schon zwischeneiszeitliche Gebilde (zum Beispiel ein Teil der Schotterfluren der Mur unterhalb St. Peter ob Judenburg, Schotterkegel der Enns). Vielleicht hängt mit der verschiedenen Zahl und dem verschiedenen Ausmaß der jungen Krustenbewegungen auch die Tatsache zusammen, daß die Zahl der diluvialen Terrassen an verschiedenen Orten doch sehr verschieden ist (191).

2. Klima und formende Kräfte der Tertiärzeit.

Das Eiszeitalter bezeichnet den Höhepunkt eines Abkühlungsvorganges, der schon im mittleren Tertiär einsetzte und, sich immer mehr verschärfend, durch das ganze Jungtertiär anhält. Noch für die Oligozän-, ja selbst die Frühmiozän-epoche der Tertiärperiode muß in unseren Gegenden ein feuchtwarmes Klima in den Niederungen angenommen werden, mit einem Jahresmittel von wenigstens 17 bis 18 Grad Celsius, also 7 bis 8 Grad wärmer als heute, vergleichbar etwa mit dem Klima von Florida oder Südjapan (57, 126). Das verrät uns die Pflanzenwelt jener Zeit mit ihren gerade in Steiermark ziemlich reichen Funden. Aber auch noch im späteren Miozän finden wir eine wärmeliebende Vegetation mit zahlreichen Gattungen, die nur in einem Klima mit milden Regenwintern

gedeihen konnten, ja selbst die pliozäne Flora enthält noch Reste wärmeliebender Pflanzen, unter anderen sogar von Fächerpalmen. Zwar wissen wir über die tertiäre Flora und Vegetation in den höheren Gebirgsgürteln so gut wie nichts; allein daß auch sie hauptsächlich von Wäldern verhüllt waren, ist kaum zu bezweifeln. Weite Urwälder und sumpfige Dschungeln erfüllten aber gewiß die Senken. Erst gegen das Ende der Tertiärzeit setzt dann ziemlich plötzlich jene Klimaver schlechterung ein, welche in den Eiszeiten ihren Höhepunkt erreicht (53).

Entsprechend jenem ganz anderen Klima der Tertiärzeit und dem ganz anderen Pflanzenkleid hatte also die Landschaft damals ein ganz anderes Aussehen als heute und ganz anders waren auch die formenden Kräfte (174, 177). Um diese richtig zu verstehen, müssen wir die Abtragungerscheinungen in gewissen Landstrichen der heutigen Tropen heranziehen, etwa die Hinterindiens. Leider sind wir noch zu wenig darüber unterrichtet, inwieweit wir für unsere Gegenden in der damaligen Zeit mehr ein Monsunklima mit Regenwäldern oder etwa ein Äquatorialklima anzunehmen haben; ein Regenwaldklima ist wahrscheinlicher. Aber wie immer diese Frage beantwortet wird, jedenfalls fehlte in unseren Bergen die Wirkung der Gletscher noch völlig, es gab keine Frostverwitterung. Damals war hauptsächlich die chemische Zersetzung an der Arbeit. Sie hinterließ uns die eben erwähnten, oft viele Meter mächtigen Verwitterungsschichten auf dem kristallinen Grundgebirge, welche auf alten Hangstücken und Rücken noch heute als eine förmliche „Verschmierung“ (60) erhalten sind, zum Beispiel in der Gegend von Eibiswald oder in der Stubalpe, während sie dort, wo sie in den Bereich jüngerer Erosion oder in die periglaziale oder gar in die glaziale Region gerieten, sehr stark mitgenommen oder überhaupt abgeräumt wurden. Sie hinterließ uns wohl auch jene rötlichen Erden, wie sie im Mur- und Mürztalgebiet an verschiedenen Stellen (zum Beispiel bei Allerheiligen und Parschlug; 186), aber auch in der nächsten Nähe von Graz (Stattegg, Zösenberg, Nordseite des Schöckel, bei Köflach, 70, 156a) und sonst manchmal (selbst bei St. Peter am Kammersberg, 135), selbst auf den Plateauresten der Kalkhochalpen (12) gefunden werden — allerdings denkt man bei ihnen auch an den Zusammenhang mit Krustenbewegungen: aus aufgerissenen Klüften seien Eisendämpfe und Eisenlösungen emporgestiegen und hätten die Erde rot gefärbt (101, 186). Jedenfalls sind Verwitterungsböden als besonders wichtige Klimazeugen zu bewerten. Ähnliches gilt von der tertiären Lignitbildung (126). Rutschungen, das Gehänge ausgleichend, haben damals besonders an der Ausgestaltung der

Landschaft gearbeitet. Wesentlich war dabei, daß damals, wie wir noch sehen werden, unser Gebirge überhaupt noch nicht in seiner heutigen machtvollen Höhe bestand, sondern bloß niedrige Hügelländer vorhanden waren, an welche die See teils unmittelbar mit Klippenbrandung herantrat, teils unter Einschaltung einer Küstenebene. Durch diese flossen, vom Hügellande herabkommend, große, wenigstens in den Regenzeiten wasserreiche Flüsse in das Meer, das in weitem Bogen vom Lande umschlossen war. Sie konnten kaum in die Tiefe arbeiten, sondern nagten hauptsächlich nach der Seite und schufen in den weichen Gesteinen der Aufschüttungs- und Verwitterungsböden kilometerweite Verebnungen, zwischen denen die Höhenzüge immer mehr zu Inselrücken und Inselbergen zusammenschrumpften.

3. Zusammenhang zwischen Krustenbewegungen, Klima und Formen.

Allmählich war das Gebirge emporgestiegen, in wiederholten Akten. Langsam hatte sich schon aus diesem Grunde das Klima ändern müssen. Eine Schranke legte sich nun quer durch den Süden des heutigen Mitteleuropa und entzog dem Norden den wärmenden Einfluß des Südens; der mehr festländische Osten schied sich von dem feuchteren Westen. Es entwickelte sich an den Gebirgen, so auch an unseren Alpen, Luv- und Lee-seite für die Winde und Niederschläge. Allein Hand in Hand mit diesen Veränderungen ging eine allgemeine Abkühlung. So mußten schließlich die aufsteigenden Gebirge aus der Wald- in die Schuttregion kommen, und zuletzt in die Firn- und Gletscherregion. Ohne das Aufsteigen der Gebirge wäre die heutige Vergletscherung nicht denkbar, noch weniger die der Eiszeiten. Indes deutet gerade deren große Ausdehnung und die weite Verbreitung des Phänomens über die ganze Erde während des Pleistozäns darauf hin, daß nicht bloß die Bewegungen unseres Gebirges als solche für das Auftreten der Vergletscherung verantwortlich zu machen sind. Jedenfalls aber waren durch die voreiszeitlichen Krustenbewegungen einzelne Teile stärker herausgehoben worden als andere. Sie wurden, wenn die meteorologischen Verhältnisse günstig waren, zu Ursprungsgebieten größerer Gletscher. Noch verwickelter würde sich das Bild gestalten, wenn es gelänge, „Krustenschwingungen“, das heißt auf- und absteigende Bewegungen, auch für das Eiszeitalter selbst in größerem Umfange nachzuweisen; doch sind die Untersuchungen hierüber noch nicht abgeschlossen.

Aus alledem ergibt sich, daß das Bild unserer heutigen Landschaft weitaus komplizierter ist, als es auf den ersten Augenblick scheint. Sehen wir hier auch ganz ab von dem rätsel-

haften Mechanismus der Gebirgsbildung, das heißt dem Aufsteigen oder Heraufheben einzelner Krustenteile unserer Erde, so bestehen noch immer die mannigfaltigsten Zusammenhänge zwischen Krustenbewegungen und Klima, zwischen Klima und formenden Kräften, zwischen Krustenbewegungen und formenden Kräften. Alle Vorgänge werden ihrerseits wieder von der Beschaffenheit des Gesteins beeinflußt. Die großen, manchmal selbst die kleineren Formen der Landschaft üben ihrerseits eine Einwirkung auf das Klima und auch auf die Arbeit der Kräfte aus, die durch das Klima eingeführt sind. Ja schließlich üben auch die bereits vorhandenen Formen einen Einfluß selbst auf die großen gebirgsbildenden Vorgänge aus. Kein Zweifel, daß tiefe Taleinschnitte eines Gebirges als Schwächelinien erscheinen, an denen am ehesten Schollenbewegungen einsetzen; an uralte Strukturen knüpfen sich Täler der Gegenwart, wie wir noch genauer sehen werden. An diesen Tälern setzen die konstruktiven Kräfte wieder ein. Wenn Schollen gegeneinander bewegt werden, so müssen sie zu allererst die Einschnitte der Täler schließen; Aufschüttungen in der Tiefe werden dabei überfahren und liegen dann unter weit älteren Schichten. Eigentümlich ist auch, daß die Aufwölbung der Schollen zunächst oft kofferartige Rohformen („Kofferfalten“; wenn bloß einseitig entwickelt, Kniefalten) zu schaffen scheint (194). Die Abfälle der kofferförmigen Falten knüpfen sich dabei mit besonderer Vorliebe an schon vorhandene Talflanken oder, was noch wichtiger ist, an die Abfälle der Gebirge selbst; hier liegen dann die immer mehr sich versteilenden, verhältnismäßig schmalen Grenzsäume zwischen den (relativ) gehobenen und gesenkten Gebieten. Beweis dafür ist die am Alpenrand nicht seltene Erscheinung, daß jungtertiäre Aufschüttungen nur unmittelbar an ihm merklich aufgerichtet sind, dagegen schon in geringer Entfernung fast ungestört lagern (zum Beispiel zu beobachten an den Flözrändern des Köflach-Voitsberger Kohlenreviers; 62, 194). Das Wechselspiel aller dieser Vorgänge im einzelnen zu entschleiern, wird noch viele Tausende von Beobachtungen fordern. Immer aber müssen, sobald die innenbürtigen Kräfte für längere Zeit zur Ruhe gekommen sind, die abtragenden Kräfte jedes Klimatypus jene Aufragungen der Erdoberfläche, die durch die Krustenbewegungen und den Vulkanismus geschaffen worden sind, schließlich wieder bis auf den Sockel abtragen, wenn auch erst im Verlaufe vieler Jahrtausende. So entstehen die echten Rumpfflächen, Flachlandschaften, die, unbekümmert um den inneren Bau der Kruste, in leichten Hügelwellen dahinziehen. Viel häufiger bilden sich jedoch „Verflächungen“ auch unter bestimmten Voraussetzungen schon zu Beginn und während des Ansteigens

von Krustenschollen. Auch sie greifen über verschiedengelagerte Schichten kappend hinweg und täuschen dann leicht echte Rumpfflächen vor, die durch Niederlegung eines voll entwickelten Gebirges entstanden sind: sie sind Trugrumpfflächen. Bei den wiederholten Phasen der Höherschaltung einer Scholle schrumpften sie anscheinend, aus noch ungenügend geklärten Ursachen, immer mehr zusammen, so daß die jeweils jüngeren die älteren nicht völlig aufzehren, sondern in sie eingeschachtelt erscheinen (165, 169, 174, 177 vgl. unten).

II. Hauptabschnitt.

Die wichtigsten Formentypen.

A. Der Gebirgsblock.

Die Ursachen der Gebirgsbildung erforscht die Geophysik, den Gebirgsbau selbst erkundet die Geologie. Doch können die beiden Wissenschaften, wenn sie ihren Aufgaben erfolgreich obliegen wollen, niemals getrennt voneinander vorgehen, vielmehr müssen sie sich gegenseitig stützen und einander die eigenen Erfahrungen und Beobachtungen freigebig zur Verfügung stellen. Die Geographie sieht sich an beiden Fragen insoweit beteiligt, als sie, die Wissenschaft von dem Aussehen der Erdoberfläche und den Wechselbeziehungen zwischen dieser und dem Menschen, sich nicht damit begnügen darf, den Befund einfach zu registrieren; sie muß im Gegenteil die Tatsachen der Räume auf der Erdoberfläche auch erklären. Unter denselben spielen aber die heutigen Formen eine Hauptrolle. Soweit als sie und auch ihre Verbreitung irgendwie mit den Ursachen der Gebirgsbildung oder dem Gebirgsbau zusammenhängen, muß sich die Geographie die Ergebnisse der Geophysik und Geologie zu eigen machen; die Morphologie der Gegenwart wird so das gemeinsame Arbeitsfeld aller drei Wissenschaften (denen dabei noch weitere zur Seite stehen), während die Paläomorphologie wie überhaupt die Paläogeographie zwar auch für den Geographen in vieler Hinsicht lehr- und aufschlußreich ist, aber völlig der Erdgeschichte angehört.

Der Boden unserer Steiermark nun ist in deren Verlauf schon wiederholt von gebirgsbildenden Vorgängen erfaßt worden (vgl. zum folgenden besonders 59). Wiederholt haben Hebungen und Senkungen miteinander abgewechselt, gehobene Krustenteile waren abgetragen, gesenkte vom Meer überflutet und dann wieder den Fluten entzogen oder zugeschüttet worden. Die verschiedenen Niederschläge (Sedimente) in den Aufschüttungsgebieten der erdgeschichtlichen Vergangenheit

bilden ja heute den größten Teil unserer Gesteine (vgl. oben). Bei späteren Vorgängen der Gebirgsbildung wurden sie zum Teil stark umgestaltet.

Die abtragenden Kräfte erzielten um so größere Fortschritte, je längere Zeiträume ihnen für ungestörte Arbeit zur Verfügung standen. Die Jahrmillionen des Mesozoikums sind ein förmliches Zeitalter relativer, wenn auch keineswegs völliger tektonischer Ruhe gewesen. Damals müssen sich mehrmals weite Abtragungsflächen ausgebildet haben; allein sie sind am Formenschatz von heute noch nicht beteiligt. Denn in der mittleren Kreidezeit setzte eine lebhaftere Gebirgsbildung mit Faltungen und Überschiebungen ein. Sie schuf die erste Anlage des kalkalpinen Gebirgsgerüsts von heute, indem sie unter anderem auch eine große, in Steiermark allerdings ganz in kleine Deckschollen aufgelöste, tektonische Einheit, die „juvavische“, auf eine untere Schubmasse, welche den größten Teil der steirischen Kalkalpen umfaßt, auf die „tirolische“ Einheit aufschob. Sie gab aber auch den zerstörenden Kräften neue Anregungen. Deren Arbeit führte zur Herausbildung eines Mittelgebirges mit ziemlich starken Höhenunterschieden. Infolge einer steigenden Strandverschiebung drang dann in der Gosauzeit das Meer vom Vorland in die Mündungen der Gebirgstäler und in die Buchten des Gebirgsrandes vor, ja mitunter weit in dieses hinein und hinterließ allenthalben seine Sedimente, die reichlich genährt wurden durch die Zerstörung des benachbarten Berglandes. Besonders in der jüngsten Gosauzeit waren die damaligen Haupttäler der nördlichen Alpen unter dem mit langen Buchten und Sunden eingreifenden Meere ertrunken; und ebenso hinterließ das Gosaumeer seine Ablagerungen in der Bucht der Kainach, im Kärntner Becken usw. (vgl. außer 59 u. a. 8, 24, 178, 208).

Allein im Tertiär setzte die Gebirgsbildung abermals ein. Nunmehr wurde im Bereiche der heutigen nördlichen Kalkalpen, nicht mehr wie bei der gosauischen Zeit, eine einheitliche geschlossene Schichttafel gefaltet und überschoben, sondern ein stark zerschnittenes Bergland, in dessen Tälern die Ablagerungen der Gosauzeit lagen. Daher waren auch die Bewegungen bei den Faltungen und Überschiebungen nicht mehr einheitlich, sondern verschieden. Die Überschiebungen der vorgosauischen Gebirgsbildung lebten dabei wieder auf, die Werfener Schichten (besonders das Haselgebirge als Schmiermittel und andere nachgiebige Gesteinsverbände) dienten als Gleithorizonte; der innere Bau der Kalkalpen wurde jetzt in der Hauptsache vollendet. Als Ganzes genommen erscheinen sie nunmehr als eine von ihrem früheren Fundament abgestützte „Scherungsdecke“, bei der die Schubmassen von N nach

S wie Dachziegel übereinanderliegen ; „sie würden, wenn sie nicht gefaltet wären, eine Steintreppe mit gegen Süden schiefen Stufen darstellen“ (59). Im allgemeinen herrscht bei allen diesen Bewegungen die Tendenz nach N ; doch fehlt auch die entgegengesetzte nicht völlig : so wurde im ältesten Tertiär die „tirolische Masse“ des Dachsteins, unter Schuppenbildung, über das südlich vorliegende Land geschoben.

Die tektonischen Hauptlinien, die auf diese Gebirgsbildungsphasen zurückgehen, haben bis heute ihre geologische und morphologische Bedeutung behauptet. Nicht mit Unrecht hat man in gewissem Sinne geradezu von einer ewigen Jugendlichkeit der Baupläne unseres Gebirges gesprochen (198) „Die alten Baupläne schlagen in die jüngsten Bewegungsphasen durch“ (65). Ihre Kenntnis ist daher unerläßlich. In der Hauptsache sind es W—O-Linien, dazu kommen einzelne N—S-Linien. Östlich der Enns ist zum Beispiel eine der wichtigsten der „Altenmarkt-Brühler Aufbruch“, welcher die Grenze zwischen der untersten tektonischen Einheit der nördlichen Kalkalpen Österreichs, der sogenannten „bajuvarischen“, und der „tirolischen“ entlang zieht. „Aber dieser Aufbruch entspricht auf weiten Strecken nicht einer Überschiebung, sondern ist eine mit leichter steiler Aufschiebung verbundene Anpressung des südlichen an das nördliche Gebirgsstück, oft auch nur eine steile Verwerfung.“ Der „Mariazeller Aufbruch“ trennt, von der Warscheneckgruppe gegen O, ein „hochalpines“ von einem voralpinen Gebirge ; er zerfällt übrigens in mehrere, einander ablösende Störungslinien. Eine dritte Störungszone ist die Dobreinlinie, aus welcher eine hohe, lokal beschränkte Schubmasse in den Kalkalpen des Mürzgebietes hervorgegangen zu sein scheint usw. (59).

Die Tektonik der Zentralalpen unterscheidet sich von derjenigen der Kalkalpen mehrfach. Nicht bloß, daß sie älter ist, es ist auch die tektonische Beanspruchung des Gesteinsmaterials eine andere. Die Kalkalpen sind ein Gebiet mit „brechender Tektonik“, die Zentralalpen mit „fließender“. Es fehlt ferner den Zentralalpen die Regelmäßigkeit des Streichens. Schon zu einer Zeit, wo sich die Baustoffe der nördlichen Kalkalpen nicht einmal noch niedergeschlagen hatten, machten die viel älteren Gesteine der heutigen Zentralalpen Vorgänge lebhafter Gebirgsbildung mit, eine voralpinozoische und eine mittelkarbonische. Die voralpinozoische schuf Bögen von verschiedener Richtung : einen Bogen (den „transnorischen“) von den Schladminger über die Wölzer Tauern zu den Seetaler Alpen und der Koralpe, einen zweiten (den „cetischen“) von der Stubalpe über die Gleinalpe bis zum Rennfeld, einen dritten vom Bösenstein durch die Seckauer Tauern bis Bruck.

Der erste der Bögen dreht sich aus der W—O-Richtung in die NW—SO-Richtung, der zweite (bei dem die Gesteine der Stubalpe „unter die Koralpe wie in einem Tunnel untertauchen“) aus der S—N-Richtung in die SW—NO-Richtung, der dritte endlich aus der NW—SO-Richtung in die W—O-Richtung. Der zweite Bogen scharft sich mit dem dritten an einer scharfen Grenze. In allen diesen Teilen haben die Zentralalpen eine uralte Tektonik; das Gerüst der Kor-, Stub- und Gleinalpe ist sogar älter als die Kristallbildung der Gesteine („Kristallblastese“, eig. „Kristallsprossung“), ist „vorkristallin“. Da aber der metamorphe Zustand des Altkristallins von dem des Paläozoikums völlig verschieden, also selbst vorpaläozoisch ist, so muß erst recht die erste Gebirgsbildung schon vorpaläozoisch gewesen sein. Auch in der Wechselgruppe tritt uns noch die alte Anlage des Gebirgsbaues entgegen, hier freilich von einer jüngeren alpinen Bewegung überwältigt.

Eine mittelkarbone Gebirgsbildung schuf in der Hauptsache die Struktur der Murauer Alpen (Stangalpe) an der Innenseite des „transnorischen“ Bogens und die des Grazer Paläozoikums an der Innenseite des „cetischen“ Bogens. In den Murauer Alpen, der Stangalpe, der Gegend von Paal, deuten die grobklastischen Bildungen des Oberkarbons auf die lebhafteste Zerstörung eines Gebirges, zugleich greifen sie nicht bloß über Altkristallin, sondern auch über die Sedimente des Murauer Paläozoikums hinweg, deren Bildung noch auf Flachland weist; die Gebirgsbildung war also mittelkarbonisch. Ebenso sind die Falten des Grazer Paläozoikums schon im Mittelkarbon angelegt. Jedenfalls wurde schon in vorgosauischer Zeit „die Masse des Hochlantschkalkes über den Falten- und Schuppenbau der älteren paläozoischen Schiefer und Kalke der Breitenau als Block überschoben“; sicher vorgosauisch deshalb, weil das über dem Hochlantschkalk liegende Gosaukonglomerat keinen faltenden Schub mehr erlitten hat. Auch die Stubalpe scheint von jener mittelkarbonischen Gebirgsbildung in Mitleidenschaft gezogen worden zu sein (59).

Diese älteren Phasen der Gebirgsbildung haben das Gesteinsgefüge der Zentralalpen so sehr gefestigt, daß sie sich von den jüngeren Bewegungen nicht mehr falten ließen, sondern sich ihnen gegenüber starr oder doch fast starr verhielten. Von der vorgosauischen und alttertiären Gebirgsbildung ließen sich nur noch Schollen im Block bewegen. Zum Beispiel schob sich die Rennfeldmasse samt der ihr auflagernden Grauwackenzone auf das Mesozoikum von Kapfenberg—Stanz auf, die ganze Masse der Stubalpe und der Koralpe als Block etwas nach W (u. a. ist die Ameringgneismasse über die Obdacher Züge überschoben). Stärkere Bewegungen hat nur der Seckauer

Bogen noch gemacht. Dagegen war auch das Becken der Kainach schon vorgosaunisch eingebrochen und von den Ablagerungen des Gosaumeeres erfüllt worden (vgl. oben); bei der tertiären Gebirgsbildung wurden diese nur leicht gewellt und, abgesehen von einer jüngeren Bruchbildung, tektonisch nicht mehr stärker beansprucht.

Zwischen die Kalkalpen und die Zentralalpen schaltet sich die Grauwackenzone ein. Ausgestattet mit der Struktur eines kristallinen Schiefers, erhielt sie bei der jüngeren Gebirgsbildung „wilde Schuppenstrukturen“, ja selbst weitreichende Überschiebungen vollzogen sich. Insbesondere liegt längs ihrer ganzen Erstreckung der erzführende Kalk (älterpaläozoisch) auf einer jüngeren Serie karbonisch-permischen Alters, die nach dem Blasseneck, wo sie besonders typisch entwickelt ist, als Blasseneckserie bezeichnet wird. Sogar Züge von Altkristallin erscheinen in der Grauwackenzone des Mürtztales, wahrscheinlich von deren Unterlage „losgerissene und verfrachtete Schollen“. Nahm also dieser Erdrindenstrich an den jüngeren Gebirgsbildungen noch teil, so steht doch im allgemeinen der Bau der Grauwackenzone in starkem Gegensatz zu dem flachen Schollenbau der Kalkalpen. „Wir kommen zur Vorstellung, daß der nördlichste Rand der Zentralalpen wie eine Ziehharmonika zusammengepreßt wurde, während die Kalkalpen, als Abscherungsdecke vom Untergrund sich ablösend, gegen Norden wanderten“, gegen eine vor ihnen liegende Vertiefung, einer „Vortiefe“ zu. Es stellen also bei der Gebirgsbildung „die Zentralalpen das aktive, die Kalkalpen das passive, geschobene Gebiet“ dar. Durch eine Senkung der Unterlage des ganzen mesozoischen Gebildes wurden aber nicht bloß die Überschiebungen und weiten Übergleitungen möglich, sondern es war auch ein Teil der Grauwackenzone hinabgezogen und im übrigen der enge Schuppenbau derselben erzeugt worden. „Es wurden so auf der Nordseite der Zentralalpen bedeutende Massen tiefer geschaltet, eingesaugt, verschluckt, und das sind gerade die Bildungsstätten der Kalkalpen gewesen“ usw. (59).

Allein alle die bisher besprochenen Krustenbewegungen haben mit dem Formenschatz von heute unmittelbar nichts mehr zu tun, so sehr die Beschaffenheit des Gesteins von ihnen betroffen, die Lagerung der Schichten vorgezeichnet und gewisse tektonische Linien festgelegt wurden. Noch im Tertiär standen große Teile der Alpen unter Meeresbedeckung. Im Oligozän allerdings beschränkte sich das Meer auf den S des Landes. Noch machte sich eine jüngere Querbewegung, vielleicht im Untermiozän, geltend, die sich in O—W-Schüben äußerte, sowohl in den Kalkalpen wie auch in den Zentral-

alpen. Erwähnt wurde bereits die Aufschiebung der Grössingmasse auf die Faltenzüge von Obdach, gegen W blicken die Falten des Grates vom Eisenerzer Reichenstein zum Wildfeld. Derartige O—W-Bewegungen interferieren übrigens schon seit uralter Zeit mit annähernd normal dazu stehenden. NW—SO streichen die Grauwackenzone des Liesing—Paltentales, das Kristallin der Rottenmanner und Seckauer Alpen; aber Kristallin- und Grauwackenzone biegen dann zwischen Knittelfeld und Bruck in W—O, beziehungsweise SW—NO-Richtung um. Vorpaläozoisch ist dieser Bogen in den kristallinen Alpen, jünger in der Grauwackenzone. Entsprechungen finden sich auch in den nördlichen Kalkalpen: westlich der Gosauzone von Weyer streichen die Schichten NW—SO, östlich dagegen SW—NO (Weyrer Bogenfalten, Lassingalpen, Ennsdurchbruch zwischen Hieflau und Landl, Lugauer Zug). Weiter im W hinwiederum ist die Schladminger Masse und das südlich von ihr liegende Kristallin über das Mesozoikum der Radstätter Tauern aufgeschoben. Immer wieder nimmt man wahr, daß sich bestimmte Motive im Bau der Alpen wiederholen und erneuern, ja auch eigentümliche Zusammenhänge mit der böhmischen Masse ergeben. Im einzelnen freilich harren auch in der Tektonik noch viele ungeklärte Aufgaben ihrer Erledigung, trotz vielseitiger, ausgezeichneter Untersuchungen. Jedenfalls aber darf man die heutigen Alpen der Steiermark (und überhaupt die Ostalpen) nicht mehr wie früher als ein Faltengebirge bezeichnen; sie sind weit mehr ein Schollengebirge (21).

Langsam heben sich nun, etwa seit der Mitte des Tertiärs, immer weitere Gebiete und allmählich immer höher über den Meeresspiegel. Zunächst hatten die Flüsse noch verhältnismäßig leichte Arbeit, im Verein mit den übrigen damaligen Kräften der Landzerstörung konnten sie in verhältnismäßig kurzer Zeit große Abtragungsergebnisse erzielen. Es entstanden, wie bereits erwähnt, zentral gelegene Hügelländer, durchzogen von breiten Talebenen, und peripherisch gelegene Küstenniederungen. Aber jenes hob sich immer mehr in die Höhe empor und jüngere Bruchbildung setzte ein. Jene gehobenen und auftauchenden Formen bilden den Ausgangspunkt der Entwicklung unseres heutigen Formenschatzes; dessen große Züge aber wurden, abgesehen von den Veränderungen des Klimas, durch eine jüngere Bruchtektonik bestimmt, die sich, offenbar im Zusammenhang mit den Auf- und Einkrümmungen, erst während des Tertiärs, und zwar in mehreren Phasen, entwickelte. Erst in deren Verlaufe sind die Alpen zu ihrer heutigen Höhe emporgebracht und ist der Gegensatz zwischen Alpengebirge und Aufschüttungsvorland geschaffen, sind auch

die verschiedenen „Flächensysteme“ in Berg- und Hügelland, in einer ganzen Anzahl von Stockwerken übereinanderliegend, ausgebildet worden (vgl. unten). Aller Wahrscheinlichkeit nach haben sich gleichzeitig auch allgemeine Bewegungen des Meeresspiegels abgespielt, der in manchen Zeitabschnitten weit zurückwich („Regression“), in anderen dagegen hoch anstieg und über die Ränder des Festlandes hinüber- und in die Niederungen und Täler des Festlandes hineingriff („Transgression“). Trotz aller Fortschritte, welche die morphologische Erkundung in der jüngsten Vergangenheit gemacht hat, sind aber die Forscher, wie über den inneren Bau, so auch über diesen Punkt noch nicht einig. Eine Hauptaufgabe bleibt jedenfalls, die Zerstörungs- und Aufschüttungsgebiete der einzelnen Zeitabschnitte genau festzustellen. Ein leitender Grundgedanke dabei muß sein, daß beide einander mit Notwendigkeit entsprechen, daß man aus der Art der Aufschüttungen gewisse Schlüsse auf das Ausmaß der relativen Bewegung von Abtrags- und Auftragsgebieten und aus der Geröllgesellschaft auf die Wege ziehen darf, auf welchen die Zerstörungstoffe verfrachtet wurden. Im dritten Hauptabschnitt werden wir für diese Methode der „Korrelation der Landformung“ genugsam Beispiele zu bringen haben (vgl. besonders 10, 59, 62, 124 bis 127, 177, 194, 216, 221—234).

B. Die Anlage und Anordnung der Talnetze.

Die erste Anlage, wenigstens der Haupttäler, hängt auf das engste und unmittelbarste mit den innenbürtigen Kräften zusammen. Die fließenden Wasser müssen den Abdachungen folgen, die durch jene erzeugt werden und in den Hohlformen zusammenfließen; sie müssen Wannen, die sich bilden, bis zum Überfließen anfüllen und über deren niedrigsten Punkt abfließen. Schwemmlandküsten, die sich gegen das Meer hin vorschieben, oder Meeresboden, der durch eine fallende Strandverschiebung Neuland wurde, zeigen die Erscheinung der Abdachungsflüsse (auch „Folgeflüsse“ genannt) am besten. Zu diesem Typus gehören in unserem Lande der Mur- und der Raablauf durch das Gebiet des mittelsteirischen Hügellandes, wie schon früher, so noch am besten erkennbar während der Rückzugsabschnitte des pontischen und pannonischen Sees (163—219). Gerade sie zeigen aber auch, wie im Flachlande Flußlaufverschiebungen durch spätere Bewegungen, Schrägstellungen oder Einbrüche verursacht werden, selbst Hin- und Herverlegungen (168, 219, 224b). Denn wenn zum Beispiel in der sarmatischen Zeit die tiefste Einkrümmung in der Gegend nördlich von Feldbach lag und sich Böschungen zu ihr hin richteten, so mußten die Flüsse ebendorthin fließen; tatsäch-

lich weist das Delta von Gnas (206) auf einen Fluß, der von SW her, aus einer Gegend weit jenseits des heutigen Murtals kam. Seither ist der Hauptfluß ein gutes Stück mittagwärts abgerückt: die Mur fließt heute fast 20 km weiter südlich als noch zu Beginn des Jungpliozäns, anscheinend in einer in Weiterbildung begriffenen Synklinale. Dabei empfängt sie von N her lange Nebenflüsse, die allmählich ihren Lauf immer mehr verlängern mußten, während von S her nur unbedeutende, kurze Einschnitte zu ihr hinabführen. Eine gleichgerichtete Ungleichseitigkeit des Talnetzes kehrt bei der Raab wieder, doch hat sich diese später wieder nach N verschoben, infolge derselben Aufkrümmung, durch welche die Mur nach S abgedrängt wurde und deren Scheitel durch das Grabenland gegen O läuft. Diese Erscheinung der Ungleichseitigkeit (Asymmetrie) der Einzugsgebiete (mit der sich sehr häufig die der Talquerschnitte verbindet, vgl. unten) läßt sich also nicht einfach auf das Rechtsdrängen infolge des Erdumschwunges zurückführen, sondern setzt leichte Schrägstellung, beziehungsweise Aufwölbung einer Landoberfläche voraus, welche durch ihre Flachheit und die Weichheit des Gesteins das Abgleiten der Flüsse erleichterte. (Andere Beispiele: Asymmetrie der Pöllauer Safen und der Feistritz gegen SW, der Lafnitz und des oberen Strembachs gegen O; Ursache eine Aufkrümmung in der Fortsetzung des Masenberges, längs deren Achse die Hartberger Safen fließt. Flußnetzanordnung im Florianer und Grazer Hügelland usw.; 168, 224b).

Aber auch Verwölbungen oder Schrägstellungen jeder anderen Art von Ebenen und Flachländern, zum Beispiel von Rumpfflächen, mußten — je stärker sie sind, desto mehr — den Flüssen, welchen hier noch ein mehr oder weniger unbestimmter Lauf gestattet war, bestimmte Richtungen vorschreiben. Je länger und lebhafter die Aufwärtsbewegungen der betreffenden Krustenstücke andauern, desto mehr müssen sich die Flüsse in sie einschneiden, während die höchstgehobenen Teile die Wasserscheiden bilden. (Noch heute kann man wiederholt erkennen, daß sich die höchsten Erhebungen in bestimmt gerichteten Zonen anordnen, zum Beispiel in den Gurktaler Alpen, 3.) Dadurch erhält das Gebirge eine bestimmte Gliederung. So können die Niederen Tauern ihre schöne, fiederförmige Gliederung nach beiden Seiten hin nur dadurch erhalten haben, daß längs der heutigen Wasserscheide, wenn auch nicht genau, so doch im großen ganzen schon früh der Scheitel einer langgestreckten Aufkrümmung oder einer besonders stark herausgehobenen Scholle dahinzog (155). Die Richtungen ihrer Täler sind uralte, wenn auch die Einschnitte selbst jung sind. In wiederholten Phasen der Tiefennagung

haben die Flüsse ihre heutige Talsohle gewonnen; ehemals flossen sie in viel größeren Höhen, oder genauer ausgedrückt, ihre alten Talböden sind in immer größere Höhen versetzt worden, während die Höhenlage des heutigen wenigstens annähernd die Resultierende ist aus der Hubhöhe und der Erosionsleistung. Als sich die ersten Keime der heutigen Täler entwickelten, war die absolute Höhe des Berglandes verhältnismäßig gering. Damals waren auch die heutigen Kalkalpen noch nicht vorhanden, ebensowenig die großen Senken. Etliche „Abdachungsflüsse“ setzten sich vielmehr weiter nach N und S fort (vgl. unten). Wie eine Urtraun, eine Urlammer aus den Zentralalpen nach N hinabfloß, so die Flüsse des Katscher Tales, Wölztals, Pölstals weit nach S hin ins Kärntner Becken (95, 162). Desgleichen sind im steirischen Randgebirge die Richtungen der Sulm und Laßnitz im SW, der Feistritz und Lafnitz im NO nur als solche von Abdachungsflüssen verständlich, von Flüssen also, welche den durch die innenbürtigen Kräfte geschaffenen Neigungen alter Fastebenen folgten. Allerdings auch hier mußten schon flache Einkrümmungen Laufverschiebungen verursachen. Das eigentümliche Verhalten der zwei Hauptquellbäche der Teigitsch, der eigentlichen Hirscheegger Teigitsch und des Modriacher Baches, mag so auf eine Einbiegung hindeuten, welche einen älteren Flußlauf zerlegte. Allem Anschein nach ist in früherer Zeit eine Entwässerungsfurche von Hirschegg über Modriach nach Stainz hinausgegangen. Aber die stärkere Emporhebung im Gebiet der Hirschegger Alpe hat den Flußlauf zerteilt. (Allerdings ist auch die Annahme eines von W kommenden Flusses möglich, dem der Oberlauf genommen wurde, während zwei Seitenflüsse erhalten blieben.)

Noch mehr mußte natürlich der Niederbruch der Senken einerseits, das Aufsteigen einzelner Schollen andererseits, welche sich als Dämme vor die bestehenden Flußläufe legten, das Talnetz von Grund aus verändern. Tektonisch angelegte Flüsse und tektonisch neu verknüpfte Flußnetze entstanden so (Enns, Mur usw.). Nur einzelne Wasseradern, welche nunmehr die Gewässer aus größeren Teilen des Gebirges in mächtigeren Strängen sammelten, waren gegenüber Hebungen kräftig genug, sich den Weg freizuhalten, manchmal mit gewissen Laufverlegungen (Draudurchbruch durch das steirische Randgebirge). Irgendwo mußten ja die auf die Höhen des inneren Gebirges fallenden Wässer ihren Ausweg finden. Häufig ist die zentripetale Anordnung der Talnetze um einen Einbruchsstreifen, besonders um Einbruchskessel (zum Beispiel Aflenzer Becken, Becken von Trofaiach, von Passail u. a.; 188).

Durch Laufveränderungen wurden alte Flußtalstrecken trockengelegt eine ganze Reihe von „Strunkpässen“ ist so ent-

standen, manche davon sogar erst zu einem Zeitpunkt, wo das Talnetz schon sehr tief eingeschnitten war. Die Walder Höhe, die Sättel von Eben, Neumarkt, Buchauer Sattel u. v. a. können nicht anders gedeutet werden. Die verschiedensten Kombinationen sind dabei denkbar ; jedes einzelne Tal bietet seine Probleme, ebenso jeder einzelne tiefere Paß, der nicht als einfache Kammscharte aufgefaßt werden kann (vgl. unten ; 162).

In einer Ebene und noch in einem Flachland kommen, wenn die Erosionsbasis der Flüsse bloß wenig tiefer liegt, die Unterschiede des Gesteins noch nicht so stark zur Geltung. Anders bei fortschreitender Tiefennagung. Dann erhalten diejenigen Flüsse, denen das Gestein einen geringeren Widerstand bei ihrer zerstörenden und ausräumenden Tätigkeit leistet, allmählich einen Vorsprung vor denen, die im harten Gestein arbeiten ; die im wasserundurchlässigen vor denen im durchlässigen ; und wie den Flüssen selbst, so geht es auch allen ihren Hilfsarbeitern bei der Landzerstörung. Daher sind im weichen Gestein schon tiefe, breite Furchen eingeschnitten, während daneben im harten noch schmale und seichte Einschnitte das Gebirge gliedern. Die Bänke harten Gesteins werden herausgearbeitet, die Züge weicher Gesteine tiefer eingefurcht. In weichen Gesteinen verschieben Bäche zugleich ihr Quellgebiet rascher nach rückwärts („Rückwärtsverlängerung“) als in harten. Wenn nun Abdachungsflüsse auf ihrem Laufe verschieden widerständige Schichten queren, so werden sie in den härteren in ihrer Erosionsleistung gehemmt sein und ihre seitlichen Zubringer längs dieser sich nur langsam nach rückwärts verlängern ; in weicheren Gesteinen werden dagegen nicht bloß sie selbst kräftiger ausräumen, sondern längs derselben Seitenbäche rasch ihren Ursprung talaufwärts zurückschieben („Nachfolge-“ oder „Schichtflüsse“). Dabei kann ein solcher Seitenfluß schließlich einem anderen Hauptfluß wieder gewissermaßen in die Flanke fallen, ihn „anzapfen“, das heißt seine Wässer dem eigenen Hauptfluß zuführen oder selbst zum Hauptfluß werden (162). Man hat gerade auch die rostförmige Anordnung mancher Gruppen der nördlichen Kalkalpen und den Zickzacklauf mancher ihrer Flüsse (zum Beispiel steirische Salza, Ybbs usw. ; 181a) so erklären wollen ; und sicher ist besonders in den nördlichen Alpen mit ihrem großen Gegensatz von Kalken einerseits, verschiedenen Mergeln und Schiefern andererseits die „Anpassung des Talnetzes“ an das Gestein gut ausgebildet. Doch spielen meines Erachtens „Anzapfungen“ infolge Rückwärtsverlängerung der leichter arbeitenden Flüsse und dadurch verursachte Änderungen im Talnetz in unserem Gebiete keine besondere Rolle, man hat sie früher überschätzt (Beispiele für Anzapfung : in der Waldheimat 188 unrichtig

Durchbruch des Göstinger Baches ; 70). Vielmehr muß man nach dem heutigen Stand unserer Kenntnisse den verschiedenen Arten von Krustenbewegungen die ausschlaggebende, grundlegende Bedeutung für die Anlage und Umordnung der Talnetze zuerkennen (186); umsomehr, als auch die Erscheinung der Tal-epigenese, welche manchmal mit Laufveränderungen verbunden ist, beziehungsweise die ihr vorausgehenden Aufschüttungen und die bei ihr selbst stattfindenden Tiefennagungen ihre Ursache keineswegs immer in Klimaveränderungen, sondern meist auch in tektonischen Vorgängen haben. Solche vermindern auch längs Verwerfungen durch Zerrüttung den Widerstand der benachbarten Gesteine und helfen auch das Talnetz vorzeichnen (197, 198 auch 3, 7).

C. Die Talformung.

a) Die Formung der Tallängsschnitte.

Die Längsschnitte der steirischen Flachlandtäler zeigen durchaus jene gleichmäßig ausgeglichenen Gefällslinien, welche die Flüsse als erstes Hauptziel ihrer Tiefennagung anstreben. In ihren unteren Teilen haben selbst die kürzeren Neigungswinkel von bloß 10 bis 20 ‰, entsprechend einem Gefälle bis etwa 1 Grad. Ganz allmählich versteilt sich die Kurve und nur die obersten Talfäden sind mitunter wirklich steil, ja bei entsprechender Gesteinsbeschaffenheit (zum Beispiel in Sandstein und Kalk) von Wandbildungen umschlossen. Gering und unbedeutend ist das Gefälle der Mur (bei Graz etwa 2 ‰, zwischen Graz und Bruck verschieden ungefähr 1,5 bis 10 ‰) und der Raab. Aber selbst die wasserreiche Mur zeigt Unregelmäßigkeiten ihres Gefälles sogar draußen im Flachland, wo sie über härtere Gesteinsbänke hinwegfließt, zum Beispiel über die Dioritschwellen von Lebring. Derartige Bänke festen Gesteins verlangsamten die Tiefennagung eines Flusses beträchtlich und werden so zu örtlichen Regulatoren seiner Erosion („lokale Erosionsbasis“). Die Flußkurve ist hier nicht ausgeglichen, sondern versteilt sich etwas talaufwärts mit der Annäherung gegen die Schwelle; oberhalb dieser ist sie wieder flacher. Schnellen, ja kleine Wasserstürze werden dadurch hervorgerufen. Noch mehr läßt sich diese Erscheinung bei den meist wasserlosen Gerinnen des Hügellandes beobachten: jede feste Sandstein- oder Konglomeratbank kann hier zum wirklichen Stufenbildner werden.

In viel größerem Maßstab sind die gleichen Erscheinungen im Gebirge selbst zu sehen, wo Bänke härteren Gesteins oft hundert und mehr Meter mächtig sind. Für kleinere Gewässer bedeutet deren Zersägung langandauernde, mühselige Arbeit.

Auf den Unterschieden im Gesteinswiderstande beruht häufig die große Verschiedenheit, welche die Tallängsschnitte in den Kalkgebirgen und Schieferlandschaften zeigen: dort die Neigung, Stufen zu bilden und zu erhalten, hier, aus anderen Ursachen entstandene Stufen zu verwischen und zu beseitigen. Da aber auch in den Kalkgebirgen in der Regel zwischen die Kalke wieder weniger widerständige Schichten eingelagert sind, Mergel, weiche Sandsteine, Tonschiefer, so wird das Längsprofil gerade ihrer Täler besonders mannigfaltig. Allerdings sind auch die kristallinen Gesteine durchaus nicht gleich hart, doch liegen hier die Dinge nicht immer so einfach zur Beobachtung frei. Sicher wird oft größere Gleichförmigkeit vorgetäuscht, als tatsächlich vorhanden ist. Auffällig versteilend wirken natürlich immer Einlagerungen von festen Konglomeraten, Quarziten oder auch von Kalk in Schiefergesteinen (selbst in der Grauwackenzone oft zu beobachten).

So zeigt also die Konstruktion der Flußgefällslinien dank der Mannigfaltigkeit des Gesteins im einzelnen manche Abweichungen von der sogenannten „Normalgefällskurve“ (vgl. oben und 165). Allein bei vielen Versteilungen des Gefälles läßt sich kein Gesteinsunterschied wahrnehmen, der dafür verantwortlich gemacht werden könnte. Hier handelt es sich um eine andere Erscheinung: um das „Aufwärtswandern der Gefällesteilen“ infolge der Tieferlegung der Erosionsbasis (169, 174). Jeder neue Einschnitt, der von unten her in einen alten Talboden gemacht wird, verlängert sich talaufwärts. Die Stelle, wo der alte, noch erhaltene Talboden oben an die jüngere Gefällskurve ansetzt, bedeutet den oberen Endpunkt einer Gefälleversteilung. Dieser wandert also immer weiter talaufwärts gegen das Quellgebiet zu. Noch ehe er es erreicht hat, kann durch eine abermalige Tieferlegung der Erosionsbasis eine neue Welle der Tiefennagung verursacht werden. Diese wandert nun hinter der ersten her und ebenso wandert in angemessener Entfernung hinterher, das ist unterhalb, der „Wendepunkt“ zwischen dem Erosions- und dem Akkumulationsgebiet des Wasserlaufes talaufwärts. In einem Gebiete nun, das wiederholt Hebungen (das Wort im weiteren Sinne gebraucht) erfahren hat, wie das steirische Randgebirge, ja überhaupt die Alpen, muß eine ganze Gesellschaft von Gefällesteilen hintereinander herwandern. Die Geschwindigkeit der Wanderung hängt unter sonst gleichen Verhältnissen von der Gesteinsbeschaffenheit ab. Da sich das Wandern aber verhältnismäßig am raschesten in den wasserreichen Unterläufen der größeren Flüsse vollzieht, so wird hier das Gefälle auch verhältnismäßig wieder rasch ausgeglichen, beziehungsweise werden die älteren von den jüngeren Gefällesteilen verhältnismäßig weit entfernt sein; in den oberen

Talstücken dagegen können derartig wandernde Gehängesteilen einander in verhältnismäßig kurzen Abständen folgen. Harte Gesteinsblöcke verzögern das Aufwärtswandern der Gefällesteilen; sie entsenden dafür ihrerseits, indem sie als lokale Erosionsbasis wirken, kleinere Wellen der Tiefennagung talaufwärts. Im übrigen hat das Aufwärtswandern der Gefällesteilen nicht bloß Bedeutung für die Formung der Tallängs-, sondern auch der Talquerschnitte und die Landeinflächung überhaupt (vgl. unten).

Am ausgesprochensten sind natürlich die Versteilungen der Gefällekurven an wirklichen Bruchrändern oder an steilen Flexuren. Mit dem schroffen, raschen Aufsteigen einer Scholle kann auch ein kräftiger Fluß nicht ohne weiteres Schritt halten, noch viel weniger ein kleiner Bach. Deshalb findet man unter anderem an der Nordseite des Mürztales Seitenbäche mit auffallend steilen Unterläufen selbst im kristallinen Gestein (während gegenüber an der Südseite förmlich „im Schotter ertrunkene Täler“ vorliegen; ein Zeichen für das Absinken dieser Scholle). Unausgeglichen sind die Gefällekurven vieler Bäche, die gegen die Lavantsenke herabsteigen, auch manche in der Glein- und der Brucker Alpe, ferner besonders im Hochlantschstock usw. (13, 108, 150, 174, 188). Ebenso ist der Rand des Gebirges gegen das Hügelland reich an Gefällesteilen, ja wirklichen Stufen, sowohl im SW (Sulm usw.) wie auch im NO, selbst in der Gegend des Schöckels (vielleicht hängen sogar die Schnellen der Mur bei der Weinzödlbrücke wenigstens zum Teil damit zusammen). Meistens deuten solche Erscheinungen auf verhältnismäßige Jugend des Bruchrandes oder sogar auf die heutige Fortdauer der Krustenbewegungen.

Wohl am auffälligsten sind aber die prächtigen Talstufen in den Tälern und an der Ausmündung von Seitentälern in den ehemals vergletscherten Gebieten. Ihre Formung muß irgendwie mit dem Gletscherschurf zusammenhängen. Ein Teil von ihnen läßt sich als Konfluenz- und Diffluenzercheinungen (vgl. 123) erklären. Die übrigen sind dagegen glazial verstärkte alte Gefällesteilen, ob diese nun petrographisch oder tektonisch verursacht waren (174). Die schönsten Beispiele in Steiermark bieten die Niederen Tauern (vgl. 3. Hauptabschnitt).

Während alle bisher genannten Stufen und Steilen der Längsschnitte mit der Erosion der Flüsse, beziehungsweise der Gletscher zusammenhängen, werden andere, wenn auch seltener, durch starke Aufschüttungen hervorgerufen, zum Beispiel durch das wilde Trümmerwerk eines Bergsturzes (zum Beispiel Schwelle am Grünen See bei Tragöß). Aber derartige, doch an Lockerstoffe geknüpfte Stufen und Steilen sind ziemlich kurzlebig, wenigstens in reich bewässerten Gebieten. Freilich in

Hochgebirgstälern, wo das Wasser nur einen Teil des Jahres hindurch fließt, vielleicht überhaupt bloß spärlich ist, wie in den Kalkgebirgstälern, erfolgt die Ausspülung des Schuttes nur langsam. Das Wasser versickert gewöhnlich im Schutt, ohne viel auszurichten (zum Beispiel in der Klamm von Tragöß); dann erhalten sich auch solche aufgeschüttete Talstufen länger.

b) Die Formung der Talquerschnitte (Gehänge); Wechsel von Engen und Weiten.

Die Formung der Talquerschnitte hängt, gleiches Gestein vorausgesetzt, von der Erosionsleistungsfähigkeit eines Flusses und der Kraft seiner Hilfsarbeiter ab, im Vergleich zur Größe der Aufgabe, die ihm durch die konstruktiven Vorgänge gestellt wird, und der zur Verfügung stehenden Zeit. Wie sich jeder Fluß eine „Normalgefällskurve“ zu schaffen sucht, so im Verein mit seinen Mitarbeitern auch ein breites, offenes Tal. Er nagt nicht bloß in die Tiefe, sondern arbeitet auch nach der Seite (165). Er untergräbt abwechselnd die rechte und die linke Talwand und erzeugt Schlingen mit steilen Prallhängen einerseits, Gleitböschungen und Spornen andererseits. Im Flachland verschieben sich Flußschlingen verhältnismäßig rasch abwärts. Dadurch entstehen Täler mindestens von der Breite der Schlingen. Die Arbeit nach der Seite, die Seitennagung, wird begünstigt durch Schrägstellungen der Schollen (vgl. oben).

Bei tektonischer Ruhe kann solche Seitennagung in größerem Ausmaße freilich erst dann geleistet werden, wenn der Fluß seine Tiefennagung hinter sich hat. Seinen Hilfsarbeitern, welche im allgemeinen die Zuböschung der Gehänge besorgen, ist er, solange er lebhaft in die Tiefe arbeitet, mit seiner Leistung weit voran. Daher sind neue Flußeinschnitte immer steilwandig, ja schluchtartig. In den jungen Hebungsgebieten in der Südweststeiermark zum Beispiel zeigen das die Flußläufe von Sulm, Laßnitz usw. sehr schön (7, 172, 221, 222). Auch im NO ist zum Beispiel das Lafnitztal oberhalb Rohrbach schmalsohlig und ziemlich steilwandig. Bei V-förmigen Talquerschnitten haben die Hangböschungen wenigstens genügend Kraft gehabt, um mit der Tiefennagung des Flusses einigermaßen Schritt zu halten, beziehungsweise genügend Zeit seit der Tiefennagung, um ihm wenigstens soweit nachzukommen. Solche V-Täler sind im steirischen Randgebirge weit verbreitet. Gewöhnlich haben sie auch bereits schmale Talsohlen, die flußabwärts breiter und breiter werden, nach oben zu sich verengen, oft ziemlich unvermittelt an der Zusammenmündung zweier Quellbäche. Je mächtiger die Flußläufe, desto offener unter sonst gleichen Umständen ihre Täler, desto weiter ihre Talsohlen. Im steirischen Flachland hat die Seitennagung selbst

der kleineren Gewässer 1—2 *km* breite Talsohlen geschaffen, noch breiter ist das Murtal, Raabtal usw. Vielleicht ist die lange, ja sogar heutige Fortdauer von Einkrümmungen dabei mitbeteiligt (166, 188, 224*b*). Im Gebirge sind dagegen breite Täler nur innerhalb der großen Senken zu finden („Kastentäler“ oder „Sohlentäler“).

An Stelle der Sohlentäler treten Muldentäler mit ganz flachem Talboden, in welchen die Seitenhänge ganz unmerklich übergehen, dann, wenn die Hangböschchen hinter der eigentlichen Flußarbeit nicht zurückgeblieben oder ihr völlig nachgekommen sind. Ob einander aber Hangböschung und Flußarbeit überhaupt jemals von Anfang an das Gleichgewicht gehalten haben, so daß sich eine Landschaft mit ihrem bereits erworbenen Formschatz trotz fortschreitender Tiefennagung ihr Aussehen erhält, ist zwar theoretisch unter vielen Voraussetzungen denkbar, tatsächlich aber kaum jemals vorgekommen.

Sehr häufig kommt Ungleichseitigkeit des Talquerschnittes vor, selbst in unseren Hügellandtälern. Unabhängig vom Gestein, wenn auch zuweilen durch Gesteinsverhältnisse besonders betont, ist das eine Gehänge auf längere Strecken hin steiler als das andere. Man hat dafür die verschiedensten Ursachen angenommen (68, 79, 168). Abgesehen davon, daß die Erscheinung keineswegs ganz regelmäßig auftritt, richtet sich doch in den meisten Fällen der steilere Hang gegen das Gebirge hin. Es sind also bei unseren Tälern im Mittelland meist die Ost- und Südgehänge steiler als die Nordgehänge. Sehr oft verbindet sich damit die bereits beschriebene Ungleichseitigkeit (Asymmetrie) der Einzugsgebiete. Tatsächlich hängt in unserem Land auch die Ungleichseitigkeit der Talquerschnitte häufig mit denselben schwachen Schrägstellungen (beziehungsweise Verkrümmungen) zusammen, durch welche die Flüsse nach einer Seite hin abglitten. Mit dieser „durchziehenden Ungleichseitigkeit“ interferiert aber jene zweite, „abwechselnde“, die durch die Schlingenbildung verursacht wird, indem die Flüsse bald an die eine, bald an die andere Talseite drängen und sie untergraben. Es scheint, als ob sich bei N—S gerichteten Tälern der Steiermark die tektonische Asymmetrie allmählich verwische, bei den W—O gerichteten Tälern noch weiterbilde. Beim Murfluß dürfte das mehrmals zu beobachtende, zur Versteilung des rechten Talgehänges führende Rechtsdrängen überdies durch die Erdrotation begünstigt sein (Becken von Gratwein; oberhalb und unterhalb Mureck).

Mit dem Abgleiten der Flüsse nach einer Seite hängt es zusammen, daß an dieser die Terrassen und Leisten älterer Flächensysteme zerstört, an der gegenüberliegenden dagegen neue Fluren erzeugt werden. Bei mehrphasiger Tiefennagung er-

scheinen daher hier die Erhebungen zwischen der Einmündung zweier Seitenflüsse nicht einfach als gestufte Talgehänge, sondern als langgezogene Riedel mit schwach geneigten Flächen in geringem Abstand übereinander (Nordseite des unteren Murtales, Raabtales usw.). Kurze, steilere Böschungen trennen im Längsschnitt der Kämme die einzelnen Fluren: es tritt die Formengesellschaft der „Ecken“ auf.

Eine andere Art der Asymmetrie der Talgehänge geht auf die Schichtenlagerung zurück. Ein Tal, das entlang dem Streichen von Schichten eingeschnitten ist, die nach einer Seite hin unter einem nicht allzu großen Winkel einfallen, hat auf der Schichtkopfseite einen steileren Hang als auf der Schichtflächen-seite. Schon in kleinem Maßstab kann man dies u. a. auf der Fahrt durch das Murtal zwischen Pernegg und Bruck beobachten. Im übrigen sind Beispiele hierfür allenthalben in den verschiedensten Ausmaßen zu finden.

Selten senken sich die Talgehänge vollständig ungegliedert zum Talboden herab; im Gegenteil, sogar im Flachland zeigen die meisten Talquerschnitte gestufte Gehänge. Die Stufung selbst erklärt sich hier entweder daraus, daß der Fluß abwechselnd in die Tiefe und dann wieder in die Seite gearbeitet und dadurch echte „Terrassen“ erzeugt hat, also aus der „Periodizität der Talbildung“ oder aus der ungleichen Widerstandsfähigkeit des Gesteins (74, 105, 163, 170, 172, 219). Es ist nicht immer leicht, die Ursachen richtig auseinanderzuhalten, zumal wenn beide gleichzeitig nebeneinander und miteinander auftreten. In unserem Flachland zum Beispiel wird die petrographische Gehängestufung hauptsächlich durch den Wechsel von Konglomeraten oder festen Sandsteinen einerseits und Tonen oder Mergeln andererseits hervorgerufen, im Kalkgebirge ganz besonders durch den Gegensatz von Kalken und allerhand Schiefen und Sandsteinen, im Kristallingebirge entfaltet sie sich beim Wechsel von harten Gneisen und weniger trotzigem Schiefen. Gestufte Gehänge beherrschen jedenfalls fast überall das Landschaftsbild. Nur in Schiefergeländen sind mitunter die Stufen verschwommen, weil hier die Gehängeböschungen besonders erfolgreich arbeiten können. Ärmer an Stufen sind mitunter die unter Schutt verhüllten Berghänge periglazialer Gebiete. Das Eis selbst hingegen hat, wie erwähnt, schon vorhandene Stufen überformt und eine ganz eigenartige Form von gekrümmten Gesimsen, besonders in den Talverengungen ausgearbeitet, gegen die es sich aufschob: hier sind „Rundbogen“ und Bogen-simse entstanden. Auch hat es die Kanten alter Talböden über jüngeren Taleinschnitten abgeschliffen und eingerundet, diese selbst zur U-Form verbreitert („Taltröge“ mit „Trogschultern“ längst dem oberen Rande: 123, 132, 165, 174).

Entlang einem Tal wechseln nun die Bedingungen für die Ausbildungen der Querschnitte ununterbrochen. Denn erstens wanderten, wie bereits bemerkt, infolge der allgemeinen Talgeschichte, bei unserem Gebirge wenigstens, die Taleinschnitte der einzelnen Tiefennagungsphasen von unten talaufwärts. Dadurch entstehen ineinandergeschachtelte Täler, die Formen des „Tales im Tale“. Im unteren Flügel sind die Einschnitte bereits breitsohlig, vielleicht muldenförmig, meist mit nicht zu steilem Gehänge (nur im Kalk mit Wandbildungen) ; im oberen schmälere V-förmig. Phasen der Seitennagung und besonders der Aufschüttung eines Flusses bedeuten (selbstverständlich unter Mitarbeit der anderen Landzerstörer) Abkappung, Abflächung und Einrundung der benachbarten Höhenzüge, es entsteht jeweils eine zusammengehörige Serie von „Verflächungen“, von breiten Talböden und flachen Erhebungstreifen — ein „Fluren-“ oder „Flächensystem“ (herkömmlich auch „Niveau“ genannt und entweder nach der Seehöhe oder nach einer Örtlichkeit bezeichnet, wo es besonders schön entfaltet ist). Phasen der Tiefennagung führen zur Zerschneidung der Flächensysteme, zur Ausbildung von Terrassen und Ecken. Wiederholtem Wechsel von Seiten- und Tiefennagung entspricht daher eine Zerschneidungslandschaft, in welcher die einzelnen Flächensysteme in Form von Terrassen und Ecken und entsprechend alten Hangstücken in Stockwerken übereinanderliegen („Taltreppen“; 74). Die schon erwähnte eigentümliche Ineinanderschachtelung der Flurenreste scheint mit den Gesetzen der Aufwärtswanderung von Gefällesteilen einerseits, einer gewissen Verbreiterung der Gebirgskörper beim weiteren Aufsteigen anderseits zusammenzuhängen ; denn dabei entfernt sich die Erosionsbasis von der schon vorhandenen Wasserscheide. Andere klimatische Verhältnisse (vgl. oben) haben die Ausbildung der weiten Flächen jedenfalls begünstigt (vgl. oben ; 177). Die ganze Entwicklung bringt es mit sich, daß im unteren Teil eines Flußgebietes die höheren Stockwerke der Talbildung, die älteren Flächensysteme, oft schon verschwunden sind: die tieferen, jüngeren, voll entfaltet, haben sie aufgezehrt; in den oberen Teil sind diese noch nicht vorge drungen, dafür sind die höheren Stockwerke noch erhalten. Nur bei ganz frischer Zerschneidung von unten her kann auch in der Nähe der Erosionsbasis noch ein schmaler, schluchtartiger oder doch wenigstens V-förmiger Einschnitt eingesägt sein ; darüber ist oben häufig ein altes Hochtal mit flacheren Gehängeformen noch erhalten. Schon älteren Forschern ist dies gelegentlich aufgefallen (133). (Beispiel : Nordseite des unteren Mürztales ; Hochlantsch ; häufig in den nördlichen Kalkalpen ; seltener im Kristallin des Randgebirges, weil dieses der Ero-

sionsbasis näher liegt und die Gesteine weniger widerstandsfähig sind.) Durch derartige flache Hochtäler, die von der jüngeren Erosion noch nicht erreicht waren, sind auch die inneren Teile der Niederen Tauern ausgezeichnet gewesen, ehe sie durch das Eis überformt wurden (174).

Eine andere, zweite Hauptgruppe des Wechsels von Querschnitt zu Querschnitt ist unmittelbar tektonischer Natur: Wenn sich an einem Flußlauf Senkungsfelder aneinanderreihen, die durch gehobene oder wenigstens stehengebliebene Partien voneinander getrennt werden, wechseln Engen und Weiten miteinander ab. Mur- und Mürztal sowie das Ennstal bieten dafür Beispiele (188). Am häufigsten hängt aber drittens der Wechsel von Engen und Weiten mit dem Wechsel in der Widerstandsfähigkeit des Gesteins zusammen. Dafür gibt es wieder bei großen und kleinen Flüssen eine Unmenge von Beispielen. So fließt die Mur auf der Strecke von Bruck nach Graz zuerst durch Hornblendegneis in verhältnismäßig engem Tal; dann durch das weite Schiefergelände bei Pernegg—Mixnitz; dann von hier ab wieder in engerem Tal durch die Kalke an der Basis des Hochlantsch. Das Becken von Frohnleiten knüpft sich wieder an Schiefer, die Enge von Peggau an Kalk, die Weitung von Stübing an Schiefer. Dagegen ist das Becken von Gratkorn ein Ausräumungsbecken in der Schuttfüllung eines älteren Senkungsfeldes (163, 166, 172).

Meist gehen am oberen Ende eines Tales dessen Seitenhänge in einen Hinterhang über, so daß ein „Talschluß“ entstanden ist. Die Talschlüsse sind flachmuldenförmig in alten, seichten Hochtälern oder in weicheren Gesteinen, verhältnismäßig steil in harten oder durchlässigen Gesteinen selbst bei geringer Höhe. Bald mehr trichterförmig, bald mehr nischenförmig sind die steilgeneigten Sammelgebiete der Wildbäche. Die Erscheinung der Talschlüsse entfaltet sich aber am größten in den Abschlüssen der Trogtäler sowohl im kristallinen Gebirge wie im Kalk. Wie bei einem gewaltigen Amphitheater spannen sich bei den Trogschlüssen gestufte Felswände im Halbrund um das Talende, die oben auf Plattformen mitunter Seen, mitunter mächtige Moränenmassen und andere Spuren ehemaliger Eiswirksamkeit tragen (Talschlüsse des Traungebietes, der Hochschwabgruppe, der Niederen Tauern; 123, 132, 162, 165).

D. Kamm-, Gipfel- und Paßformen.

Nicht minder lehrreich und eigenartig als die Täler sind die Kämme gestaltet mit ihren Erhebungen, den Gipfeln, und ihren Einsenkungen, den Pässen (vgl. zum folgenden 162, 165). Die breiten, zugerundeten Rückenformen — mit ihren rundlichen Gipfelkuppen oder auch hie und da etwas schärfer betonten

Kogeln und mit ihren flachen Sätteln — sind in den niedrigeren, vom Eise verschont gebliebenen Teilen unseres kristallinen Gebirges uralte Formen von erstaunlicher Zählebigkeit, hervorgegangen aus den ältesten überhaupt noch nachweisbaren Einflächungen, welche in früheren Phasen der Talgeschichte geschaffen wurden. Die Gehängeböschern haben hier Zeit genug gehabt, übersteile Abfälle zu beseitigen. Allmählich erst rücken die jüngeren Phasen der Talbildung mit kräftigen Einschnitten gegen die alten Kammhöhen heran. In großen Abschnitten des Randgebirges sind überhaupt förmliche Plateaus erhalten, über die sich einzelne Kuppen als Zeugen von noch älteren Abtragungsflächen erheben. Ganz besonders sind derartige alte Plateaugipfel und weite Mulden natürlich in den Kalkalpen erhalten geblieben, soweit nicht tektonische Ursachen die Zerstörung zu sehr beschleunigt haben. Denn hier ist das Talnetz nicht so dicht, die Hangverschneidung ist infolgedessen weniger verbreitet. Anders in den Schieferen und anderen undurchlässigen Gesteinen bei dichtem Talnetz. Hier kommen die Gehänge benachbarter Täler, nach oben hin zurückfliehend, bald zur Verschneidung, die Rücken verschärfen sich zu Graten. Bäche treiben ihre Hintergehänge immer weiter gegeneinander und erniedrigen zwischen einander den Kamm zu tiefen Kamm-scharten; steiler steigen darüber die Gipfel empor. Die Landschaft wird viel unruhiger, ja wilder (Schieferlandschaft schon bei Pernegg; Niedere Tauern). Selbst in den undurchlässigen Mergeln der Windischen Büheln und in den feinen Sanden des mittelsteirischen Hügellandes kann man mitunter eine geradezu „badlandartige“² Verschneidung wahrnehmen (170, 172), selbst mit Ansätzen von Erdpyramidenbildung (zum Beispiel bei der Laßnitzhöhe).

Besonders ergreift freilich die Gratbildung jene Hochkämme, die heute, und erst recht während des Eiszeitalters, in die Fels- und Eisregion hinauftragen. Hier sind auch die Gipfel-formen und Paßscharten viel abwechslungsreicher, indem die einzelnen Züge des Gesteins, durch kein starkes Pflanzenkleid verhüllt und geschützt, in Lagerung, Härte, Durchlässigkeit am deutlichsten und sichtbarsten zur Geltung kommen. Scharfe Kanten steigen oft von den eingezackten Pässen zu den Gipfel-spitzen empor. Scharfe Kanten senken sich auch von diesen nach zwei bis drei anderen Seiten herab, so daß „Drei-“ oder „Vierkanter“ die Gipfelform bilden (je nach der Lage zu den Tälern). Die meisten Gipfel sind übrigens „isoklinal“ gebaut;

² Badlands = Bösland heißt eine schauerlich zerschnittene Erosions-landschaft mit einer Unmenge phantastischer Kleinformen, die sich an die flachen tertiären Mergel zwischen Platte und Big Cheyenne (Süd-Dacota und Montana, Ver. St.) knüpft.

indem ihre Schichten nach einer Seite hin einfallen, zeigen sie sich, quer zum Schichtstreichen betrachtet, asymmetrisch. Durch einzelne Schichtfugen werden die Hänge liniert, besonders wenn verschieden widerstandsfähige Schichten den Kamm aufbauen. Die mannigfaltigen Muster der Gipfelzeichnung sind namentlich dann gut sichtbar, wenn der Schnee nur auf den flacheren Böschungen liegt, wie zumal in den Übergangsjahreszeiten oder bei außergewöhnlichen Schneefällen im Sommer. Solche feine Schneehüllen lassen übrigens den Bau nicht bloß bei einfacher Schichtlagerung deutlich hervortreten, sondern auch bei verwickelter. Man ist dann oft überrascht von den Zusammenhängen der Feinformung mit den petrographischen und tektonischen Verhältnissen des Gipfels. Die schönsten Beispiele der Gipfelformen bieten in Steiermark die Gesäuseberge für die Kalkalpen, die Niederen Tauern für die Kristallinalpen (11). Stärkere Gliederung erhalten die Gipfel durch die Wildbachtrichter oder durch Kare, die sich in ihren Körper hineinfressen (106), manchmal durch gewaltige Felsausbrüche, während allerhand kleinere Rutschvorgänge, Abspülung, der Wind, Lösungserscheinungen auch hauptsächlich auf dem Umweg über die Kleinformen an der Gipfelzerstörung arbeiten. Die Hauptarbeit leistet dabei die Frostverwitterung („Lattenbildung“, Doppelgratbildung auf den Kämmen, Rutschwülste, Kuhgangeln, Schuttfacetten usw.; 171).

Die gleichen Kräfte sind auch an den Hochpässen tätig; nur ist hier gewissermaßen ihr Wirken weiter fortgeschritten. Auch bei ihrer Formung ist seinerzeit das Eis stark beteiligt gewesen. Es hat manchmal ältere Paßscheitel überflossen und mehr oder minder ausgeschliffen, beziehungsweise niedergeschliffen (Turracher Höhe u. a.). Die Wände gegenständiger Kare verschnitten sich bei fortdauerndem Rückwärtsnagen schließlich in flachen Paßkerben („Törltypus“; 162). Eine besondere Stellung nehmen im Gegensatz zu allen diesen Kamm-pässen jene niedrigen Talpässe ein, bei denen man schier unmerklich die Wasserscheide zwischen zwei Flußgebieten überschreitet (Walder Höhe). Meist sind sie tatsächlich nichts anderes als Talstrünke, durch Verlegungen von Wasserläufen zu Wasserscheiden geworden. Manchmal wird ihre Höhe durch irgend welche nachträgliche Aufschüttung noch stärker betont (Schuttkegel, Moränen, Bergstürze usw.). Die Zahl der Strunkpässe ist übrigens sicher weit größer, als man bisher erweisen konnte; fast in allen alten Flurensystemen sind bestimmte Beispiele zu vermuten (177). Strunkpässe haben häufig die Form von Stufenpässen, das heißt auf der einen Seite einen steilen, auf der anderen einen flachen Anstieg (zum Beispiel Semmering, Prebichl, Pyhrnpaß, Buchauer Sattel u. a. m.).

E. Seenbildung. Verschüttete und wieder aufgedeckte Landschaften.

Gewöhnliche Flußtäler zeichnen sich durch ein gleichsinniges Gefälle aus; die Bildung eines Sees hingegen erfordert ein gegensinniges Gefälle, so daß eine Wanne entsteht. In unseren genügend feuchten Klimaten muß sie sich mit den ihr zuströmenden Gewässern bis zum Überfließen anfüllen. Die Wasserfüllung ist ein klimatologisches Phänomen (abgesehen von gewissen Einflüssen des Gesteins), die Wannenbildung dagegen ein morphologisches. Größere Wannen mit Wasserfüllung sind heute in der Steiermark wenig zu finden. Die größten sind die des Grundlsee und des Ausseer Sees. Gerade deren Entstehung ist aber noch keineswegs hinlänglich erklärt. Drei Möglichkeiten der Wannenbildung sind bei uns gegeben, die sich aber auch miteinander verbinden können: Einkrümmungen oder Schollensenkungen der Erdkruste, Gletscherschurf und Abdämmung durch eine Aufschüttung. Solche Aufschüttungen sind in unserem Lande entweder Moränenwälle (Aussee, Grundlsee, Leopoldsteiner See) oder Schuttkegel oder Bergstürze (Grüner See). Daß der Gletscherschurf Wannen erzeugen kann (123, 132), lehren deutlich die Karwannen der einst eiserfüllten Hochtalwurzeln (zum Beispiel in den Niederen Tauern). Sie sind nach unten durch Riegel, das heißt Felsschwellen abgeschlossen, auf denen allerdings oft überdies noch Moränen auflagern; Schurfwannen tragen manchmal selbst die vom Eis überflossenen Pässe (Turacher Höhe; 123). In größeren Maßen bildeten sich Wannen unter den Zungenenden der großen Talgletscher der Eiszeit. Auch sie senkten sich in den Fels ein, während zugleich Moränenkränze an ihrer Stirne aufgeschüttet wurden. Aussee und Grundlsee sind zum Beispiel auf diese Art entstanden (123); bei ihnen sind tektonische Einkrümmungen nicht nachweisbar. Eine solche scheint dagegen das Ennstal betroffen und wiederholt zur Seenbildung geführt zu haben (vgl. unten im dritten Hauptabschnitt (S. 158/9).

Derartige tektonische Wannenbildung hat jedenfalls früher eine viel größere Bedeutung gehabt, in den Zeiten stärkerer Krustenbewegungen. Die großen Einbruchsfelder zum Beispiel entlang der norischen Senke haben sicher zeitweilig Seen geborgen (über eine andere Möglichkeit vgl. unten). Aber jene Seen wurden schließlich zugeschüttet und die Zuschüttungen später im Gefolge weiterer Krustenbewegungen wieder zerschnitten und zum Teil ausgeräumt. Zuschüttung, Verlandung ist ja das Los auch unserer größeren Seen von heute. Schutthalden schieben sich gegen sie vor (zum Beispiel am Grünen

See), Flüsse werfen ihr Delta in sie hinein (zum Beispiel Delta des Zimtzbaches in den Grundlsee, Zuschüttung des oberen Endes des Erlaufsees).

Zahlreiche kleinere Seen sind so im Laufe historischer Zeit auch auf steirischem Boden überhaupt erloschen, besonders verschiedene Karseen in der schutterzeugenden Region des Hochgebirges (Niedere Tauern). Es ist die Frage einer, geologisch gerechnet, nur kurzen Zeit, und es müssen auch die größeren Seen verschwinden.

Neben diesen Seentypen treten andere völlig zurück; es gibt in Steiermark wohl einzelne Dolinenseen, das heißt stehende Gewässer in verschmierten Dolinen (Lahngangsee usw.), aber keine Eisseen und keine Lagunenseen (Strandseen). Aber frühere Abschnitte der Erdgeschichte haben Niederschläge aus diesen unzweideutig zurückgelassen. Ob das Delta bei Schladming im Ennstal in einen Eissee oder in den See einer Einkrümmungswanne geschüttet wurde, darüber zu entscheiden ist noch nicht möglich (123, 146, 155).

Nicht immer müssen sich einkrümmende Landschaften von Seen erfüllt werden. Wenn nämlich die in die Wanne hinabfließenden Flüsse genügend Schutt mit sich führen, so daß sie im selben Maße ihr Bett erhöhen als sich ihre Unterlage einsenkt, so braucht an der Oberfläche überhaupt kein gegensinniges Gefälle zu entstehen. Solche Zuschüttungen haben sowohl in den inneren Alpenbecken wie auch am Rande des Gebirges wiederholt Platz gegriffen. Wenn später solche Zuschüttungsgebiete wieder Ausräumungsgebiete werden, so kann es vorkommen, daß die Flüsse nicht genau über ihrem alten Talgrund, sondern an einer anderen Stelle in die Tiefe nagen; sie haben dann die Aufschüttungen bald durchschnitten und geraten nun in den festen Fels. Dadurch entstehen „epigene-tische“ Täler oder Taldurchbrüche. Zwischen dem alten, außer Dienst gestelltem Tal und der neuen Kerbe erhebt sich eine Felshöhe („Trenning“). Die neuen Einschnitte erscheinen verhältnismäßig eng, zumal im Vergleich zu den flachen Furchen, die von den Kräften der Landzerstörung in der benachbarten Senkenfüllung ausgeräumt werden. Ohne Zweifel ist bei dieser Tätigkeit namentlich auch das Grundwasser stärker beteiligt, abgesehen von den Rutschvorgängen, der Regenspülung und der Bacherosion („epigenetische Denudation“). Mit der Zeit können dann die Füllstoffe vollständig ausgeräumt werden; dann ist das alte Relief, das ihren Untergrund gebildet hatte, wieder aufgedeckt. Gerade an unseren Alpenrändern treten dann alte, wieder aufgedeckte Formen mit Tälern, Gipfeln und Pässen neben diejenigen weit jüngerer Talbildung (Plabutschzug mit seinen tiefen Sätteln; 172). Beispiele solcher „Epi-

genese“ sind in Steiermark ziemlich zahlreich (Einschnitte der Kainach bei Voitsberg; „Trenninge“ des Gelsenberges bei Kraubath; des Mitterberges und des Schöckels bei Palbersdorf am Südrand des Aflenzers Beckens; des Wartbergkogels im Mürztal; Feistritz bei St. Ulrich unterhalb Anger usw.).

F. Höhengürtel der Landformung.

Betrachtet man nun die Landschaftsformen in ihrer Gesamtheit, so erkennt man zunächst eines deutlich: Innerhalb eines so verhältnismäßig kleinen Gebietes, wie es unsere steirischen Alpen sind, werden sie vornehmlich durch die Unterschiede in der Höhenlage entscheidend bestimmt. Ganz andere Kräfte wirken im Bereich der pflanzenfreien Hochregion und unten in den walddreichen Berg- und den Flachländern und die gleichen Kräfte unter ganz anderen Voraussetzungen und daher auch mit ganz anderem Erfolg. Das Areal vorwiegender Gletschertätigkeit ist allerdings heute in der Steiermark so gut wie Null. Das Areal der Frostverwitterung, gewissermaßen die periglaziale Fazies der Gegenwart, die sich ungefähr mit der heutigen Fels- und Schuttregion deckt, nimmt dagegen schon große Teile unseres Hochgebirges ein. Gewisse Klimaunterschiede machen sich dabei wiederum zwischen dem Außenrand der Alpen und den inneren Massenerhebungen geltend, mit diesen Unterschieden verbinden sich auch solche des Gesteines. So treffen wir die Frostregion in den Kalkalpen und den Zentralalpen in verschiedener Höhenlage und auch etwas anderer Formung an (in den nördlichen Kalkalpen etwa von 1800 bis 2000 *m*, in den Zentralalpen von 2300—2500 *m* Höhe aufwärts. Selbstverständlich treten jahreszeitliche Verschiebungen ein).

Unter dem Bereich der Frostregion folgen die Gürtel der Matten und Sträucher und der Wälder. Die von der Frostregion gelieferten Schuttmassen steigen auch in diese hinab, ohne hier wesentlich vermehrt zu werden. Nur lokal sind sie hier zu finden, im allgemeinen sind sie fremdbürtig. Natürlich ist ihre Zahl am größten in den unmittelbar an ihre Erzeugungsstätten anschließenden Gebirgstteilen. Der Gürtel der Matten ist hauptsächlich ein Gürtel vorwiegender Tätigkeit der Abspülung, der Schmelzwässer, der Rutschungen. Das Waldland dagegen ist ein Gebiet der Flußtätigkeit im weitesten Sinne des Wortes, und zwar in den höheren Teilen noch der Zerschneidung und Ausräumung, in den unteren dagegen schon der Aufschüttungen. Allein auch schon im Hügellande sind jeweils nur die Tal-furchen Aufschüttungsgebiet, die Hügelwellen und Kämme dazwischen sind hinwiederum Zerstörungsland. Jedenfalls sind die heute wirkenden Kräfte innerhalb der Steiermark am besten nach jenen drei Höhengürteln zu ordnen.

Anders steht es dagegen mit dem Formenschatz selbst. Mit Ausnahme der großen Täler, beziehungsweise der Talsohlen von heute ist eigentlich das ganze Gebiet, auch das der inneralpinen Becken, Zerschneidungsland. Von dieser Zerschneidung wurden die alten Landoberflächen, die alten Flurensysteme betroffen, die sich noch in zahlreichen Resten erhalten haben. Die Zahl der Stockwerke, in denen sie übereinanderliegen, beträgt mehr als ein halbes Dutzend. Schon lange kennt man den Gegensatz älterer und jüngerer Formen in der steirischen Landschaft (133), aber erst seit verhältnismäßig kurzer Zeit hat man die Mehrzahl der „Niveaus“ erkannt, ungefähr gleichzeitig im Hügelland (74), im Randgebirge (163) und in den nördlichen Kalkalpen (40). Manchen von ihnen hat man besondere Bedeutung, das heißt Verbreitung und Vollendung zuerkannt und im Hinblick darauf zum Beispiel eine „Zeit der Augensteine“, eine „Zeit des Altzyklus“ und eine „Zeit des Jungzyklus“ unterschieden (156); oder man hat, nicht gerade glücklich, von einer „Raxlandschaft“ gesprochen, die auch in anderen Gruppen der nördlichen Kalkalpen wiederkehrte (104). Für ein im Herzen der Ostalpen entwickeltes und dort reichlich gletschernährendes Flurensystem hat sich der Name „das Firnfeldniveau“ eingebürgert (als ob sich sämtliche Firnfelder auf seinen Flächenresten befänden) und man hat diesen Namen auch auf Flächen in niedrigen Alpentteilen angewendet, die man für gleich alt hält mit den so bezeichneten des Ankogelgebietes (5, 7, 64).

Das Alter der einzelnen Flächenreste und Flurensysteme zu bestimmen und alles richtig zusammenzuordnen, stößt trotz verschiedener Bemühungen noch immer auf große Schwierigkeiten (3, 7, 62, 92, 103, 175, 176, 221—223). Die ältesten heute erkennbaren Flurensysteme sind in den nördlichen Kalkalpen oligomiozän, in den kristallinen Alpen vielleicht wirklich oligozän, vielleicht zum Teil noch älter. Aber hier sind sie wegen der geringen Widerstandsfähigkeit des Gesteins und wegen des noch höheren Alters auch stärker zerstört. Überdies haben spätere Krustenbewegungen (zum Beispiel „Höherhaltungen“ oder „Überhebungen“; 101, 175) die einzelnen Flächensysteme mehrfach in verschiedene Höhe gebracht, doch fängt man meines Erachtens an, ihre Rolle zu überschätzen. So wird es noch vieler Untersuchungen bedürfen, ehe das gegenseitige Verhältnis hier im einzelnen klargelegt und bewiesen ist, und der später folgende Versuch, die Zusammenhänge zu erfassen, der erste, der für den ganzen Bereich der Steiermark gewagt wird, hat von vornherein ausgiebige Verbesserungen zu gewärtigen.

Sicherlich sondern sich aber auch in dieser Beziehung, hinsichtlich des Formenschatzes mit seinen alten Flurensystemen, die Kalk- von den Kristallinalpen auf das deutlichste, genau

so wie bezüglich der heute wirkenden Kräfte. Man wäre schon aus diesem Grunde berechtigt, in unserem Gebirge zwei Hauptzonen zu unterscheiden. Erst recht tragen Verschiedenheiten des Gesteins auch in der Kleinformung dazu bei, sie bei einer Einteilung des Gebirges als grundlegend anzunehmen. Die Unterscheidung von Kalk- und Kristallin(Ur- oder Zentral-)alpen ist in der Tat schon sehr alt. Einen besonderen Platz darf das wieder zerschnittene Aufschüttungsgebiet des mittelsteirischen Vorlandes für sich beanspruchen.

G. Gliederung von Gebirgen. Morphologische Regionen.

Nicht immer ist die Gliederung des Gebirges in einzelne Gruppen eine leichte Aufgabe, zumal ja verschiedene Einteilungsgründe dabei maßgebend sein können (8). Eine morphologische Einteilung freilich kann sich nur auf die Formenunterschiede gründen. Der Gegensatz von Hoch und Tief, von Vollformen und Hohlformen bleibt dabei immer die Grundlage der Einteilung. Demgemäß unterscheiden wir zunächst das mittelsteirische Hügelland vor dem Ostrand des Alpengebirges von diesem selbst. Dessen Gliederung wiederum wird gegeben durch die tiefen Furchen, die sich aus echten (d. i. tektonischen) Senken und aus tiefen Flußtalstücken zusammensetzen. Eine dieser Furchen zieht von der S-Spitze des Wiener Beckens über den Semmering durch das Mürz- und Murtal bis tief in das Innere des Gebirges hinein, zwar nicht ein zusammenhängender, einziger tektonischer Graben, sondern eine „perlschnurartige“ Folge von Einbruchsfeldern. Wir nennen sie die norische Senke oder norische Flucht. Eine zweite stellt das Ennstal dar oberhalb der Enge des Gesäuses, eine dritte die Senke des Lavanttales, die unmittelbar in das Einbruchsfeld von Knittelfeld (der norischen Senke) übergeht. Das ganze Gebirge zwischen dem Außenrand der Alpen und der norischen Senke im N und der Lavantsenke im W fassen wir unter dem Namen des steirischen Randgebirges zusammen. Zwischen Enns und norischer Senke stellt sich eine alte Talfurche über die Walder Höhe eine Verbindung her, der Walder Talzug. Ennstal, Walder Talzug und der O-Flügel der norischen Senke trennen annähernd den Bereich der nördlichen Kalkalpen von dem der kristallinen Alpen. Zu diesen gehören auch die Niederen Tauern im W, zwischen Ennstal, Walder Talzug und dem SW-Flügel der Norischen Senke. Im einzelnen weicht freilich die Grenze zwischen Kristallin- und Kalkalpen oft stärker von dieser Linienführung ab. Die kristallinen Gesteine greifen zum Beispiel auf die N-Seite der norischen Senke (unteres Mürztal) über, andererseits fehlen Kalke auch im S von ihr

und von dem Walder Talzug keineswegs (Triebenstein, Mürztal). Überhaupt schaltet sich zwischen Kalk- und Zentralalpen entlang ihrer Grenze ein Gebirgsgürtel mit eigenen petrographischen und tektonischen, weniger eigenen morphologischen Zügen ein, bald breiter, bald schmaler, die sogenannte Grauwackenzone. Indes auch viel weiter im S, in der Gegend beiderseits des Murdurchbruches durch das steirische Randgebirge beteiligen sich so reichlich (paläozoische) Kalke am Aufbau der Landschaft (Hochlantsch, Schöckel), daß man innerhalb der kristallinen Umrahmung des mittelsteirischen Hügellandes das Grazer Kalkgebirge als eine eigene Untergruppe ausscheiden kann. Eine weitere Gliederung sowohl des Hügellandes wie auch des Gebirges soll alsbald bei der Einzelschilderung erfolgen.

Vorher aber sei noch eine kurze Abschweifung über formenbezeichnende Ortsnamen in der Landschaft gestattet.

H. Formenbezeichnende Namen in der Landschaft.

Bekanntlich haben alle Ortsnamen einen bestimmten Sinn oder wenigstens ursprünglich eine bestimmte Bedeutung gehabt, wenngleich diese heute manchmal völlig verblaßt und vergessen ist. Gerade im Gebirge sind solche nicht selten, die unmittelbar die Form der Örtlichkeit bezeichnen, freilich in vielen Fällen, wie sie sich von einer ganz bestimmten Seite aus bieten. Denn selbstverständlich ist der Anblick von verschiedenen Seiten her verschieden. Das Trapez des Schöckel zum Beispiel, wie es sich von Graz aus dem Auge bietet, wird zu einem stumpfwinkligen Dreieck im Blick von Gleisdorf und der Oststeiermark aus, ja zu einem verhältnismäßig schmalen Dreieck, wenn man von SW her gerade auf den Querschnitt sieht.

Vor allem fordern bestimmte Gipfelformen zu bezeichnenden Namen heraus. So ist es kein Zufall, daß man in den nördlichen Kalkalpen verhältnismäßig viele Zusammensetzungen mit Stein, Mauer, Turm antrifft, in den Niederen Tauern so viele Zinken und Spitzen, in den weichgeformten Zügen des steirischen Randgebirges und der Grauwackenzone weit überwiegend Kogel, Riegel, Alpen, Höhen. Beispiele hiefür zeigt der Blick auf die Blätter der Spezialkarte in genügender Zahl. Manche Gipfelnamen haben überdies auch ein Bestimmungswort, das mit der Formung zu tun hat (Ebenstein, Beilstein, Griesstein, Griesmauer von der stärkeren Schutthaldenbildung; Karlegg, Korpitz, Seekarzinken, Seerieszinken usw.); viel häufiger sind natürlich andere Zusammensetzungen (Dachstein, Torstein, Sarstein, Reichenstein, Gamsstein, Kitzstein,

Ödstein, Hochturm, Pfarrmauer). Der Name Teufelstein erklärt sich aus den Witterfelsen, die nur der Teufel in das Waldland geworfen haben kann; Sonnleitenstein deutet auf eine sonnige „Leiten“. Abstürze werden Wand oder Mauer genannt (Zwölfermauer, Kalte Mauer, Frauenmauer, Zinkenwand, Weißwand, Schafwand, Grieswand). Als „Öfen“ werden Blockauswitterungen oder Felskanzeln bezeichnet (Salz-, Sau-, Bärenofen u. dgl. m.). Zinken und Schober sind dem Bauern wohlvertraute Namen, die Zinken steilere Gipfelformen, die Schober der Gruppe der Kogel näherstehend (Schober im Paltental, Kreuzschober südlich Kapellen, Dürrenschöberl). Andere gut beschreibende Gipfelbezeichnungen sind Namen wie Hochkasten, Hochstadl, Hochbrett, Ringkamp, Fadenkamp. Riegel sind steil absteigende Kammstücke oder Gipfel (Natterriegel, Weißriegel usw.). Außerordentlich verbreitet sind die „Ecken“ in allen Gebirgsgruppen und in den verschiedensten Höhen (Rauheneck, Warscheneck, Multereck, Larchegg, Bucheck, Stuhleck). Pässe werden nicht selten als „Törln“, Berge, Höhen, Scharten, Hals bezeichnet (Hipflinger Hals, Radmer Hals, Mooshals, Hals nördlich Weichselboden usw.).

Die Bestimmungswörter haben im übrigen den verschiedensten Sinn. Manchmal weisen sie auf das Pflanzenkleid (Lärcheck, Eibelkogel, Feucht- = Fichtenkogel, Zirbitz- = Zirbenkogel; Tanneben, Speikboden und -kogel, Bucheck, Buchkogel, Mies- = Moosriegel); manchmal auf das Getier des Waldes, auf das man in der betreffenden Örtlichkeit gestoßen war (Luchsstein, Bärenkogel, Hühnerkogel, Hirschegg, Sauerberg, Fuchskogel, Wolfkogel). Oft deuten sie auf die Art der Verwendung als Weide (Ochsenkogel, Roßegg, Rosen- = Roßkogel, Roßfeld), manchmal auf den Besitzer oder wenigstens eine nahegelegene Siedlung (Thalerkogel, Würflingerhöhe, Patscherberg). Sehr häufig sind Hinweise auf die Farbe (Weißwand, Rötelstein, Rotwand).

Viel seltener sind in der Steiermark slavische Gipfelnamen, die auf die Formen hinweisen (Mugel, Grimming, Staritzen, Osser). Manche Namen, die dem Unkundigen aus einer fremden Sprache herzustammen scheinen, erweisen sich bei näherem Zusehen als gut deutsch (Sinabel = rund, vgl. Sinabelkirchen). Das lehrt, daß man auch beim Studium der Bergnamen wie der Ortsnamen überhaupt immer sorgfältig auf die älteste Namensform zurückgehen muß. Man findet dann zum Beispiel, daß der sonderbare Allakogel in der Hochschwabgruppe ursprünglich ein „Ula“ (= Eulen)kogel gewesen ist usw. Manche Ortsnamen spotten allerdings andauernd jeder Erklärung (Priel, Rax). Jedenfalls könnte das Studium gerade

der Bergnamen (Gipfel-, Paß-, Kammnamen), betrieben von einem formenkundigen, gewandten Beobachter, der zugleich die Entwicklung unserer Muttersprache und unserer einheimischen Dialekte beherrscht, noch manche lehrreiche Beziehung zwischen Namen und Formen aufdecken.

III. Hauptabschnitt.

Die morphologischen Hauptgebiete der Steiermark.

A. Das mittelsteirische Hügelland.

Wichtigste Literatur: 2, 7, 15, 24—29, 48, 66—78, 84, 105, 115, 124—126, 128, 137, 143—145, 149, 163, 164, 166, 168, 170, 172, 173, 195, 205, 213—234. Vgl. dazu das „Kärtchen zur Entwicklungsgeschichte des Mittelsteirischen Beckens im Jungtertiär“ (nach A. Winkler).

Vor den Abfall der Alpen legt sich in Mittel- und Südsteiermark ein niedriges Hügelland, das gegen die ungarische Niederung immer mehr verflacht. Die Grenze zwischen ihm und dem Gebirge bezeichnet fast überall ein scharfer Abfall, der die benachbarten Talsohlen mindestens 300—400 *m*, die Kuppen des Hügellandes selbst wenigstens um 100 *m* überragt. In seinem Verlaufe zeigt er mehrere große Zacken, die ihrerseits aus etlichen kleineren bestehen. Im ganzen betrachtet, greift aber das Hügelland buchtförmig zwischen die zwei mächtigen Sporne ein, die das Gebirge einerseits im Bacher und Poßruck, anderseits mit dem Hügelland von Bernstein und Güns gegen die Niederung vorstreckt. Die Bezeichnung mittelsteirische oder Grazer Bucht ist morphologisch durchaus gerechtfertigt, aber nicht minder angemessen die Bezeichnung mittelsteirisches Hügelland.

Die Höhenunterschiede des Hügellandes sind unbedeutend; von einem höhergelegenen Punkt in der Ferne betrachtet, scheint es sie überhaupt völlig zu verlieren. Man muß in ihm selbst drinnen stehen, um sie wahrzunehmen. Über 200 *m* gehen die relativen Höhen nur selten hinaus; gegen die Landesgrenze im O sinken sie auf 100—150 *m* herab. Bei einer Wanderung gewinnt man bald Einblick in die allgemeinen, immer wiederkehrenden Züge der Formung: Die Höhen sind bald plattenartig breit, bald auf eine Straßenbreite verschmälert; hier satteln sie sich flach um 15—20 *m* ein, dann steigen sie wiederum zu einer runden oder länglichen Kuppe empor. Manchmal behalten sie längere Zeit ungefähr dieselbe Höhe bei; dann aber steigt man etwas steiler 20 oder 30 *m* herab

auf eine niedrigere, langgezogene Stufe, ein Eck, und das wiederholt sich solange, bis endlich der Zug an einem der Haupttäler endet. Diese Stufung zeigen sowohl die Haupt Rücken wie die Fiedern der Nebenrücken. Gering sind die Böschungswinkel, selten über 10—15 Grad. Die Gehänge sind von zahlreichen kurzen Kerben zerschnitten, von denen viele das ganze Jahr hindurch wasserlos sind und nur bei heftigen Regengüssen oder zur Zeit der Schneeschmelze von einigen Bächen oder dünneren Rinnsalfäden durchflossen werden. Die Talböden sind flache Mulden, selten steilwandige Einschnitte. Die Haupttäler haben breite Sohlen entwickelt, durch welche sich träge braune Gewässer schleichen und die nicht selten zur Versumpfung neigen.

Dieses Gepräge der Landschaft kehrt überall im mittelsteirischen Hügelland wieder, mit einer ermüdenden Einförmigkeit. Immerhin bemerkt das geschulte Auge doch gewisse Unterschiede in der Größe der Zerschneidungsdichte, in der Anordnung der Gewässer zwischen seinen einzelnen Abschnitten: dem Grazer Hügelland im NW; dem Florianer Hügelland („Deutscher Boden“) im SW, südlich der Kainach, im oststeirischen Hügelland beiderseits der Raab und im Deutschen Grabenland südlich der Raab bis zur Mur, jenseits deren sich endlich die Windischen Büheln, die südlichste Gruppe der mittelsteirischen Bucht, erheben. Diese Unterschiede beruhen auf gewissen Verschiedenheiten der Vorgeschichte, die verschiedenartiges Material einer verschiedenen konstruktiven und destruktiven Entwicklung unterwarfen. Je näher man zusieht, desto mehr ist man erstaunt, wie ungeheuer wechselvoll die Vorgänge waren, deren Ergebnis ein verhältnismäßig so einfaches Formenbild ist; so wechselvoll, daß die Schwierigkeiten der Erforschung noch lange nicht überwunden sind.

Das Hügelland der Mittelsteiermark besteht fast durchwegs aus jungen Aufschüttungen, von feinstem Lehm bis zum größten Blockwerk, Tonen, Kalken, Sanden, Kiesen, Schottern, Konglomeraten. Sie wurden teils in den Meeren, teils in den Seen, reichlich auch von Flüssen des Jungtertiärs abgesetzt in der gewaltigen Mächtigkeit von Hunderten von Metern. Sie wurden über ein älteres Relief gebreitet, das in meist noch unergründeter Tiefe liegt, aber im Westflügel der Bucht nochmals ausgiebig auftaucht, in dem Schiefergebirge des Sausal. Schiefergebirge tritt auch jenseits der Landesgrenze, bei Neuhaus, nochmals hervor. Eine mächtige Scholle, bzw. eine Anzahl von Schollen der Erdkruste ist hier mitsamt ihrer alten Landoberfläche niedergesunken, während andere im W daneben in die Höhe stiegen und zum steirischen Randgebirge emporwuchsen.

So erscheint die Grazer Bucht als der große Ablagerungsraum für die Frachtstoffe, welche die Flüsse aus dem ringsum gespannten Gebirgsrahmen entweder unmittelbar absetzten oder dem Meere übermittelten, das sie niederschlug. Vor dem Abfall des Gebirges entstand daher eine Küstenebene. Sie wechselte Breite und Zusammenstetzung, denn die tektonischen Bewegungen gingen ungleichmäßig vor sich und überdies schwankte der Meeresspiegel mehrmals stärker auf und nieder, abgesehen von zahlreichen kleineren Veränderungen. Demgemäß tauchte die Landschaft bald stärker unter das Meer, so daß dieses sogar buchtförmig in die Täler des Randgebirges eingriff; dann zog es sich wieder zurück und gab die Aufschüttungen der Zerstörung preis. Die einzelnen Phasen dieser Geschichte lassen sich heute wenigstens in den großen Zügen bereits überblicken; am besten geschieht dies gesondert für die einzelnen Hauptgruppen.

Im **Florianer Hügelland** nehmen im allgemeinen Tegel, Tegelmergel und -schiefer und verwandte Gesteine die tieferen, gröbere Aufschüttungen, wie Grobsande, Kiese und Kleinschotter — gröbere Schotter vielleicht nur längs einzelner Rinnen am Rande der Koralpe bei Schwanberg und Eibiswald („Schwanberger Schutt“, allerdings schwer von den älteren Konglomeraten zu trennen) — die höheren Horizonte ein. Diese verknüpfen sich weiter im O auf das engste mit dem Leithakalke des Buchkogels und sind wohl mit ihm gleich alt (Leithastufe), die Tegel („Florianer Tegel“) älter (Grunder Stufe). Gegen den Gebirgsrand zu vergrößern sich die Tegel häufig zu Sanden, die Sande zu Kiesen und selbst Kleinschottern. Im S kommen unter den Tegeln bei Hasreith (südwestlich St. Florian; auch bei Gutenacker und Reitererberg) tiefere marine Sande zum Vorschein, noch nördlich der Sulm bei Sulzhof und Gleinstätten Südwasserschichten. Diese sind zwischen der Sulm und Eibiswald außerordentlich mächtig (über 1000 m); sie bestehen aus Sandsteinen, Schiefertönen und Tonmergeln, im unteren Teil auch Konglomeraten und bergen in jenen die bekannten Kohlenflöze von Wies und Eibiswald. Gegen O senken sich diese noch untermiozänen Süßwasserschichten unter Einschaltung eines zum Teil marinen, in der Hauptsache aber fluviatilen Schottergebildes bei Arnfels („Arnfelser Schotter“) unter marine Schliermergel, wahrscheinlich Äquivalente der Florianer Tegel. Auf diesen wieder lagern im Raum zwischen Saggau und Mur marine Sande und Konglomerate von 200—300 m Mächtigkeit, im Kreuzberg bis zu einer Höhe von 633 m (in der Hauptsache schon der Leithastufe angehörig, anscheinend Äquivalente [wenigstens zum Teil] des „Schwanberger Schuttes“). Bei Eibiswald hinwiederum liegen unter dem Unter-

miozän nicht bloß mehrfach noch ältere, mindestens ältestmiozäne Verwitterungsböden, sondern es steigen auch unter den Braunkohlenschichten mächtige ältestmiozäne Schuttschichten mit wahren Riesenblöcken empor: namentlich ziehen sie vom Radlberg hinüber gegen Heil. Drei Könige und Sankt Lorenzen. Sie sind von der Gebirgsbildung noch dem Randgebirge selbst einverleibt worden (vgl. unten). Unter Winkeln bis zu 70 Grad und noch mehr fallen sie gegen NNO hin ein. Aufgerichtet unter 30—70 Grad und in deutliche Falten gelegt, auch von einzelnen Brüchen betroffen sind ebenso die Eibiswalder Schichten und die Schliermergel; ja selbst die marinen Konglomerate und deren Äquivalente sind im Querschnitt zwischen Posruck und Sausal zu einer flachen Mulde eingebogen. Wir haben diesen stratigraphischen Befund später weiter auszuwerten, wenn wir die Formenentwicklung des benachbarten Randgebirges verfolgen.

Erst nördlich der Sulm tritt flachere Lagerung ein, obwohl im Deutschen Boden die Schichten nicht selten sanft gegen O, in den Hügelzügen längs der Kainach stärker gegen NO einfallen und öfters kleine Verwerfungen die Konglomeratlagen durchziehen. Eigentümlich ist, daß jüngere Ablagerungen in dem ganzen Raum fast völlig fehlen; sarmatische und pontische Schichten sind bisher nirgends nachgewiesen worden, pliozäne Schotter auf alten Terrassen zwar sicher weiter verbreitet, als bisher beobachtet wurde, aber nur schwer von älteren Schottern zu unterscheiden.

Die Höhen des Florianer Hügellandes sind auffallend gering; im allgemeinen setzt es mit ungefähr 450 *m* am Randgebirge ab. Erst am Radl, Remschnigg und Posruck und im Gamlitzer Hügelland steigt es auf 600 *m* und noch darüber empor. Regelmäßig senken sich die Höhen längs der Wasserläufe. Eigenartig sind gewisse Züge in der Anordnung des Flußnetzes: die Asymmetrie der Einzugsgebiete, die Richtungsänderung der Hauptflüsse beim Austritt aus dem Gebirge, die Flußverknötung zwischen Wildon und Leibnitz und die Durchbrüche am Buchkogel und durch die Ausläufer des Sausal. Besonders aus diesen gewinnt man einige Anhaltspunkte für die Entwicklungsgeschichte der Formen.

Die Konzentration der Hauptflüsse weist auf eine Einkrümmung in der Nachbarschaft des Leibnitzer Feldes. Tatsächlich ist hier nachweislich an einer Hauptstörungslinie das Land im W gegenüber dem im O gehoben. Damit hängt wohl auch die Schwelle des Kreuzberges und des Sausalgebirges zusammen, in deren Fortsetzung nördlich der Kainach der Plabutschzug erscheint. Man hat den Eindruck, als ob ein Loch im Bereich des Leibnitzer Feldes die Flüsse angelockt hätte zu einer Zeit.

als sie noch auf den Höhen jener weiten Aufschüttungsflächen flossen, die beim Rückzug des Meeres über dessen Spiegel aufstiegen. Innerhalb des Gebirges war dagegen ihr Lauf zwischen den Talwänden bereits festgelegt; hier konnten sie nicht mehr abschwanken; daher die Wendung beim Austritt. Die Asymmetrie der Einzugsgebiete und die langgezogenen Eckfluren der Hügelregion deuten auf ein allmähliches Abgleiten gegen S; ihr Gegenstück trifft man im Grabenland östlich der Mur. Sie ist aber auch im Schiefergebirge des Sausal vorhanden, wo sie sich von der alten Aufschüttungsfläche („epigenetisch“) in das Anstehende vererbt hat.

Der Buchkogel ist ein mächtiger Klotz von Leithakalk, ein ehemaliges Saumriff des miozänen Meeres. Mit steilem Abfall ragt er als ein Wahrzeichen der mittleren Steiermark auf, indem er wie eine Mauer das Grazer Feld im S abschließt. Er gipfelt in 550 *m* Höhe. Sein Sockel zeigt in ungefähr 300 *m* Höhe einen pflanzenführenden Sandstein. Die große Mächtigkeit der Korallenkalke läßt sich nur aus einer langsamen, aber lange fortdauernden Senkung des damaligen Meeresbodens erklären. Spätere Erosion hat in seine Gehänge verschiedene Kerben genagt und auch den Wildoner Schloßberg (451 *m*) abgelöst. Dieser und der Buchkogel selbst haben auf ihrem Scheitel die letzten Reste jüngerer Schotter bewahrt, aus dem W und NW herbeigeschleppt. Sie waren also damals, in der pontischen Zeit, unter einer Schotterdecke begraben. Noch schlugen auf deren Oberfläche die Flüsse des westlichen Beckens ihren Lauf frei ein, während sie später in sie einschnitten. Hiebei gerieten sie mehrfach in hartes Gestein. In ihm legten sie sich fest, in ihm gingen Talvertiefung und Talerweiterung relativ langsam vor sich. Selbst das Tal der Mur, die bei Wildon auf den Leithakalk stieß, schrumpft hier, zwischen den Weitungen des Grazer und des Leibnitzer Feldes, zusammen.

Ähnlich erging es der Laßnitz am Südhang des Buchkogels, ähnlich der Sulm, welche sich in den Schiefen des Sausal festlegte. So entstanden bestimmte Fixpunkte der Flußläufe in epigenetischen Durchbrüchen. Oberhalb der Engen aber verwandten die Flüsse den Überschuß ihrer Kraft auf die Seitenangung. Das Laßnitztal zum Beispiel ist im Florianer Hügel-land über 1 *km*, an der Ausmündung der Hauptseitentäler sogar 2 *km* breit; noch breiter das Tal der Schwarzen Sulm zwischen Schwanberg und St. Martin. Mindestens 150—200 *m* mächtige Aufschüttungsmassen müssen westlich des Sausal—Wildoner Riegels ausgeräumt worden sein; verlangen doch die Schotter auf dem Buchkogel (falls man nicht nachträgliche tektonische Änderungen annimmt) Flüsse, die in mindestens 700 *m* Höhe aus dem Gebirge austraten. Jede Ausräumung hat

sich in mehreren Phasen abgespielt; daher die Leisten und Ecken der Hügellandschaft. Dabei haben noch später Flüsse ihren Lauf verändert und andere Änderungen stünden in naher geologischer Frist bevor. So geleitet gleich südlich Deutschlandsberg eine bloß von einem unbedeutenden, „unterfährigen“ Bächlein durchzogene, breite Talfurche zur Schwarzen Sulm hinüber. Deutlich setzt sie die Niedere Laßnitz fort. Aber diese biegt heute, nur durch einen 20 *m* hohen Sattel von dem Trockental geschieden, nach ONO ab zur Hohen Laßnitz — vielleicht seit sie gelegentlich auf einem gegenwärtig fast verschwundenen Schotterkegel des Eiszeitalters nach links abschwunkte. Westlich vom Wildoner Berg drängt die Kainach kräftig gegen S in die nachgiebigen Sandsteine und Kiese von Lichendorf, während die Laßnitz ihr Tal schon früher gegen N geweitet hat. Schließlich müßte hier der schmale, noch vorhandene Hals durchschnitten werden und die Kainach sich westlich vom Wildoner Schloßberg mit der Laßnitz vereinigen.

Im Florianer Hügelland sind Leisten und Ecken, während sie in anderen Abschnitten der Grazer Bucht besser erhalten sind, wegen der Undurchlässigkeit und geringen Widerstandskraft der Tegel verwaschen. Alle Formen sind weich, die alten Riedel haben verschwommene Kanten und flache Hänge. Die Talauen sind naß und werden bei starkem und anhaltendem Regen leicht unter Wasser gesetzt. Zahllose Gräben haben sich in die sanften Lehnen eingeschnitten und die Riedel gekerbt, so daß sie kuppig sind. Die Abtragung schreitet rasch vorwärts, weil sich die Tegel unter den Sanden und Kiesen oder auch zwischen ihnen mit Wasser vollsaugen und leicht ins Rutschen geraten. Diese Abtragungsvorgänge dauern auch heute noch fort.

Nördlich der Kainach, im Grazer Hügelland, ändern sich zunächst weniger die Formen, wohl aber die Zusammensetzung und das Alter der Beckenfüllung. Zwar greifen auch hier verschiedentlich Süßwasserschichten, wie Braunkohlen, gleich alt mit denen von Eibiswald, in die Zackenbuchten des Gebirgsrandes ein, zumal bei Köflach-Voitsberg, St. Bartholomä, Thal, Rein und ebenso nordöstlich von Graz bis hinüber zur Raab (bei Wenisbuch, südwestlich von Niederschöckel, bei Klein-Semmering und Mortantsch); aber Florianer Tegel sind hier nirgends nachgewiesen. Bloß am untersten Ende des langen Kaiserwaldriedels, zwischen Grazer Feld und unterer Kainach, sind vom Weitendorfer Basalt Grunder Schichten durchbrochen und etwas aufgerichtet worden. Vielmehr liegen allenthalben unmittelbar über den Süßwasserschichten mächtige, grobe Schottermassen, bei Voitsberg ungefähr von 420—450 *m* Höhe an, im SO von 400 *m* an und

selbst noch tiefer. Aber das Alter der Schotter ist strittig. Die obersten Aufschüttungen hält man jetzt fast allgemein für pontisch. Sie steigen in der Köflacher und Voitsberger Gegend geschlossen bis etwa 650 *m* empor, darüber aber noch heute auf dem Randgebirge selbst in transgressiven Fetzen bis ungefähr 800 *m*. Bis ungefähr 700 *m* sind sie auf dem Plabutschzug zu treffen. Dieser sah also zur Zeit des Hochstandes der Verschüttung nur mit seinen höchsten Gipfelkuppen über sie heraus, ähnlich wie heute der Kalvarienberg über die Schotterfläche des Murtales. Aber die bunten, ungemein verwitterten Schotter der tieferen Horizonte sind unseres Erachtens älter, zum Teil vielleicht sogar noch Entsprechungen der Leithaschotter oder der marinen Konglomerate südlich der Kainach, zum Teil sicher sarmatisch.¹ Ganz örtlich, in der Bucht von Thal, sind auch Uferbildungen des sarmatischen Meeres festgestellt worden, ebensolche auch tief unter den jungen Murschottern des Grazer Feldes. Sie beweisen, daß das sarmatische Meer bis zu 500 *m* Höhe hinauf reichte, das heißt beträchtlich höher als sich heute die Riedel südlich der Kainach erheben. Aber hier ist ja eine mindestens 150 *m* mächtige Decke abgetragen worden: vielleicht bestanden deren Lagen in entsprechender Höhe auch aus sarmatischen Aufschüttungen.

Unter spitzen Winkeln laufen Kainach und Mur aufeinander zu. Einseitig, wie die Laßnitz, schlägt auch die Kainach ihr Einzugsgebiet gegen N aus. Stärker noch als im Florianer Hügelland macht sich hier bei ihren Seitenbächen die Ungleichseitigkeit der Talquerschnitte geltend; der Südwesthang ist meist steiler. Jene Ungleichseitigkeit entwickelte sich mit der fortschreitenden Talvertiefung, die seit dem mittleren Miozän in mehreren Phasen erfolgte und auch hier aus der alten Bucht-füllung die heutige Hügel- und Riedellandschaft formte. Die Phasen spiegeln sich wiederum in den langgezogenen Eckstufen wider, die hier im Schotter viel besser erhalten sind als im Weichland des Florianer Hügellandes, und die meist bloß mit 20—30 *m* Höhenunterschied übereinander liegen (vgl. unten Näheres für die Mur). Eine besonders breite und lange Eckzunge ist auch der Kaiserwald.

Bei ihrer Ausräumungsarbeit glitten die Kainach und ihre Nebenflüsse etwas gegen W oder SSW hin ab. Daher bildeten sich breite Talauen. Deren Gefälle folgend, flossen nun die Seitenbäche unter spitzem Winkel auf die Hauptsammelrinnen zu. Jeweils bei der nächsten Vertiefungsphase mußten sie die Talauen wieder zerschneiden. Auf der gegenüberliegenden Seite

¹ Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Professor Heritsch. Vgl. dazu die schon bei Stur (204, S. 634) zu findende Angabe über einen Fund von *Murex sublavatus* im Kaiserwaldschotter.

der Hauptbäche wurden dagegen die älteren Gehänge untergraben und versteilt.

Auffallend breit sind übrigens auch die heutigen Talsohlen, 600—800 *m* selbst am Söding- und Lieboch-Bach; an der Kainach bei St. Johann 2 *km*, im Querschnitt Söding-Mooskirchen sogar 3 *km*. Der Fluß durchmißt sie in langen Schlingen und mancherlei Verästelungen. Nur wenige Meter hat er stellenweise in sie eingeschnitten; gern tritt er bei Hochwasser aus seinen Ufern, zumal bei Mooskirchen (Name!). Diese große Breite entwickelte sich zum Teil schon während des Diluviums (ausgiebige Schmelzwässer im Frühjahr!). Die Fluren heute ganz verschwommener und bloß in Resten erhaltener, niedriger Terrassen an der Nordseite des Kainachtales sind damals entstanden. Zu den ältesten der Diluvialterrassen gehört auch der Kaiserwald, seinem Körper nach aber ein jungtertiäres Schottergebilde. Heute erscheinen die Gewässer gegenüber ihren breiten Talauen geradezu als „unterfährig“, ihr Gefälle ist gering, Tiefenragung um so schwerer für sie, als ihre lokale Erosionsbasis nur langsam tiefergelegt werden kann (wegen der widerständigen Diabase des Murbettes im Durchbruch von Wildon). Ob sich das Gebiet nicht überdies langsam senkt, darüber läßt sich vorläufig noch nichts Bestimmtes sagen; jedenfalls müßte dann die Aufschüttung erst recht fort dauern.

Der Kainach und ihren Nebenflüssen wurde ihre heutige Richtung im großen ganzen wiederum durch die Einsenkung von Wildon gewiesen. Sie schlugen diese ein, als sie auf der Oberfläche des großen Schuttfächerbündels, das sich am Ende der pontischen Zeit vor die Ausmündung der Alpentäler legte, noch frei dahinfließen konnten. Bei dessen Zerschneidung entstand, besonders nahe dem Gebirgsrand, eine Anzahl von epigenetischen Kerben, eng und mitunter geradezu klammartig (im kristallinen Gestein: Gößnitzbach und untere Teigitsch; Kainach zwischen Hl. Blut und Gaisfeld und wiederum bei St. Johann; Liebochbach im Kalkschiefergebirge unterhalb Stiwill und in der Gosau des Kreuzecks usw.). Regelmäßig liegen dann oberhalb dieser epigenetischen Engen deutliche Weitungen.

Ähnliches zeigt sich auch weiter östlich. Die Mur selbst hat hier ihren Lauf nicht wieder gefunden, nachdem sie am Abfall des Schöckels und auf der Tanneben ihre Schotter bis über 800 *m* Höhe aufgeworfen hatte. Indem sie ihr Tal 300 *m* und noch tiefer einnagte, geriet sie in die festen Gesteine der Grazer Kalkberge (Durchbruch zwischen Judendorf und Gösting; oberhalb das Ausräumungsbecken von Gratkorn-Gratwein in den nachgiebigen tertiären Aufschüttungen). Ähnlich erging es einigen ihrer Seitenbäche (Unterlauf des Dult- und Pailgrabens; Schöckelbach im Annagraben; Kroisbach in den Ausläufern der

Platte; Stiftingbach unter dem Schloß Hahnhof; Schirdingbach und Reiner Bach am Kalvarienberg bei Gratwein; Göstinger Bach).

Terrassensysteme der Mur bei Graz.

Örtlichkeit	Rechtes Murufer		Niveau	Linkes Murufer			Örtlichkeit
	absolute Höhe	relative Höhe		relative Höhe	absolute Höhe		
					berechnet ¹	beobachtet	
Kaiserwald .	355	40	III	45	400	430	Nach Leisten im Weizbachtal (von 445 und 430 m) berechnet
St. Martin	413	80	IV	75	430	445	
Bischofegg .	430	95	V	95	450	450—455	Abfall d. Reinerkogels
Unterer Florianiberg . .	460	125	VI	125	480	480—485	Rosenberg
Bockkogel S	490	155	VII	155	510	510—520	Gebiet zwischen Platte und Rosenberg
Mittlerer Florianiberg	520	185	VIII	185	540	550—560	
Oberer Florianiberg	540	205	IX	210	565	580—585	Pfangberg
Kanzel, oberhalb Graz	610 über	250	X	250	605	620—625	Über dem Pfangberg
Buchkogel .	650	300	XI	280	640	640—650	Platte
Mühlberg .	700	340	XII	330	690	690—700	Lineck, Kalkleitenmöstl

¹ Berechnet für die Linie des heutigen Murflusses.

¹ Berechnet für die Linie des heutigen Murflusses.

Die gewaltige Ausräumungsarbeit der Mur hat sich in einer Reihe von Phasen vollzogen. Ihr Ergebnis sind die zahlreichen übereinandergelegenen Stufen der Grazer „Taltreppe“. Im ganzen lassen sich einschließlich der jüngsten pleistozänen, beziehungsweise holozänen etwa zwölf Fluren-, beziehungsweise Leistensysteme erkennen, in Abständen von durchschnittlich 20—25 m. Die obersten von ihnen kappen auch bereits das anstehende Gestein. Aber nicht alle sind gleichwertig; manche sind besonders häufig vertreten und besonders breit. Sie entsprechen längeren Stillstandsphasen der Erosionsbasis und treten selbst im harten Gestein (zum Beispiel im Kanzel-Durchbruch) deutlich hervor. In einer zwölfgliedrigen Serie, deren oberste Stufe in der Lineck-Kalkleitenmöstlterrasse in 690 bis 700 m Höhe vorliegt, spielen besonders die Flurensysteme VI

und IX eine Rolle; dieses beherrscht eine geraume Strecke die Raab-Murwasserscheide, jenes die Höhen nordöstlich Wildon. Natürlich vereinigte sich mit der Abtragung durch die Flüsse auch die Abtragung der anderen Landzerstörer, in epigenetischer Denudation, vor allem auch hier Rutschungen und Abkriechvorgänge, sicherlich besonders während der Eiszeiten. Kann man doch im Frühjahr allenthalben auf den Wiesenhängen des Hügellandes die Wirkungen des Frostschubes beobachten, zum Beispiel zwischen Andritzbach und Gratkorn, im Bereich der Sande und Schotter. Seit die Mur jenseits des Admonter Kogels festgelegt war, konnte sie sich jedenfalls nicht mehr an der Abebnung jener Schuttstriche beteiligen; trotzdem liegen seine Höhen überall mindestens 100 *m* unter den umrahmenden Felsplattformen. Das gibt uns einen Maßstab für die Arbeitsleistung der (epigenetischen) Denudation.

Nur das Eiszeitalter brachte vorübergehend wieder eine Schuttvermehrung. Die Mur schüttete ihr Bett wieder 15 bis 20 *m* auf. Als aber die überreiche Schuttzufuhr nachließ, reichte ihre Wassermenge wieder aus, um einzuschneiden. So entstanden die schönen Terrassen von Gratwein und des Straßengler Feldes. Sie lassen sich auch muraufwärts immer wieder erkennen (Stübing, Peggau, Frohnleiten usw.). Bescheidene Reste jener Talverschüttung im Kanzeldurchbruch stellen die Verbindung her mit der Schotterflur des Grazer Feldes. Dieses senkt sich ziemlich rasch gegen S (Flurkante bei Graz etwa 20 *m* über dem Flußspiegel, bei Leibnitz und unterhalb bloß 10 bis 15 *m*; die Flur trägt im W den Hauptbahnhof, 366 *m*, im O die Domkirche, 365 *m*). Die Mur hatte dann ihre pleistozänen Schotter bereits kräftig zerschnitten; dabei waren mehrfach Erosionsterrassen im Bereich der Stadt Graz und weiter murabwärts entstanden. Im Alluvium hat dann eine neue Aufschüttungsphase eingesetzt. Vor ungefähr 40 Jahren hat schließlich der Mensch nachhaltig in das Leben des Flusses einzugreifen begonnen. Durch einen Auengürtel von 1½ bis 2 *km* Breite fließt die Mur seither bis fast zum Süden des Grazer Feldes, bis sie kurz vor dem Eintritt in den Wildoner Durchbruch an die Leithakalke von Weißenegg herantritt.

Ein Hauptergebnis der starken Abtragung der Schotterdecke ist die Wiederaufdeckung des Plabutsch-Buchkogelzuges gewesen. Dessen Körper wurde aus seiner Umhüllung förmlich wieder herausgeschält, mit einer Reihe von Ecken, Terrassen, Kuppen und Sätteln, die ihm schon aufgeprägt worden waren, ehe er völlig unter sie versenkt wurde. Hoch und schroff erhebt er sich wieder über das Murtal, von einzelnen Schluchten zerschnitten. Ausgedehnte Verebnungen, welche die Kalke rücksichtslos kappen, sind in verschiedenen Höhen erhalten. Ein-

zelne prächtige Dolinen auf ihnen deuten auf eine vegetationsarme Zeit; heute sind sie verschmiert (Frauenkogel, Aufstieg zum Mühlberg). Die tieferen Quersättel (Thaler Paß, Wetzelsdorfer Sattel) sind wiederaufgedeckte alte Kerben, vermutlich alte Talwege. Ein solcher ist auch der Sattel (577 *m*) nördlich unter dem Lercheckkogel unfern Stiwill. Würde sich die ganze Landschaft nur unbedeutend heben oder die Mur stärker einschneiden, anstatt wieder aufzuschütten, so müßte die Grundaufdeckung allmählich auch den Grazer Schloßberg und den Rainerkogel herauschälen; ja es guckt der Untergrund auch im Kalvarienberge hervor.

Das Gegenstück dieses wiederaufgedeckten Grundgebirgzuges im S ist der Sausal, ein kleines Schiefergebirge, das in 670 *m* (Demmerkogel) gipfelt. Doch scheinen dessen höchste Teile nie völlig unter den jüngeren Ablagerungen begraben gewesen zu sein. Übrigens sind diese ganz anderen Alters als im N der Kainach: auf das Sausalgebirge legen sich transgressiv Leithakalke bis ungefähr 480 *m* Höhe, und in Verbindung mit ihnen und durch zahlreiche Übergänge verknüpft, Sande und Schotter (vornehmlich kristalline Gerölle und Quarze) und erfüllen seine alten breiten Talungen. Bei der Wiederaufdeckung wurde das Gebirge dagegen von zahlreichen schmalen Gräben zerschnitten und vermutlich mit den zahlreichen kurzen jüngeren Ecken neben den älteren wieder enthüllten ausgestattet; die vielen Ecken sind für das Bild dieses wasserundurchlässigen Schiefergebirges so besonders bezeichnend (Fig. 2).

Das oststeirische Hügelland zeigt trotz aller Verwandtschaft mit dem Grazer doch auch einige abweichende Züge. Es ist vor allem merklich niedriger. Höhen von über 500 *m* erreicht es nur an wenigen Punkten nahe dem Gebirgsrande; die relativen Höhen übersteigen selten 100 *m*. Ferner sind die Riedel flacher, breiter, ihre Ecken noch mehr in die Länge gezogen, die Zerschneidung geringer. Im südlichen Teil schlagen die größeren Wasserläufe alle eine mehr oder weniger westöstliche Richtung ein (Ilz, Ritschein, Raab); aber selbst an der Feistritz und am Safenbach ist die gleiche Tendenz noch zu erkennen. Daher dann die auffällige Sammlung der Gewässer in der Umgebung von Fürstenfeld in einem locker geschürzten Flußknoten. Im übrigen auch hier wieder die Ungleichseitigkeit der Einzugsgebiete und der Talquerschnitte, allenthalben das Ausgreifen nach links. Eine bezeichnende Ausnahme macht nur das Raabtal unterhalb Fehring. Hingegen machen sich Verschiedenheiten auch im Aufbau bemerkbar: nicht so sehr Schottermassen als Sande und Tone setzen das oststeirische Hügelland zusammen. Die Schotter ziehen bloß in mehreren Horizonten vom Rand des Gebirges herab, wobei sie sich immer mehr aus-

dünnen und verfeinern. Gerade sie sind für die Auffassung der Entwicklungsgeschichte des ganzen mittelsteirischen Gebietes wichtig.

Zu unterscheiden sind zunächst jene Schotterlagen, die als Terrassenschotter auf den Leisten der schon eingeschnittenen Täler auftreten, von den Schottern, welche die Riedel und Rücken selbst aufbauen; jene sind jünger als die alte Landoberfläche, aus deren Zerschneidung das heutige Hügelland hervorging, diese älter. An solchen älteren lassen sich anscheinend mehrere Decken (die natürlich nicht jeweils bloß von einem einzigen Fluß ausgebreitet worden sein müssen) unterscheiden: eine obersarmatische, eine mittelpontische und eine oberpontische. Die obersarmatischen gehen in der Gegend südlich und südöstlich von Feldbach mit Deltastruktur nach SO hin in feineres marines Material über, wurden somit von Flüssen aus N und NW herbeigeführt. Damals lag also die steirische Bucht bis in die Gegend von Gleichenberg hin trocken. Die mittelpontische, 10 bis 15 *m* mächtig, gekennzeichnet durch selbst faustgroße, rostbraun gefärbte Geschiebe, wurde von Palldau, Feldbach und Gleichenberg her gegen die steirische Grenze verfolgt; südlich Kapfenstein liegt sie in ungefähr 320 *m* Höhe. Die dritte, gekennzeichnet durch ihre reichlichen fluviatilen Quarzgerölle, zugleich die mächtigste von allen, ist südlich des Raabtales, schon jenseits der Grenze, am Katharinenberg (365 *m*) und Silberberg (404 *m*) vorhanden; ihr gehören dann die verkieSELten Kleinschotter an, die in 470 *m* Höhe am Südhang des Gleichenberger Trachytmassives liegen, ferner die ausgedehnteren Schottermassen unter der Basaltdecke des Hochstraden in 380 bis 420 *m* Höhe. Aber hier finden sich Quarzkiesel und gröbere Gerölle bis zum Gipfel selbst (609 *m*). Da an anderen Stellen die innige Verknüpfung von Basalttuffen und Schottern nachgewiesen werden kann, sind beide gleich alt. Die oberpontische Aufschüttung muß also bis mindestens 610 *m* erfolgt oder nachträglich bis zu dieser Höhe emporgehoben worden sein. Auf jeden Fall muß aber damals auch das Land im NW entsprechend hoch aufgeschüttet gewesen sein: wir haben die oberpontischen Schotter an den Rändern des Grazer Hügellandes bereits bis zur Höhe von über 800 *m* angetroffen; hier im O steigen sie am Rand des Gebirges auf 600 bis 650 *m* an und dringen noch buchtförmig in das Gebirge ein (Feistritztal, Pöllauer Bucht, Vorauer Bucht), ja breiten sich über dessen Vorhöhen. Die Schwemmkegel der einzelnen aus ihm herauskommenden Flüsse verwuchsen miteinander zu einem weiten Schuttfächer, der sich gegen S—SO senkte.

Zwischen die einzelnen Schotterdecken eingeschaltet, wurden im oststeirischen Hügelland viel mächtigere Tegel, Mergel und

Sande abgelagert, durchwegs in Süßwasser. In der unterpontischen Zeit reichte der Süßwassersee mindestens bis zu einer Linie St. Ruprecht—Fürstenfeld und in die Grazer Bucht hinein, wobei er 50 *m* mächtige Absätze hinterließ; dem mittelpontischen See gehören die Tone und Sande an, die heute, 120 bis 150 *m* mächtig, das Hügelland zwischen Raab und Feistritz und die Höhen südlich der Raab in der Hauptsache bilden. Am Trachytmassiv von Gleichenberg ist in 470 bis 480 *m* Höhe eine Strandplatte mit prächtigen Brandungsgeröllen erhalten, eine Ufermarke des unterpontischen Sees; eine andere in 460 *m* Höhe ist vielleicht mittelpontisch. Als mittelpontisch sind auch die mächtigen Sande anzusehen, die sich zwischen Raab und Mur zwischen die Kongerientegel im Liegenden und die oberpontischen Schotter im Hangenden einschalten.

Alle diese Gebilde der oberen Schotter, die Sande und Tone und die älteren Schotterdecken wurden seit dem mittleren Pliozän wieder zerschnitten und aus der ursprünglichen Aufschüttungsebene das Riedelland von heute geschaffen, genau so wie drüben westlich der Mur; mehrmals wurden in die so entstandenen Talfurchen auch wieder Schotter abgelagert und wieder zerschnitten („Terrassenschotter“). Und wiederum entfaltete auch hier die Epigenese am Saum des Gebirges ihr Spiel (vererbte Mäander der Raab am Steinberg, südwestlich Weiz; Abschwenken der Feistritz aus der Öffnung der Angerer Bucht nach O, in einen alten Sattel zwischen Kulm und Rabenwald, und Entstehung der Freiensteinklamm). Unter den Flurensystemen, welche sich bei der Zertalung bildeten, ist das von ungefähr 410 bis 420 *m* Höhe am besten entwickelt (9 *m* vom heutigen Flußspiegel an gerechnet), etwa 20 *m* über der durchschnittlichen Riedelhöhe des Hügellandes, 170 bis 180 *m* über den heutigen Talböden (bei Fehring; St. Anna am Aigen; Seindl; Gleichenberger Kogel). Seine große Ausdehnung weist auf einen längeren Stillstand einer nahegelegenen Erosionsbasis hin: man sucht diese im Spiegel des benachbarten mittelploziänen levantinischen Sees. Im Durchbruch am Steinberg dürfte ihm die prächtige Leiste in 535 bis 540 *m* Höhe entsprechen. Höher, 300 *m* über den benachbarten Talböden, weisen mächtige Terrassenlehme am Abfall des Stradner Kogels in 540 bis 570 *m*, und wiederum Terrassen anderswo in 450 bis 500 *m* auf frühere höhere Spiegelstände des levantinischen Sees. Allein im Raabtal bei Fehring sind darunter bis zum heutigen Alluvialboden nicht weniger als acht weitere Leistensysteme zu erkennen (1 bis 8). Die vier oberen (5 bis 8) sind vermutlich noch oberpliozän, die nächsten zwei (3, 4) schon altquartär (diese beiden in 315, beziehungsweise 300 *m* Höhe). Bereits ehe die Ablagerungen der jüngeren der beiden altquartären Terrassen aufgetragen wurden,

war das Raabtal fast bis zur heutigen Tiefe (260 *m*) eingeschnitten gewesen. Eine jungquartäre Terrasse (2) (265 bis 270 *m*; sie trägt heute unter anderem den Markt Fehring) verrät, daß die Tiefennagung nach der Aufschüttung der jüngeren altquartären Terrassenstoffe noch einmal unterbrochen wurde. Dieses Terrassensystem läßt sich — in verschieden guter Erhaltung — an der Raab und Rabnitz aufwärts verfolgen, kehrt aber auch an der Feistritz, Safen und Lafnitz wieder. Als Ausgangsniveau erscheint an diesen Flüssen eine langgezogene Verebnung, in 430 bis 450 *m*, beiderseits der Feistritz (zum Beispiel im Auffenberg) und zwischen Safen und Lafnitz (St. Magdalena, 456 *m*). Auffallend ist die treffliche Übereinstimmung des Flurensystems IX des Raabgebietes mit dem Flurensystem IX des Murgebietes (vgl. o.), die auf der Raab-Murwasserscheide zusammentreffen. Ob und wie sich diese Flurensysteme den im Bereiche des Wiener Beckens ermittelten zuordnen lassen, läßt sich noch nicht sicher sagen.

Die übereinandergeschalteten Eckfluren zeigen besonders schön an der Feistritz ein Abgleiten gegen S und im Zusammenhang damit ungleichseitiges Einzugsgebiet. Wiederum ist die Ursache auch hier eine leichte Einkrümmung um den Flußknoten von Fürstenfeld. Niedergebogen ist auch das Gebiet um den Silberberg. Ihm steht eine Aufkrümmung an der Raab-Murwasserscheide gegenüber: so gleitet gerade die Raab im Mittagskreis von Fürstenfeld gegen N hin ab. Ganz junge tektonische Senkungen sind ja auch östlich der steirischen Grenze nachgewiesen worden. In ihrem Bereich wurden Talböden aufgeschüttet und, bei meistens so weichem Material, kräftig erweitert (Alluvialböden an der Ilz und am Ritscheinbach bis über 1 *km* breit, an der Mündung der Lafnitz in die Raab 3 bis 4 *km*!).

Marine Aufschüttungen vorpontischen Alters fehlen im Raabhügelland zwar nicht völlig, haben aber für die Landformen nirgends Bedeutung, mit Ausnahme des äußersten NO bei Friedberg. Wichtiger sind sie für die Auffassung der Entwicklungsgeschichte der Grazer Bucht und des Randgebirges. Verschiedenartige obersarmatische Schichten liegen westlich Hartberg in 380 *m* unmittelbar über dem Grundgebirge, nördlich Grafendorf Strandkonglomerate und Kalke über 500 *m* hoch, von jungen Störungen betroffen. Eine Reihe Einzelvorkommnisse, vermutlich einer Verwerfung entsprechend, ordnen sich östlich Gleisdorf in merkwürdig gerader Linie. Näher an den Gebirgsrand reichen hier im W die tieferen sarmatischen Schichten (Nieder-Schöckel, Weiz; Thal westlich Graz); aber gegen O liegen sie in der Tiefe der Depression unter den pontischen Schichten (Tuffeinschlüsse von Kapfenberg, Riegersburg usw.) Wiederum ganz anders verlief die Strandlinie des mediterranen

Meeres: Leithakalke und gleich alte Gebilde finden sich erst drüben im NO, im Burgenland, bei Wiesfleck und Schreibersdorf in ungefähr 450 *m* Höhe und im SO an der Schieferinsel bei Neuhaus in 280 *m* (Einschlüsse zwar im Klöcher, nicht aber in den Fürstenfelder Basalten!). Das Leithameer hat also das steirische Raabhügelland nicht bedeckt.

Allein je weiter gegen S, desto mehr spielen die älteren Aufschüttungen die Hauptrolle, im Deutschen Grabenland die sarmatischen, in den Windischen Büheln die untermiozänen Ablagerungen. Das Deutsche Grabenland ist morphologisch vor allem durch die besonders mustergültig entfaltete Asymmetrie der Einzugsgebiete gekennzeichnet. Von der Stiefing im W bis zur Lendva im O ziehen von ihrer nicht einmal eine Meile vom Raabtal entfernten Wasserscheide lange Täler („Gräben“) mehr oder weniger parallel nach S hinab zur Mur, die gegen die Windischen Büheln herandrängt. Mit Ausnahme ihrer obersten Quellläste und einzelner, besonders verursachter Engen haben sie durchaus $\frac{1}{2}$ bis 1 *km* breite, sehr oft zur Versumpfung neigende Talböden. Durch deren nasse grüne Wiesen schlängeln sich träge Gewässer. Die meisten von ihnen entfalten ihrerseits wieder ihr Einzugsgebiet gegen W, während sie die östlichen Tallehnen mit steileren Konkaven unterschneiden. Die Dichte der Seitengräben und Gehängefurchen ist außerordentlich groß (auf 1 *km* Tallänge 2 bis 3, ja selbst 4); doch sind sie meist ohne Wasser. Nur an den Südenden der Riedelungen sind die Maschen der Zerschneidung weiter, die schon an das Murtal herantretenden Ecken am breitesten. Weiter gegen N sind die Hügelkämme schmal und in eine aufsteigende Kuppenflur umgewandelt. Die Ursache liegt in der anderen Bodenart.

Die sarmatischen Schichten des Grabenlandes sind äußerlich den pontischen des oststeirischen Hügellandes ungemein ähnlich und lange nicht genügend von ihnen unterschieden worden. Auch sie bestehen vor allem aus Tegeln, Mergeln, Sanden u. dgl., und auch bei ihnen schalten sich in die feinen Stoffe einzelne gröbere Schotterdecken ein.

Außer einer untersarmatischen ist vor allem eine mittelsarmatische erkannt worden, deren Gerölle sich aus der Gegend von Klöch und Pichla über Trössing (südlich Gnas) bis St. Peter am Ottersbach verfolgen lassen, hier noch fluviatil, bei Trössing schon marin. Ein großes Delta eines sarmatischen Flusses lag also hier nördlich der heutigen Mur zwischen Mureck und Radkersburg, herbeigeschleppt, wie die Geröllgesellschaft erweist, von einem Fluß aus der Gegend des Radlberges, einer alten Drau. Eine dritte Schotterdecke endlich ist jene obersarmatischen Alters, die wir schon im oststeirischen Hügelland kennengelernt haben.

Im großen ganzen fallen alle sarmatischen Schichten gegen N ein, oft ziemlich stark. Auch die ganz andere Verbreitung der tieferen und der oberen sarmatischen Schichten weist auf tektonische Bewegungen hin: der Auftragsraum verschob sich während des Sarmatikums gegen NO. Dieser Vorgang dauerte aber auch in der pontischen Zeit noch fort. Wie weit der mittelpontische See gegen S reichte, wie weit die oberpontische Schotterdecke von N her gebreitet wurde, ist noch nicht genügend bekannt; jedenfalls war das Land weiter im S damals bereits Abtragsraum. Erst später hat die Mur, der Hauptfluß der Landschaft, ihren Talweg weiter gegen S verlegt, infolge fort-dauernder Krustenbewegungen: haben ja doch postpontische Brüche auch die oberpontischen Basaltdecken im S des Gleichenberger Massivs durchsetzt und sie im Mittelplozän staffelförmig gegen S absinken lassen. In der Folge wirkte dann wenigstens eine leichte Schrägstellung der Landoberfläche noch fort. Infolgedessen rückte die Mur immer weiter nach S, ihre linken Seitenbäche mußten ihre Läufe verlängern, während sie gleichzeitig etwas gegen O abglitten. Die alten Talauen bilden heute die langgezogenen Eck- und Riedelfluren zwischen den Furchen des Grabenlandes. Sie sind namentlich im S noch ziemlich intakt, weil sie hier am jüngsten und relativ niedrigsten und überdies von jüngerem Schotter gekrönt sind. Deshalb lassen sich auch hier, längs des Murtales, ihre Zusammenhänge am besten verfolgen. Besonders deutlich ist die jungquartäre „Hauptterrasse“ (gegenüber Wildon 300 m, Ragnitz 285 m, Leibnitzer Feld 275 m, Wagendorf 270 m usw.). Sie senkt sich rascher ab als der heutige Alluvialboden der Mur, bis sie schließlich unterhalb Luttenberg in ihm verschwindet. Dieser erreicht dann die gewaltige Breite von 18 km, zugleich wird das Alluvium immer mächtiger. Die Ursache auch dieser Erscheinungen ist eine tektonische: die fort-dauernde Einkrümmung der ungarischen Niederung. Natürlich machen auch die höheren altquartären und die jungpliozänen Terrassen diese Absenkung mit (weiter drunten im Draugebiet liegen die pleistozänen Schichten 25 bis 68 m, die levantinischen 68 bis 90 m unter dem in 150 m Höhe gelegenen Mundloch der Bohrung von Nagy Atad). Pleistozäne Terrassen sind am breitesten und besten zwischen dem Leibnitzer Feld und dem Ottersbach erhalten (in 310 bis 320 m). Die höheren Ecken noch pliozänen Alters setzen gegen diese pleistozänen Terrassen oft mit ziemlich scharfem Sporn ab und sind viel stärker zerfurcht (sarmatisches Weichland!).

Auch im Deutschen Grabenlande haben sich einige schöne Epigenesen entwickelt (Sulzbach und Eichgraben in den Trachyten des Gleichenberger Massivs; Lendva im Schiefergebirge von Neuhaus bis St. Georgen; Stiefingbach knapp vor

seiner Mündung in Leithakalken). Der Mur erschwert das Auftreten der Schiefergesteine des Sausal bei Leibnitz, der Leithakalke bei Aflenz, Ehrenhausen und Mureck, der sarmatischen Kalke bei Radkersburg das Rechtsdrängen. Zwischen diesen Heftpunkten spannen sich daher die prächtigen Konkaven des Straßer Feldes und des Beckens von Abstell.

Am nachdrücklichsten treten in der Landschaft des Grabenlandes, wie schon nördlich der Mur, die harten Gesteine der Vulkane hervor, die der Abtragung besser widerstanden haben als die Lockerstoffe. Namentlich sind die beiden Gleichenberge, von der Ferne wie ein paar einander ebenbürtige Zwillingbrüder anzusehen, eine weithin sichtbare Landmarke. Abgesehen von einem älteren, bloß in der Tiefe des Schaufelgrabens erschlossenen Quarztrachyte besteht ihr elliptisch umrissenes Massiv (3 bis 4 *km* im Durchmesser) aus widerstandsfähigen Trachyten und Andesiten, die hier noch vor der Zeit des Leithameeres, wahrscheinlich noch vor der Ablagerung der Grunder Schichten zu einer mächtigen Quellschuppe aufstiegen, vielleicht gleichzeitig mit den untermiozänen Andesiten südlich vom Bacher. Unter den jüngeren Aufschüttungen dehnen sich jene Gesteine noch erheblich weiter aus. In der Folge nagte wahrscheinlich schon das mittelsarmatische Meer im O eine Brandungsleiste von 300 *m* Höhe in sie ein; die oversarmatischen Ablagerungen reichen darüber bis über 400 *m* empor. Die Brandungsplattform und die Brandungskonglomerate des pontischen Sees wurden schon erwähnt. Die oberpontische Umschüttung, deren Gerölle noch in oberpontischer Zeit durch eine Kieselsäure ausscheidende Therme verkittet wurden, indes ihre Pflanzen verkieselten (Mühlsteinbruch, 470 *m*), schlug schließlich über dem Scheitel des Massivs zusammen. Aber bei der jungpliozänen und quartären Abtragung wurde es zum Teil wieder herausgeschält.

Ebenso sind auch die jüngeren, oberpontischen Basaltvulkane — „an über 40 Stellen wurde im Pliozän der Boden der Oststeiermark von Basalten und Basaltdurchbrüchen durchlöchert“ — zum Teile von ihrem Schottermantel wieder befreit worden, der bis zum Gipfel des Hochstraden hinauf gereicht hatte. Besonders schroff ragt, noch nördlich der Raab, der Felsen der Riegersburg auf, zur Ruine eines Tuffkegels gehörig, der durch die Erosion in drei Teile zerschnitten wurde. Sanfter, aber doch deutlich erhebt sich der Steinberg südwestlich Feldbach über seine Umgebung, mit dem Charakter eines Maars. Deutlich sind solche Maare bei Pertlstein und Gnas zu erkennen und zu erweisen. Ihre Kessel sind vulkanische Explosions-trichter. Manchmal zeigen sie verwickelten Bau, wenn zum Beispiel bei wiederholten Eruptionen nacheinander Tuffbecken

entstanden und sich ineinanderschachtelten. So sind drei vulkanische Eruptionen am Aufbau des Schloßberges von Kapfenstein beteiligt gewesen. Eine lange, mächtige Basaltdecke baut den Vulkan des Hochstraden auf, in den ebenfalls die spätere Erosion noch Terrassen eingeschnitten hat. Die Tuffe sind an ihm spärlich, dagegen wieder mächtig im Klöcher Massiv, wo sie nachträglich durch eine Explosion zum Teil ausgesprengt wurden, so daß ein geräumiger Krater, eine „Caldera“, entstand. In dieser wuchsen dann Schlackentuffe und Basalte zu einen „Cindercone“ empor. Ein Aufschüttungskegel von Schlackentuffen in einem alten Krater (des Hohenwart) ist auch der Kindbergkogel; in ihm fehlen zwar Basaltgänge nicht, aber sie sind unbedeutend im Vergleich zu jenen des Seindl (424 m), mit denen hier die Reihe schließt. In allen diesen vulkanischen Gesteinen hat die Erosion eine schwere Arbeit und ihre Fortschritte müssen sich um so mehr verlangsamen, je größere Flächen in jenen bloßgelegt werden.

Zwischen Mur und Drau liegt, heute ganz auf jugoslawischem Staatsgebiet, die südlichste Gruppe des mittelsteirischen Hügellandes, die *Windischen Büheln*, so genannt nach der herrschenden Geländeform. Mit runden Köpfen, durch flache Sättel voneinander getrennt, ordnen sie sich in langen Reihen. Durch zwei breitere Talfurchen werden sie in drei Hauptabschnitte zerlegt: den Nordzug, den fast 100 km langen Hauptzug und den Südzug. Gegen die pannonische Niederung hin tönen sie sich immer mehr aus. Im Westen legen sie sich zum Teil an den Posruck, zum Teil verwachsen sie mit dem Hügelland um den Kreuzberg. Hier sind sie am höchsten (Ljube Kogel nordöstlich Leutschach, 571 m; östlich der Linie Radkersburg-Pettau dagegen meist unter 300 m), auch die relativen Höhen am größten (150 bis 200 m).

An den Posruck schließt sich zunächst ein schmaler Streifen dunkler mariner Mergel und flyschähnlicher Sandsteine, gelegentlich auch gröberer Quarz- und Gneisschotter (zum Beispiel östlich Hl. Kreuz), in der Hauptsache eine Seichtwasserbildung mit Tuffbänken. Sie wurden schon aufgerichtet, ehe die große Masse der helleren Schliermergel (Foraminiferen) abgelagert wurde. Sie setzen die Rücken neben dem Langental (Pößnitztal oberhalb Unter-St. Kunigund) von den Grabensohlen bis zu den Rücken hinauf zusammen. Darüber folgen dann, etwas weiter nördlich, jene marinen Schotter und Konglomerate, welche das Kreuzberggebiet einnehmen, aber — mit mehreren Hauptblocklagen und insgesamt mehrere hundert Meter mächtig — auch südlich des Gamlitzer Grabens zur Mur hinaus ziehen. Sie enden an einer breiten, 50 m dicken Platte von Leithakalken, die zwischen Spielfeld, dem Steinberg und St. Egidi auf den Schlier-

mergeln liegen. Bei Zieregg bilden die Kalke eine schöne Schichtstufe. Von hier sind sie in häufigen Vorkommnissen, die sich zu einem langen Band reihen, bis zum Kulmburg bei Friedau und noch weiter zu verfolgen; am rechten Drauufer bei Sauritsch hält ihr Widerstand die Drau ähnlich in ihrer Seitennagung auf wie die Mur bei Mureck. Im großen ganzen biegen sie also ähnlich gegen O aus wie der Sporn des Bacher und Posruck, den sie in einer Entfernung von 10 bis 12 *km* begleiten. Die Ungleichheit ihrer Höhe (bei St. Leonhard zum Beispiel nur 240 bis 250 *m*) und Mächtigkeit weist auf postmediterrane Krustenbewegungen. Östlich vom Gürtel der Leithakalke folgen sarmatische Tegel, Sande und Kalksteine und diese tauchen dann ihrerseits unter pontische und jüngere pliozäne Gebilde unter. So herrschen nordöstlich von Friedau Kongerientegel. Vermutlich oberpliozän sind die Kleinschotter, die sich im Hohenburger Kogel auf 459 *m* erhöhen, dagegen älter diejenigen auf den Höhen des Gamser Weingebirges (Leithadecke oder schon sarmatisch).

Schon früh ist also der Raum der westlichen Windischen Büheln aus einem Auftrags- ein Abtragsraum geworden. Die marinen Schotter, die einst viel weiter verbreitet gewesen sein müssen, wurden ausgeräumt und lieferten wohl schon zur sarmatischen Zeit die Umlagerungsschotter des Deutschen Grabenlandes (Trössing). Damals mußten die gegen NO gerichteten Flüsse die ursprünglichen Lücken zwischen den Leithakalkriffen aufsuchen oder neue Kerben in sie einschneiden; erst im Pliozen verließen sie endgültig die alten Durchbrüche, die nun als Breschen in den Platten der Leithakalke aufklaffen. Die Ursache der Laufverlegung waren die bereits erwähnten jüngeren Krustenbewegungen, zunächst noch Brüche, in der postpontischen Zeit hauptsächlich Auf- und Einkrümmungen. Jene jüngere pliozäne Schotterdecke, die sich von den Kongerientegeln auf eine sarmatische Abtragsfläche hinüberschlug, entwickelte auf ihrer ausgedehnten Flur ein Netz von Abdachungsflüssen mit östlichem bis südöstlichem Lauf. Zwischen Mur und Drau, zwei tief eingeschnittenen Erosionsreglern eingezwängt, wurde aber der ganze Verband der so verschiedenartigen Ablagerungen rasch zerschnitten, in einer großen Anzahl von Phasen. Infolge schwacher Schrägstellung mit südlicher und östlicher Komponente entwickelte sich auch hier Ungleichseitigkeit der Einzugsgebiete.

Die Flüsse hatten in den weichen undurchlässigen Gesteinen leichte Arbeit. Daher sind die Haupttäler so breit, ist das Gefälle ausgeglichen und gering (das untere Pößnitztal ist 3 *km*, an der Ausmündung in das untere Pettauer Feld 5 *km* breit); und selbst viele von den kürzeren Gräben sind bis zu 1 *km* breit,

dabei oft zur Versumpfung geneigt. Die Gehängeformen sind vor allem ein Werk der Rutschungen, die besonders dort wirksam sind, wo undurchlässige Tegel unter durchlässigen Schottern oder Sanden liegen. Heftige Regengüsse, Schmelzwasserspülung usw. fördern die Abwärtsbewegung der Massen. Zumal in der Verschneidung von gegenständigen Quelltrichtern arbeitet die Kammzerstörung. Doch späht man vergebens nach den Merkmalen jüngerer Anzapfungen. Am meisten leiden die Hügel durch die Seitennagung der größeren Wasserläufe, welche ganze Streifen von ihnen abschneiden können. So hat sich die Mur südlich von Abstell in den Nordzug so weit hinein genagt, daß nur mehr ein schmaler, niedriger Hals das Stainztal von ihr scheidet. Bei Wiederaufnahme dieser Untergrabung müßte schließlich auch diese letzte Mauer fallen und die Mur einen neuen Weg südlich der Radkersburger Hügel einschlagen. Einer späteren Zukunft würde dagegen die Fällung des noch 3 km breiten Südzuges bei St. Peter unterhalb Marburg vorbehalten sein, wo eine gewaltige Blöße, im „Schlipfen“, zugleich mit dem Namen die Tätigkeit der Drau kennzeichnet. In den großen Talauen von Abstell und Wernsee-Luttenberg zeigen sich prächtige Muster von Mündungsverschleppung (Plippitzbach, Stainzbach), ähnlich wie an der Sulm im Leibnitzer Feld oder an der Lendva östlich von Radkersburg.

Durch jene abtragenden Kräfte ist also die ursprüngliche Riedelfläche in die Hügel- und Bühellandschaft umgewandelt worden, im ganzen betrachtet, von einer ermüdenden Eintönigkeit. Aber die Verschiedenheit der Baustoffe bekundet dem geübten Beobachter doch auch gewisse Verschiedenheiten der Formen: in den Schliermergeln die stärkste Auflösung, die feinste Textur der Landschaft mit schmälere Kämme und den schönsten Bühelformen; in den Schotterstrichen Neigung zur Platten- und Rückenform; in den Sandsteinen und Konglomeraten schroffe Abfälle und eigentümliche Auswitterungen („Teufelstein“ bei Gams); schroffe Abfälle auch in den harten Kalken, die überdies prächtige Dolinen und andere Karsterscheinungen tragen (zum Beispiel zwischen Stickelberg und Breskaberg südwestlich St. Leonhard).

Alles in allem genommen, ist also die Formengeschichte des mittelsteirischen Hügellandes viel ereignisreicher, als man nach seinem bloß äußeren Eindruck schließen würde. Namentlich zeigen die einzelnen Hauptgruppen einen ganz verschiedenen Entwicklungsgang. Diese Tatsache erklärt sich vor allem aus der wiederholten Verlagerung der Auftrags-, beziehungsweise Abtragsräume und diese wiederum hängt ihrerseits mit der Fortdauer der Krustenbewegungen, andererseits mit Schwankungen des Meeresspiegels zusammen. Im SW legen sich ältest-

miozäne und kohlenführende ältermiozäne Ablagerungen auf das Grundgebirge und über ihnen folgen mittelmiozäne bis herauf zu den Leithakalken; jüngere Aufschüttungen treten zurück. Im NW fehlen die ältestmiozänen; hier liegt das braunkohlenführende Untermiozän auf dem Grundgebirge. Entsprechungen der Grunder Schichten, beziehungsweise der Leithastufe sind zwar anzunehmen, aber noch nicht erwiesen. Sarmatisches tritt hingegen nur noch mit einem Ausläufer heran, ebenso die unterpontischen Seetone. Mächtig entwickelt sind hinwiederum die oberpontischen Schotter, die bis zur Höhe von 800 *m* aufsteigen. Im NO sind zwar kohlenführende Schichten am Gebirgsrand mehrfach vorhanden, aber die groben Schotter liegen zum Teil in der Tiefe versenkt (westlich vom Kulm), teils in besonders gewaltigen Ausmaßen hoch emporgehoben (Sinnorsdorfer und Friedberger Schotter); dort schalten sich zwischen sie und die oberpontischen Schotter gewaltige Massen von sarmatischen und unter-, beziehungsweise mittelpontischen Ablagerungen ein. Im SO endlich, ostwärts vom Posruck, legen sich auf das Grundgebirge zunächst ältestmiozäne marine Mergel, darüber folgt ein gewaltiges Schliergebilde und dann die ganze, wenn auch nicht lückenlose Folge jüngerer Tertiärschichten.

Daraus ergibt sich, daß der Hauptablagerungsraum ursprünglich — vor und während der Schlierzeit — am weitesten im S lag. Anscheinend griff er mit zwei Teilbecken gegen N vor, die durch niedrige Schwellen voneinander getrennt waren, entsprechend zwei tektonischen Senken zwischen (relativ) gehobenen Randschwellen. Die Friedberger Bucht war vielleicht ein selbständiger Ausläufer der pannonischen Niederung. Während der Grunder und der Leithazeit rückte der marine Bereich mindestens bis zur Kainach und bis Dobl. Östlich der Mur näherte er sich dem Gebirgsrand. Im NO, am Rand des Berglandes von Bernstein, drang er gegen N vor, umfaßte mindestens die Friedberger Bucht, wenn nicht sogar die Brenberger Inselberge und weiter im NO das Rosalingebirge. Während des Sarmatikums verschob sich der Auftragsraum vom Posrucksporn etwas weiter weg, sowohl gegen O wie gegen NO; zugleich bildete die Mur annähernd die Grenze gegen W. Bloß an der Westseite des Plabutsch ist noch ein Ausläufer des unter-sarmatischen Meeres nachgewiesen. Immer mehr wird nun das Raabgebiet zum Hauptauftragsraum. In der pontischen Zeit vergrößert sich der Abtragsraum im S abermals um einen breiten Ring, im N dagegen erweitert sich wieder der Auftragsraum, indem die pontischen Aufschüttungen immer höher aufwachsen und schließlich sogar den Saum des Randgebirges verhüllen. Die Achse der Einkrümmung lag nunmehr an der unteren

Feistritz und Raab; neben ihr entwickelte sich aber eine weitere, welche die Mur, beziehungsweise die Drau an sich lockte.

Mit der Fortdauer der Krustenbewegungen hängt auch zusammen, daß die alten Strandlinien der einzelnen Wasserspiegel heute in sehr verschiedener Höhe liegen. Im Wiener Becken steigen die höchsten Leithakalke nirgends über 240 *m*, in der nördlichsten Steiermark über 300 *m* empor. Im Buchkogel erreichen sie dagegen 551 *m*, bei St. Anna am Aigen draußen bloß 280 *m*, am Platsch (Steinberg) 517 *m*. Die ufernahen Bildungen des sarmatischen Meeres liegen im Wiener Becken in 280 *m*, in der Thaler Bucht bei Graz in ungefähr 500 *m*. Die Ufermarke des pontischen Sees, die im Wiener Becken in 540 *m* liegt, läßt sich in Steiermark leider nicht mehr ermitteln. Doch lag auch sie vermutlich viel höher (vgl. unten).

B. Die Kristallinalpen.

1. Das steirische Randgebirge.

a) Allgemeines.

Wichtigste Literatur: 2, 7, 119, 120, 132, 149, 150, 162, 163, 174, 221, 223, 228, 231, 232.

Rings um die Grazer Bucht spannt sich im weiten Bogen das steirische Randgebirge. In langgezogenen Stufen und Ecken senkt es sich zu ihr ab, langgezogene Flüsse laufen ihr in engen V-Tälern zu. Doch trennt fast immer ein deutlicher, manchmal 300 bis 400 *m* hoher Abfall Gebirge und Vorland und die niedrigen Hügel erscheinen ihm gegenüber als Vorstufen. Steiler gebösch ist sein Westhang über der Lavantsenke und gegen den Obdacher Sattel, meist auch zur norischen Längsflucht. Erst ganz im NO legt sich eine breite Plattform geradezu selbstständig vor das Gebirge mit Höhen von 750 bis 900 *m*, fast schon ganz außerhalb der Steiermark. Verschiedene kristalline Schiefer, Gneise und Glimmerschiefer bauen die Landschaft auf. In den Kernen erscheinen Granite, seltener Serpentin. Aber beiderseits der Mur, die außer der Drau allein das Gebirge durchbricht, ist eine paläozoische Kalk- und Schieferlandschaft eingebettet. Im Gebiete der Kainach schaltet sich zwischen diese älteren Gesteine und das Jungtertiär eine Landschaft aus Gosaugesteinen.

Auf allen Seiten umschließen Brüche oder doch wenigstens Flexuren das Gebirge. Dieses ist somit als Ganzes genommen in seiner heutigen Erscheinung ein Schollengebirge, das ungleich stark über seine Umgebung emporgehoben wurde. Unbekümmert um eine ältere Struktur verlaufen wiederholt seine Ränder (zum

Beispiel besonders schön an der Koralpe). Auch jene war das Werk gebirgbildender Kräfte gewesen, die verschieden alte und verschiedenartige Gesteinsserien unter verschiedenen Bedingungen und zu verschiedenen Zeiten zu einem einheitlichen Gebirgskörper zusammenschweißten. Im Formenschatz des heutigen Gebirges machen sie sich nur untergeordnet bemerkbar, hauptsächlich dadurch, daß sie die Richtung bestimmter, verschieden widerständiger Gesteinszüge vorzeichnen. Die heutigen Erhebungsverhältnisse aber und in der Hauptsache auch die Richtungen der Täler sind das Ergebnis jüngerer Krustenbewegungen, die um die Mitte des Tertiärs lebhaft wurden und durch das ganze Jungtertiär, ja bis in das Quartär hinein fort dauerten. Doch war spätestens bis um die Mitte des Eiszeitalters (des Pleistozäns) das Emporsteigen des Gebirges so gut wie abgeschlossen. Schon damals lagen die höchsten Gebirgsteile westlich der Mur, scheidelnd in den drei Stöcken der Stubalpe (Ameringkogel, 2184 *m*), der Koralpe (2141 *m*) und der Gleinalpe (Lenzmaierkogel, 1997 *m*). Durch einzelne auffällig tiefe Depressionen werden diese Stöcke voneinander getrennt. Neben der Mur bleibt das Gebirge mit Ausnahme des Hochlantsch (1722 *m*) durchwegs unter 1700, meist sogar beträchtlich. Erst ganz im NO hebt es sich im Stuhleck (1783 *m*) und im Wechsel (1738 *m*) noch einmal etwas mehr empor. Durchwegs aber sind die höchsten Höhen an den Innensaum des Gebirges gerückt, möglichst weit ab von der Grazer Bucht. Die Verschiedenheit des Gesteins verursacht keine besonderen Unterschiede der Gipfelhöhen, wohl aber beträchtliche in der Gestaltung der Formen.

Zwar waren wenigstens die höchsten Gipfel und Kammteile des steirischen Randgebirges hoch genug, um während der Eiszeiten über der Schneegrenze zu liegen; allein die Spuren der Vergletscherung, so ausgeprägt sie sind, bleiben unbedeutend. Somit ist also der Formenschatz der gehobenen Landschaft fast ausschließlich das Werk der Flüsse und ihrer Hilfskräfte. Die meisten Kämme sind zugerundete Bergrücken, mit Kuppen und Kogeln und flach eingeschnittenen Sattelpässen. Mühe los kann man stundenlang über sie dahinwandern. Nur zwischen den tiefer eingeschnittenen Taleinrissen verschmälern sie sich, namentlich in weicherem Gestein und besonders zwischen gegeneinander vordringenden Quellkesseln: der Kampf um die Wasserscheide hat dann den gleichmäßigen Kammverlauf stärker gekerbt. Dafür erweitern sich die Rücken anderorts zu breiten Platten, besonders im O; im SW treten solche unmittelbar über dem Abfall zur steirischen Bucht auf (bei Schwanberg und Deutschlandsberg). Dicht und wohlverzweigt ist das Talnetz. Nicht selten sind die Täler in ihrem Oberlauf flache Mulden,

im Unterlauf dagegen schmale Kerben. Eine gewisse Eintönigkeit ist dem Randgebirge unleugbar eigen; sie empfindet namentlich der Talwanderer. Etwas reichere Abwechslung zeichnet bloß die Kalkberge nördlich von Graz aus.

An Stelle des Randgebirges lag noch um die mittlere Tertiärzeit großenteils ein leichtgewelltes Hügelland, geschaffen von den abtragenden Kräften, die in Jahrhunderttausende langer Arbeit immer wieder die Bauwerke der Gebirgsbildung niedergelegt hatten, ein Hügelland mit breiten, flachen Talmulden, mit Ebenen und mit sanften niedrigen Höhenzügen, eine Landformung, wie sie heute etwa das niederösterreichische Waldviertel zeigt. Doch war das Klima ganz anders. Träge schlichen die Gewässer durch den sumpfreichen Tropenurwald. Noch heute sind die Reste jener Verebnungen als hochgelegene Flächen in den Gipfelfluren zu erkennen. Sie stellen die ältesten erhaltenen Elemente im Formenschatz des Gebirges dar. Unter ihnen liegen, ähnlich wie draußen im Hügelland der Grazer Bucht, die Überreste jüngerer Fluren, die im Wechsel von Seiten- und Tiefennagung, entsprechend dem ruckweisen Aufsteigen des Gebirges und den Schwankungen des benachbarten Meeresspiegels, entstanden sind. Aber zum Unterschied vom Vorland draußen war das Gebirge fast immer Abtragsraum; Aufschüttungen in seinem Bereich blieben stets nur eine Episode. Gerade Aufschüttungen könnten aber die besten Anhaltspunkte für das Alter der Flächen, für die einzelnen Phasen der Geschichte des Gebirges überhaupt bieten. Allein nur vereinzelte Überreste finden sich. Sie stellen uns eher vor neue Rätsel. Die Schwierigkeit, die alten Flächensysteme zu rekonstruieren, wird noch größer dadurch, daß sie von denselben Krustenbewegungen, welche das Gebirge emportrugen, verstellt, verbogen, ja zerrissen wurden: für diese ist die vorhin erwähnte schon am äußeren Rand bemerkbare Verschiedenheit in der Höhe der Strandmarken der beste Beweis. Genug andere bietet aber auch der geologische Befund im Inneren und am Innenrand des Gebirges. Kaum werden daher jemals die Bemühungen, das Alter und die Zusammenhänge der Flächensysteme zu ermitteln, über Hypothesen hinausführen, und doch muß wenigstens der Versuch gemacht werden.

Ein solcher Versuch ist nicht von vornherein ganz aussichtslos. Denn beide, sowohl die Phasen der Seitennagung, mit welcher die Vorgänge der Einflächung zusammenhängen, wie die der Tiefennagung, durch welche die Flächen wieder zerschnitten werden, müssen ihre Korrelate draußen in der steirischen Bucht haben. Diese erscheint als der große Ablagerungsraum der Frachtstoffe, welche von den Flüssen aus dem Randgebirge entfernt wurden. Die Landschaft vor dem Gebirge war

eine Küstenebene, die abwechselnd stärker unter das Meer tauchte, dann wieder dem Meere entstieg und der Zerschneidung preisgegeben wurde. Das Randgebirge spielte ihr gegenüber die Rolle des „Altlandes“. Wenn sich dieses rascher hob oder das Meer rascher zurückwich, kurzum, wenn sich das Gefälle verstärkte, so rollten die Flüsse gröbere Frachtstoffe hinab; wenn die Hebung nachließ oder der Meeresspiegel answoll, verflachten sich allmählich die Gefällskurven und die Frachtstoffe verfeinerten sich. Eben deshalb hat die Feststellung durchziehender Schotterdecken draußen in der steirischen Bucht, ihrer Lagerung, Verbreitung und ihrer Geröllgesellschaft eine so ungeheure Wichtigkeit für die Auffassung der Entwicklungsgeschichte des Gebirges selbst.

Im ganzen lassen sich, wie wir sahen, deren ungefähr acht bis neun feststellen, bis zur Aufschüttung jener oberpontischen Decke, deren Flur die Ausgangsfläche für die neue Zerschneidung wurde: nämlich 1. der ältestmiozäne oder gar noch oligozäne Radlschutt und 1.a die etwas jüngeren untermiozänen (unteren) grobblockigen Eibiswalder Schichten im SW, das Sinnersdorfer Konglomerat im NO (älter als kohleführende Süßwasserschichten); 2. das (ältermediterrane) Arnlfelser Konglomerat im SW, an der Basis der Schliermergel; Auwaldschotter bei Loipersbach im NO; 3. mächtige jungmediterrane Konglomerate (der Leithazeit) in weiterer Verbreitung auf den kohleführenden Süßwasserschichten bei Eibiswald-Wies, bei Schwanberg, bei Köflach im SW; die Friedberger Schotter im NO; gleich alt mit dem „Schwanberger Schutt“ sind auch die Kreuzberg-Schotter (vgl. oben); 4. bis 6. die sarmatischen Schotterdecken, von denen die mittelsarmatische am wichtigsten war; 7. die mittelpontische und 8. die oberpontische Schotterdecke.

Wären alle diese Decken überall in der steirischen Bucht regelmäßig entwickelt, so wäre es natürlich viel leichter, ihre Beziehungen zu den Flächen des Randgebirges zu erkennen. Aber wie die einzelnen Teile der steirischen Bucht ihre Rolle im Laufe der Zeit gewechselt haben, so haben auch die einzelnen Abschnitte des steirischen Randgebirges nicht durchaus das gleiche Schicksal gehabt. So handelt es sich auch hier wiederum, die Entwicklung der Hauptabschnitte zu verfolgen. Den Ausgang nehmen wir von dem Flügel des Randgebirges östlich der Mur, dem ostmurischen Randgebirge, wie wir es im folgenden der Kürze halber nennen wollen, zum Unterschied von dem westmurischen Randgebirge, dem Teil zwischen dem Mur- und dem Draudurchbruch.

b) Das ostmurische Randgebirge.

Wichtigste Literatur (außer den bei a) genannten Schriften): 47, 58, 113, 114, 175, 176, 185, 186, 188, 233.

Im ostmurischen Randgebirge ist das wichtigste der tiefergelegenen Flächensysteme in ungefähr 650 bis 750 *m* Höhe entwickelt. Es ist zugleich das einzige, das in nähere Beziehungen zu den Plattformen am Gebirgsrande tritt. Am schönsten entfaltet ist es in den weichen Phylliten und kristallinen Schiefern im Umkreise von Passail, Birkfeld, Vorau, wo es die Sohlen von breiten Ausräumungsbecken darstellt. Im Becken von Birkfeld senkt es sich von ungefähr 700 bis 720 *m* im N auf 650 *m* herab. Bei Weiz liegen die schönsten Randplattformen des Gebirges, in die es übergeht, in 620 bis 630 *m* Höhe (Naas, Landscha). Fast genau in derselben Höhe liegt die Plattform des Steinberges südwestlich Weiz (632 *m*). Mit dieser und einigen anderen breiten Terrassen in 630 bis 660 *m* Höhe tritt jenes Flächensystem in Verbindung, das im Passailer Becken in ungefähr 700 bis 710 *m* und noch kurz oberhalb des Eintrittes der Raab in der Klamm in 680 bis 690 *m* hoch gelegen ist. Im Becken von Vorau senken sich Verflächungen von ungefähr 700 bis 750 *m* (im innersten Teil) auf 600 bis 630 *m* am Gebirgsrand.

Mit Ausnahme der Bucht von Pöllau, zu welcher kein größeres Gewässer herabführt, ist also dieses System am ganzen Saum des Randgebirges entfaltet, immer unter ähnlichen Begleiterscheinungen. Regelmäßig ist das heutige Haupttal 150 bis 200 *m* darunter eingeschnitten, und zwar verhältnismäßig schmal, soweit es dem Gebirge selbst angehört, sich dagegen sofort verbreiternd, wenn es in die weichen Stoffe des Vorlandes hinaustritt. Regelmäßig auch liegen auf den alten Flächen und ebenso auf den Terrassen am Außenrande des Gebirges grobe Schotter, hier manchmal in großer Mächtigkeit. Sie lassen sich, in dünneren und kleineren Überresten, auf den Verflächungen weit in das Innere des Gebirges verfolgen. In den Becken von Passail und von Birkfeld reichen sie bis ungefähr 800 *m* Höhe empor, im Becken von Vorau wenigstens auf 750 *m*. Von Wichtigkeit ist die Tatsache, daß in der Bucht von Anger und bei Weiz unter den Schottern sicher (unter)pontische Tegel liegen; die Schotter selbst sind oberpontisch. Jene Tegel greifen in die Buchten von Anger und Pöllau hinein; diese waren also zur Zeit des Tegelabsatzes, wenn nicht vorhanden, so wenigstens in Bildung begriffen. Die Feinheit des Materials deutet darauf hin, daß gleichzeitig im Gebirge nur geringes Gefälle und keine Tiefenerosion tätig war, sondern Seitennagung. Die Einnagung von breiten Bran-

dungsterrassen am Außenrand des Gebirges hat einen entsprechend langen Stillstand des Meeresspiegels gefordert; während derselben Zeit arbeiteten die Flüsse namentlich in weichen Schiefen im Inneren des Gebirges nach der Seite. Die Verebnungen sind also älterpontisch; die Schotter selbst setzen eine kräftige Neubelebung des Gefälles voraus. Wegen der großen Erstreckung der Auftragsräume auch weit in das Gebirge hinein muß es sich um eine Heraushebung der innersten Gebirgsteile gehandelt haben. Schließlich war aber die fortdauernde oberpontische Hebung des ganzen Gebirgskörpers ungleich. Daher liegen die alten pontischen Terrassen bei Vorau nur 600, bei Weiz 650, bei Graz, wie wir sehen werden, ungefähr 690 bis 700 *m* hoch. Nirgends finden sich im Inneren des Randgebirges irgend welche Anhaltspunkte dafür, daß schon vor der Ausbildung jenes pontischen Leitniveaus die Talvertiefung Schnitte unter dieses Niveau eingenagt gehabt hätte; nirgends sind hier alte Talfurchen durch Schotter verstopft und daneben neue eingekerbt worden. Wohl aber finden sich am Gebirgsrand derartige Erscheinungen neben den großen tertiären Buchten (mit Epigenesen). Schwerer verständlich ist, daß sich die Anzeichen des Strandes des obersarmatischen Meeres bei Hartberg zum Beispiel in 400 *m*, bei Grafendorf in 500 *m* befinden, also hier ungefähr 100 *m*, dort etwa 200 *m* unter dem Niveau der breiten pontischen Verebnungen, die ihrerseits damals noch gar nicht bestanden. An deren Stelle können damals (im besten Falle) bloß schmale Talkerben vorhanden gewesen sein, welche bis zur Tiefe der späteren Verebnungen eingeschnitten waren. Wahrscheinlich herrschte aber damals im Gebirge überhaupt ein älteres Flächensystem. Man muß sich also entweder einen erosiv nahezu ungegliederten (nur durch große tektonische Buchten gezackten) Gebirgsabfall vorstellen, oder man muß sich in einer nachträglichen starken Abbeugung (Kniefalte) gerade am Gebirgsrand die Ursache jener Erscheinung suchen. Weiter verwickelt sich die Sache noch dadurch, daß das sarmatische Meer selbst gegen Ende seines Bestandes stärker zurückwich und sich nachweislich an der Grenze zwischen sarmatischer und pontischer Zeit ein Stadium lebhafter Tiefennagung („vorpontische Erosion“) einschaltete. Man muß nach einer befriedigenden Erklärung dieser Erscheinungen noch weiter suchen.

Nicht minder verwickelt gestaltet sich aber die Verfolgung der Flächensysteme, welche über dem pontischen entwickelt und daher älter sind, und verschiedener anderer damit verbundener Fragen. Auf Einzelheiten einzugehen ist hier freilich ausgeschlossen. Nur einige allgemeine Bemerkungen können gemacht werden. Über dem pontischen 650- bis 750-*m*-System

liegt in weiter Verbreitung ein höheres in 950 bis 1000 *m* (Wasserscheide zwischen den Becken von Semriach und Passail); ein zweites in 1000 bis 1100 *m* (beiderseits der Feistritz) und ein drittes in 1250 bis 1300 *m* (Wasserscheide zwischen Weizbach und Feistritz; Rabenwald, Masenberg und andere); ein viertes in 1350 bis 1400 *m* (Südseite des Wechsels); ein fünftes in 1450 bis 1500 *m* (Plankogel, Sauernkogel, Teufelstein usw.); Stuhleck-Pretul und Hochwechsel bilden das höchste (1650 bis 1783 *m*). Allein es bleibt zu untersuchen, ob die verschiedene Höhenlage einzelner Flächenstriche nicht auf nachträgliche Krustenbewegungen, mit Überhebung einzelner Schollen, zurückzuführen ist.

Anscheinend verdanken nämlich Stuhleck-, Pretul- und Wechselgebiet ihre größere Höhe einer stärkeren Heraushebung, quer zum Streichen der Alpen; weniger stark wurde die Umgebung des Teufelsteins emporgehoben, wieder stärker das Gebiet Rennfeld-Hochlantsch. In dieser Auffassung wird man bestärkt durch entsprechende Erscheinungen nördlich der Mürzlinie. Überdies sind aber einzelne schmale Streifen an Verwerfungen grabenähnlich eingesunken: so mehrere in der Waldheimat (besonders bei St. Kathrein), bei Dissau (am Fuß der Wetzter Leithen), im Becken von Passail. Hier haben sich Überreste der miozänen Beckenfüllung noch gut erhalten. Aber auch an der Südseite des Pretulzuges sind sie durch ihre Versenkung und Einklemmung der völligen Zerstörung entgangen. Gegen diese eigentümliche Furche kehrt der Pretulzug einen Steilabfall, während er gegen NW hin lange Rücken entsendet, die mit weitgedehnten Ecken allmählich verflachen. Der Steilabfall ist zum mindesten als steile Flexur, besser noch als Bruchwand anzusehen. Ähnlich gestaltet ist der Südabfall des Wechsels. Falls nun die Vermutung zuträfe, daß das ganze Randgebirgsstück südlich von Pretul und Wechsel, das wie eine breite Vorstufe vor den Haupterhebungen lagert, eine abgesunkene Scholle ist, dann wären natürlich auch die ursprünglichen Zusammenhänge der Landoberfläche zerstört und die Höhenbeziehungen der Systeme verschleiert. Vielleicht sind dann die Flächen des 1200 bis 1300 *m*-Systems im S gleich alt mit denen des 1650 bis 1780 *m*-Systems im N.

Aus dem verschiedenen Ausmaß der Hebungen, den Schrägstellungen und Verkrümmungen erklären sich auch die Flußrichtungen und die Veränderungen in der Anordnung der Gewässer. Die Aufwölbung des Stuhleck- und Wechselgebietes schuf hier einen Querknoten, von dem die Flüsse nach allen Seiten herunterflossen. Der gegen W gerichteten Neigung folgt die obere Feistritz wie der Pfaffenbach, folgen auch die verschiedenen Bäche an der Südwestseite des Wechsels. Sie alle

werden angelockt durch die große Quermulde zwischen dem Krieglacher Becken im NW, der Lafnitzsenke im SO, die schräg durch das Randgebirge hinwegzieht. Mehr oder weniger schwenken auch die Flüsse an der Nordseite des Pretulkammes gegen NW hin ab, auffälligerweise durchwegs unter dem System von 1350 bis 1400 *m*, also erst im Bereich des 1150 bis 1200 *m*-Systems. Das scheint zu bedeuten, daß sich das Stuhleck-Pretulgebiet erst aufkrümmte, als die Oberläufe jener Bäche bereits in das während einer früheren Phase der Seiten-nagung ausgebildete System von 1350 bis 1400 *m* eingeschnitten waren und im 1150 bis 1200 *m*-System dahinfließen. Es ist bezeichnend, daß gerade dieses System auch an der Nordseite des Mürztales bei Krieglach wiederkehrt: die Einbruchsfelder des Mürztales sind in dasselbe eingesenkt, sie sind jünger. Die Schotter, die in ihnen liegen, sind die Korrelate der fort-dauern-den Bewegung des benachbarten Gebirgsrahmens. Sie sind gleich alt mit den Leithaschottern (doch sind sie nachträglich selbst noch stärker verstellt, im Obermiozän oder erst im Pliozän). Also sind die Flächensysteme von 1150 bis 1200 *m* an aufwärts (das heißt in der Erdgeschichte zurück) älter als jung-mediterran (obermittelmiozän).

Mit dem Einsenken des Krieglacher Kessels hängen auch gewisse Flußablenkungen zusammen. Der Sattel beim Höllkögerl (an der Alplstraße) ist ein Strunkpaß. Über ihn floß früher der Bach ab, welcher die Oberläufe am NO-Hang des Teufelstein-Heuberg-Zuges sammelte und von denen der oberste Fressengraben ebenso wie der Graneck- und Altschbach ebenfalls an Zerrüttungsstreifen geknüpft sind, die der Mürzsenke parallel laufen. Der heutige Unterlauf des Treibachgrabens war damals der Unterlauf des Wallenbaches. Aber in der Folge verlängerte sich ein rechter Seitenbach des Teschengrabens soweit nach rückwärts, gegen O, bis er den Treibach anzapfte. Die früher erwähnte Aufkrümmung der Pretulgruppe hat diese Entwicklung noch begünstigt. Für eine Anzapfung spricht außer der Anordnung der Talfäden auch die Talform des heutigen Freßnitzbaches (unterhalb der Waldschule-Schlucht, oberhalb Wiesengrund). Auf der Abdachung zur Feistritz hinwiederum sammeln sich die Gewässer, durch Zerrüttungsstreifen vorgezeichnet, zentripetal bei St. Kathrein und weiter im SW in dem kleinen Senkungsfeld von Dissau; auch hier der Gegensatz der Talformen des Mittel- und des Unterlaufes! Die jungen Einschnitte sind durchwegs in ein System von 900 bis 950 *m* eingekerbt. Die letzte, selbst übrigens wieder mehrphasige Zerschneidung, die durch die Tiefennagung der Feistritz verursacht wurde, vermochte noch nicht normale

Gefällskurven herzustellen (kleine Wasserfälle und Bachschnellen in den Mündungsecken).

Das Feistritztal selbst erinnert unterhalb Birkfeld an einen Durchbruch. Der Königsberg (1227 *m* im NW), der Rabenwald (1281 *m* im SO), demselben Flächensystem angehörig, treten von beiden Seiten verhältnismäßig nahe aneinander heran; kurz und scharf sind die Ecken, die sie gegeneinander vorschicken. Nördlich vom Rabenwald aber herrscht weithin das 1050 bis 1100 *m*-System, von einzelnen tiefen Sätteln gegen die Pöllauer Bucht hin durchbrochen (Gscheid 809 *m*; Sattel zwischen Zeiseleck und Wachholz 967 *m*, Schloffereck 941 *m*). Vielleicht haben diese Sättel ebenso wie die Kerbe 982 *m* im N (westlich St. Jakob) ehemals den Talwegen von Gewässern angehört, die von NW gegen SO liefen. Durch jene Krustenbewegungen, welche die großen Schollen der Vorstufen absenkten, könnte aber auch der Feistritzmittellauf festgelegt und jene alten einst in relativ hoher Lage gebildeten Einschnitte außer Funktion gesetzt worden sein. Unterhalb Birkfeld zeigt das Tal schöne eingesenkte Mäander (am schönsten der Fastumlaufberg von Schloß Frondsberg). Ein besonderes Problem stellt schließlich noch der Durchbruch der Feistritz zwischen Rabenwald und Kulm (Freienberg-Klamm). Hier scheint die Feistritz ein altes W-O gerichtetes Tal zur Zeit des oberpontischen mächtigen Schotterauftrages wieder in Dienst genommen und nachher epigenetisch eingeschnitten zu haben. Der Durchbruch durch die Herbersteinklamm, etwas weiter unterhalb bei Stubenberg, ist ein rein epigenetischer Einschnitt.

Im übrigen stellt das ostmurische Randgebirge kein besonderes morphologisches Problem. Seine jungpliozäne und pleistozäne Talgeschichte besteht in der etappenweisen Tieferlegung der Flußwege. Man kann an den Hauptflüssen die wichtigeren Phasen dieses Vorganges in das Gebirge hinein verfolgen, da sie durch Terrassen und Gehängekanten angedeutet sind, freilich keineswegs lückenlos, wegen der großen Grabendichte. Auch sind die Gehänge oft stark verwaschen, gleichfalls wegen der Beschaffenheit des Gesteins. Besonders während der pleistozänen Kältezeiten war die Schuttbildung wegen des Herabsteigens des Pflanzenkleides verhältnismäßig groß. Die Täler wurden da und dort mit Schottern aufgefüllt, wenn auch nur unbedeutend im Vergleich zu Tälern anderer Gebiete, in deren Hintergrund Gletscher lagen. Das inneralpine Feistritz- und Lafnitztal sind arm an jungen Schotterterrassen. Da und dort bildeten sich Blockhalden. Auf dem Gipfel des Teufelsteins, am Wechsel und anderen Stellen des damals „periglazialen“ Gebietes witterte der Fels aus. Aber nur an der Nordseite des Stuhlecks, im Hintergrund des Kaltenbachgrabens, sind

karähnliche Formen entwickelt, welche anzeigen, daß sich hier vorübergehend ein Firnfeld in die alte Quellmulde gebettet hat. An der Pretul dagegen und am Rennfeld ist nichts Derartiges wahrzunehmen und das Blockwerk an der Nordseite des Wechsels (im Molzgraben bei Kirchberg) ist miozäner Murenschutt, anscheinend von demselben Alter wie drüben die „Hangendschotter“, beziehungsweise die Friedberger Schotter vor der Bucklichten Welt, deren Plattform mit breiten Rückenfluren, in 800 bis 850 *m*, nur mehr mit einem äußersten Ausläufer nach Steiermark hereinreicht. Sie gehört, wie ihre relative Höhe von ungefähr 200 bis 250 *m* über dem breiten oberpontischen Flurensystem (dieses selbst ist noch in tieferen Talbodenresten von 650 bis 700 *m* Höhe erkennbar) zeigt, mit den Verebnungen von 950 bis 1000 *m* der Passailer und Birkfelder Gegend zusammen. Auch ihr breites Sims macht den Eindruck einer an Höhe zurückgebliebenen Scholle vor dem überhobenen Massiv des Wechsels. Jene mächtigen Schotter (vielleicht noch mit den Grunder Schichten, wahrscheinlich mit den Leithaschottern zu parallelisieren) wären die Wirkungen einer jüngeren Absenkung gewesen. Aber der ältere Horizont der Sinnersdorfer Konglomerate, eine Schuttkegelbildung reißender Wildbäche, die im Liegenden der noch untermiozänen Kohle weit nach Osten verfolgbar ist, würde hinweisen, daß ihr eine ältere vorausgegangen ist; die Aufrichtung und tektonische Abgrenzung des Gebildes bezeugt die Fortdauer von Krustenbewegungen. Das genauere Alter der Plattform selbst ist noch eine offene Frage, da, ganz abgesehen von der tektonischen Deutung, neuerdings auch das untermiozäne Alter der Sinnersdorfer Konglomerate angezweifelt worden ist.

c) Das Grazer Kalkgebirge.

Wichtigste Literatur (außer den bei a) genannten Schriften): 47, 156a, 176, 211, 212.

Innerhalb des steirischen Randgebirges nimmt das Grazer Kalkgebirge eine besondere Stellung ein nach Gestein, Aufbau und Formen; doch besteht es nicht ausschließlich aus Kalken, sondern auch aus Kalkschiefern, Dolomiten, Sandsteinen, und die Kalke selbst sind nicht bloß verschieden alt, sondern verschieden beschaffen und verschieden gefärbt. Verhältnismäßig große Räume nimmt überdies Phyllit ein (Becken von Semriach, Passail, Ostseite des Hochlantschstockes). Dieses ganze paläozoische Gebilde, in eine Art von Mulde aus Altkristallin eingelagert, wird von flachen Faltenwürfen beherrscht, die ihrerseits von Abbeugungen und Brüchen zerstückt sind (Leberflexur, Zösenberger Bruch, Göstinger Bruch usw.). Den Faltenwurf kann man zum Beispiel im Murtal schön beobachten: im

Göstinger Durchbruch fallen die Schichten gegen NW hin ein, im Eggenberg bei Gratwein tauchen sie gegen NW auf, bei Stübing fallen sie wieder gegen NW. Eine prächtige liegende Falte zeigt der Gschwendberg gegenüber Frohnleiten. Der Bau des Hochlantschstockes selbst stellt sich als eine große, flache Mulde dar, deren Achse ungefähr der Lauf des Mixnitzbaches bezeichnet. So kehrt er nach allen Seiten mächtige Schichtstufen mit schwach aufstrebenden Schichtköpfen, im S und O reine Abtragsstufen, im N mit bestimmten Beziehungen zu einer wichtigen tektonischen Naht. Diese wird durch eigentümliche Gosauvorkommnisse bezeichnet, unter denen die hellroten Konglomerate bei Gams (westlich Frohnleiten) am auffälligsten sind.

In der Landschaft treten übrigens die erwähnten Brüche und überhaupt die tektonischen Linien als solche nur wenig hervor, eigentlich überhaupt nur dadurch, daß sie mitunter die Verbreitung und den Wechsel von Gesteinen vorzeichnen. Gerade auf diesem aber beruht auch die Abwechslung des Formenschatzes. Besonders schroff ist der Gegensatz zwischen den Schöckelkalken einerseits, den Semriacher Schiefern und selbst den Kalkschiefern andererseits. Wo die Mur Schiefer quert (Frohnleiten usw.), hat sie Weitungen ausgenagt; in den harten Kalken bleibt das Tal eng (oberhalb Peggau, Göstinger Durchbruch), ja sie hat noch nicht einmal ihr Gefälle ausgeglichen (Schnellen an der Weinzödlbrücke). Die Kalke bilden schroffe Wände (Peggauer Wand, Wand unter dem Pfaffenkogel, Raabklamm, Hochlantsch, Rote Wand usw.), stellenweise mit Böschungen über 80°. Gehänge mit 30 bis 40° Neigung sind keineswegs selten; selbst in dem weniger widerstandsfähigen Dolomit finden sich solche von 40° (Raabquellgebiet); die Schiefer dagegen sind sanfter geneigt. Die harten Kalke wittern aus den weichen Kalkschiefern aus und bilden malerische Rippen und Vorsprünge (zum Beispiel Jungfernsprung bei Graz). Sie trotzen überhaupt der Landabtragung und bleiben als Restberge verhältnismäßig lange erhalten. Als Restberge sind auch der Schöckel, ja vor allem der Hochlantschstock selbst anzusehen. Freilich fressen sich auch in diesen von allen Seiten her Bäche ein. Von der Mur her hat der Tyrnauer Graben längs weichen Schiefern eine große hufeisenförmige Bresche in ihn geschlagen und sein Normalgefälle erreicht; der Mixnitzbach wurde dagegen in seiner Tiefennagung durch besonders harte, ungebankte Kalke aufgehalten und ist von der Ausgleichung seines Gefälles noch weit entfernt (Klamm der „Bärenschütz“). Erfolgreicher hinwiederum hat vom Schiefergelände im S aus die Raab ihren Quellbereich eingegagt. Denn beim Schwabbauerneck ist die Wasserscheide

bereits auf 100 *m* Entfernung an den oberen Mixnitzbach herangeschoben, eine Anzapfung bereitet sich vor; eine andere beim Angerwirt im Hintergrund des Toberbaches — hier vielleicht längs eines alten Talweges.

Endlich sind die Kalke auch im Grazer Kalkgebirge die Träger des Karstphänomens. Dolinen tragen sie auf dem Plabutsch, dem Frauenkogel, dem Walzkogel, dem Schöckel. Besonders zahlreich aber sind Dolinen, Karstmulden und Schächte auf der Tanneben. Dasselbst hängen sie wenigstens zum Teil mit Verbrüchen zusammen. Das Wilde-Mann-Loch tritt hier übrigens — wie das Schöckelloch — nicht auf einem flachen Plateauteil, sondern auf steilem Gehänge auf. Der Stock der Tanneben wird von unterirdischen Wasserläufen durchmessen. Er sperrt der Sammelader des nördlichen Semriacher Beckens, dem Lurbach, den Weg. Daher tritt dieser unweit Pöllau in das sogenannte Lurloch, in den „Berg“. An der Peggauer Wand kommen die unterirdischen Gewässer in Form mächtiger Quellen wieder zum Vorschein. Im Inneren des Berges bilden die Höhlensysteme ganze Stockwerke übereinander. Höhlen sind auch sonst in den Grazer Kalkbergen nicht selten (Katerloch; Grashöhle; Drachenhöhle; Höhlen auf dem Schiffall). Da und dort sprudeln mächtige Quellen, vom Karstgrundwasser gespeist, an den Tag (Weizer Gegend).

Die Grazer Kalkberge sind aber vor allem dadurch in der Morphologie der Steiermark wichtig, daß sich mit ihrer Geschichte die des Murdurchbruches auf das engste verknüpft und man nur hier den entwicklungsgeschichtlichen Beziehungen zwischen der steirischen Bucht und der norischen Senke nachspüren kann. Ausgedehnter und besser erhalten als sonstwo im steirischen Randgebirge sind hier die Überreste alter Flächen und reichlicher die Überreste alter Aufschüttungen.

Die alten Landoberflächen sind am schönsten im Hochlantschstock erhalten, die beiden schönsten Systeme in 1400 bis 1450 *m* und in 1200 bis 1250 *m*; zwischen sie schaltet sich ein drittes in 1300 bis 1330 *m* ein. Höher liegt das Niveau der Hauptgipfel (1500 bis 1600 *m*), nur von der Hochlantschkuppe selbst noch auffällig überragt. Ebenso wenig fehlt es an tieferen: in 1100 bis 1150 *m* liegen die flachsohligen Weitungen des oberen Mixnitzbaches, in ungefähr 1000 *m* führt ein alter Taleinschnitt zwischen Rötelstein und Roter Wand hindurch, in einem auch sonst weitverbreiteten System; und darunter folgen dann schon jene tieferen Flächenstücke, welche neben der Mur als Leisten auftreten. Sie gewinnen gegen den Gebirgsrand an Breite. Auf der Tanneben lassen sich deutlich drei Systeme unterscheiden (in 700, 800 und 900 *m*) und bis an die Grazer Bucht heran verfolgen. Prächtig stimmen mit den Hochlantsch-

flächen die des Schöckels überein (1240 bis 1440, 1250 bis 1300, 1150, 1050 usw.) und ebenso sind sie alle westlich der Mur erkennbar, trotz der dichten Zerschneidung der überwiegend aus Schiefen bestehenden Gruppen (vgl. Fig. 3 bis 6). Ohne irgend welche Knicke ziehen sie in die benachbarten kristallinen Gesteine hinüber, anscheinend auch in die Gosau, obwohl das ältere Gebirge mit einem deutlichen Abfall gegen diese herantritt. Es hat offenbar eine einheitliche Entwicklung die ganze Landschaft beherrscht. Doch ist auch sie nicht ohne jüngere tektonische Bewegungen abgelaufen (Passailer Becken, vielleicht auch Semriacher Becken, die beide mit dem Einbruchsfeld von Gratwein in einer Flucht liegen; unbedeutende Schrägstellung des Hochlantsch?).

Die alten Talwege, welche mit jenen Verflächungen in Beziehung stehen, sind freilich noch nicht genügend ermittelt, vielleicht überhaupt nie mehr feststellbar, trotz der gelegentlichen Schotterstreureste. Bei diesen sind deutlich zwei Gebilde zu unterscheiden: bis zu den Systemen von 800 *m* herrschen verarmte Quarzschotter, in den höheren Systemen entweder noch Lokalschotter oder Fernschotter nordalpiner Herkunft (Werfener Schiefer oder Augensteine). Die obersten dieser Schotter gehören dem 1200 *m*-System an (Sperrbühel zwischen Schwaig und Gutem Hirten; Weg zwischen diesem und Teichalpe; Breitalmhalt), finden sie sich aber auch auf tieferen Terrassen (oberhalb Gunacker am Schiffall, 1000 *m*; unterhalb der Göstinger Alm, 1080 *m*; Plateau der Garracher Wände, 1120 *m*; Weizentaler Hub usw.). Am Ausgang der Drachenhöhle liegen in 955 bis 960 *m* Schotter aus dem Hochlantschstock, aber auch Hornblendegneise und Granite, im Ostergang und im Windloch derselben Höhle massenhaft Augensteine. Beim Hausebner liegen verschiedene Gneise, Granite, Sandsteine und Kalke in nicht ganz 1000 *m* Höhe. Die Geröllgesellschaft stammt offensichtlich aus NW, teils aus den höheren Teilen des Randgebirges selbst, teils aus der Grauwacken-, teils sogar aus der nördlichen Kalkzone.

Vielleicht schon im 1200 *m*-System, spätestens im 1100 *m*-System hat also bereits ein Fluß aus dem Gebiete jenseits der norischen Flucht seinen Weg hier quer durch das Randgebirge genommen, ein Vorläufer der heutigen Mur. Vielleicht strebten andere durch andere Einschnitte zur Grazer Bucht, die uns heute als tiefe Paßkerben entgegneten (Wirt auf der Höhe). Jedenfalls deutet das Nebeneinander der Vorkommnisse auf dem Schöckel und auf der Garracher Wand auch auf zwei verschiedene Talwege. Das Passailer Becken kann damals noch nicht bestanden haben; wahrscheinlich lag damals in seiner Höhe das Sumpfland, das die spärliche Braunkohle hinterließ

und alsbald in die Tiefe sank. Im 1000 *m*-System war die Geröllzufuhr besonders stark und grob (Hausebner). Wie drüben im Stuhleckgebiet das 1150 bis 1200 *m*-System das kritische für die Umschaltung war, so hüben das 1200 *m*-System, das zum erstenmal hier deutlich nordalpine Gewässer abführte. Allein es wurde in der Folge noch etwas verbogen. Der Fluß, der früher als Raaboberlauf auftrat, wandte sich gegen SW und fand einen neuen Talweg gegen die Grazer Bucht. Im Vergleich zu seiner Erosionsleistung ist die der heutigen Raab und des Weizbaches mit ihren Durchbrüchen durch den Zug Schöckel-Zetz verhältnismäßig gering (Raab-, Weizklamm); diese sind nach dem Gesagten jedenfalls nicht als primäre Überflußbrüche zu deuten. Jene Schotter aber können nicht älter sein, als die Auffüllungen der norischen Senkungsfelder, also höchstens mittelmiozän. Die große Ausdehnung des 1000 *m*-Systems, dessen Entfaltung dem Schotterauftrag voranging, weist auf eine lange Zeit unveränderter Lage der Erosionsbasis, nur wenig über dem Meeresspiegel. Allein das Meer des Mittel- und Obermiozäns hat draußen seine Spuren am Rand des Gebirges nirgends in mehr als 500 *m* Höhe hinterlassen: wie drüben bei Hartberg, muß also auch hier das Gebirge in Form eines breiten Koffergewölbes mit steilen Flanken aufgestiegen sein. Doch stehen auch hier einer solchen Vorstellung gewisse Schwierigkeiten gegenüber, namentlich die, daß schon Grobschotter anscheinend höheres Alters in geringerer Höhe über dem heutigen Murtal begegnen (Südseite des Hienning, Gegend von Gratkorn); wir werden ihr im westmurischen Randgebirge wieder begegnen.

Bei der weiteren Erhebung des Gebirges hat sich die Mur und haben sich ebenso Raab und Weizbach eingeschnitten, die Mur am stärksten unter den dreien, mit dem stärksten Fortschritt, die beiden anderen nur mit malerischen Klammern in den Schöckelkalken, während sie oberhalb ihrer Durchbrüche die weicheren Schiefer ausräumten. Ursprünglich höhergelegene Schotter wurden dabei noch umgelagert und finden sich daher auch in den tieferen Systemen. Von diesen sind besonders die randlichen Verflächungen auffällig, welche rings um das Passailer Becken in ungefähr 740 bis 750 *m* und wiederum in 700 bis 710 *m* auftreten. Wie schon früher erwähnt, tritt dieses untere System mit der pontischen Terrasse der Weizer Gegend in Verbindung, in 630 bis 660 *m*. Im Murtal entsprechen diesem System die weiten Verebnungen in 690 bis 700 *m* Höhe (Hienning, Kalkleitenmöstel, Steinberg usw.). Auf diese Flächen wurden dann in großer Mächtigkeit die oberpontischen Schotter gebreitet, herbeigeschleppt infolge des weiteren Aufsteigens der inneren Gebirgsteile, zugleich ausgelesen aus

den älteren Schottermassen der norischen Flucht und darum überwiegend Quarzgerölle. Die Zerschneidung vom 1000 *m*-System bis herunter zum 700 *m*-System gehört dem Obermiozän an, der vorpontischen Erosion. Der gewaltige Schotteraufrag im Oberpontikum weist darauf hin, daß die Absenkung des Vorlandes lebhafter wurde; große Schollen von Grundgebirge wurden dabei von jenem begraben. Erst die später einsetzende Zertalung hat sie zum Teil wiederum herausgeschält. Davon war schon oben die Rede.

Spuren eiszeitlicher Vergletscherung fehlen dem Grazer Kalkgebirge völlig; reicher sind periglaziale und postglaziale Aufschotterungen (vgl. das über das Murtal Gesagte), und verschiedentlich haben sich diluviale Kalkbreccien gebildet, ohne daß es möglich wäre, die Zeit und die Umstände ihrer Entstehung genauer festzulegen (Lankowitz, Eggenberg usw.).

d) Das westmurische Randgebirge.

Wichtigste Literatur (außer den bei a) genannten Schriften): 25 bis 27, 61, 63, 86, 90, 102, 107, 127a, 136, 138, 139, 171, 197, 206, 224—226.

Das westmurische Randgebirge zeigt neben dem Murdurchbruch unterhalb Bruck durchaus die gleichen Flächensysteme wie das ostmurische in der Umgebung des Rennfeldes und des Hochlantsch; es kann daher nicht etwa ein junger Querbruch für die Anlage des Murtales verantwortlich gemacht werden. Von oben nach unten folgen Systeme in 1600 bis 1640 *m* (Mugel, Hochalpe, Fensteralpe, Zehneranger), in 1400 bis 1450 *m* (Hochanger, Bei den Drei Pfarren, Sonntagkogel, Ochsenkogel, Sadningkogel, Polsterriegel); in 1200 bis 1300 *m* (Hochangerwarte, Mießriegel-Schmollhube, Hochschwager, Fuchskogel usw.); in 1000 bis 1050 *m* (verschiedentlich). Erst darunter folgt dann der trotz der starken Zerschneidung auffällige Talboden der Mur in 780 bis 800 *m*, dessen Höhenlage und Breite (er ist selbst im Durchbruch zwischen Rötelstein und Schiffal gut entwickelt) dafür sprechen, daß er mit der älterpontischen Verebnung von 700 *m* am Rand des Gebirges gleich alt ist. Also auch hier wieder das ruckweise Aufsteigen der Landschaft, die Übereinanderschichtung von Stockwerken der Talvertiefung! Deutlich liegen die sanften Formen von „alten Zyklen“ vor, darunter die Einschnitte eines mehrphasigen „jungen Zyklus“. Diesem entsprechen die glattwandigen Gräben, die hier, in undurchlässigem Gestein, besonders zahlreich sind; in spitzem Winkel von der tief eingeschnittenen Mur umfaßt und daher auch selbst besonders tief eingengagt, haben sie häufig nur mehr die scharfen Grate lebhafter Gehängeverschneidung übriggelassen. Das oberste, älteste Flächensystem hinwiederum

ist nur mehr in einzelnen Restbergen erhalten, die sich mit deutlichem Abfall gegenüber den tieferen absetzen.

Stellenweise greifen auch schon die jüngsten Einschnitte gegen S zurück (Nordseite der Mugel); aber auch nur stellenweise im Inneren des Gebirges haben sich wirklich einzelne alte Talböden unversehrt erhalten (oberer Groß-Gößgraben, in 1150 *m*, also wohl im 1050 *m*-System des Murdurchbruches; oberster Weiderlinggraben am Rotündl im selben System). Besonders eigenartig sind tiefe Furchen, welche diesen Flügel des Randgebirges in westöstlicher Richtung durchziehen. Sie sind bald durch Taleinschnitte, bald durch Pässe bezeichnet. Die eine, zwischen Mugel und Hochalpe, zieht über den Trasattel (1314 *m*) und den Eisenpaß (1195 *m*) einerseits und weiter bis an die Südseite des Rennfeldes und zum Eyweggsattel, andererseits bis zur Mur bei St. Michael („Trasattel“- und „Eywegglinie“); eine zweite südlich der Hochalpe und des Rotündls über den Pöllersattel (1278 *m*) und den Almwirt (1178 *m*), gegen W (obere Schladnitz, obere Lainsach, Weitengraben bei Lobming, Preggraben) und gegen O (verschiedene Sättel bis zur Mur bei Trafös, ja vielleicht noch Breitenau) weit fortgesetzt. Eine dritte wird durch die Linie Margarethen-Rachau-Gleinalmwirt-Übelbachtal bezeichnet. Nur die erste der drei knüpft sich an eine klare tektonische Grenze (zwischen der Gleinalpenmasse im S und der Seckauer-Mugelmasse im N), aber auch die beiden anderen dürften Zerrüttungslinien ausdrücken. Die Frage muß vorderhand noch offen bleiben, ob diesen Linien ehemals einheitliche Gewässer folgten, oder ob sie in die älteren Systeme jeweils nur durch die allgemeine Landzerstörung, nicht durch die Flüsse eingetieft wurden.

Jedenfalls sind Veränderungen im Flußnetz vorgekommen. Der obere Utschgraben nahm einst vom Trasattel seinen Weg über den Eisenpaß zum Zlattengraben, der obere Groß-Gößgraben über den Almwirt und die Sättel hinüber nach Trafös. Beide wurden nach der Ausbildung des 1200 *m*-Systems von der Mur her angezapft (es ist wieder dasselbe kritische System wie drüben im Wechselgebiet!); Anzapfungen haben sich vermutlich auch in einer noch nicht geklärten Reihenfolge zwischen Pöllersattel und Lobming abgespielt und ebenso im O zwischen Almwirt und Mur. Der Strickbach, der Laufnitzbach und mehrere Seitenbäche des Gamsgrabens sind als Räuber aufgetreten; zwischen Kreuzkogel und Sattlerkogel bereitet ein Seitenbach des Gamsgrabens den letzten Angriff vor. (Über die „Ecken“ dieser Landschaft vgl. Fig. 7.) Aber von der Mur bei Trafös aus frißt nun wieder ein Einschnitt gegen den oberen Strickbachkessel hin ein und der Gamsbach schickt sich an, den oberen Groß - Gößgraben durch weitere Zurückverlegung seines

Sammeltrichters an sich zu reißen. Bezeichnend genug liegen überall unterhalb der Anzapfungsknie schmale, ja klammartige Einschnitte mit unausgeglichenen Gefällesteilen (Groß-Gößgraben, Schladnitz, Lainsach usw.). Ähnliche Erscheinungen beobachtet man auch am Südabfall des Kammes Rennfeld-Schwarzkogel östlich der Mur. Allein gerade bei den Seitengräben, welche vom Zuge Hochalpe-Gleinalpe zur Mur herabfließen, könnte man jene Engen überdies auch mit jungen Bewegungen zusammenbringen, welche schmale Streifen des Gebirges parallel zu den erwähnten Tiefenlinien unbedeutend heraushoben. Auch der starke Abfall der Hochalpe und des Rennfeldes gegen S scheint für eine gewisse Heraushebung zu sprechen, ja selbst die Mur zwischen Bruck und Kirchdorf der Hebung im N der Trasattel-Linie noch nicht völlig nachgekommen zu sein. Bezüglich des Schollenstreifens zwischen Trasattel und Pöllerlinie wird sogar vermutet, daß er durch SO bis NW streichende Sprünge in Teilschollen zerlegt worden sei; diese hätten auch die Laufrichtungen der Murseitenbäche bestimmt. Da sich ihre Schlingen von der oberpontischen Aufschüttung her bis zur heutigen Talsohle vererbt haben, müßten jene Bewegungen jungpliozän sein. Derartige Vermutungen über junge Krustenbewegungen bilden also ein Gegenstück zu den oben über das Stuhleck-Wechselgebiet geäußerten; die analoge Situation beider Gebiete würde gut dazu passen. Doch sind in beiden Fällen noch weitere Untersuchungen nötig.

Weiter gegen SW hin hebt sich über die gleichen Systeme, die wir hier aber der Kürze wegen nicht näher anführen wollen, ein noch höheres und noch älteres Stockwerk hervor, gipfelnd in der Gleinalpe (Lenzmairkogel, 1997 *m*), im allgemeinen in 1850 bis 1950 *m*, also ungefähr 250 *m* über dem der Hochalpe. Dieses ist ringsum in weiten Überresten vertreten und verbindet die Gleinalpe mit der Stubalpe. Auffallend scharf, mit verhältnismäßig kurzen Ecken, setzen diese höheren Flächensysteme gegen SO zu den Flächensystemen von 950 bis 1000 *m* und 1050 bis 1100 *m* ab, die von der Kainach hinüberziehen in die Grazer Kalkberge (Pleschgruppe; vgl. Fig. 8). Außerdem sprechen auch hier sonderbare Anordnungen des Talnetzes für jüngere Krustenbewegungen (vgl. die Laufrichtungen der Stübing, die in einer Ausgangshöhe von etwa 800 bis 900 *m* festgelegt wurden).

Die Stubalpe, die sich jenseits des Gaberl an die Gleinalpe anschließt, enthält die höchsten Erhebungen des steirischen Randgebirges. Sie sind hart an die Obdacher Senke herangerückt und steigen in zahlreichen langgezogenen Ecken gegen die Grazer Bucht hin ab. Diese zackt sich hier bei Voitsberg und Köflach mit scharfen Umrissen in den Körper des Gebirges

ein, umschlossen von einer sehr deutlichen Plattform von ungefähr 790 bis 850 *m* Höhe im S der Kainach-Linie, von ungefähr 750 bis 800 *m* im N. Dort ist sie im kristallinen Gestein entwickelt, hier greift sie über paläozoische Kalke und Gosaugesteine hinweg. Besonders hier im N trägt sie mächtige, grobe, stark verwitterte Schotter von sehr bunter Geröllgesellschaft, im S breiten sich Fetzen einer dünnen Schicht, überwiegend von Quarzschottern, auf das Plateau von Wöllmiß. Ohne Zweifel entsprechen diese dem oberpontischen Schottertransport, das Flächensystem selbst dem Unterpontikum, wie sonst überall am Saum des Randgebirges. Dieses liegt also unbedeutend höher, vielleicht 50, höchstens 100 *m*, als drüben am Austritt der Mur. Übereinstimmend damit erscheinen auch die älteren Flächensysteme des Stubalpengebietes unbedeutend gehoben. Sie begegnen uns hart am Beckenrand in 850 bis 900 *m*, in 1050 bis 1100 *m*, dann besonders in 1220 bis 1300 *m* (Kamesberg, Hochgößnitz, von St. Emma bis zum Abfall des Sprengerkogels); in 1400 bis 1450 *m* (Bundscheck, Sprenger Kogel); in 1550 bis 1600 *m* (Gaberl, rings um den Wölker Kogel, Salzstiegel, St. Bartholomä); in ungefähr 1700 bis 1750 *m* — das ist also höchstwahrscheinlich die Entsprechung des Gipfelniveaus der Brucker Alpe und der anderen Sechzehnhunderter der Gleinalpengruppe (Wölkerkogel, Hirscheegger Alpe); in 1950 bis 2000 *m* (Speikkogel, Peterer Kogel, Rappelkogel) — entsprechend dem Gipfelsystem der Gleinalpe; darüber hier aber als höchstes System des Randgebirges überhaupt das des Ameringkogel-Weissensteins-Größenbergs (in 2140 bis 2180 *m*), also noch 200 *m* über dem vorigen.

An der Westseite des Stubalpen-Hauptkammes ist gegenüber dem Obdacher Sattel am weitesten ein Flächensystem von 1160 bis 1200 *m* Höhe entwickelt; ältere sind in Höhen von rund 1350 bis 1400 *m*, von 1650 bis 1700 *m*, von 1850 *m* nur in kurzen Ecken angedeutet und ihre Beiordnung zu denen der O-Abdachung stößt noch auf Schwierigkeiten. Das erklärt sich aus dem ungleichen Ausmaß der jüngeren tektonischen Bewegungen. Daß solche noch kräftig gewesen sind, haben die genaueren Untersuchungen der kohleführenden Schichten erwiesen.

In der Bucht bei Lankowitz sind diese unter 20° bis 40°, weiter nordöstlich bei Piberstein wenigstens mit 10° bis 15° aufgerichtet. Im Maximum reichen sie bis 600 *m* Höhe empor. Schon in geringer Entfernung vom Rand des Gebirges lagern sie dagegen flach. Es hat sich also die Achse jener Bewegungen gerade an diesen selbst geknüpft: auf der Buchtseite sank das Land, auf der Gebirgsseite stieg es andauernd. So entstand eine Randstufe. Auf dem Grundgebirge liegen unmittelbar die braunkohleführenden Sande und Tone, beziehungsweise Tegel.

Damals kann entweder der Steilabfall von heute noch nicht bestanden haben oder wir müssen andere, verwickelte Ursachen heranziehen, um das Nebeneinander eines solchen und feiner Auftragsstoffe zu erklären, ebensowenig zur Zeit der Florianer Tegel, die weiter im S unmittelbar an das Gebirge herantreten. Die groben Schotter in ihrem Hangenden setzen dagegen bereits steilere Böschungen voraus. Doch läßt sich deren Masse nicht mehr mit bestimmten einzelnen Vertiefungsphasen in Beziehung setzen; die ihnen entsprechenden Hänge des Gebirgssaumes sind schon abgetragen. Jedenfalls hat jede einzelne jener Vertiefungsphasen einen neuen Schottertransport mit sich gebracht, aber die einzelnen Decken lassen sich innerhalb des Schotterkörpers nicht mehr sondern. Nur so viel stand mir schon immer fest, daß die Hauptmasse dieser Schotter nichts mit den oberpontischen Schottern zu tun hat. Zuzeiten war die Westbucht des Grazer Beckens aber wohl überhaupt auch Abtrags-, nicht Auftragsraum.

Wenn schon hier die flözführenden Schichten auch von Brüchen betroffen wurden, so wirkten doch die Bewegungen drüben in der Obdacher Senke noch viel stärker: deren flözführende Tone (stellenweise schon von Konglomerat oder Sandstein unterlagert) sind nicht bloß zwischen Sprüngen (Randbrüchen) eingeklemmt und aufgerichtet, sondern überkippt und von der Ameringscholle geradezu überfahren. Für alte Flußwege von NW gegen SO zeugen hochgelegene Schotter, in etwa 1300 bis 1400 *m* Höhe gegenüber dem Jägerwirt, merkwürdig durch Kalkalpengerölle. Sie sind hier wohl bereits umgelagert, denn die alten Talwege gegen SO können nicht unter 1500 *m* hinweggeführt haben. Umgelagerte Kalkschotter finden sich sogar noch in der oberpontischen Aufschüttung bei Edelschrott. Allein ihre Herkunft ist vorderhand noch ein Rätsel.

Auch die Anordnung des Flußnetzes führt zu ähnlichen (freilich sehr hypothetischen) Ergebnissen. Die Bäche des Ostabfalles: Hirschegger Teigitsch, Alpenbach, Gößnitzbach laufen alle mehr oder weniger parallel dem Hauptkamm gegen SO, als ob sie neben dem Senkungsfeld von Köflach vorbei fließen wollten. Vielleicht nahmen ihre Ahnen tatsächlich einmal (im 1200 *m*-System) den Weg beiderseits des Reinischkogels, dessen SW-Hang zu der eigentümlich breiten Lücke des Schrogentors (1258 *m*) abfällt. Dieses 1200 *m*-System (immer wieder begegnet man dieser kritischen Höhe) bog sich dann (relativ) ein: es entstand die Senke von Pack. In der Folge entwickelte sich das weitgedehnte 1050 bis 1100 *m*-System (Herzogberg), das eine lange Zeit der Ruhe voraussetzt. In weiteren Phasen der Talvertiefung wurde schließlich das 800 *m*-System

erreicht, daß hier schließlich mit oberpontischen Schottern eingedeckt wurde. Jünger, und wohl nur als epigenetisch zu erklären, sind die engen Einschnitte der Kainach (zwischen Voitsberg und Gaisfeld), der Gößnitz und vor allem der Teigitsch. Dagegen wird deren große Zacke gegen S (zwischen Edelschrott und der Gößnitzmündung) neben manchen kleineren Schlingen auf Felsklüfte und Störungen zurückgeführt, die im Gefolge einer jungen Staffelung der fußnahen Gebirgsteile auftreten. Mit solchen hängen hier im Teigitschgebiet (und vermutlich auch sonst) überhaupt verschiedentlich die Richtungen kleinerer Gewässer und von Laufstrecken größerer zusammen. Ja auf Grund genauer Untersuchungen konnte sogar die Vermutung ausgesprochen werden, daß überhaupt das ganze Teigitschgebiet zwischen Hirschegg, Köflach und Ligist in einzelne Blöcke aufgelöst und diese durch hebende Bewegungen mehr oder minder kräftig gegeneinander verstellt seien, und daß die schönen Verflächungen am Kreuzberg, Herzogberg, Reinischkogel, Wöllmißberg usw. einem und demselben System angehörten. Die räumliche Verteilung der Flächen scheint ebenfalls dafür zu sprechen. Freilich könnten die Verflächungen auch jünger sein als die Klüfte. Daß aber auch nach der Ablagerung der oberpontischen Schotter noch Krustenbewegungen erfolgten, steht fest. Ja vielleicht dauern die Hebungen im Unterlauf des Teigitschbaches noch fort (Blöcke in einem verhältnismäßig breiten Sohlental!). Ein 800 bis 850 *m*- und das 1050 bis 1100 *m*-Flächensystem kehrt auch weiter im S, nordwestlich von Deutschlandsberg, wieder (Fig.9), in der Umgebung von Freiland und Osterwitz; aber am Rand des Gebirges über Deutschlandsberg sind unter den Flächen von Freiland noch weitere vier bis fünf Abstufungen erkennbar. Die Vielphasigkeit der Talvertiefung macht sich hier nicht minder als anderswo am Saume der Alpen geltend.

Nur die höchsten Teile der Stubalpe sind von der Vergletscherung betroffen worden, während die 200 *m* niedrigere Gleinalpe überhaupt bloß ein unentwickeltes Kar trägt. Sehr lehrreich sind dort die Übergänge zwischen echten Quelltrichtern und echten Karen. Diese erweisen sich hier klar als umgeformte Quelltrichter.

Endlich zeigen sich auch in der Koralpe ganz analoge Verhältnisse: die Haupthebung ganz gegen W gerückt (Großer Speikkogel 2141 *m*), mit einem kurzen, steilen Abfall zur Lavantensenke; gegen O langgestreckte Rücken zwischen tief eingeschnittenen Gräben, in denen die jüngste Flußerosion nicht einmal noch die Normalgefällskurve hergestellt hat. In etlichen Stockwerken ordnen sich die Flächen aus den aufeinanderfolgenden Phasen der Talvertiefung übereinander, unbekümmert

um Streichen und Fallen der Schichten ziehen sie dahin. Mitunter ist man in Verlegenheit, ob man die staffelförmige Übereinanderlagerung von Ecken rein tektonisch (Schollen) oder aus der Destruktion der Landschaft erklären soll. Im allgemeinen spricht zwar das Eingreifen der Flächen eines tieferen Systems zwischen die Überreste der nächsthöheren für Destruktion; aber gerade am Gebirgsrande ist die tektonische Staffelung sicher weiter verbreitet, als man bisher festgestellt hat.

Die Höhen der einzelnen Flächensysteme sind ungefähr folgende: Das erste, oberste liegt in über 1950 *m* Höhe (Großer und Kleiner Speikkogel, Hochseealpe, Hühnerstützen; wahrscheinlich zwei ineinander verflächende Systeme!), ein zweites in 1800 bis 1850 *m* (Glashüttenkogel, Handalpe, Wildbachalpe, Brandhöhe, Steinmannl, Garanaßalpe, Frauenkogel, Am Sprung); das dritte in 1650 bis 1700 *m* (Hofbaueralpe-Bärofen-Rotschachkogel, Prakenriegel, Weinebenkreuz, Treibriegel, Wolscheneck, Glitzkogel, Krannalm, Jauk, Heuofen). Alle diese Flächensysteme steigen von N gegen S etwas an. Das gilt auch vom folgenden, sehr breit entwickelten, dem vierten: im N etwa in 1450 bis 1500 *m* (Rabulegg, Kampelekogel, Stockeralpe, Seeben, Münzerkogel, Gfällkogel, Großofen, auch Reinischkogel; gegen W und NW hin unbedeutend niedriger: Klementkogel, Zarfelkogel, Gunegg; Eiblerkogel, Schoberkogel, Warschegg); im S in 1500 bis 1580 *m* (Dreieckkogel und Nachbarschaft, Hühnerkogel, aber auch schon Poschkogel, Kumpfkogel, Moschkogel östlich unter dem Hauptkamm). Ein fünftes folgt in 1240 bis 1300 *m* im N (Höhenzüge südlich Theisenegg; zwischen Ober-Preitenegg und den Vier Tören, Mitterberg, Schrogentor, Mothiltor usw.; Göselberg und Schwarzkogel östlich Wolfsberg; Glashütten, 1150 bis 1270 *m* usw.), im S in 1300 bis 1360 *m* (u. a. besonders im Gebiet der Feistritz); das sechste liegt in 1100 bis 1150 *m* (Theisenegg, Osterwitz, Herzogberg); das siebente, wieder besonders schön entwickelt, in 1000 bis 1050 *m* (Kremserkogel, St. Anna: St. Bartholomä und St. Lorenzen; Salzgerkogel; Trahütten, Preitenegg); das achte in 800 bis 850 *m* (beiderseits des Lavantdurchbruches, Gegend von Buchenberg, Fresen usw.).

Wenn auch unter dem 800 bis 850 *m*-System noch tiefere Leisten auftreten (zum Beispiel bei Schwanberg, Eibiswald, St. Oswald, in 700, 600 bis 630 und 520 bis 550 *m*, bei Twimberg in 880 und 650 *m*; vgl. Fig. 10), so spielt doch jenes wiederum die bedeutsame Rolle, daß es in der Gegend von Deutschlandsberg die scharf eingeschnittenen jüngeren Talformen von den flachen älteren scheidet. Da sich der Stillstand der Erosionsbasis während der unterpontischen Zeit natürlich auch hier ausgewirkt haben muß, darf wohl jenes Flächensystem

am ehesten als unterpontisch angesprochen werden. Das Gipfelsystem der Koralpe ist daher wohl auch mit dem Gipfelsystem der Stubalpe gleichzusetzen. Doch ist mit gewissen Krustenverstellungen zu rechnen und erst bei genauester Kenntnis des Baues der Landschaft werden sich die ursprünglich zusammengehörigen von den erst konstruktiv einander beigeordneten Flächenresten trennen lassen. Vorderhand nur einige Hinweise auf bestimmte Möglichkeiten: 1. Die Wasserläufe, die oben auf dem Hauptkamm entspringen, fließen nicht auf dem kürzesten Wege zur Lavantsenke hinab, sondern gegen SO zur Drau. Nachträgliche Laufveränderungen, etwa infolge von Anzapfungen, sind in jenem Flügel nicht zu erkennen. Feistritz und Krumbach haben also ihren Lauf von allem Anfang an eingeschlagen und festgehalten. Folglich müssen die Fluren, auf denen sie ursprünglich dahinflossen, ihre Neigung schon gehabt haben, noch ehe sich die Flüsse einschnitten. Die Frage bleibt jedoch offen, ob man es im Querschnitt etwa von St. Vinzenz in der Soboth (Dreieckkogel-Goßbeck) mit einer tektonischen Staffelung oder mit Verebnungen aus verschiedenen Hauptphasen zu tun hat. 2. Die jungen scharfen Einschnitte zwischen Deutschlandsberg und Eibiswald biegen am Austritt des Gebirges aus der NW-SO-Richtung auffällig in die WO-Richtung um. Sie müssen also bereits eingeschnitten gewesen sein, als sich der Deutsche Boden noch weiter einbog; sonst hätten sie sich dem größten Tief der Einbiegung zentripetal zuwenden müssen. Es hat also die Einbiegung des Deutschen Bodens noch in der nachpontischen Zeit fortgedauert. Vielleicht sind aber ebenso spät auch noch Schollenstreifen abgesunken (beziehungsweise eingebogen worden): der tiefe Streifen von Mitterspiel (Freiland)—Ober-Laufenegg ist in dieser Beziehung verdächtig. Auch das wäre denkbar, daß die Flüsse schon im 1000 *m*-System eingeschnitten waren (vielleicht sogar schon bis zum 850 *m*-System), als sich das Land gegen SW noch etwas heraushob: sie mußten dann zwar in ihren Kanälen bleiben, aber daß die einzelnen Streifen zwischen den beiden Laßnitz, am Stullneggbach, der Schwarzen und zuletzt der Weißen Sulm immer höher liegen, fände dadurch eine Erklärung.

Unmittelbar auf das kristalline Grundgebirge der Koralpe legt sich zwischen Eibiswald und dem Drautal der „Radlschutt“, gebildet von Tonschiefern, Sandsteinen und Konglomeraten, oft in mächtigen Bänken und ausgezeichnet durch die Führung wahrer Riesenblöcke (manchmal bis zur Größe eines geräumigen Zimmers!). Deren Verfrachtung hat man einst überhaupt nicht dem fließenden Wasser zutrauen wollen, sondern in ihnen Gletscherschutt erblickt. Tatsächlich handelt es sich um die Aufschüttungen von Wildbächen, die aus der Koralpe gegen

SO hin abfließen, quer über das heutige Krumbachtal hinweg. Erst kräftige Hebung dieses Gebirgsstockes war die Ursache der starken Zerschneidung, beziehungsweise des Auftrags drunten. Die untermiozänen Eibiswalder Schichten liegen auf dem Radlschutt; er selbst ist daher älter, vielleicht noch oberstes Oligozän, gleich alt mit der Aufschüttung der sogenannten Sotzkakonglomerate im S des Bachergebirges. Radlschutt und Sotzkakonglomerat wurden dann ihrerseits von späteren Abschnitten der Gebirgsbildung betroffen und diese haben auch die heutige Entwicklung des Drautales eingeleitet.

Zur Zeit des Radlschuttes und auch der Süßwasserschichten von Eibiswald — diese weisen auf eine Zeit der Ruhe und der Talverbreiterung im Korallengebiet hin — bestand weder das heutige Drautal noch die Lavantsenke. Erst in den oberen Eibiswalder Schichten finden sich Gerölle südwestlicher Herkunft, und die „Arnfelsschichten“, welche den wohl (untermiozänen) Schlier einleiten, gehören dann bereits einem aus Kärnten kommenden Fluß an, einem Vorläufer der Drau. Er breitete seinen Schuttkegel von der einen Seite her über den heutigen Posruck, während diesen auf der anderen Seite das Meer, immer weiter vordringend, überflutete. Es beginnt also noch im Untermiozän die Senke zwischen dem Bachergebirge und der Korallpe als Auslaß für das Kärntner Becken zu funktionieren, während vorher, in der Sotzkazeit, die Senke von Windischgraz und ihre Fortsetzung im S des Bachergebirges solchem Zwecke diene.

Sowohl in diesen starken Richtungsänderungen eines mächtigen Sammelflusses wie auch in der Vergrößerung der Frachstoffe (im Vergleich zu den Eibiswalder Schichten) kündigt sich eine neue Phase von Krustenbewegungen an. Eine dritte folgte nach der Ablagerung des Schliers, im Mittelmiozän; sie ist besonders lebhaft gewesen.

Damals wurde nämlich nicht bloß der Schlier in deutliche Falten gelegt (vgl. oben), sondern auch der Rand des Gebirges stärker abgebogen; zugleich sanken Schollen in diesen ein. Dadurch erweiterte sich der Auftragsraum zwischen Deutschlandsberg und Eibiswald gegen W, während das Aufsteigen des Gebirges selbst die Schottermenge vergrößerte, die Geschiebe vergrößerte. So legten sich nun mächtige Wildbachablagerungen in die Randzacken der südwestlichen Grazer Bucht (Saggautal; Gegend von Eibiswald und St. Oswald; Weiße Sulm, Vordersdorf, Gegend von Schwanberg) und diese wird hoch hinauf aufgefüllt, während sich ihr Untergrund andauernd absenkt. Weit nach O erstreckt sich der Auftragsraum: die Schotterdecken am Url- und Ljubekogel und am Kreuzberg sind ihre Äquivalente. Teils fluviatil, teils marin aufgeschüttet, und marine Sande und Kiese zwischen sich einschaltend, sprechen gerade

sie beredt von dem wechselvollen Kampf zwischen Meer und Festland; das grobe Blockwerk, das in sie eingestreut ist, für stark geneigte Gefällskurven und diese auch wiederum für das starke Aufsteigen und die starke Zerschneidung des Gebirges; die enge Verknüpfung mit Leithakalken für ein jungmediterranes (obermittelmiozänes) Alter; die Geröllgesellschaft endlich, neben Korallenmaterial, auch reichlich — und stellenweise überwiegend — südalpine Geröllstoffe enthaltend, für das Fortleben des „Karinthischen Flusses“. Auch im Obermiozän ist dieser zunächst noch in die Grazer Bucht abgeflossen (mittelsarmatisches Delta von Trössing), aber gegen Ende dieses Abschnittes, im Obersarmatikum, hat er sich gegen O gewendet, gegen die Senke des Pettauer Feldes hin, deren jüngste Entwicklung ein modernes Gegenstück zu den älteren Vorgängen in der Grazer Bucht darstellt.

Erst durch die Laufverlegung des „Karinthischen Flusses“, der so zur Drau wurde, ist die Platte des Radlgebirges und des Posruck endgültig vom Bachergebirge abgelöst und an den Stock der Koralpe angeschlossen worden. Allerdings hatte sich schon früher, zur Zeit des Schliermeeres, eine Senke zwischen Posruck und Bachergebirge gebildet (von Faal über Reifnigg, St. Anton und Trofin), ja durch sie hatte jenes Meer auch in die im Entstehen begriffene Lavantniederung hinübergereicht. Reicher sind hier die marinen Ablagerungen der Grunder Schichten und mächtige Schottergebilde, die sich den Schwamberger und den Kreuzbergsschottern beordnen lassen. Sowohl ihre große Mächtigkeit wie ihre Tektonik weisen auf fortdauernde und nachfolgende Krustenbewegungen hin. Erst durch diese ist der W-Abfall der Koralpe geschaffen worden, durch sie auch der Zusammenhang zwischen Lavantsenke und Reifnigg-senke wieder gelöst worden. Auch die Bucht von Reifnigg selbst war mit Schottern aufgefüllt worden. Sie lassen sich freilich vom Radlschutt nur schwer trennen, der Entsprechungen auch im W der Koralpe gehabt haben muß. Auf diesen Schottern hatte sich der „Karinthische Fluß“ aber gegen NO gewendet, geleitet durch das fortdauernde Absinken der Grazer Bucht. Das folgenschwere Ereignis der Laufverlegung kann sich nur in jenem System abgespielt haben, dem die Oberfläche jener Platte angehört und das heute ungefähr 980 bis 1000 m hoch liegt (Kölarkogel und Jarzkogel im O, Radl- und Kapunerkogel im W). Dieses System ist meines Erachtens noch als sarmatisch anzusehen, denn das unterpontische liegt bereits tiefer (vgl. unten). Seine Einebnung war ebensowohl über den steil aufgerichteten Radlschutt wie über das kristalline Grundgebirge hinweggegangen, wo das System auch ungemein weit verbreitet ist (vgl. oben).

Ist nun das 950 bis 1000 *m*-System der Posruck-Radlplatte, beziehungsweise der südliche Ausläufer der Koralpe obersarmatisch (also oberstes Miozän), so müssen die höheren Flächensysteme der Koralpe höher sein. Das 1250 bis 1350 *m*-System möchte man daher der nächst vorausgehenden Ruhezeit, das ist der Zeit der Grunder Schichten (Florianer Tegel und Äquivalente) zuschreiben, das 1500 bis 1600 *m*-System der Zeit des Schliermeeres (älteres Miozän), das 1800 *m*-System der Zeit zwischen der Ablagerung des Radlschuttes und der älteren Eibiswalder Schichten; das älteste noch oberoligozäne System wäre bei dieser Auffassung durch das Gipfelsystem der Koralpe selbst gegeben (über 2000 *m*). Daß sich bisher nicht allen diesen Einflächungsphasen entsprechende Feinstoffe fanden, kann einerseits dadurch erklärt werden, daß sie schon wieder ausgeräumt und in entferntere Ablagerungsräume weiter verfrachtet worden waren, noch ehe eine neue Phase starker Zerschneidung in den inneren Teilen des Gebirges einsetzte; andererseits auch dadurch, daß von Anfang an ihr Auftragsraum an anderen Stellen gelegen haben kann; sind wir doch noch weit entfernt davon, die Bewegungen der einzelnen Schollenteile des Randgebirges zu überblicken. Wohl liegen im steirischen Becken Aufschüttungen von großer Mächtigkeit, aber man darf nicht vergessen, daß sie oft aus dem weiten Halbrund auf engem Raum gesammelt sind, wie gerade hier im SW-Zipfel, und daß überdies auch Verfrachtungen von weither hinzutreten.

Die Hauptphasen der Eintiefung des jüngeren Drautales sind in einer großen Anzahl von Leistensystemen, sowohl längs des Hauptflusses selbst wie in den Seitengraben erkennbar. Dieselben liegen in kleinen Abständen von 50 bis 100 *m* übereinander. Besonders breit entwickelt ist ein Flächensystem, das durch den ganzen Durchbruch in ungefähr 850 bis 900 *m* hindurchzieht, in einzelnen Kuppen von über 900 *m* (Hl. Geist, Galler Vrh, Mravlakberg, St. Primon ob Hohenmauthen, Jaunegg, Rücken von Oberwalz, Jurtschitschkogel usw.; vgl. Fig. 11, 12): es ist das unterpontische System, das wir also auch hier, im S der Grazer Bucht, wieder antreffen. Seine große Breite — wie auch die der darübergelegenen obersarmatischen Einflächung — mag noch besonders dadurch begünstigt gewesen sein, daß der Fluß auf weiten Strecken in den weniger widerstandsfähigen Beckenfüllungen arbeiten konnte; diese waren ja in den höheren Systemen weiter verbreitet, als sie es in den niedrigeren sind. Jene Gunst zeigt sich selbst heute noch stellenweise. Die Drau durchmißt nämlich das Randgebirge in zwei engen Kerben, der einen zwischen Unterdrauburg und Trofin, der anderen zwischen Unter-Feising und Faal. Zwischen

Trofin und Unter-Feising schaltet sich eine langgestreckte Weitung ein, die nur durch den Aufbruch des Felsuntergrundes gegenüber Hohenmauthen in zwei Teile zerlegt wird; auch unterhalb Faal fließt sie wieder in einem ähnlich breiten Tal.

Dieser Unterschied des Talquerschnittes erklärt sich in erster Linie aus der Verschiedenheit des Gesteins: in den Engen härtere Kristallin- und Phyllitgesteine, in den Weitungen die von der Verwitterung gelockerten Schotter, Sandsteine und Mergel des Jungtertiärs. Am Felsen von Saldenhofen sind die zwei Krümmungen, mit denen der Fluß das Becken durchmißt, aufgehängt. Aber auch im unteren Durchbruchsstück sind zwei Schlingen mit scharfen Bogen vorhanden. Sie sind epigenetisch eingeschnitten, ebenso wie der Unterlauf des Volkabaches und des Radlbaches im S (an diesem das kleine Ausräumungsbecken von St. Lorenzen). Allein selbst der wasserreiche, kräftige Hauptfluß ist noch nicht imstande gewesen, sein Gefälle im Gestein des Untergrundes völlig auszugleichen (Schnellen, kleine Wasserstürze). Vielleicht hängt dies nicht nur mit der Jugend des Durchbruches, sondern geradezu mit einer Fortdauer der jungen Hebung zusammen, mit welcher er zu kämpfen hat. Es hat wenigstens den Anschein, als ob sich sowohl das obersarmatische wie das unterpontische System etwas flußaufwärts neigten. In der Reifnigg-Senke aber arbeitet die epigenetische Denudation erfolgreich: von Marburg her betrachtet, scheint sich das Drautal in einer breiten Furche gegen W in der Richtung auf Reifnigg hin fortzusetzen; in Wirklichkeit tritt die Drau aber von N her, von der Seite, in diese Senke ein.

Tief und schmal ist das Drautal in das Randgebirge eingeschnitten, ungefähr 500 *m* unter die pontischen Talböden. Sie hat dadurch auch alle ihre Nebenbäche zu gewaltiger Tiefennagung veranlaßt. So ziehen von allen Seiten her zahlreiche Gräben zu ihr herunter, lauter enge Kerben, zum Teil mit unausgeglichenem Gefälle. Hier konnte auch die Rückwärtsverlängerung erfolgreich arbeiten und zu Anzapfungen führen. Ein linker Seitenbach der Feistritz hat so den oberen Krumbach an sich gelockt; der nach Eibiswald hinabführende Auenbach hat seinen Oberlauf an den Radlbach und somit zur Drau verloren. Der Radlpaß ist ein Strunkpaß in einem rings um das ganze Radlgebirge ebenfalls sehr weit verbreiteten System von ungefähr 630 bis 700 *m*, das oberpliozänen Alters ist. Der Putacher- und der Tschermenitzer Graben greifen durch den Radl-Posruckzug schon nach N durch und haben Wasserläufe der nördlichen Abdachung an sich gerissen. Zwischen den langen Gräben stehen die langen Kämme, bald noch plateau-

artig erweitert, bald im Kampf um die Wasserscheide auf schmale Hälse eingengt. Die Firstbildung durch Gehängeverschneidung tritt hier mit einer Schärfe wie selten sonstwo in Steiermark in Erscheinung.

In der Tiefe des Drautales, bis zu 60 *m* über dem Fluß, liegen diluviale kalkreiche Schotterauflüffungen; oft zu fester Nagelfluh verkittet, gehören sie der letzten Eiszeit an. Erosionsterrassen (zum Beispiel bei Hohenmauthen 4) sind verschiedentlich aus ihrem Körper herausgeschnitten; in den Weitungen von Hohenmauthen und Mahrenberg tragen sie breite Fluren (in 380, beziehungsweise 350 bis 370 *m*). Gut entwickelt sind sie auch unterhalb Faal, noch 30 bis 50 *m* über dem Spiegel der Drau. Talabwärts nimmt aber ihre Höhe, ähnlich wie die der Murtalterrassen, rasch ab (bei Pettau nur mehr 5 bis 15 *m* über der Drau).

Der Koralpenstock ist ähnlich asymmetrisch geformt wie das übrige steirische Randgebirge. Gegen die Lavantsenke steigt er mit zahlreichen kurzen Ecken ab. In seinen höchsten Teilen trägt er ähnlich wie die Stubalpe die Spuren der Eiszeit in Gestalt von Karbildungen. Das Große Kar, geknüpft an den Hintergrund eines breiten, alten Hochtalbodens, ist das geräumigste von ihnen. Am Ostabfall sind die Kare ober der Bärenatalpe und der Hochseealpe (Böden in etwa 1700 *m*) deutlich „die mit glazialer Ornamentik versehenen Talschlüsse“ eines miozänen Talsystems.

Der Südsporn des steirischen Randgebirges, zugleich der Außenwall der deutschen Steiermark, liegt schon jenseits, südlich des Draudurchbruches: das Bachergebirge, noch einmal eine breite, massige Scholle, im großen ganzen ein domförmiges Gewölbe kristalliner Schichtgesteine mit einem mächtigen Kern intrusiven Granits. Im NW beteiligen sich auch jüngere porphyrische Eruptivgesteine am Aufbau des Hauptkammes, außerdem rote Schiefer, Sandsteine und schwarze Tonschiefer der Trias, ja sogar ein kleiner Komplex von Mergeln und Hippuritenkalken der Kreide. Die Senke von Reifnigg, beziehungsweise der Drau bildet die N-Grenze. Auch hier wiederum in der Höhe die langen Rücken mit flachen Ecken, am Abfall des Gebirges jählings von steileren Böschungen abgeschnitten, die in mehreren Staffeln übereinanderliegen. Schwer lassen sich Destruktions- und Konstruktionsstufen voneinander unterscheiden, zumal das Gebirge von allen Seiten her tief und dicht zerschnitten ist; wahrscheinlich greifen beide durcheinander. Dort, wo die randliche Zerschneidung noch nicht bis in das Innere des Gebirges zurückgreifen konnte, haben sich deutliche Flächen erhalten: das Gipfelsystem in rund 1500 *m* (der Schwarzkogel, 1543 *m*, ist die höchste Erhebung:

Velka und Mala Kapa, Moleiberg, Planinka), darunter das schönste System in 1200 bis 1300 *m* in Gestalt eines leicht gewellten Plateaus mit breiten Rücken und flachen Kuppen, mit flachen Talmulden und trägen Gewässern (zwischen St. Lorenzen im N und Oplotnitz im S). Ein Ausläufer senkt sich über St. Heinrich bis gegen St. Wolfgang hinab. Gegen W oder NW steigt das System leicht an. Beide Flächensysteme sind gänzlich unabhängig vom Gestein. Vielleicht schaltet sich zwischen beiden noch ein Zwischensystem ein. Von den randlichen Steilabfällen werden dann die Fluren eines weiteren, tiefergelegenen Flächensystems von ungefähr 950 bis 1000 *m* abgeschnitten (N-Seite des Hauptkammes zwischen Velka Kapa und Kremscher Höhe; Jesenkoberg; im S Skommer, Oplan, Grechberg, Orih). Später sind größere Flächen bei der fortdauernden Zerschneidung des Gebirges überhaupt nicht mehr gebildet worden. Nur bei St. Martin am Bacher, an der O-Seite des Gebirges, beherrscht ein System von 780 bis 850 *m* die Höhen der Landschaft, während es gegen W hin schon bei Tainach stark zusammenschrumpft und schwer von den Leisten und Spornen der höheren und tieferen Flächensysteme zu trennen ist.

Das 780 bis 850 *m*-System ist wiederum das unterpontische. Es ist südlich vom Bachergebirge weiter verbreitet. Hier schlingt sich nämlich ein Band von Verebnungen um das Gebirge herum, die Fluren eines bereits wieder 250 bis 300 *m* tief zerschnittenen und dabei wellig ausgestalteten Plateaus. Am breitesten — ungefähr 10 *km* — ist der Gürtel zwischen Wöllan und St. Ilgen. Das Flächensystem greift über die verschiedenartigsten und verschieden alten Gesteine hinweg (sowohl kristallinische wie verschiedene der Trias), namentlich auch über die mächtig entwickelten Sotzkaschichten, die im Weitensteiner Waldgebirge auf das innigste in alte oberkarbonische Schichten eingeknetet und eingeklemmt worden sind. Weiter südlich Ablagerungen lakustren Ursprunges, sind die Sotzkaschichten weiter im N, in ihrem Hauptverbreitungsgebiet, Schotter und Konglomerate, welche in gewaltiger Mächtigkeit das Senkungsfeld von Windischgraz im S abschließen. Sie steigen hier auf 900, ja über 1000 *m* empor (im Lopan plai, nördlich von Konak, bis 1086 *m*). Verebnungen schneiden sie auch hier ab. Sie sind von einem aus NW kommenden Fluß aufgeschüttet worden, wie das Kleinerwerden der Gerölle und ihr Übergang in lakustre Ablagerungen gegen SO hin, ebenso auch die erwähnte Geröllgesellschaft verrät (auch Konglomerate von Nummulitenkalken aus dem Kärntner Eozän finden sich). Schon im frühen Mittelmiozän waren die Verbindungen gegen S abgeschlossen; denn von Marburg her drang das Meer in die La-

vantsenke ein: die Krustenbewegungen, die den Radlschutt aufrichteten, haben auch die Sotzkaschichten betroffen und den Abfluß von Kärnten, den „Karinthischen Fluß“, aus der SO- in die ONO-Richtung abgelenkt. Außerordentlich merkwürdige Veränderungen hat auch das Flußnetz im S des Bachergebirges erfahren, schon im Einzugsbereich der Sann. Allein diese Fragen liegen bereits außerhalb des Rahmens unserer Betrachtungen.

2. Das Nordkärntner Mittelgebirge mit den Murbergen.

Wichtigste Literatur: 3—5, 19, 34, 88, 110a, 111, 119, 123, 133.

Unter diesem Namen fassen wir das ganze Gebirge zwischen Mur- und Drautal, beziehungsweise Klagenfurter Becken in N—S-Richtung und zwischen Katschberg und Obdacher Sattel in W—O-Richtung zusammen. Durch die Paßsenke von Neumarkt wird es in zwei Flügel gegliedert, die Gurktaler Alpen im W, den Zug der Seetaler Alpen und der Saualpe im O. Nur der kleinere nördliche Teil des Nordkärntner Mittelgebirges reicht noch in die Steiermark herein. Kärnten greift in den Gurktaler Alpen sogar mehrfach über die Wasserscheide nach N hinweg (oberer Paalgraben, Quelltäler der Murauer Laßnitz), Steiermark dafür im Neumarkter Paßgebiet ziemlich weit, unbedeutend am Obdacher Sattel über die Wasserscheide nach S aus.

Abwechslungsreich und verwickelt sind Zusammensetzung und Bau der Gurktaler Alpen. Außer kristallinen Gesteinen, beziehungsweise verschiedenartigen Schiefern beteiligen sich auch paläozoische Kalke, mehr örtlich auch Dolomite und Konglomerate an der Zusammensetzung der Gruppe, ja an der Stangalpe sind kürzlich sogar Triasgesteine nachgewiesen worden. Wo die Kalke auftreten, verleihen sie der Landschaft sofort ein besonderes Gepräge. An flachen Berglehnen bilden sie felsige „Wandln“ (Paalgraben und vielenorts), bei größerer Ausdehnung tragen sie, namentlich bei flacher Lagerung, eine förmliche Karstlandschaft, mit dem Auf und Ab der Dolinen und mit Höhlen und starken Quellen (Greibenzen, Kalkberg b. St. Lambrecht; Pleschaitz, Puxer Berg). Aber gerade auf ihnen haben sich auch wiederum Überreste alter Flächensysteme besonders schön erhalten, an der Grebenzen zumal eines in 1800 bis fast 1900 *m* Höhe. Es beherrscht die obersten Kammfluren nach W bis zum gegabelten Zug der Pranker Höhe, der, allseitig von ihm umschlossen, ungefähr 300 *m* (auf 2169 *m*) darüber aufsteigt (Kuhalpe, Kuchalpe, Preining, Oberberg, Lange Alpe u. Fleischbank; auch westlich unter dem Kamm der Pranker Höhe und über dem Paalgraben hinauf bis zur Flattnitzer Höhe mehrfach, so noch am Hirnkopf); doch schaltet sich anscheinend noch ein drittes

dazwischen ein, in 2000—2050 *m* (Frauenalpe, Ackerlhöhe, Kreischberg, Hirschstein). Diese Flächensysteme kehren, sich langsam erhebend, auch zwischen Paal- und Turrachgraben wieder (vgl. die Eckentreppe Karlsberger Eck—Staiberhöhe—Stranerhöhe — Würflingerhöhe — Grünbühel, beziehungsweise Gstoßhöhe—Mißblitzalpe, Feldernockhöhe). Die höchsten Gipfel, die den Turrachgraben im Hintergrund umrahmen, ragen jedoch abermals 200 *m* höher empor, oft als verhältnismäßig steile Pyramiden, vermutlich die letzten Überreste einer noch älteren Kuppenlandschaft (Eisenhut 2441 *m*, Kilnprein 2410 *m*; im selben Flächensystem auch Wintertaler Nock, Rinseneck u. a.). Man glaubt ein unbedeutendes Ansteigen der Systeme gegen die zentralen Teile der Eisenhutgruppe zu erkennen. Auffallend tief und breit (3,5 *km*) ist dort, wieder in 1800—1900 *m* Höhe, die Unterbrechung bei der Turracher Höhe selbst.

Auch tiefergelegene Flächensysteme sind allenthalben erkennbar, so in 1600—1680 *m* (zwischen St. Lambrecht und dem Murtal und dieses entlang gegen W, zum Beispiel Birkleitenkogel; dann in breiter Entwicklung an der W-Seite — Hansenock — und im Hintergrund des Paalgrabens sowie beiderseits des oberen Mettnitztales); in 1450—1500 *m*, in 1250—1320 *m*, in 1000—1050 *m* (man vgl. die Gehänge des Murtales zwischen Predlitz und Teufenbach, die Umgebung von St. Lambrecht usw.). Das heutige Murtal, die Erosionsbasis im N, liegt in 900 *m* im W, am Fuße des Neumarkter Sattels in 750 *m*; das obere Mettnitztal an der S-Seite im W in 950 *m*, im O dagegen in bloß 659 *m*. Insgesamt ergibt sich eine größere Anzahl von mindestens 7—8 Phasen der Talvertiefung. Die jüngeren von ihnen sind sogar noch in den Talgefällskurven selbst zu erkennen: Gefällesteilen und weniger geneigte Talstrecken wechseln miteinander ab (zum Beispiel besonders schön im Paalgraben). Oft sind auch die „Gräben“ im Oberlauf viel breiter und flacher; manche münden mit ziemlich hohen ein- bis zweiphasig zerschnittenen Stufen aus. Eigentümlich ist, daß sich selbst in der heutigen Wasserscheide noch Sättel in jenen tieferen Systemen finden, wenn auch — gleich der Turracher Höhe — durch den Eisschurf etwas erniedrigt (Flattnitzer Höhe 1390 *m*, Wöberingsattel unter 1200 *m*; im Hintergrunde der Teichel unter 1400 *m*; Priwaldkreuz 1260 *m*; Auerlingsattel 1346 *m*). Auch nördlich der Mur—Drau-Wasserscheide treten solche tiefe Kerben entgegen, besonders merkwürdig die Furche zwischen Laßnitz-Lambrecht und St. Lambrecht. Wenigstens zum Teil dürften diese Kerben ehemaligen Talwegen angehören. Aber deren Geschichte ist vielleicht nie zu entwirren. Wesentlich ist, daß weder die Verflächungen noch auch der Kammverlauf selbst durch die Widerstandsfähigkeit

der Gesteine stärker beeinflußt sind: die gleichen Flächensysteme kehren im Kalk- und im Schiefergebiet wieder.

Ebensowenig lassen sich unmittelbare Beziehungen zur Tektonik finden: die Verflächungen greifen über ihre Nähte glatt hinweg. Aber auffällig bleibt, daß im ganzen Gebiet zwischen Eisenhut und Neumarkter Senke NNW—SSO oder NW—SO gerichtete Tallinien einerseits, ungefähr normal dazu stehende andererseits überwiegen. Zum Teil mag dies auf die Gesteinszerrüttung längs tektonischer Linien zurückgehen, die hier in zwei Hauptrichtungen miteinander interferieren, zum Teil aber auch auf jene leichte Aufkrümmung, welche die Landschaft im W etwas heraushob. Genauere Untersuchungen über derartige Fragen stehen noch aus.

In diesem Zusammenhang muß auch gleich darauf hingewiesen werden, daß alle die genannten Flächensysteme (mit Ausnahme des obersten) in den „Murbergen“, das heißt jenem Höhenzug, der zwischen Tamsweg und Seckau das Murtal im N begleitet (daher auch „Tamsweg-Seckauer Höhenzug“ genannt) und von den Niederen Tauern durch eine zusammenhängende, wenn auch hydrographisch nicht einheitliche Talflucht getrennt ist (vgl. unten), in ungefähr derselben Höhe wiederkehren (über 2100 *m*: Gstoder; 1900 bis 1970 *m*: Lasaberg, Payerhöhe; 1800 bis 1850 *m* Vorstufen um den Lasaberg, besonders Salzriegl und langgezogenes Eck mit P. 1790 gegen Seetal; unter der Payerhöhe; Wadschober; Kramerkogel—Trattenkogel; Stolzalpe; Pleschaitz; weiter gegen O nur mehr in 1750 bis 1800 *m*, selbst noch niedriger: Glischkaalm, Bocksruck usw.: 1600 bis 1700 *m*: weniger häufig, aber sehr deutlich, zum Beispiel westlich vom Wadschober, einer alten Flachtallandschaft; 1500 bis 1560 *m*: nördlich Ramingstein; nordwestlich Paal am Ziskaberger Wald, im Sattel zwischen Embach und Seetal; Hawelberg; Sattelkogel bei Ranten; Mittelberg und Schöder — ebenfalls gegen O deutlich geneigt, auf unter 1500 *m*: Lasserhöhe, Puxerberg, Brandnerkogel usw.; 1350 bis 1400 *m*: bei Ramingstein, Predlitz; Brandstätter Eck nordwestlich Murau usw.; 1040 bis 1100 *m*; 950 bis 1000 *m*). Überdies ähnlich zusammengesetzt, erscheinen sie morphogenetisch als ein Bestandteil des Kärntner Mittelgebirges; nur hat die Zerschneidung durch Quertäler und tiefe Pässe den fortlaufenden Zug in einer Reihe von einzelnen Bergstöcken aufgelöst. Dem Nordkärntner Mittelgebirge gleichen sie völlig in ihrem Formenschatz.

Dieser ist nun freilich durch das Eis weit stärker umgestaltet worden als im steirischen Randgebirge. Allerdings beschränkte sich die Eigenvergletscherung auf die höheren Kämme und auch bei diesen auf die kühlere Morgenseite, wo überdies

der durch die Westwinde über die Bergfirste hinweggewehte Schnee niederfiel und sich ansammelte. Hier, namentlich an den Ostabfällen, haben sich aus den voreiszeitlichen flachen Talmulden oft recht steilwandige, aber meist kleine Kare in den Kamm hineingefressen; weniger entwickelt sind sie an den W- und SW-Seiten. So beschränken sich die wirklichen Karlinge, das heißt die durch Hangverschneidung gegenständiger Kare entstandenen Gratgebirge, auf die Grenzkämme westlich der Turracher Höhe (Rinseneck—Königstuhl—Kilnprein). Der Kilnprein (2410 *m*) trägt übrigens kein typisches Kar. Königstuhl (Karlnock) und östlich der Turracher Höhe selbst der Eisenhut (2441 *m*) und der Wintertaler Nock (2401 *m*) sind einseitige Karlinge mit karlosen SW- und S-Lehnen, die nur durch breite Mulden etwas gegliedert sind. Allerhand Übergangsformen zwischen den flachen voreiszeitlichen Talböden und den echten Karen sind vorhanden. Bei den niedrigeren Kämmen weiter im NO hat, soweit sie über 2000 *m* aufsteigen, die Karbildung nicht mehr eingesetzt; dafür sind hier die gewölbten Rücken der alten Flächensysteme um so besser erhalten. Grebenzen und Kuhalpe zeigen keine Spuren von Eigengletschern. Karseen schmücken nur die Umgebung des Königstuhls, wo ihre Wannen dem β -Stadium zuzuschreiben sind (Schneegrenze 2100 *m*); im übrigen sind sie selten (Schwarzsee unter der Lattersteighöhe in 1900 *m*). Die klimatische Schneegrenze der letzten Eiszeit ist in 2000 *m* anzunehmen; die Eigengletscher stiegen infolgedessen höchstens nur auf 1700—1800 *m* herab. Die Murberge tragen nur unvollkommene Karspuren (Gstoder, Lasaberg, Payerhöhe).

Außer den kleinen Eigengletschern beteiligte sich aber auch der Murgletscher an der Ausgestaltung der Landschaft. Genährt aus der Umwallung des Lungaus und den kurzen Seitentälern, welche jählings aus den höchsten Teilen der Niederen Tauern gegen S führen, schwollen seine Eismassen so hoch an, daß sie die niedrigsten Pässe der Gurktaler Alpen und besonders auch die Mur—Drau-Wasserscheide überströmten. Ein typischer Überfließpaß ist schon die Turracher Höhe (1783 *m*; Rundhöckerlandschaft mit Wannen in den weichen Schiefereinlagerungen des karbonen Konglomerats und südlich gerichtete Gletscherschiffe), ihrem Ursprung nach wohl ein alter Taltorso. Er wurde von dem Eise der Stangalpe überformt, das den Murgletscher zur Seite drängte. Dieser selbst überfloß die Flattnitzhöhe (Gneisgeschiebe des oberen Murgebietes in der Nachbarschaft bis zu 1700 *m*; Zungenbecken und Moränen im Glödnitztal) und die Sättel südlich von Murau, ja den ganzen Kamm zwischen Kuhalpe und Grebenzen (erratische Gesteine an der Kuhalpe bis 100 *m* unter dem Gipfel; an der Grebenzen

bis 1600 *m*), der infolgedessen „einer Reihe von steilen, nach S abbrechenden Rundhöckern“ gleicht. In gewaltiger Mächtigkeit aber durchströmte ein Ast des Murgletschers, der hier allerdings in der Hauptsache aus dem Katscher und Wölzer Gletscher bestand und kaum mehr viel Lungauer Eis führte, die tiefe, breite Senke des Neumarkter Sattels und gestaltete sie um (vgl. unten).

Östlich vom Neumarkter Sattel gehören die Seetaler Alpen größtenteils zu Steiermark, in der Hauptsache ein Schiefergneisgebirge, aber durchsetzt von Granitgneisen und durchzogen von einzelnen Marmorbändern. Nach W biegen sie mit einer steilen Flexur gegen die Senke von Neumarkt nieder, im O und SO steigen sie mit langgestreckten Rücken zur Senke von Obdach ab, an welcher ihre Gesteine von der Gneismasse des Amering überschoben sind. Auf dem Hauptkamm lagern sie mitunter ganz flach. Eine Scholle ist hier zwischen zwei Senken aufgestiegen und etwas schräg gestellt worden. Allein unabhängig vom Gestein sind wiederum die Hauptflächensysteme entwickelt. Breite Rückenflächen bilden den Hauptkamm, der, auf 11 *km* Länge in mehr als 2000 *m* Höhe verbleibend, etwas gegen W gerückt ist. Die Verflächungen ordnen sich unschwer in Systeme von ungefähr 2300—2397 *m* (Zirm- oder Zirbitzkogel, höchster Gipfel; Kreiskogel), 2100—2150 *m* (Wenzelalpe; verschiedene Ecken an der Flanke des Hauptkammes), 1750—1800 *m* (weithin entfaltet und mit stark abgebochten Hängen in das nächst höhere übergehend: Kammfluren allseits unter der Wenzelalpe, nämlich Weißeck—Schafkogel, Kalkriegel, Striemer Riegel, P. 1764 unter der Perchauer Alm; Rannach Kg., Brandriegel; kehrt auch im S mehrfach wieder. Mehrfach scheint sich zwischen dieses System und das der Wenzelalpe noch ein weiteres in rund 2000 *m* Höhe einzuschalten), 1550—1650 *m* (anscheinend in den zentralen Partien in 1600—1650 *m*, weiter im N 1520—1600 *m*: vgl. Perchauer Grenzberg, Unzberg über Unzmarkt; Ecken unter dem Schafkogel; Kapitzkogel; Kaiserwald südöstlich Zirmkogel; weiter im S wieder um und etwas unter 1600), 1400 bis 1450 *m* (Kreuzeck über Mariahof; auch jenseits der Mur im Puxberg, Brandnerriegel usw. und darüber auch dort das 1650 *m*-System, vgl. unten, Mondorfer Leiten, auch sonst mannigfach, aber bloß kurz westlich unter dem Hauptkamm; im O besonders Reiflingberg und südlich Feistritzgraben; gegen den Obdacher Sattel etwas abgesenkt; Gaisberger Eck), rund 1200—1300 *m* (besonders St. Wolfgang-Münchegg über Obdach; St. Anna; Kienberg; verschiedentlich über dem Murtal und etwas tiefer, in die Neumarkter Paßlandschaft) und 1050 bis 1100 *m* (zahlreich in der Neumarkter Paßlandschaft, über

dem Murtal und in der Obdacher Senke). Im Bereiche des Neumarkter Sattels liegen dann ferner erst noch die untersten Talleistensysteme in Höhen von 980—990, 930—940, 860 und 880 *m* (das vorletzte vermutlich präglazial). Sowohl gegen W und O wie auch gegen N senken sie sich also etwas ab. Denen der Gurktaler Alpen im W, des Randgebirges im O lassen sie sich nur vermutungsweise beordnen: sie nehmen anscheinend eine mittlere Höhenlage ein. Auf der langen Ostabdachung sind sie langgezogen und oft durch flache Hänge miteinander verbunden; am steileren Westabfall sind sie verkürzt und enger aneinandergedrängt (ähnlich wie im steirischen Randgebirge). Auch hier sind in den Taleinschnitten die Phasen der Seiten- und der Tiefennagung durch Aneinanderreihung breiter, flacher Mulden und steiler geneigten Kerben gut erkennbar. Erst jüngst sind alle diese „Systeme“ der Seetaler Alpen und überhaupt der Neumarkter Paßlandschaft sorgsam bis ins einzelne verfolgt und mit jener Theorie trefflich in Einklang befunden worden, welche die Ineinanderschachtelung der Taleinschnitte durch Hintereinanderherwandern der Wendepunkte erklärt, welche den einzelnen Phasen der Tiefennagung entsprechen. Besonders die glazial zu Stufen überformten Steilen der ostseitigen Täler zeigen das Phänomen schön (oberer Granitzenbach).

Nur die obersten dieser Taleinschnitte haben während der Eiszeit Gletscher entwickelt. Sie haben sich vornehmlich auf die Ostseite beschränkt und einen einseitigen Karling geschaffen. Bloß am Kreiskogel hat sich auch von NW her, an der Wenzelalpe von N her ein Kar eingenagt; im Kamm westlich von der Wenzelalpe schauen prächtige Übergangsformen zwischen Karen und Quelltrichtern gegen S. In mehrere der Kare betten sich heute in 1900—2000 *m* Höhe Karseen, abgedämmt durch Riegel und Moränen (diese wiederum dem β -Stadium angehörig; Wildsee, Lavantsee, Winterleitsee, Frauenlacken usw.). Aus den Karen stiegen übrigens die Gletscher beim Hochstand der Vereisung verhältnismäßig weit hinab (aus dem Lavantseekar bis ungefähr 1500 *m*; aus dem Winterleitseekar bis zur Schmelz, 1500 *m*; ja moränenverdächtiger Schutt bei der Bodenhütte in 1150 *m*). Die klimatische Schneegrenze der Würmeiszeit lag in ungefähr 1800 *m* Höhe. Spuren älterer Vergletscherungen sind bisher innerhalb des steirischen Anteils des Nordkärntner Mittelgebirges nirgends nachgewiesen worden. Auffallend sind steinstromartige Schutthäufungen an dem Westhang des mittleren Hauptkammstückes.

3. Die Niederen Tauern.

Wichtigste Literatur: 1, 6, 7a, 16a, 54a, 91, 106, 111, 123, 132 bis 135, 147, 151, 153—156, 174.

Auch die Niederen Tauern, die sich zwischen Mur- und Ennstal, beziehungsweise zwischen Murtal im W und Kammertal im O erstrecken, liegen nicht ganz auf steirischem Boden. Einen gegen N vordringenden Teil der Zentralzone bildend, bestehen sie vornehmlich aus kristallinem Gestein. Zwischen dem Kleinen Sölketal und dem Ingeringtal herrschen fast ausschließlich Granatglimmerschiefer und Tonschiefer (aber mit langen Marmor- und Amphibolitziügen), nördlich davon überwiegen Granatphyllite und gegen die Enns hin Ennstaler Phyllite. Nördlich vom Hauptkamm fallen sie meist nach N ein, aber unter verschiedenen Winkeln, bis sie schließlich gegen das Ennstal hin mit einer Flexur hinabbiegen. Gegen den Hauptkamm hin stehen die Schichten immer steiler, bis sie in der Nachbarschaft des Großen Sölkpasses nach S zu fallen beginnen, und zwar weiterhin immer flacher. Aber bei Oberwölz steigen jene alten paläozoischen Gesteine mit einer scharfen „Kniefalte“ unter die paläozoischen Gesteine der „Muraucr Mulde“ ab. Mehrere Massive aus harten Gneisgraniten (Orthogneisen, Graniten, Dioriten usw.) heben sich unter den Glimmerschiefern hervor (Wildstellenmassiv; verschiedene Gipfel um den Klafferkessel; im Zug des Hochgolling; Hornblendegneis-Antiklinale zwischen Preber und Kleiner Sölk am Hauptkamm usw.). Im NW schalten sich Serizitschiefer und Serizitquarzite ein (Kamm zwischen Obertal und Preuneggatal), die mit einer Zunge gegen S über den oberen Giglachsee bis zum Znachsattel reichen. Hier sind sowohl die tektonischen wie die stratigraphischen Verhältnisse ziemlich verwickelt: es taucht das sogenannte Radstädter Mesozoikum unter die Gneise und Schiefer der Schladminger Alpen unter (die beiden Kalkspitzen sind oben und unten aus Dolomiten aufgebaut, zwischen denen sich schwarze und weiße Kalkkomplexe einschalten; Amphibolitschollen, mit Serizitquarzit im Liegenden, sind auf das Mesozoikum aufgeschoben).

Im O bilden Granite und Granitgneise den Kern der Seckauer Tauern, gegen die Pöls und Ingering hin auf den Granatglimmerschiefern der Zeiringer Gegend aufgelagert, im S und N umschlossen von hellen Paragneisen, gegen das Kammerthal hin von jüngeren Gesteinen der mannigfaltigen Grauwackenschiefer. Im NW erhebt sich zwischen Strechaugraben, oberster Pöls und Paltental die Granitmasse der Rottenmanner Tauern (Bösenstein), ebenfalls von Schiefergneisen umschlossen. Hier stellen die Kalke des Triebensteins ein fremdartiges Glied in

der Landschaft südlich der großen Längsflucht dar. Scharf treten auch die Kalke des Bretsteinzuges mit harten, weißen Formen hervor. In den östlichen Teilen der Niederen Tauern, angefangen vom Hohenwart, streichen die Schichten gegen SO, über die Mur hinweg; gegen Bruck hin biegen sie allmählich in eine östliche Richtung um.

Schon lange Zeit fällt die fiederförmige Gliederung der Niederen Tauern auf, die besonders an ihrer S-Seite schön entwickelt ist (Täler in Abständen von 2—5 *km*); erst vom Pölstal im O her setzt eine breiterständige, mehr fächerförmige Anordnung des Talnetzes ein. Auf der längeren Nordabdachung sammeln sich dagegen die Gewässer (manche mit bogenförmigem Lauf) aus stärker verzweigten Einzugsgebieten. In jener Gliederung spiegeln sich die verschiedenen Böschungen jener uralten Landoberfläche wider, auf welcher sich die Flüsse zunächst entwickelten: gegen N lang, flach und von trägen Gewässern durchmessen; gegen S kürzer, steiler, von den Flüssen gestreckten Laufes zerschnitten. Ursache dieser Verschiedenheit war eine ungleichseitige Aufwölbung der Oberfläche, mit sekundären Einbiegungen und Aufwölbungen. Im Zusammenhange damit steht auch, daß die Zahl der Täler an der N-Seite größer ist als auf der S-Seite und daß sich die Flüsse der S-Seite durch die alte Hauptfirstlinie hindurch nach rückwärts verlängerten, auf Kosten der nordseitigen Flußgebiete. Daher liegen wiederholt die höheren Gipfel nicht auf der Hauptwasserscheide, sondern südlich von ihr auf Seitenkämmen (Preberspitze, Rupprechteck, Schöderkogel, Rötelkirchspitze, Schoberspitze). Auch die Flüsse derselben Abdachung arbeiteten übrigens nicht alle gleich erfolgreich (Etrach- und Katschgraben überholten zum Beispiel den zwischen ihnen liegenden Günsterbach und schoben ihr Quellgebiet in dessen Hintergrund bis zur Berührung vor).

Die höchsten Gipfel der Niederen Tauern stehen im W: hier bleibt der Hochgolling an Höhe nicht viel mehr als 100 *m* hinter dem Dachstein zurück (2863 *m*), seine Nachbarn mit wenigen Ausnahmen (wie die Hochwildstelle, Preber, Waldhorn) um mindestens 200—300 *m* überragend, ähnlich wie der Großglockner seine Trabanten. Allein die oberste Gipfflur liegt hier bereits 800—900 *m* tiefer als in den Hohen Tauern, im ganzen O-Flügel erreicht sie nur mehr Höhen von rund 2400 *m* (Hohenwart, Schiebeck, Bösenstein, Hochreichart, Seckauer Zinken usw.). Dazwischen aber schaltet sich eine breite Depression der Gipfflur ein. Auf dem Gipfel des Seckauer Zinkens trägt sie einen wohl etwas fraglichen Rest untermiozäner, sandiger Mergel, ist also selbst mindestens ebenso alt. Es müßte erst genauer ermittelt werden, welchem System der Schladminger Alpen das

Gipfelsystem der Rottenmanner Tauern beizuordnen ist — die Rolle tektonischer Hebungen im Zusammenhange mit den oben erwähnten jungen Verkrümmungen ist noch keineswegs geklärt — nur vermutlich jenem System von 2450—2500 *m*, das in der Nachbarschaft des Hochgolling weithin verbreitet ist (Kalkspitzen, Kamp, Alpkarspitze, Predigtstuhl, Schoberberg, Süßleiteck usw.; darüber als bester Zeuge eines höheren Systems der Große Knallstein, 2599 *m*).

Allein darunter findet sich auch hier eine größere Anzahl von Flächensystemen. Zwei höhere, vielleicht schon mittelmiozän, vielleicht noch untermiozän, treten uns in den langen, gleichmäßig dahinstreichenden Ecken südlich vom Ennstal in 2150—2200 *m* (Hochfeld, Seerieszinken, Melchersp., Spateck; im O etwas niedriger, in 2000—2100 *m*, vgl. die Höhen östlich vom Groß-Sölktal) und in etwa 1850—1950 *m* Höhe entgegen (Roßfeld, Schladminger Kaibling, Kochofen usw.). Die späteren Phasen der Talverbreiterung dagegen kommen zwar draußen im Ennstal noch in Kammfluren zum Ausdruck („Mittelberge“), im Gebirge selbst nur mehr als unbedeutende Talleisten und vor allem als starke Verflachungen der Gefällskurve über steilen Stufen. Die derart bezeichneten Systeme liegen westlich vom Großen Sölktal in 1750—1800 *m* (Roßbrand, Durchat, Brandriegel usw.), in 1600—1650 *m* (Hofereck nordwestlich Mandling, Glutser Berg); in 1450—1500 *m* (Hörndl, Rötterberg bei Mandling); in 1300—1350 *m* (besonders verbreitet: Ober-Zaini und Eibenberg im Mandlingzug, Halserberg, Kulmberg, Sattelberg?, Rasingberg, Sonnwendberg, Freienstein usw.); in 1050 bis 1100 *m* (Lobenau, Ramsau, Terrasse östlich unter dem Sattelberg); in 950 *m* (zum Beispiel Rohrmoos bei Schladming, auch sonst wiederholt); in 820—880 *m* (Mitterberg, Gölsenberg usw.). Dieses wird als das präglaziale angesehen — auf ihm liegen nämlich die interglazialen Kohlen von Schladming (wahrscheinlich M—R-Interglazial); die beiden vorhergehenden als jung-, beziehungsweise mittelplozän, das noch höhere, besonders gut entwickelt, wohl mit Recht als mioplozän (oder unterpontisch). Beispiele für diese verschiedenen Systeme sind auch sonst zahlreich zu finden, namentlich neben dem Ennstal. Doch werden hier die Zusammenhänge durch jene auffallend jungen Verbiegungen etwas verdunkelt, die anscheinend auch den interglazialen See von Schladming (aus dem dann das Moor von Schladming hervorging) ins Leben riefen (Einbiegung bei Schladming, Aufkrümmung in der Gegend von Pruggern). Überdies sind die alten Gehängeleisten durch den gewaltigen Enns-gletscher so ausgiebig überformt worden (abgesehen davon, daß auch der Mensch das Gelände durch Ackerterrassen umgestaltete), daß die alten Systeme nur mehr schwer feststellbar sind.

Außerdem hat der quantenweise sich vollziehende Rückzug des Ennsgletschers da und dort seine Kerben hinterlassen.

Während der letzten Eiszeit lag die Schneegrenze in ungefähr 1400—1500 *m*; die Täler des höheren, westlichen Tauernflügels waren alle von Eisströmen erfüllt, der Ennsgletscher reichte in der Gegend von Gröbming bis etwa 1700—1800 *m* Höhe. Auch gegen S zogen Eismassen hinab zum Murgletscher. Selbst während des γ -Stadiums, wo die Schneegrenze nahezu 300 *m* höher lag (in ungefähr 1700 *m*), schob sich das Eis aus dem Forstau- und Preuneggatal wenigstens bis in die alte Talfurche südlich vom Mandlingzug (Moränen!), aus den Schladminger Tauerntälern bis hinüber auf das Plateau der Ramsau (Moränenwälle und Drumlins, mit Geschieben von Schladminger Gneis; Ufermoräne „auf dem First“). Erst unterhalb Haus endigte damals die Gletscherzunge. Der Ramsaubach wurde als „Randgerinne“ zum Umfließen des Eises gezwungen, bei einem etwas höheren Gletscherstande noch etwas weiter talabwärts (Ufermoräne nördlich unter dem Sonnwendberg in ungefähr 1100 *m*). Im niedrigeren O-Flügel der Niederen Tauern (fast durchwegs unter 2400 *m*) war auch die Vergletscherung geringer, die Eisströme blieben im Inneren der Gruppe stecken (β -Moränen zwischen Möсна und St. Nikolai in der Sölk; wallförmige Schuttmassen unterhalb der langgestreckten Weitung von Donnersbachwald). Moränen, die vermutlich dem γ -Stadium angehören, dämmen ein Zungenbecken mit verlandetem Stausee beim Tetter im Schladminger Untertal ab (1050 *m*), im Kleinen Sölktal den Schwarzensee (1150 *m*) und finden sich im Großen Sölktal oberhalb St. Nikolai; im niedrigeren Gebirge beschränkte sich aber die Vergletscherung bereits auf die Kare (Mösnakar auf der O-Seite des Gassenecks). Die Schneegrenze lag damals in ungefähr 2000 *m*. Während des δ -Stadiums hob sie sich auf etwa 2300 *m*, das ist 300—400 *m* unter der heutigen (zum Beispiel die zwei Moränenwälle, die westlich von der Hochwildstelle aus dem Fallkar am Gehänge des Riesachtales bis 1600 *m* herabziehend, eine schmale Gletscherzunge umschlossen).

Leider sind die verschiedenen Stadien des Rückzuges der W-Vergletscherung noch nicht systematisch durch das ganze Gebirge verfolgt. Diese Aufgabe wird allerdings dadurch erschwert, daß nur bei genauester Kenntnis der petrographischen Verhältnisse der Charakter der einzelnen Aufschüttungen kristalliner Geschiebe, beziehungsweise deren Herkunft festgestellt werden kann, ferner dadurch, daß sich in den kristallinen und anderen Schieferen die Kritzen schlecht erhalten und Rundbuckel sowie Gletscherschliffe rascher verwittern. Immerhin sind schöne Gletscherschliffe unterhalb St. Nikolai bloß-

gelegt worden. Höher oben im Gebirge werden sie naturgemäß zahlreicher, besonders auf hartem Gestein (zum Beispiel auf Granitgneis bei der Wödlhütte, Reißacher Alm; auf Quarziten ober dem Landauser und Amphibolit, wie beim Giglachsee, wo auch die Richtung der Eisbewegung besonders gut zu erkennen ist). Verhältnismäßig rasch arbeitet die Tiefennagung der Flüsse, die Wasserfälle sind vergänglich, wirkliche Klammern können sich auf die Dauer in den weichen Gesteinen nicht halten. Trotzdem werden die Niederen Tauern noch ein besonders dankenswertes Untersuchungsfeld abgeben für die Frage, inwieweit das Relief unseres Gebirges glazial geschaffen oder bloß glazial überformt ist.

Eine besonders deutliche Hinterlassenschaft des Eiszeitalters sind in dieser Gruppe die Kare. Sie sind wie im Nordkärntner Mittelgebirge besonders an den NO-Seiten schön ausgebildet, am geräumigsten und tiefsten (Zug des Hundsteins und Hochecks; des Hochgolling und der Hochwildstelle); in den niedrigeren Teilen ist die Karbildung auf der W-Seite überhaupt unbedeutend (schon bemerkbar in der Knallsteinkette, stärker in den Ketten zwischen dem Sölker Tal und dem Hohenwart, am stärksten in der Bösensteingruppe und in den Seckauer Alpen). Die Ausbildung asymmetrischer Karlinge oder bloßer Halbkarlinge ist hier, abgesehen von den schon früher erwähnten Ursachen, vielleicht auch durch eine ursprüngliche Asymmetrie der Talgehänge begünstigt gewesen.

Nirgends lassen sich in Steiermark die verschiedenen Typen von Karen und Kargruppen so gut studieren wie in den Niederen Tauern. Bald schimmert in ihnen noch die Form alter Hochtäler durch (Schimpeltal; vgl. unten), bald die ehemaliger Quelltrichter. Manchmal umringen etliche Karmulden einen Talschluß, zu einem geräumigen Kessel vereint. Die Bedeutung der Karverwitterung, die schließlich zum Schwund der Zwischenwände zwischen zwei Karen führt, läßt sich hier am besten erkennen. Zwischen Bauleiteck und Sübleiteck ist das Verbindungsstück auf der Schimpelscharte noch ein breiter Rücken; und doch würde ihn schon ein unbedeutendes Rückwärtswachsen der beiderseitigen Kare zum Grat verschmälern und alsbald einen breiten Durchgangsboden zwischen jenen herstellen. Tatsächlich hat hier die Zergliederung des Kammes, die Ausbildung von „Monumentgipfeln“ bereits große Fortschritte gemacht. Die Hochwildstelle zeigt zwar noch einen kantigen zentralen Hochgipfel, aber dieser müßte bei fort-dauernder Vereisung trotz seiner Höhe, Massigkeit und Härte durch die Karerosion aufgezehrt werden. Es wurde sogar die Ansicht ausgesprochen, daß der Klafterkessel, der von einem eigentümlichen Gratring oder Gipfelkreis umschlossen ist, der-

artigen Vorgängen seine Entstehung verdanke: drei Kargruppen seien miteinander verwachsen, indem Zwischenwände zwischen ihnen fielen und ein alter Klaffergipfel von 3250 bis 3300 *m* Höhe, welcher den Raum zwischen Reihenberg, Kapuzinerberg und Greifenstein einnahm, fast vollständig beseitigt wurde. Der heutige Greifenberg (2583 *m*) wäre nach der Entwicklung von „Zwischengipfeln“ der letzte Erbe und Nachfahre der Klaffergipfelreihe.

Daß sich freilich ein solcher Vorgang in der verhältnismäßig kurzen Zeit seit dem Ende des β -Stadiums abgespielt haben könnte, erscheint mehr als zweifelhaft; und ebenso unwahrscheinlich ist es, daß hier überhaupt noch bei Beginn des Eiszeitalters Gipfel von so gewaltigen Höhen aufgeragt haben könnten. Man darf doch die Bedeutung der Karerosion nicht überschätzen; ihrem allzu großen Ausmaß widerspricht die Erhaltung der alten Flächensysteme und deren Beziehung zur unvergletschert gebliebenen Nachbarschaft. Unmöglich können ganze Kammscheitel dem Karwachstum zum Opfer gefallen, ausgedehnte Kammstümpfe bloßgelegt worden sein. Der Kamm zwischen dem Schladminger Ober- und Untertal zum Beispiel, vom Mitterberg angefangen bis zum Zwerfenberg, braucht keineswegs als ein derartig „abgetragenes Kammprisma“ von ursprünglich 2600 *m* Höhe angesehen zu werden; er gehört vielmehr dem alten Flächensystem von 2200—2350 *m* Höhe an, das hier auch sonst weit verbreitet ist (vgl. zum Beispiel Hasenkar Spitze-Seerieszinken westlich unter dem Hölstein), und liegt genau in der Fortsetzung des Hochkammes des Hochgolling. Schon im 1900 *m*-System, dem nächst tieferen, entwickelte sich im Untertal eine gewisse Asymmetrie des Querschnittes, welche die einseitige Karbildung begünstigte. Die Karerosion schuf zwar verschiedene Pässe vom „Törltypus“, weiter ist aber ihre Wirkung nicht gegangen. Die Asymmetrie der Talgehänge kehrt übrigens auch in den einst nicht vergletscherten Abschnitten der Gebirgsgruppe wieder.

Sehr lehrreiche Bilder gewähren auch die Gipfelgestalten, die selbstverständlich, von verschiedenen Seiten betrachtet, oft ganz erstaunlich verschieden sind (zum Beispiel Greifenstein über dem Winkelsee als massiger Klotz, vom unteren Klaffersee als ein „Gipfeldach“, von dem äußeren Lämmereck als mächtiger Felsobelisk). Es überwiegen die Drei- und Vierkanter, die Pyramiden- und Prismengestalten (Hochwildstelle, Waldhorn). Der wildgezackte First des Rauhenberges fällt mit einer fast ungegliederten Böschung von mindestens 45 Grad nach W in das Steinriesental ab. Solche ungegliederte Böschungen sind auch sonst in den Niederen Tauern nicht selten, unten mit Graslehnen, nicht mit Fels, höchstens mit Felsbändern. Einen

eigentümlichen Gipfeltyp stellt das Schareck dar usw. Rasch und tief hinein arbeitet die Verwitterung in den brüchigen Gesteinen; oft türmen sich abschüssige, steilgeschichtete Platten übereinander, die unter dem Schritt förmlich erzittern. Bergsturmassen mit haushohen Trümmern erfüllen da und dort Karmulden und selbst Talgründe (zum Beispiel zwischen der unteren Eiblalm und dem Gollingwinkel am Fuß des Rauhenberges); grobe Blockhalden und gewaltige Geröllbedeckung sind längs der höheren Firstteile überall verbreitet, nur verschieden nach Gestalt und Farbe des Trümmerwerkes.

Reichliche Probleme bietet das Profil der Täler, namentlich mit ihren Stufen im Längsschnitt, Mündungsstufen und inneren Talstufen. Manchmal setzen sie sich aus zwei oder mehreren Abschnitten zusammen. So mündet zum Beispiel das Schladminger Obertal in das Untertal mit einer fast 100 *m* hohen Stufe aus (vielleicht einer Konfluenzstufe). Oberhalb folgt eine weniger geneigte Talstrecke, erfüllt mit Schutt und einem kleinen Bergsturz (Fenzlehen). Dieses alte Gletscherbett setzt sich aus zwei Quellästen zusammen, von denen der eine von den Giglachseen, der andere von der Liegnitzhöhe herabsteigt. Gegen die Giglachseen hat man eine fast 700 *m* hohe Stufe zu erklimmen, die sich bei genauerer Prüfung aus mindestens drei übereinandergelegenen, eng einandergerückten Staffeln zusammengesetzt zeigt. Höher oben folgt ein altes Hochtal, das seinerseits in niedrigen Staffeln bis zu den Giglachseen ansteigt. Die gewaltige Stufe, in deren Tritt der Gletscher die Wanne des Landauses gekolkt hat, liegt ferne aller Eiskonfluenz und läßt sich auch nicht als eine zurückverlegte Konfluenzstufe deuten; sie knüpft sich auch nicht an ein besonders hartes Gestein. Bei der gewaltigen Höhe läßt sie sich auch nicht als eine ursprünglich einfache Gefällesteile auffassen; sie ist wohl das Ergebnis des Zusammentreffens mehrerer hintereinander herwandernder und einander einholender Gefällesteilen vor einer Gletscherzunge, welche das weitere Aufwärtsrücken der obersten verhindert hat. In dasselbe System gehört auch der Duisitzsee, mit Riegel und Klamm darunter (1720 *m*) und mehreren Stufenkaren darüber; endlich auch der Boden unter der Keimbrechthütte (in ungefähr 1700 *m* Höhe). Ähnliches kann man auch im Untertal beobachten. Mit einer fast 300 *m* hohen Stufe mündet das Rissachtal in das Steinriesental aus; der Bach, der sie zerschneidet, bildet im unteren Absatz den Rissachfall. Auf ihrer Höhe liegt, durch einen Riegel abgedämmt, der See. Der Boden des Rissachtales endigt an einem Trogschluß (Preintaler Hütte, 1656 *m*). Kartreppen steigen über ihm zum Klafferkessel auf, beziehungsweise nagen sich in den SW-Abfall der Hochwildstelle ein. Schön trogförmig

gestaltet ist das Steinriesental (oberstes Talstück, das ist obere Eiblalm, obere Steinwenteralm, wiederum in 1650—1700 *m* Höhe, Trogshulter in ungefähr 1800 *m*; Schleierfall an der W-Seite); in seinem Grund ist ein gewaltiger Bergsturz niedergegangen (Eiblalm). Ein Tal mit besonders prächtiger Glazialformung ist ferner das Seewigtal. Es mündet mit einer ungefähr 300 *m* hohen, heute zerschnittenen Stufe über dem Ennstal (bei Aich ungefähr 700 *m*), der Bodensee liegt in 1200 *m*, die Wödlhütte am Hüttensee auf einer Stufe von ungefähr 1500 *m*, der Obersee 170 *m* höher, die Karböden in 1750—1800 *m* Höhe. Auch hier handelt es sich nicht um Konfluenzstufen. Schön entfaltet ist hier die Erscheinung des „Trogas im Troge“.

Weiter östlich bildet das Sölketal treffliche Beispiele für die Ausgestaltung des alten Formenschatzes; sie seien wenigstens flüchtig umrissen. Seine gegen das Ennstal hin trichterförmig erweiterte Stufenmündung ist über ihrem felsigen Sockel zum Teil mit Schottern verbaut und zeigt einen nach NNO gerichteten alten Auslaß, ungefähr 100 *m* über der Enns. Terrassen erweisen die Mehrphasigkeit der Zerschneidung. Bei Groß-Sölk wird das Tal durch eine quer zu ihm durchziehende Marmorbandzone verengt, die vom Kochofen in mehreren deutlichen Absätzen (Talvertiefungsphasen entsprechend!) absteigt; der Riegel ist von alten Gletscherbächen, die dem kurz oberhalb endigenden Gletscher entströmten, zerschnitten. Über einen dadurch verursachten Sattel führt auch die Straße hinweg, gleich darauf an verwitterten Rundbuckeln vorüber. Weiter talaufwärts macht das Groß-Sölketal zunächst kaum den Eindruck eines von Gletschern betroffenen Tales (schmale, aber nicht schluchtartige Talsohle; gleichmäßig geböschte Gehänge; Talculissen abwechselnd auf beiden Seiten); nur eine streckenweise vorhandene Schuttfüllung, die wieder zerschnitten ist, mahnt an die Vergletscherung (moränenartige Ablagerung mit gewaltigen Blöcken am Gehänge gegenüber dem Strickertal). Zum Teil handelt es sich aber um mächtige junge Schuttkegel (beim Fleiß; Strickertal usw.). Solche erfüllen weiter die zungenbeckenartige Talweitung bei Möсна, in die auch eine doppelte Schotterterrasse hineinzieht, von den Moränen bei St. Nikolai aus. Von SW her münden längergestreckte Seitentäler aus, mit Stufenmündungen in ungefähr 1300 *m* Höhe (350 *m* über dem Tal) und Stufen im Hintergrund in ungefähr 1600 *m* (Stricker-alpe; Knollalpe). Etwa 1 *km* vor St. Nikolai legt sich eine prächtige Moräne in das Tal (mit dem schon erwähnten frisch erhaltenen Gletscherschliff), mit welcher Ufermoränen an beiden Talseiten zusammengehören (Gletscherzunge des β -Stadiums). Im dazugehörigen Zungenbecken (drei Schotterterrassen) liegt St. Nikolai.

Das Tal des Hohenseebaches ist die eigentliche Fortsetzung des Sölktales, obwohl der Name auf die südöstliche, in der Richtung des unteren Sölktales liegende Talzinke übergeht (100 *m* hohe Schuttstufe an deren Ausmündung gegen das Becken von St. Nikolai). In die südwestliche Talstufe (Schuttterrasse, durch Unterschneidung erzeugt) hat der Bach von der Eberlalm einen Schuttkegel vorgebaut und wieder zerschnitten. Die Eberlalm liegt wieder auf einer Stufe in 1380 *m*, die Kuhbergalm auf einer höheren in 1630—1680 *m*; eine dritte Stufe folgt darüber in mehr als 1800 *m*. Andere Stufen führen hinauf zum Klaffer- und Seekarlesee, beziehungsweise zum Ahorn- und Weißensee (in Verschüttung begriffen). Andererseits führt von dem Boden bei St. Nikolai eine über 300 *m* hohe Stufe zum Hohensee hinauf (wieder nicht einheitlich: Absatz in ungefähr 1300 *m*; entsprechend auch eine Abstufung am hohen Wasserfall am Dürrmoos). Der doppelstufige Marmorriegel, der die Hohenseealm abschließt, ist an der S-Seite vom Bach kräftig zerschnitten, schon in geringer Entfernung unterhalb ist eine tiefe Schlucht eingesnagt. Einem merklich höherem System gehören die Stufen jenseits des Schimpelrückens an (Schimpelhütten 1700 *m*; Schimpellacke 1830 *m*, im gleichen System auch das Dürrmoos, 1850 *m*). Hier steigt ein Hochtal langsam an und erweitert sich zu einem kleinen Zungenbecken (mit Riegel und Bergsturzböcken). Der Schimpelsee liegt auf einer weiteren Stufe daneben (Wasserfall). Er wird an seiner S-Seite von einer prächtigen Karterrasse in 2100 *m* Höhe umspannt (vgl. ferner oben).

Diese paar Beispiele zur Illustration des Formenschatzes der Tauerntäler müssen genügen. Verhältnismäßig spärlich sind noch immer unsere Kenntnisse über die Morphologie der S-Abdachung. Mehrfach sind hier die Täler so tief eingeschnitten, daß die zwischen ihnen liegenden Kammstücke tatsächlich durch Verschneidung ihrer Seitengehänge bestimmt sind (Maximalböschung). Die Spuren der älteren Talbildungsphasen sind in solchen Fällen vernichtet worden. Immerhin sind auch hier die alten Gipfelfluren in ihren verschiedenen Niveaus noch erkennbar und ebenso die verschiedenen Phasen der späteren Taleinschneidung, namentlich an den O-Hängen der Kämme (Stufen, Überreste alter Hochtäler). Besonders auffällig ist der unvermittelte Steilabfall verschiedener Tauernkämme gegen S; manche endigen mit dreieckigen Facetten, welche geradezu an Bruchwände gemahnen. Es scheint hier ein Schollenstreifen abgesunken zu sein und damit auch die Anlage des „Doppeltales“ der Mur zusammenzuhängen; mindestens handelt es sich um eine steile Flexur. Jedenfalls sind bei Tamsweg (unterer Lessachgraben, Göriachtal usw.) miozäne Süßwassertone mit

Flözbildungen und Konglomeraten saiger gestellt worden; bei St. Andrä liegen sie 100 *m* unter der heutigen Taurach (in etwa 1000 *m*), während gleich alte Gebilde (Braunkohlentertiär) auf den weiten Verebnungen östlich und südöstlich vom Aineck in etwa 1800—1900 *m* gelegen zu haben scheinen. Das deutet auf vertikale Verstellungen von der gleichen Größenordnung wie am Stoderzinken (vgl. unten). Grobe voreiszeitliche Schotter erfüllen auch die Weitung der Krakau und sind von dort bis Oberwölz zu verfolgen, manchmal nicht leicht von Moränenblockwerk zu unterscheiden.

Ein besonderer Schmuck beider Abdachungen der Tauern sind die zahlreichen Seen, insgesamt ein paar hundert. Die meisten liegen auf den Tritten der Karstufen und Kartreppen, aber auch schöne Talseen, abgedämmt durch Moränen, fehlen nicht. Jedenfalls wird eine sorgfältige morphologische Aufnahme dieses anscheinend so einförmigen Gebirges noch ungemein wertvolle Aufschlüsse einerseits für die Geschichte der Zentralalpen überhaupt, andererseits über die Rolle der Vergletscherung bringen. Möge sie recht bald in Angriff genommen werden!

C. Norische Senke und Ennstal.

Wichtigste Literatur: 6, 7a, 17, 19, 20, 30, 31a, 34, 39, 56, 78, 85, 110, 110a, 111, 116, 119, 126, 130, 146, 156, 158, 199, 202, 203, 235.

Diese beiden Furchen stellen die schärfsten Einschnitte im Körper der nördlichen Steiermark dar. Die norische Senke, das heißt die Längsfurche obere Mur—untere Mürz—Semmering, besteht im Grunde genommen aus einer Kette von Einbruchsfeldern, die ungefähr gleich alt sind und eine gleichartige Entwicklung hinter sich haben, so daß sich jene zusammenfassende Bezeichnung, trotz der reichen Gliederung im einzelnen, rechtfertigt; die aber erst verhältnismäßig spät bis zum Semmering hin durch ein einheitliches Flußsystem miteinander verknüpft wurden. Durchwegs greift dieses weiter nach N als nach S aus. Einst entwässerte der W-Flügel unmittelbar gegen S zu, wie die tiefen Paßlücken im Nordkärntner Mittelgebirge andeuten; der O-Flügel hinwiederum gegen N, wie die Augensteine auf den Plateaus der nördlichen Kalkalpen anzeigen. Allein die Durchbrüche der Mürz (und weiter drüben im O der Schwarza), welche statt in das nördliche Vorland hinaus gegen die große Längsflucht im Inneren des Gebirges streben und nicht anders als durch Antezedenz erklärt werden können, weisen darauf hin, daß schon frühzeitig eine Tiefenlinie, sei es infolge von Verwerfungen, sei es infolge von Einkrümmungen, ins Leben trat.

Die Reihe der „perlschnurartig“ aneinandergereihten Kessel und Einbruchsfelder der norischen Senke beginnt im W bei Tamsweg und setzt sich über die Braunkohlenvorkommnisse von Rottenmann (bei Murau), Oberwölz, Zeiring, Fohnsdorf-Knittelfeld, Leoben, Trofaiach, Bruck, Parschlug, Aflenz und die des Mürztales fort über den Semmering bis in das Wiener Becken und dessen Nachbarschaft (Hart bei Gloggnitz, Leiding, Schauerleiten usw.). Auch einige abseits im steirischen Randgebirge gelegenen Kohlenvorkommnisse (Passail, St. Kathrein, Rettenegg) gehören derselben Gesellschaft an.

Regelmäßig zeigen die Becken an ihrer Basis, meist unmittelbar auf zersetztem Grundgebirge, ein mächtiges Flötz (seltener auch zwei oder drei). Im Hangenden folgen zunächst Schiefertone und Letten, Sande nur untergeordnet. Darüber aber stellen sich dann, durch eine leichte Diskordanz geschieden, gröbere Schotter, manchmal nagelfluhartige Konglomerate ein, öfter durch „hohle Geschiebe“ gekennzeichnet. Der Wechsel im Charakter der Ablagerung weist auf den Wechsel in der Intensität der Flußtätigkeit und dieser wiederum auf einen Wechsel in der Morphologie des Landes hin: die Flüsse waren aus träge dahinschleichenden Gewässern einer Flachlandschaft zu wilden Wasserläufen geworden, die im allgemeinen aus geringer Entfernung ihr Blockwerk herbeischleppten. Die Schotter zeigen meist das Gepräge von Lokalschottern (zum Beispiel bei Oberwölz, wo sie fest verkittet sind; bei Krieglach; an der Schauerleiten usw.). Nur im Leobner Gebiet finden sich zahlreiche Schotter aus größerer Entfernung, die aus den nördlichen Kalkalpen hergeleitet werden müssen. Dieselben Krustenbewegungen, welche die steilen Böschungen schufen, mit deren Zernagung sich vornehmlich die Wildbäche zu beschäftigen hatten, haben auch den Hauptflüssen neue Wege gewiesen.

Indes die Krustenbewegungen dauerten fort: die Schotter selbst wurden von ihnen betroffen, „die ganze Ablagerung aber entspricht den an Brüchen und in Synklinalen, teilweise auch in tiefen Sedimentationsmulden versenkten Resten einer Sedimentdecke, die einst wesentlich weiter verbreitet war, wenngleich sie nicht das ganze Gebiet lückenlos bedeckt haben dürfte“. Das Alter dieser Vorgänge ist nur annähernd sichergestellt: das Braunkohlentertiär gehört dem unteren Miozän an, die Schotterförderung ist mittelmiozän (die alte Bezeichnung „Leithaschotter“ ist nicht unpassend, obwohl man sie auch für Äquivalente der Grunder Stufe angesehen hat). Eine erste Hauptphase der Krustenbewegungen war also mittelmiozän, eine zweite nachmittelmiozän, obermiozän oder miopliozän. Die Augensteinschotter der nördlichen Kalkalpen (vgl. unten)

gehören einer älteren Phase an als das Braunkohlentertiär, sie sind also ältestmiozän, wenn nicht noch oligozän. Die Verflachungen, auf denen sie liegen, sind also in ihrer letzten Gestalt mindestens ebenso alt: die Anfänge ihrer Bildung reichen aber wohl noch ins Oligozän zurück. Doch sind die Augensteinschotter später mannigfach umgelagert worden und dadurch ist die Altersbestimmung öfters beeinträchtigt. Die Art der kohleführenden Schichten zeigt, daß die Kohle in sinkenden Räumen entstand (zum Teil ertrunkene Moore): die Einkrümmung in den Räumen, die sich nunmehr zu den Längstalsenken entwickeln sollten, hatte damit begonnen, die Verfrachtung von Augensteinen nach N mußte dadurch allmählich unterbunden werden.

Bemerkenswert ist, daß die Bruchbildung gerade an den uralten, bis in die früheste Erdgeschichte zurückgehenden Nähten am erfolgreichsten eingesetzt hat. So knüpft zum Beispiel die Furche Judenburg—Unzmarkt—Oberwölz—Tamsweg (ebenso wie das Ennstal) an eine algonkische Synklinale an, die Kammertal-Mürzfurche an eine varistische Synklinale. Durch die Bruchbildung ihrerseits wurde wiederum das heutige Talsystem vorgezeichnet. Die Sprunghöhen der jungen Verwerfungen erreichen mitunter bedeutende Ausmaße (Seegraben bei Leoben 180 *m*, Bruck über 300 *m*, Trofaiach mehr als 400 *m*, Aflenz über 300 *m*, Wartberg im Mürztal über 760 *m*, Fohnsdorfer Becken bei Weißkirchen sogar über 1500 *m*; ja zwischen dem Untermiozän vom Gipfel des Seckauer Zinkens und dem im Untergrunde des Knittelfelder Beckens bestünde ein Höhenunterschied von 2500 *m*), doch sind die Tertiärschichten selten unter mehr als 30 Grad geneigt. Vereinzelt werden ganz junge Hebungen für die auffallend große Höhenlage gewisser tertiärer Geschiebe verantwortlich gemacht (Fresenberg bei St. Michael, 1100 *m*). Sehr beachtenswert ist die Einseitigkeit des Beckenbaues: meist ist der S-Rand ein Bruch oder eine steile Flexur, mitunter leicht überschoben oder überkippt (zum Beispiel am S-Rand des Fohnsdorfer Beckens zwischen Weißkirchen und Judenburg). Auf die Einzelheiten der Tektonik kann allerdings hier nicht näher eingegangen werden.

Jeder Abschnitt des Murtales oberhalb Bruck stellt uns vor seine besonderen morphologischen Fragen. Zwischen Mauterndorf—St. Michael im W und Scheifling im O zeigt sich die schon gelegentlich erwähnte Erscheinung des Doppeltales. Die Mur hat sich nicht an die alte, durch eingeklemmtes Tertiär deutlich gekennzeichnete tektonische Naht am S-Rand der Niederen Tauern gehalten, sondern sie nimmt ihren Weg weiter im S in einem reinen Erosionstal. Die Naht im N wird vielmehr

heute morphologisch gekennzeichnet durch eine Reihe von Längstalstücken, welchen die aus den Tauern herabkommenden Bäche bloß eine Strecke weit folgen (Ranten-, Katschi-, Wölzerbach) und die voneinander durch niedere Sättel getrennt sind (Seetaler Sattel 1246 m, Talsattel südlich von Schöder 940 m, Kammersberg 1066 m). Zwischen dieser „Naht von Ranten“ und dem heutigen Murtal liegt der bereits beschriebene Zug der „Murberge“, der morphologisch zum Nordkärntner Mittelgebirge gehört. Die tieferen Sättel, die ihn in NS-Richtung queren, scheinen alte Talwege zu sein, deren Flüsse längs der Naht abgelenkt wurden, vermutlich infolge seitlicher Anzapfung durch die stärkeren Nachbarn. Weiter im W sind eiszeitliche Vorgänge die Ursache der Ablenkung. Hier findet man zunächst die merkwürdige Erscheinung, daß die Mur von Moosham schräg gegen Tamsweg hinausläuft und hier in scharfem Winkel quer durch die Murberge hindurch nach Thomatal zurückbiegt. Sie benützt hier deutlich ein altes Quertal, das nicht sie selbst geschaffen hat, sondern die Abflüsse der Niederen Tauern, die sich bei Tamsweg sammeln. Die Taurach wiederum floß ihr von Mauterndorf geraden Weges zu. Sie selbst schlug hingegen ehemals den Weg von Pichlern nach Thomatal ein. Sie hatte also ihr Tal auf der ganzen Strecke bis hinüber nach Teufenbach in einiger Entfernung vom Tauernfuß, beziehungsweise der Naht von Ranten eingesägt. Als Ursache kann man vorläufig keine andere erkennen, als daß sie schon zur Zeit, wo sie noch in viel höherem System floß, nach S drängte, das heißt von den immer höher aufsteigenden Niederen Tauern etwas abrückte und daß sie erst später ihren Lauf energisch einschnitt. Die stärkeren Nebenflüsse folgten ihr dabei nach. Längs der Schwächelinie und der weicheren Gesteine der Rantener Naht aber wurden die gegenwärtigen Furchen ausgeräumt, teils durch die Flüsse und ihre Helfer, teils auch durch die Gletscher. Am erfolgreichsten wurde die Ausräumung dort betrieben, wo die weicheren Gesteine besonders verbreitet sind, wie im Senkungsfeld von Mauterndorf—Tamsweg. Hier ist auch der Gletscherschurf am wirksamsten gewesen. Von diesem wurde die Hauptbahn des Eises in der Richtung auf Tamsweg hin ausgeräumt und die Mur am Ende der letzten Eiszeit in dieser Richtung festgelegt. Dem Bundschuhbach versperrte das Eis den Weg zur heutigen Mur (daher das scharfe Knie zwischen Pichlern und Thomatal) und ebenso wurde die Taurach im N abgelenkt.

Das Murtal abwärts bis Murau und Teufenbach zeigt im allgemeinen die V-Form der Flußerosion. Verschiedene Halte der Tiefennagung sind an den Gehängen erkennbar, aber da diese stark zerschnitten sind, lassen sich Leisten stets nur auf

kurze Strecken verfolgen und schwer in wirkliche Systeme ordnen. Die Übertiefung durch den Gletscherschurf und die Trogformung ist so auffallend gering, daß man dafür eigens nach der Ursache fahnden mußte: die Eismassen lagen im Lungau ziemlich bewegungslos, sie flossen weniger in der Tiefe der beiden Furchen des Doppeltales als in der Höhe in dessen Gesamtbreite ab. Übrigens fehlt die glaziale Überformung keineswegs völlig, ganz abgesehen von der Ausräumung der weicheren Schichten (glaziale Kehlen, Rundbuckel, Moränenstreu, Randgerinne; zerschnittener Riegel bei Murau oberhalb der Mündung des Rantentales); ja das von stärkeren Gletschern durchmessene Wölzer und Katscher Tal haben einen einigermaßen trogförmigen Querschnitt. Sie münden gleichsohlig, das Laßnitztal bei Murau dagegen auf einer zerschnittenen Stufe. Auffallend verbreitet sich das Murtal an der Einmündung des Rantengrabens und wieder an der Einmündung des Katschgrabens, in deutlichem Zusammenhange mit der Einmündung starker Eisströme aus den Niederen Tauern. Namentlich in diesen breiteren Abschnitten, aber auch sonst wird seine Sohle von einer ganzen Reihe von Schwemmkegeln erfüllt und da und dort von niedrigen Terrassen begleitet.

Vor verschiedene weitere Fragen stellen uns die Pässe an der S-Seite des Murtales: der Neumarkter mit dem Perchauer sowie der Obdacher Sattel. Im Neumarkter Paß setzt sich deutlich (lehrreicher Überblick vom Gehänge des Zirbitzkogels) das Katschtal fort, in der Perchauer Paßfurche das Wölzer Tal, im Obdacher das Pölstal (auch in der tektonischen Linienführung). Nicht mit Unrecht ist daher die Vermutung ausgesprochen worden, daß sich die Pölssenkung seinerzeit nach S zur Lavantsenke hin entwässerte. Erst die allmähliche Einsenkung des Knittelfelder Beckens hat den alten Zusammenhang unterbrochen, und zwar, nach dem Lauf der Gewässer zu schließen, sogar erst ziemlich spät. Denn zur Zeit des Flächensystems von 1150—1250 *m* Höhe, das an die Senke von Obdach herantritt, ging die Entwässerung noch nach S. In dieser Richtung weisen die Einschnitte des Kienberg- und des Granitzenbaches, welche der Lavantsenke zustreben, aber heute ihre Gewässer gegen das Knittelfelder Becken senden. Ihre Oberläufe müssen schon eingeschnitten gewesen sein, ehe ihre Unterläufe abgelenkt wurden. Das Flächensystem steigt gegen S deutlich an, entgegen der ursprünglichen Neigung. Eine Aufkrümmung einerseits (gerade in der Verbindung der höchsten Erhebungen in den beiderseitigen Gebirgskämmen), das Absinken des Knittelfelder Beckens andererseits haben den Unterlauf des Granitzenbaches zur Rückwärtsverlängerung und zur Anzapfung befähigt.

Schwieriger erklärt sich der Durchbruch der Mur zwischen Teufenbach und Unzmarkt, beziehungsweise die Außerdienststellung des Neumarkter und Perchauer Sattels. An das Aufklaffen einer Antiklinalspalte denken zu sollen, wäre wegen der Einzigartigkeit des Falles kaum befriedigend. Gewiß können nun jene Pässe während der jüngsten Abschnitte der Erdgeschichte noch etwas erniedrigt worden sein, zumal der Neumarkter Sattel durch die mächtige Zunge des Murgletschers, der ihn in großer Breite überfloß. Trotzdem bleibt die Tatsache bestehen, daß die Mur heute alte Talwege überkreuzt, die mindestens 400—500 *m* tiefer liegen als die Höhen, durch die sie sich ihren neuen Weg bahnte. Ihr gegen NNO gerichteter Durchbruch wird von einem System von 1450—1500 *m* beherrscht (Puxer Berg, Kreuzeck). Vielleicht waren in diesen Flächen, in der Verschneidung zweier gegenständiger Bäche, die ihre Quelltrichter gegeneinander trieben, und begünstigt durch das Vorhandensein einer tektonischen Linie, welche den Widerstand der Gesteine schwächte, 200—250 *m* tiefere Sättel eingekerbt worden, einerseits zwischen Teufenbach und Scheifling, andererseits zwischen Scheifling und Unzmarkt, so daß die Wasserscheiden daselbst nur mehr in 1250—1300 *m* Höhe lagen. Selbst wenn die gegen S führenden Talböden von Neumarkt und von Perchau noch 300 *m* tiefer lagen, so sind doch Anzeichen gewaltiger Aufschüttungen vorhanden, die an den Gehängen des Zirbitzkogels bis ungefähr 1350 *m* emporreichen, hier freilich schwer von Moränenschutt zu unterscheiden; im Bereich des Knittelfelder Beckens aber steigen sie bis mindestens 1100 und 1200 *m* hinauf. Auf dieser gewaltigen Talverschüttung entwickelten sich vornehmlich infolge tektonischer Schrägstellungen und Verbiegungen (diese brauchen gar keine großen Ausmaße erreicht zu haben) auch neue Talwege. Die Mur wandte sich quer über die alten Tauerntäler hinweg und schnitt ihr Tal gegen NNO hin ein, so stark, daß sie zuletzt unter jene alten Talwege gegen S zu liegen kam. Den neuen Weg hat sie dann bis zur Gegenwart festgehalten. Vielleicht haben sich die Paßfurchen während der Aufschüttungen weiter eingekrümmt. Das Eiszeitalter hat an den neuen Entwässerungswegen nicht viel geändert, wohl aber hat der erwähnte mächtige Gletscherast um den Neumarkter Sattel nicht bloß große Schuttmassen entfernt, sondern ihn auch stark überformt (Rundbuckel, von den Einheimischen „Ecker“ genannt, Gletscherschliffe, Kolke, kleine Stufen mit Wasserfällen usw.). Schotter von anscheinend interglazialen Alter sind gerade im Bereiche der Paßlandschaft etwas eingebogen und infolgedessen deren Gewässer zu einem See aufgestaut worden. Dessen Abfluß schnitt die Olsaklamm ein. Grundmoränen, Ufer- und Endmoränen der letzten Eiszeit und ihrer älteren Rückzugs-

stadien sind im Bereiche der „Neumarkter Abschmelzpfanne“ aufgeschüttet worden. In den weichen, weniger widerstandsfähigen Schiefern schon vom fließenden Wasser breiter gearbeitet als der benachbarte Perchauer Sattel, bot der Neumarkter Paß den Eismassen ein breites Tor: mehr als doppelt soviel Eis konnte hier gegen S abfließen als gegen NO das Murtal hinab. Man ist daher fast überrascht, daß sich dieses unterhalb Teufenbach nicht zu einer wirklichen Schlucht verengt, zumal im Bereich der dortigen Kalke. Die Gletscherzunge, die hier durchzog und ihre Moränen bei Judenburg hinterließ, hat nur unbedeutende morphologische Wirkungen ausgeübt.

Unterhalb des Knittelfelder Beckens, an dessen Südsaum, wie vorhin erwähnt, jungtertiäre Schotter hoch emporsteigen, durchmißt die Mur in einem schmälern Durchbruch den Serpentinstock der Gulsen; an die N-Seite des epigenetisch vom steirischen Randgebirge abgelösten Trennings des Mittagkogels lehnt sich eine ausgedehnte diluviale Hangbreccie aus Serpentinsechutt.

Nicht minder schwierige talgeschichtliche Probleme verknüpfen sich mit der Entwicklung des Ennstales. Sie betreffen einerseits die Tieferschaltung der Talwege, andererseits deren Verlegung. Im Wall der nördlichen Kalkalpen öffnen sich verschiedene tiefe Lücken, die ihrer ganzen Formung und Lage nach als alte Quertäler anzusehen sind; aber die Enns fließt heute sozusagen mit dem Kopf durch die Wand, in der Schlucht des Gesäuses. Jene Lücken sind die Mitterndorfer Senke an der N-Seite des Grimming („Ausseer Durchgang“), der Pyhrnpaß und der Buchauer Sattel, alle in wenig verschiedenen Höhen von 800—950 *m*. Gegen SO hinwiederum scheint das Kammertal mit seinem Scheitel in 849 *m* einen bequemeren Ausweg zu bieten als das Gesäuse. Jene alten Talwege haben zu verschiedenen Zeiten funktioniert; aber die Ursachen, warum und wann sie verlassen wurden, sind noch unklar. Besonders eigentümlich ist im Zusammenhange damit auch, daß die Mitterndorfer Salza alpeneinwärts quer zur Enns durchbricht. Vorläufig läßt sich nur folgendes darüber sagen.

Nördlich vom Gipfel des Stoderzinken, an der Stoderalpe, liegen in ungefähr 1700 *m* Höhe etliche dünne Kohlenbänke, eingelagert in Sande und zum Teil von einer dünnen Moränenhaut bedeckt; und zwar in einer durch Brüche und Klüfte gekennzeichneten Mulde, die erst bei der gewaltigen Hebung der ganzen Scholle entstand. Das Ausmaß dieser Hebung wird am besten durch die Tatsache beleuchtet, daß kohleführendes Tertiär, mit ziemlicher Sicherheit von gleichem Alter, drunten am Fuße der Kammspitze, von Gröbming bis hinüber nach Sankt Martin, und wiederum weiter östlich in der Gegend von Steinach

(Schloß Friedstein) und Wörschach am Fuße der dortigen Kalkberge erschlossen ist (teils Sande und lose Sandsteine, teils Konglomerate), also rund 1000 *m* tiefer. Um diesen Betrag hat sich hier also das Gebirge an der N-Seite der Ennsenke (relativ) gehoben; an anderen Stellen noch mehr (Dachstein), an anderen weniger. Die Schotter entstammen wenigstens zum Teil der Zentralzone im S; am Miesboden (nördlich vom Kammspitz) liegen sie in einem prächtigen alten Talgrund von 1340—1420 *m* Höhe. Da er gegen S geöffnet ist, während die Schotter gegen den nördlichen Halbkreis gerichtete Wasserläufe voraussetzen, müssen sie hier bereits umgelagert sein und der ursprüngliche Schotteraufrag spätestens dem in der Gegend weitverbreiteten System von 1550—1650 *m* angehören. Jedenfalls konnten sich Tauernflüsse zu seiner Zeit ihren Weg nach N durch die aufsteigenden Kalkalpen noch freihalten. Diese bildeten über der sich entwickelnden Senke eine Stufe von gemischtem Typ: eine Bruchstufe an der Grenze zwischen auf- und absteigenden Schollen, aber zugleich auch eine Schichtstufe, in dem die weicheren Schiefer südlich von den Kalken verhältnismäßig leicht ausgeräumt werden konnten. Die Krustenbewegungen selbst müssen ganz langsam vor sich gegangen sein und sich das gesamte Ausmaß der Senkung durch eine Summe von Teilsenkungen (förmlich quantenweise) ergeben haben, sonst hätte das Ennstal plötzlich in Erscheinung treten müssen. Ganz analog verhielt sich aber auch die Landschaft im O: Tertiärschotter bei der Heßhütte am Hochtorn weisen auf eine aus der Grauwackenzone, ja selbst aus der Zentralzone gegen N gerichtete Entwässerung, quer über das heutige Ennstal hinweg, in einem Flächensystem, das heute eine Höhe von mindestens 1700 *m* hat. Es gehört noch dem Untermiozän an. Im Mittelmiozän haben sich die Flußbahnen bemerkenswert verändert: die spätmittelmiozänen, vielleicht wenigstens zum Teil schon obermiozänen Konglomerate von Leoben und St. Michael enthalten reichlich nordalpine Geschiebe der verschiedensten Art. Sie kann nur ein Fluß aufgeschüttet haben, der von dem Ennstal her durch das Kammertal kam und auch Zuflüsse aus den nördlichen Kalkalpen, vielleicht sogar aus dem Ausseer Durchgang empfing. Er goß seine Schotter in ein rasch sich vertiefendes Loch. Die Talsohle, an deren Verbreiterung er arbeitete, liegt in der Walder Gegend in ungefähr 1300—1400 *m* Höhe. Das Flächensystem, dem sie angehört, ist also wohl an die Grenze von Mittel- und Obermiozän zu stellen. Daß die Enns damals nach SO abfloß, zeigt, daß nunmehr die aufsteigende Bewegung der Nordalpen an Intensität zugenommen hat. Waren schon früher die kleineren Gewässer in den Klüften des Kalkgesteins versickert, so waren nunmehr auch die größeren nicht mehr im-

stande, sie zu durchbrechen. Demselben System gehören auch der Prebichl weiter im O an, der Seeburg und verschiedene Flächenreste neben dem Mürztal (vgl. unten).

Jünger sind die tieferen Talwege von Mitterndorf, des Pyhrnpasses und des Buchauer Sattels. Zwar wurden sie alle drei durch den pleistozänen Gletscherschurf noch etwas ausgeweitet und eingetieft, aber viel höher können ihre Scheitel auch vorher nicht gewesen sein. Ungefähr 250—300 *m* über dem heutigen Ennstal gelegen, nehmen sie ihm gegenüber eine ähnliche Stellung ein wie die tiefen Pässe im Nordkärntner Mittelgebirge gegenüber dem Murtal. Offenkundig gehören sie einem oberpliozänen Talgeflecht an, das mit der heutigen Enns im Widerspruch steht. Zur Zeit, wo der Buchauer Sattel der Enns ein breites Tor nach NO bot, kann die Gesäuseschlucht noch nicht funktioniert haben. Aber warum alle diese nach N führenden Ausgänge von ihren Flüssen verlassen wurden, entzieht sich noch unserer Erkenntnis. Man hat nur ganz allgemein den Eindruck, daß späte Krustenverbiegungen und starke Talverschüttungen dabei im Spiele gewesen sind. Derartige Vorgänge haben ja noch im Eiszeitalter das Ennstal betroffen. Man hatte seinerzeit geglaubt, noch das präglaziale Ennstal sei durch den Mandlingpaß vom Salzachtal getrennt gewesen. Erst spät, während des Rückzuges der letzten Vergletscherung, sei die Mandlingenge als ein Überflußdurchbruch entstanden: der noch vorhandene Salzachgletscher habe den Abfluß der Gewässer um Radstadt nach W verhindert. Allein ein derartiges Ausmaß postglazialer Zerschneidung, mindestens 500 *m*, ist unwahrscheinlich. Eher noch wäre es denkbar, wenn sich eine ähnliche Situation beim Kommen und Schwinden aller Vereisungen wiederholt hätte; doch fehlt dafür vorläufig jedes Anzeichen. Ähnlich könnte man sich allenfalls noch zum Beispiel das Becken von Mitterndorf mit einem Gletscher erfüllt denken, dessen Wasser einerseits durch den Klachauer Einschnitt, andererseits durch den schon vorgezeichneten Einschnitt des Salztales abgeflossen wären. Eine analoge Entstehung des Gesäuses kann hingegen unmöglich angenommen werden.

Nun sind in der Schladminger Gegend mächtige alte Aufschüttungen entwickelt (kristalline Nagelfluh von Pichl bis auf das Plateau der Ramsau hinauf, das ist bis zu 1100 *m* Höhe; kalkalpine Nagelfluh, vermutlich gleich alt, auf der Höhe in 1200 *m*). Eine lokale Verbauung aus der Zeit des β -Stadiums ist hier ausgeschlossen, es ist vielmehr eine gewaltige interglaziale Verschüttung, die durch große Teile der nördlichen Längsflucht wahrnehmbar ist und vermutlich durch Krustenbewegungen verursacht wurde. Vielleicht handelt es sich um ein allgemeines Einsinken des Alpenkörpers, vielleicht wenig-

stens um eine Einbiegung von Längstalstreifen. Jedenfalls ist ein Schieferkohlenflöz im Liegenden der Schladminger Schotter aus Torf hervorgegangen, weist also auf ein Moor, das durch Verlandung eines Sees entstanden ist. Dessen Wanne kann ein Gletscherschurfbecken sein, das noch vor der großen Zwischen-eiszeit eingetieft wurde; sie kann aber auch durch eine lokale Aufbiegung quer über das Tal verursacht worden sein. 140 bis 150 *m* mächtige Schotter und Konglomerate, zum Teil als Delta entwickelt, sind von dem Torf durch Moränen getrennt und tragen (auf der Ramsau) selbst auch Moränen. Weiter talabwärts ist hingegen wieder eine Einbiegung eingetreten: am Gesäuseeingang schneidet heute der Fluß in 611,5 *m* in eine Felschwelle; dagegen stieß eine Bohrung im Wörschacher Moor erst in 195 *m* (in 444 *m* Höhe) unter der heutigen Oberfläche auf festen Fels. Nach älterer Auffassung ist hier ein See von mindestens 180 *m* Tiefe erst in postglazialer Zeit zugeschüttet worden, denn die postglaziale Erosionsleistung der Enns in der Schwelle selbst beträgt 13 *m*. Sicher ist in der Tat auch hier der Gletscherschurf an der Entstehung dieser tiefen Wanne mitbeteiligt gewesen; denn hier schollen die Eismassen infolge der Stauwirkung der Gesäuseschlucht besonders stark an und während der Eiszeiten bettete sich in die Weitung die Hauptmasse der Zunge des Ennsgletschers. In der Wannenfüllung wechseln aber Sande und Schotter (beziehungsweise Konglomerate) dreimal miteinander ab. Man darf diese nun wohl kaum mit den Rückzugsstadien der letzten Vergletscherung verbinden, sondern muß sie jeweils als den Abschluß von einzelnen „Verlandungsserien“ ansehen. Über deren Alter und ihre etwaige Zuordnung zu den Aufschüttungen der Wanne von Schladming läßt sich jedoch noch nichts Bestimmtes aussagen.

Schließlich würde uns auch das Mürztal und seine Nachbarschaft vor eine Reihe analoger Fragen stellen wie das Murtal oberhalb Bruck. Doch reicht der Raum nicht mehr zu näherer Betrachtung. Einzelne Bemerkungen sind ja bereits gefallen. Wesentlich ist, daß in seinen Senkungsfeldern ebenso wie in den Becken von Leoben und von Trofaiach ein jungmediterraner Schottertransport auf die feineren Gebilde des kohleführenden Untermiozäns folgt. Er bedeutet nicht bloß eine Veränderung des Formenschatzes, sondern, nach seiner Geröllgesellschaft, auch die Umschaltung der Abflußwege. Schon steigen die Kalkalpen auch im N des Aflenzer Beckens empor, wie die reichlichen Kalkgerölle in den Schottern von Etmißl bekunden. Schon ist auch die Mürz ins Leben getreten und die Mur führt bereits die Gewässer durch das Randgebirge hinaus. Später entwickeln sich pontische Verflächungen in großer Breite in den weicheren Beckenfüllungen und von ihnen aus auf das be-

nachbarte Grundgestein übergreifend (besonders im Gebiet von Leoben—Trofaiach). Bei der folgenden Zertalung kam es gerade im Bereiche dieser selben Becken häufig zu typischer Epigenese (Durchbrüche des Vordernberger Baches oberhalb Sankt Peter-Freienstein, des Stübmingbaches, der Mürz am Wartbergkogel, vgl. Fig. 19 u. a. a. O.). Die Zertalung selbst erfolgte in wiederholten Phasen der Tiefennagung. Jüngerpliozäne Tal-schotter sind nirgends nachgewiesen; wohl aber schieben sich aus allen Seitentälern Schwemmkegel in die Haupttäler vor, durch periglaziale Schuttbildung geliefert, seither oft schon von den Hauptflüssen randlich unterschritten (Terrassen im Mürztal bei Krieglach, Allerheiligen usw.). Die Anschwemmungen der Hauptflüsse selbst treten im Vergleich dazu zurück. Eine Fortdauer der langsamen Krustenbewegungen bis in die Gegenwart ist nicht nachweisbar; auch die Schwellen von Felsgestein im Murtal bei Bruck zum Beispiel müssen keineswegs als Zeugen für sie gedeutet werden.

D. Die nördlichen Kalkalpen.

1. Die Alpen des Salzkammergutes.

Wichtigste Literatur im allgemeinen: 87, 109, 123, 129, 132, 173.

a) Der Dachsteinstock.

Wichtigste Literatur: 15a, 16, 38, 80, 81, 97, 98—100, 109, 123, 141, 142, 159, 160, 199, 208, 209.

Die Dachsteingruppe bildet den nordwestlichen Grenz-pfeiler der Steiermark; allerdings liegt sie fast ganz auf ober-österreichischem Boden. Nur ihr niedrigerer O-Flügel ist steirisch. Im großen ganzen stellt sie sich als ein mächtiges Plateaugebirge dar, das nach allen Seiten steile Abfälle kehrt, am großartigsten im SW (Dachsteingipfel 1500 *m* über dem Marboden). Allein seine Oberfläche liegt nicht wagrecht, sondern senkt sich pultförmig gegen N und NW hin ab. Demgemäß liegt hier auch die Plateaukante am niedrigsten, während sie im SW von den höchsten Gipfeln gekrönt ist, zumal vom Hohen Dachstein selbst (2993 *m*). Durch tiefe Taleinschnitte werden einzelne Stücke der ganzen Masse abgegliedert (Sarstein durch das Trauntal im N, Grimming durch das Salztal im O), während sie der Ausseer Durchgang vom Toten Gebirge trennt.

Im allgemeinen ist die Dachsteingruppe recht einheitlich gebaut. Ihren Sockel im S bilden über den Tonschiefern und Tonglimmerschiefern des Ennstales die grünen, rötlichen und violetten Werfener Schiefer, wasserundurchlässig, reich an Quellen, zugerundet und zerschnitten, mit trefflichen Alm-

gründen; die prallen Wände darüber aber bestehen fast zur Gänze aus Dolomiten und Kalken. Die Dolomite (Ramsaudolomit), stärker geböschet und zerrunzt und mit gewaltiger Schutthaldenbildung, nehmen in der Regel die tieferen Teile (besonders schön zwischen Gröbming und Schladming), die Kalke die höheren ein. Diese sind bald ungeschichtete und von Klüften durchsetzte Riffkalke (meist unten), bald graue, prächtig geschichtete Dachsteinkalke (oben); entsprechend verschieden sind ihre Lineamente, besonders deutlich bei leichtem Schneekleid. Die schichtlosen Riffkalke zeigen klobige Berggestalten mit Turm- oder Zinnenform (Bischofmütze), die Dachsteinkalke typische Isoklinalgipfel (Hoher Dachstein) und überhaupt eine scharfe Felszeichnung: je nach der Lagerung ziehen wagrechte Bänder (Hohes Kreuz, Gjaidstein) oder steiler geneigte (Torstein-Südwand) an den Abfällen entlang. An der W-Seite des Torsteins stehen sie steil „wie die Blätter eines geöffneten Buches“. Steil aufgerichtet sind sie auch im Zug der Kammspitzen; daher deren zugespitzter First. Die Struktur des Stockes ist übrigens ziemlich einfach. Er besteht aus einer Anzahl von Schollen, die gegen das Trauntal hin staffelförmig absinken und deren Schichten überdies in der gleichen Richtung flach einfallen. Oft sind sie allerdings durch Brüche etwas verstellt. Auch Südfallen ist nicht selten und tektonische Mulden durchsetzen gelegentlich den Bau (Einbiegung „Auf dem Stein“ und südlich vom Zinken; Einwalmung an der Salza). Gegen den Ausseer Durchgang hin beugen die Schichten mit einer mächtigen Flexur nieder.

Bei näherem Zusehen erweist sich, daß das Plateau aus mehreren, verschieden hoch gelegenen Hochflächen zusammengesetzt ist und die hohen Gipfel im SW einer Kammlandschaft angehören, welche ihm gewissermaßen aufgesetzt erscheint. Das breiteste Plateaustück ist die Hochfläche „Auf dem Stein“ in 1800—2000 *m*; kleinere sind auf steirischem Boden das Koppenplateau und das Plateau des Kammergebirges. Plateaureste finden sich aber auch da und dort auf den Firsten der hohen Gratlandschaft (zum Beispiel Niederer Gjaidstein und Taubenkogel, in über 2300 *m*). Alle diese Plateaus sind prächtige Reste alter Landoberflächen, die fast unbekümmert um die Struktur des Stockes die Schichten und zahlreiche alte Brüche schneiden. Das wird erwiesen durch verschiedene Funde von altmiozänen Augensteinen, besonders Quarziten und Lyditen, seltener Gneisen und Glimmerschiefern (auf der Gjaidalm in 1900—2000 *m*, auf dem Niederen Gjaidstein in 2400 *m*, am Niederen Kreuz sogar in fast 2600 *m*; Stoderzinken in 1700 *m*).

Die großen Unterschiede in der Höhenlage werden mit Recht auf jüngere Brüche und Verbiegungen zurückgeführt. Doch war auch im Dachsteingebirge, wie überhaupt in den nördlichen Kalkalpen, die fortdauernde Hebung der für die Formung des Reliefs maßgebende Vorgang. Sie vollzog sich in mehreren Phasen analog der Entwicklung in den kristallinen Alpen. Nur sind sie hier an der N-Seite der Alpen noch schwerer in die geologische Chronologie einzuordnen als am Alpenostrand. Aus der stockwerkartigen Übereinanderlagerung alter Talböden im Bereich des Plateaus „Am Stein“ und im Kammergebirge läßt sich auf mindestens vier bis fünf Phasen der Tiefennagung schließen; denn unter dem Flächensystem von 1700—1800 *m* folgen tiefere in über 1500 *m* (Mittlere Schneebergalm, Mittagskogel, Hochhirn, Hornhöhe, Schmalzkogel, rings um das Mühleck; Hochknall, Lerchriesen am Salzdurchbruch); in 1350—1400 *m* (Unteres Landfriedtal, Miesbodenwald, Berillenalpe, Lackenberg, Hoher Eßling und Krunglwald am Grimmingabfall); in 1150—1200 *m* (Bären-dumpfkogel vom Stoderzinken, Hörndl und Lerchkogel neben dem Salzdurchbruch); in 950—1000 *m* (verschiedentlich im Salzdurchbruch und im Ausseer Durchgang) und in 850 bis 900 *m*. Die jüngeren Flächensysteme buchten sich zungenförmig talaufwärts in die älteren ein und erweisen sich gerade dadurch jeweils als jünger. Entlang bestimmter Täler fallen manchmal die Talböden der höheren Systeme mit Stufen gegen die niederen ab (besonders schön zum Beispiel am Gradenbach, im Unterlauf Höfelbach heißen: Stufen in 1900, 1780 bis 1800 *m* bei der Grafenberger Alm, 1602 *m* beim Grafenberger See, 1450 *m* beim Ahornsee; dann dichter aneinandergedrängt mehrere in der Höhe zwischen 1000 und 1300 *m*).

Diese Flächensysteme entsprechen den Ruhepausen der Erhebung. Die beiden höheren sind wahrscheinlich obermiozän (sarmatisch) und altplozän (pontisch), die jüngeren mittel- und oberpliozän, beziehungsweise präglazial. Dazwischen liegen die Phasen der Zerschneidung. Bei ihr blieben die schwächeren Flüsse immer mehr hinter den stärkeren zurück; schließlich konnten sich überhaupt nur mehr diese auf der immer höher aufsteigenden Scholle behaupten. Das Karstphänomen begann sich immer großartiger zu entfalten. Die wasserärmeren versanken dagegen in den Klüften des wasserdurchlässigen Gesteins wie durch ein Sieb und erweiterten ihre Wege zu Höhlensystemen, in welche sie auch beträchtliche Mengen der Augensteinschotter (später teilweise verkittet) von den höhergelegenen Plateauflächen hinabschleppten. Weit über hundert Höhlen sind im Dachsteinstock seit längerem schon bekannt. Besonders berühmt sind die Dachsteinmammuthöhle, eine

„Durchgangshöhle“ zwischen der Senke der Schneebergalm (1348 *m*) und der Angeralpe (1463 *m*), mit großartigen „Domen“ und „Hallen“, Gründen und Labyrinth, und die Rieseneishöhle östlich über der Schneebergalm mit ihren wundersamen Eisgebilden. Das Hauptsystem, welchem deren Räume angehören, zieht ungefähr O—W. Verschiedene, heute selbständige Höhlensysteme dürften früher wenigstens zeitweilig miteinander verbunden gewesen sein. Nur diejenigen Flüsse, die sich fortdauernd auf längere Wegstrecken in undurchlässigem Gestein einschneiden durften, konnten sich gegenüber der Hebung behaupten und längere Talzüge ausräumen. Der Ausseer Durchgang (vgl. unten) selbst gehört ebenso wie das Gosautal drüben solchen Ausräumungstreifen an. Auffällig ist, daß ihm die Traun nicht treu bleibt, das heißt nicht nördlich vom Sarstein über die Pötschenhöhe, gegen Goisern, ihren Weg nimmt, sondern in einem großen Bogen nach S gewendet, den Sarstein von der Hauptmasse des Dachsteins abschneidet. Sollte dieser Durchbruch durch das Koppental wirklich mit einem großen Höhleneinsturz zusammenhängen? Im Grunde genommen scheint diese große Beuge nichts anderes zu sein als eine Wiederholung des Durchbruchs der Ödenseetraun; der Hohe Sarstein ist dann nichts anderes als ein Gegenstück zum Hohen Radling, die Pötschenhöhe zur Radlinghöhe (vgl. unten).

Während der Eiszeit flossen aus den alten Hochmulden im SW große Eisströme in die benachbarten Täler hinab; aber die den Niederen Tauern entquellenden Gletscherströme überfluteten das Kammergebirge, drängten das Dachsteineis zur Seite und reichten selbst noch im Ausseer Bergland auf 1800 *m* empor (kristallines Erratikum auf der Trisselwand in 1800 *m*, auf dem Sarsteinplateau in 1780 *m*). Nur Stoderzinken, Kammspitze, Grimming entragten der Eisflut. Erst als während des Rückzuges der Vergletscherung das Tauerneis schwand, breitete sich die Eigenvergletscherung des Dachsteins aus (Ufermoränen des Traungletschers um den Sandling in 1200—1400 *m* Höhe). Ufermoränen des γ -Stadiums schmiegen sich an den W-Anstieg der Pötschenhöhe (600—750 *m*), prächtige Moränenwälle erfüllen die Becken von Aussee und Mitterndorf, nicht unwichtig für die Hydrographie der Landschaft (vgl. unten). Von der Ramsau hatten sich die Gletscher schon hoch hinauf auf das S-Gehänge zurückgezogen (Moränenreste auf der Maralm, dann ober der Austria-Hütte, unter dem Edelgries, auf dem Weg zur Feisterscharte). Da die Schneegrenzhöhe damals etwa 1800 *m* betrug, dürften noch große Teile des Plateaus „Am Stein“ vergletschert gewesen sein; im δ -Stadium aber war es jedenfalls schon eisfrei geworden. Nur die heute noch vorhandenen

Gletscher reichten damals noch weiter herab (δ -Moräne des Hallstätter Gletschers unterhalb der Herrengasse auf dem Weg zur Simony-Hütte). Heute sind nur mehr 850 *ha* vergletschert; davon entfällt fast die Hälfte allein auf den Hallstätter Gletscher (406 *ha*). Die rezenten Schwankungen der Gletscher und deren morphologische Tätigkeit lassen sich an ihm recht gut verfolgen (vgl. S. 42). Auf steirischem Boden liegt aber nur der Kleine Edalgriesgletscher (6 *ha*) am steilen S-Abfall unter dem Koppenkarstein, eigentlich nichts anderes als ein vereister Lawinenschnee.

Die gewaltige pleistozäne Vereisung des Dachsteingebietes hat reichliche morphologische Spuren hinterlassen. Sie hat die Trogform sowohl den jüngeren, tieferen Taleinschnitten, namentlich im harten Kalk, verliehen (Hallstätter See, Echernthal, Hinterer Gosausee, Koppenwinkel) als auch den flacheren Talmulden älterer Flächensysteme (Landfriedtal, Tal der Krippenalm und der Wiesalm; Ahorntal); in die N-Abdachung der Kammregion hat sie Kare mit schroffen Seitenwänden genagt, mitunter auch schon Karlinggrate erzeugt (östlicher und westlicher Rahmen des Hallstätter Gletschers), ja auch sie mitunter schon vernichtet (Gjaidsteinsattel), manchmal wenigstens „Torsäulen“ übrig gelassen („Däumel“ bei der Schneebergalm, Landfriedstein nordwestlich der Feisterscharte). Dagegen waren die steilen S-Wände der Karbildung nicht günstig. Mit diesen Haupttypen glazialer Formengestaltung verknüpft sich der charakteristische Klein- und Feinformschatz, vor allem die zahllosen Rundbuckel der Plateauflächen mit ihrer bergwärts geschliffenen Luvseite und talwärts ausgebrochenen Leeseite, im einzelnen in enger Abhängigkeit vom Gestein; die Riegel- und Wannenbildung; die Stufung der Längsschnitte usw.

Da das Eis die ganze ältere Verwitterungsdecke abschürfte, ist jetzt das Gestein den Atmosphären schutzlos preisgegeben. Das Karrenphänomen mit allen seinen Abarten (Rillen-, Rinnen-, Klufftkarren) ist weit verbreitet, namentlich zwischen 1700 und 2400 *m*, und entwickelt sich andauernd fort, dank den Schmelzwässern des Schnees. Weithin herrscht Verkarstung. Die Dolinenbildung hält fortdauernd an, die das Plateau „Am Stein“ zu einem förmlichen Trichterfeld gemacht und namentlich die Karwannen durchlöchert hat. Die Verwitterungsböden sind dermalen über der Baumgrenze noch unbedeutend; nur da und dort findet sich etwas schwarzer Humus („Hölltal“, nördlich des Sinabel) und manchmal sind dann Dolinenböden völlig mit Schutt und Erde verschmiert (Rumplerseelein, Kratzersee, kleine Seen bei der Finettalm im Kammergebirge). Die mechanische Verwitterung, vom Sturm ge-

peitschte Regen und die Schmelzwässer des Schnees sind heute die Hauptarbeiter der Landformung oben auf den Plateauhöhen. Massenbewegungen aller Arten und Lawinen arbeiten an der Ausgestaltung der Talgehänge (Salzaschlucht, Gröbminger Öfen, Gradenbach, Koppental). Die Tätigkeit der Flüsse ist ungemein beschränkt, bloß die Traun macht sich mit ihren Hochwässern nicht selten böse bemerkbar (in der Koppenschlucht ist sogar Verlegung der Eisenbahn notwendig geworden). Auf den Höhen dagegen aber ermangeln weite Flächen jedes oberirdischen Abflusses.

b) Das Tote Gebirge.

Wichtigste Literatur: 14, 32, 36, 38, 109, 117.

Den mächtigen Gegenflügel und ein morphologisches Gegenstück zum Dachsteingebirge stellt jenseits des Ausseer Durchgangs das Tote Gebirge dar, auch ein massiver Plateaustock, scharf umgrenzt, mit schwindelnden Abfällen, von ähnlichem Aufbau. Auch seine Höhe trägt ein altes Relief mit einer Kuppenlandschaft und eisüberformten Karstmulden. Immerhin sind gewisse Unterschiede vorhanden.

Das Tote Gebirge ist in seinen höchsten Erhebungen bedeutend niedriger (Gr. Priel 2514 *m*) als der Dachstein; sie liegen im NO. Gegen N und O richten sich daher hier die gewaltigsten Abfälle (am Gr. Priel fast 2000 *m* hoch; Plateaukante des mauerartigen N-Absturzes 1400—1500 *m* über den Talsohlen, 1000 *m* über den Höhen der vorgelagerten bewaldeten Hauptdolomitlandschaft). Längs der Linie Offensee, Berner Au und Steyrreith ist die Masse des Gebirges auf die Voralpen aufgeschoben. Gegen O beugen die Schichten mit einer starken Flexur gegen das Stodertal nieder, aus welcher sich gegen S die Störungszone des Salzsteigjoches entwickelt. Starke Abbeugungen bestimmen ebenso den S- und SW-Abfall, verknüpft mit Längsstörungen. Gegen S und SW hin neigen sich die alten Flächensysteme; auch im W liegen sie etwas tiefer. Das Gebirge bildet somit eine flache, beulenförmige Aufkrümmung.

Wie das Dachsteingebirge, ist auch das Tote Gebirge von verschiedenen Störungen durchsetzt, großen, zusammenhängenden Verwürfen (Linie Offensee—Altaussee, an welcher der O-Flügel abgesunken ist; Feuertal; Elmlinie vom Grundlsee gegen NO, mit Absinken des W-Flügels) und kleineren Querbrüchen, infolge deren Schichtstufenabfälle manchmal zickzackförmig ein- und ausspringen (in größerem Maßstab auch am N-Abfall). Meist aber üben jene großen inneren Störungslinien auf die Lage der alten Flächensysteme keinen Einfluß

aus (zum Beispiel ist das Plateau westlich der Offensee-Störungslinie sanft gegen N, fast unmerklich gegen S geneigt, während die Dachsteinkalke stark gegen S fallen, flexurförmig abgebogen). Wohl aber haben sie der Talbildung die Wege gewiesen, namentlich wenn sich mit ihnen Grenzen verschieden widerstandsfähiger Gesteine verknüpfen (tektonische Anlage des Altausseer Tales, des Grundlseetales, der Augstsee—Wildenseetalung, des Feuertales usw.). Vor allem entlang der weniger durchlässigen Mergelkalke des Jura (tonige Verwitterungsprodukte der Oberalmschichten) wurden tiefere Furchen ausgeräumt; ihre mattenbedeckten Gründe unterbrechen angenehm eine sonst trostlose Karstlandschaft (Augstwiesen).

Die Verkarstung knüpft sich im Toten Gebirge nicht bloß an die wohlgeschichteten Dachsteinkalke, an deren Stelle im SO auch hellere Riffkalke treten, sondern auch an die schichtungslosen Plattenkalke, die dank ihrer vertikalen Klüftung gleichfalls zur Wandbildung neigen und gewaltige Schuttmassen liefern. Über die weicheren Mergelkalke ragen sie oft mit förmlichen Schichtstufen auf. Dolinen und Karrenbildung, dank der Schmelzwässer des Schnees weiterdauernd, sind wie in der Dachsteingruppe auf ihnen weit verbreitet („Dolingenassen“ besonders in den Karstmulden, zum Beispiel im Rinnerboden; südlich von der Brunnwiesenalm; im Elm- und Feuerthal usw.). Verschmierte Dolinen sind häufig von kleinen Seen erfüllt (am auffallendsten der 77 *m* tiefe Vord. Lahngangsee; Spiegel in 1755 *m*); keiner der auf dem Plateau gelegenen Seen hat oberirdischen Abfluß. Äußerst mannigfaltig sind die Kleinformen überhaupt.

Die alten Flächen kümmern sich übrigens mitunter ebenso wenig um die Gesteinsbeschaffenheit wie um die alte Tektonik. So greifen sie zum Beispiel von den Dachsteinkalken des Wilden Gössel unbekümmert auf Oberalmkalke des Salzofens über. Alte fluviatile Aufschüttungen („Augensteine“), ja stellenweise feste Konglomeratbänke mit Quarzgeröllen (bis Nußgröße) fehlen auch hier nicht (besonders südlich vom Hochkasten; auf der Wildenseealm; Brunnwiesenalm usw.). Wiederholt haben Phasen der Tiefennagung mit denen der Seitennagung gewechselt.

Die Flächensysteme ordnen sich ungefähr in folgende Höhen: 1. 1850—1900 *m* (im ganzen Gebirge weit verbreitet, zum Beispiel beiderseits der Offenseelinie, Loser, Bräuningszinken, Klammkogel usw.); 2. in 1550—1650 *m* (alte Talungen der Breitwiesen, Brunnwiesen; Wildensee; Elmsee-Lahngangsee; oberste Talstufen im O-Abfall des Plateaus am Salzsteigjoch); 3. in 1350—1450 *m* (tiefere Talstufen, zum Beispiel Roß-

stallalpe—Augstwiesen; Schwarzenberger Alm; obere Plattformen über dem Toplitzsee, verschiedentlich an der O-Seite); 4. in 1150—1200 *m* (der Schaßboden nördlich unter dem Bräuningzinken; Sandberg über der Berner Au; Schweiberwiesen, Pinkogel über dem Toplitzsee); 5. in 950 —1050 *m* (Feldergrabenalm, Sattel nördlich Tressen; verschiedene Talstufen an der O-Seite, zum Beispiel Dietlalm, Koppenalm usw.). Die heutigen Talsohlen liegen im SW in 700—800 *m* (Altausseer See und Grundlsee 709 *m*), im O und NO sogar bloß in 550—600 *m* (Mitterstoder 585 *m*, Almsee 589 *m*). Hier (und im Trauntal, vgl. unten) zeigen sich zwischen der heutigen Talsohle und dem System von 950—1050 *m* noch Talleisten und Talbodenreste in einer Höhe von ungefähr 800—850 *m*; sie sind präglazial. Deutlich erkennt man in den Systemen 1. bis 5. die bereits aus dem Dachsteingebirge bekannten wieder. Von diesen Flächensystemen der Talbildung sind die petrographisch verursachten Gehängeverflächungen nicht immer leicht zu unterscheiden. Unter diesen ist zum Beispiel das Band von mergeligem Lias und Dogger besonders bekannt, das zwischen einem steilwandigen Sockel von Dachsteinkalk und einer dickbankigen Platte von Tressensteinkalk am Abfall des Loser entlang zieht.

Wie im Dachsteingebirge ragt aber auch hier über die obersten Flächen noch eine höhere Kuppenlandschaft auf. Ihr gehören die höchsten Gipfel an. Auch sie ist offenbar aus älteren Flächensystemen herausgeschnitten worden. Aber nur in der Umgebung des Großen Priels ist es zu einer wirklichen Gratbildung gekommen, mit eigenwilliger Gipfelgestalt. Ein scharfer First verbindet zum Beispiel den Schermberg mit dem Großen Priel. An diesem wird die Ausbildung der Gratform begünstigt durch die saigere Aufrichtung der gegen ONO streichenden Schichten. Die Gratbildung ist im übrigen hier ebenfalls ein Werk der ehemaligen glazialen Karerosion und der periglazialen, heute noch, obwohl bloß abgeschwächt fort-dauernden Wandverwitterung, welche auch den Kleinen Priel zugeschräfft hat. Häufig sind am Plateaurand asymmetrische Gipfel, von einer Seite nur schwach gewellte, unbedeutende Kuppen, auf der anderen Seite aber mit steilen Abstürzen. Mitunter ist dabei die Schichtneigung wirksam, zum Beispiel neben dem Stodertal am Hochkasten, Hebenkas, Kraxenberg, wo manchmal „dieselbe Felsbank, welche den Plateaurand krönt, über die ganze Wand bis zur Taltiefe hinabläuft. Dort, wo die große Falte an der Kante beginnt, zeigen sich die wunderlichsten Biegungen und Knickungen der Schichten und geben Zeugnis von der dem scheinbar spröden Fels innewohnenden Elastizität“.

Die Vergletscherung hat das Tote Gebirge in ähnlichem Ausmaße überformt wie das Dachsteingebirge. Ihr Werk sind die Ausgestaltung der Trog Schlüsse und Sacktäler (Offensee, Almquelltäler, Polsterlucken, Dietlhöhle, Toplitzsee, Kammersee, Schäßboden usw.), die Trogformung und die Stufung alter Hochtal- und Karstmulden (Wildensee), die Ausräumung des Verwitterungsschuttes, welche die Verkarstung mit ihren Dolinen und die Karrenbildung förderte. Am frischesten sind die Spuren der Vergletscherung in der Nachbarschaft des Großen Priels selbst. In einen Felszirkus desselben ist trichterförmig ein großes permanentes Firnfeld, der sogenannte „Kuhplan“, noch heute gebettet.

Das Tote Gebirge wird im O durch die flachkuppige und dolinenreiche Plateaulandschaft am Salzsteigjoch mit dem kleineren Warscheneckstock verbunden. Auch er kehrt die steilsten, höchsten und wildesten Abfälle gegen N. Doch sind selbst hier zwischen den tiefen Einrissen einzelne Flächenstücke in 1850—2000 *m* Höhe erhalten (Hutterer Höß, Lagelsberg). In derselben Höhe liegt die Plateaukante im S, zu welcher vom Hauptkamme breite Flächen pultförmig herabsteigen. Der Hauptkamm gehört dem Bereich der stärksten Aufwölbung an. Allein diese ist jünger als das oberste Flächensystem. Wiederum greift dieses einerseits über die verschiedenen Gesteine hinweg (Dolomitzkämme des Hochmölbling, Dachsteinkalke des Warscheneckgipfels), andererseits über Brüche (NS-Bruch östlich unter dem Hochmölbling) und Schichtköpfe. Die Systeme der Gipfelfluren und der Zertalung kehren ungefähr in derselben Höhenlage wieder wie im Toten Gebirge: über dem vielleicht in zwei Systemen auflösbaren Flächensystem von 1850—2000 *m* eine 300—400 *m* hohe Kuppenlandschaft (das Warscheneck, 2386 *m*, ist der höchste Gipfel); darunter tiefere in 1580—1680 *m* (besonders am Schwarzenberg neben dem Teichtal), in 1350—1450 *m* (Brunnsteinalm im oberen Teichtal, oberer Grimmbach); in 1050—1150 *m* (im Hinteren Stodertal und am Pyhrnpaß). Der Scheitel des Pyhrnpasses, schon auf oberösterreichischem Boden, gehört dem präglazialen System an (945 *m*), während seine Furche, angelegt längs sehr verwickelter Störungen, und zwar im Streichen der Schichten, an ihren Gehängen verschiedentlich auch Überreste der höheren Systeme zeigt. Verflächungen in tieferen Systemen sind auf der steirischen Seite der Warscheneckgruppe weniger zahlreich; hier gehören sie vielmehr meist schon deren Vorbergen an.

Die Abhängigkeit der Formen vom Gestein ist im übrigen die gewöhnliche. Die Sockelwände aus Ramsaudolomit (zum Beispiel Weißenbachtal) sind furchtbar zerklüftet und die Tal-

gründe von riesigen Schutthalden erfüllt. Die Dachsteinkalke sind meist schön geschichtet und auf den Hochflächen oben durch Karstwüsten mit Karen und Dolinen ausgezeichnet („Steinfeld“), die Dachsteindolomite stärker verwittert (Almen des „Kirchfeldes“ unter dem Kleinmölbing), die Plassenkalke haben klobige Formen (Stubwiesgebiet). Weichere Gesteine erscheinen als Talmulden (Filzenboden in Werfener Schiefer). Der Wasserlosigkeit der reich benetzten Höhen entsprechen ergiebige Quellen („Vaucluse“ des Pieslingursprungs im N). Im allgemeinen ist die Kambildung schärfer als weiter im W. Die Vergletscherung hat die alten Hochtalböden in mächtige Kare verwandelt, zwischen denen mitunter die Grate bis auf einzelne Torpfeiler gefallen sind (Ramesch, Eisernes Bergl), die tieferen Taleinschnitte aber wiederum in typische Tröge umgestaltet (oberes Teichltal; Weißenbachtal; Poppenalm; Grimmbach). Die durch eine Störung vorgezeichnete Furche des Pyhrnpasses erhielt durch eine Zunge des Ennsgletschers eine schmale Trogform, während er auch bei Spital am Pyhrn vielfach tiefe Grundmoränen und unmittelbar neben der mächtigen Trattenbachquelle einen steilen Blockwall als Seitenmoräne in 900 bis 1000 *m* Höhe hinterließ. Gleich daneben spannen sich prächtige Endmoränenringe eines Pyhrngasgletschers bis zu 900 *m* Höhe herab, etwas jüngeren Alters. Auffällig sind hier an der W- und NW-Seite des Pyhrngas interglaziale Breccien, hervorgegangen aus Schuttkegeln, welche zusammenhängend über eine Fußlandverebung vor dem Gebirgsstock, vielleicht infolge einer „Höherschaltung“ desselben, gebreitet wurden. Erst nachher wurden die heutigen Täler (Winkl-, Göseritztal) eingekerbt und Moränenmaterial der letzten Eiszeit in sie eingelagert.

c) Der Ausseer Durchgang.

Wichtigste Literatur: 17, 37, 38, 109, 117, 118, 123, 179.

Zwischen die beiden Kalkmassive des Dachsteinstockes und des Toten Gebirges schaltet sich streifenförmig eine Landschaft ein, die außerordentlich verwickelt gebaut ist, namentlich von zahlreichen Längs- und Querbrüchen durchsetzt wird, auch von Blattverschiebungen, und geradezu eine Schuppen- und Schollenlandschaft genannt werden muß. Auch ist ihre Gesteinsbeschaffenheit anders als die ihrer Flanken. Vor allem sind weichere, weniger widerstandsfähige Schichten reichlich vorhanden: im W vornehmlich Werfener Schiefer, Zlambachmergel, Pötschenkalke und Liasfleckenmergel, im O außer diesem besonders Gosaumergel und -sandsteine. Als Gipfelbildner treten dagegen namentlich Hallstätter Kalke auf (Reschenhorn südlich vom Grundlsee; Kamp, Rabenkogel, Krahstein bei Mittern-

dorf; Gwönlistein, Hechelstein nordöstlich Klachau), ferner Dachsteinriffkalke (Röthenstein bei Kainisch; Noyer, Acherlstein, Hochtausing nördlich vom Ennstal) und Dachsteinkalke (Türkenkogel, Lawenstein beiderseits der Salza).

Wegen der Vorherrschaft großer Längsbrüche treten auch diese verschiedenen Gesteine meist in längeren Streifen auf; an die härteren knüpfen sich Längskämme, an die leichter zerstörbaren Talzüge. Aber wegen der Querbrüche gestaltet sich das Bild im einzelnen außerordentlich mannigfaltig; insbesondere zwischen Goisern, Aussee und Mitterndorf gleicht die geologische Karte einem Mosaik und die Formen der Landschaft sind dank dem Zusammenwirken der verwickelten Tektonik und des verschiedenen Gesteins ungemein abwechslungsreich. Trotzdem sind auch in diesem formenreichen Gelände dieselben Phasen der Talbildung an einzelnen Plateauresten und alten Talbodenstücken wieder zu erkennen wie im Toten Gebirge und in der Dachsteingruppe; ja nicht einmal eine stärkere Einmuldung läßt sich nachweisen; auch hier wurden echte Augensteine gefunden (Seenplateau oberhalb Tauplitz; unter dem Gipfel des Lawensteins). Und doch hat das ganze Gebiet eine außerordentlich verwickelte Geschichte hinter sich, wie die Aufteilung der einheitlichen Talfurche an mehrere Flußgebiete und namentlich auch die Durchbrüche der Salza und des Grimmingbaches erweisen.

Das oberste Flächensystem ist nur mehr in einzelnen Gipfelfluren erkennbar erhalten geblieben, in ungefähr 1800 *m* Höhe (Hochtausing, Hechelstein, Bärenfeuchter Mölbing). Sie gehören demselben Flächensystem an, das am Rand des Toten Gebirges (über dem Grundlsee) und des Warschenecks (Steinfeld) in 1800—1850 *m* Höhe liegt. Viel weiter verbreitet sind Flächenreste in einer Höhe von 1600—1700 *m* (Kamp, Röthenstein, Wiesenbachkogel, Freuberg bei der Tauplitzalm, Mitterberg usw.). In sie sind mitunter alte, flache Talungen in 1500 bis 1550 *m* Höhe eingeschnitten, also offensichtlich jünger (Gebiet von Röthenstein und Kamp, Talung des Krallersees, Großsees, Steyrersees, Schwarzensees, welche einem Aufbruch weicher Werfener Sandsteine und Schiefer folgt); an anderen Stellen liegen in diesem System breite Rücken (Krahstein, Brandangerkogel über Pürgg) oder scharfe Ecken (unter dem Lawenstein). Darunter folgen zahlreiche Flächenreste in 1300 bis 1400 *m* Höhe (Hoher Radling; Zlaim- und Hossenbichlalm; Rabenkogel und Mitterkogel; Zwickerkogel und Kuppe über der Schneckenalm beiderseits des Bergl, jene aus Riffkalk, dieser aus Dolomit; Moserkogel in den oberen Almkalken); in 1150—1200 *m* (alter Talboden bei der Schneckenalm, am Bergl, Terrassen nördlich von Mitterndorf); in 950—1000 *m* (ver-

schiedentlich in der Umgebung von Aussee und Mitterndorf; Pötschenhöhe); endlich in 800—850 *m* (in den tiefsten Teilen der Furche). Diese Systeme sind auch zwischen dem S-Abhang des Toten Gebirges und dem Ennstal immer wieder erkennbar trotz der starken Zerstörung, welche hier nicht bloß die Flußerosion, sondern auch Massenbewegungen und Abspülung geleistet haben.

Die eigentümliche Entwicklung des Flußnetzes ist noch nicht genügend geklärt. Man würde erwarten, daß die Furche Klachau—Aussee—Pötschenhöhe auch ein einheitliches Flußtal sei. Statt dessen bahnt sich die Mitterndorfer Salza einen Weg zur Enns gegen S, der Grimmbach gegen SO. Im 1500 *m*-System dürfte die Entwässerung noch nach N gegangen sein; im 1300 bis 1400 *m*-System entwässerte mindestens die S-Seite des Kammergebirges bereits gegen S. In diesem System muß andererseits die Ödenseetraun ihren bis dahin vielleicht gegen W gerichteten Lauf über die Landfriedalm verlassen und sich östlich neben dem Zinkenkogel gegen NW gewendet haben. Die Radlingfurche, die 500 *m* unter dem Hohen Radling auf der anderen Seite dahinzieht, muß wohl hauptsächlich durch epigenetische Denudation erklärt werden, die hier im weichen Haselgebirge fast ebenso rasch arbeitete wie die epigenetische Erosion im Dachsteinkalk zwischen Zinkenkogel und Hohem Radling. Jene außerordentlich kräftige Arbeit zeigen ja auch die Ausräumungsbecken von Aussee und Mitterndorf selbst. Der allgemeine Landabtrag hat aber auch sonst fast so rasch gearbeitet wie die Hauptflüsse. Wohl behauptet die Salza ihren Lauf gegen S, aber im Verein mit ihren Seitenbächen arbeitet sie an der Ausweitung des Beckens von Mitterndorf. Ausräumend haben vor allem auch die Gletscher gewirkt; allein gerade sie haben jene Moränenaufschüttungen hinterlassen, an die sich heute die beiden Wasserscheiden des Mitterndorfer Doppelpasses knüpfen. Der Grimmbach ist nämlich früher ganz offenkundig zur Salza geströmt. Als aber das Mitterndorfer Becken vom lokalen Eise des β -Stadiums erfüllt war, mußte er gegen SO abfließen, wo Flußerosion schon früher eine tiefe Kerbe eingenagt hatte, hier besonders erfolgreich einmal wegen der durch Brüche verminderten Widerstandsfähigkeit des Gesteins (Klachauer Bruch), dann wegen des starken Absinkens des Ennstalbodens, wohl am wenigsten wegen besonders starken Gletscherschurfes im Ennstal. Vielleicht war auch bei der Ausbildung des Salzadurchbruches das Überfließen eines Schmelzwasserarmes über einen bereits sehr stark eingeschnittenen Strunkpaß mit im Spiel. Jedenfalls erreichen beide, Grimmbach und Salza, das Ennstal mit auffallend starkem Gefälle in zerschnittenen Stufenmündungen

(durchschnittlich 45, beziehungsweise 22‰), selbst die Salza bildet noch heute einen wirklichen Wasserfall. Ein gewaltiger Bergsturz vom Grimming her hat später unterhalb Klachau die Terrassenschotter verschüttet, welche längs dem Grimmingbach an die Mitterndorfer Moränen angeknüpft sind.

Auch in das Ausseer Becken sind Moränen des β -Stadiums geschüttet, dessen Schneegrenze mit etwa 1350—1400 *m* Höhe angenommen wird. Ihren Sockel bilden mächtige, wagrecht geschichtete, konglomerierte Flußschotter, vermutlich aus dem vorletzten Interglazial. Zur Zeit ihrer Ablagerung war die Ausräumung des Beckens schon ungefähr soweit fortgeschritten wie heute, begünstigt durch die starken Verwerfungen und das Vorwiegen mergeliger und schieferiger Gesteine. Moränen des γ -Stadiums (Schneegrenze in 1800—1900 *m*) umschließen die Seen im SW des Toten Gebirges, den Altausseer See (2,09 *qkm*), den Grundlsee (4,14 *qkm*), Moränen des δ -Stadiums (Schneegrenze in 2000 *m*) den Toplitzsee (0,54 *qkm*). Dieser ist vom kleinen Kammersee (0,04 *qkm*), welchen 500 *m* hohe und unter 60 Grad aufsteigende Wände umrahmen, durch einen Riegel getrennt, in welchen seinerzeit zur Beförderung der Salinenhölzer ein seichter Kanal gesprengt wurde. Er ist eine seichte Karstwanne mit ziemlich starken Schwankungen des Wasserstandes, der Toplitzsee dagegen ein bis 106,2 *m* tiefer, stellenweise stark an den Königssee erinnernder Sacktalsee, auch mit unterseeischen Stufen. Der Grundlsee ist wenigstens zum Teil von flacheren Ufern umrahmt und nicht so tief (63,8 *m*); es ist seine Wanne viel flacher. Sein W-Ende umschließt ein 40—50 *m* hoher Moränenwall, der von der Traun zerschnitten wird. Noch seichter ist der Altausseer See (52,8 *m*), wieder im Grunde eines prächtigen Sacktales und von Endmoränen abgedämmt. Aber die Wannen aller dieser Seen greifen in den festen Fels hinab und sind glazial ausgeschürft. Sowohl am Altausseer See wie am Grundlsee verraten Deltaschotter, 8—10 *m* über dem heutigen Wasserspiegel, einen ehemals höheren Seestand. Ein kleines Gegenstück im Abfall des Dachsteinstockes ist der Ödensee, der Quellsee der Ödensee- traun, in moorigem Talgrund (angeblich 25 *m* tief). Der Hallstätter See liegt schon zur Gänze auf oberösterreichischem Boden.

2. Die Ennstaler und die Eisenerzer Alpen.

Wichtigste Literatur: 9—12c, 17, 28a, 31, 35, 39, 110, 207.

Östlich vom Pyhrnpaß ändert sich das Bild der nördlichen Kalkalpen wesentlich, obwohl sie auch hier vornehmlich aus den gleichen triadischen Gesteinen aufgebaut werden wie weiter

im W. An Stelle der weiten Plateaustöcke tritt eine scharf ausgeprägte Kammlandschaft, die aus einer Anzahl gewaltiger Felsberge besteht; die hochgelegenen Flächensysteme schrumpfen auf unbedeutende Flecken zusammen. Immerhin sind auch die Ennstaler Alpen, die vom Pyhrnpaß im W bis zum Ennstal bei Hieflau und zum Radmertal im O reichen, durch eine auffällige Gleichheit der Gipfelhöhen ausgezeichnet, welche genau derjenigen der Warscheneckgruppe und des Grimming entspricht.

Jene grundlegende Verschiedenheit der Formung beruht auf Unterschieden in der Tektonik. Die ganze Umgebung des Großen Ennsknie's Admont—Hieflau—Altenmarkt wird durch mächtige Verwerfungen gekennzeichnet (vgl. Fig. 14 und 15). Längsbrüche und Querbrüche verbinden sich miteinander; zwischen die größeren Störungen schalten sich zahlreiche kleinere ein. Der Bau wird so in eine Anzahl von Schollen aufgelöst. Längsstörungen ziehen sowohl am N-Fuß der Haller Mauern und des Buchsteins wie an der S-Seite der Sparafeld-Reichensteingruppe entlang; sie zerstückten auch den S-Absturz der Haller Mauern (staffelförmige Wiederholungen der Schiefer!) und setzen durch das Massiv des Großen Buchsteins zwischen dessen Gipfel und der Admonter Frauenmauer. Längsstörungen lösen auch die südlichen Gesäuseberge in mehrere Schollenstreifen auf (Störungen: Koderalpe—Sulzkar; Hüpfinger Hals). Zwischen Längsstörungen sind ferner entlang des Ennstales einzelne Kalkkeile abgesunken (Himberstein, Haindlmauer, Bruckstein). Querstörungen ziehen über den Buchauer Sattel — auffällig gegeneinander verschoben sind seine beiden Talseiten; besonders bei St. Gallen stimmen die Gehänge nicht überein — trennen im Lichtmeßgraben das Sparafeld von den Schieferhöhen des Dürrenschöberls und streichen bei Hieflau in die Radmer.

Gegen die Hauptstörungen beugen sich die Schichten auffällig nieder, zum Beispiel an der N-Seite der Haller Mauern gegen die „Puchberg—Mariazeller-Störung“. Das ganze Schichtsystem aber taucht gegen O hinab: bei Gstatterboden bilden noch Ramsaudolomite die unteren Talflanken, bei der Kummerbrücke schon Dachsteinkalke; solche, schön gebankt, stehen auch bei Hieflau im Talgrund an. So stellen sich die Ennstaler Alpen zwar, im großen ganzen betrachtet, als ein breites, O—W streichendes Gewölbe dar, das sich gegen O in die Tiefe senkt und von einem großen Firstenbruch zerschnitten ist; im einzelnen aber ist der Bau viel komplizierter. Es liegen nämlich mindestens zwei tektonische Stockwerke übereinander, von denen jedes seine eigene Struktur hat. In den Haller Mauern zum Beispiel besteht der Oberbau aus einer

Reihe von einzelnen Körpern, die schräg zum Kammverlauf angeordnet sind. Sie fallen gegen NW ein und sind aus Ramsaudolomit, schmalen Bändern von Raibler Schichten, Dachsteinkalken und -dolomiten, dazu Resten von Liaskalken und Gosauschichten zusammengefügt. Dieser Oberbau ist eine tektonisch selbständige Einheit auf einem Unterbau, der aus Werfener Schichten, Kalken und Dolomiten der unteren Trias, aus Wettersteinkalk und -dolomit besteht. Im S wiederum ruht auf den Ennstaler Alpen eine Scholle von ganz anders entwickeltem Bau, die in NO—SW streichenden Mulden und Senkungszone der Erosion noch entging. Kurzum, die Bruchtektonik verknüpft sich mit komplizierten Überschiebungen. Manchmal ist das Gestein auch flach gelagert (Dachsteinkalke in der „steinernen Doppelkuppel“ des Großen Buchsteines) oder kuppelförmig gewölbt (Dachsteinkalke des Zinödl); mitunter zeigt es wellige Faltung (Gsusch- und Jahrlingmauer), ja geradezu kühn gewundene Schlingen und Falten (Dachsteinkalke bei der Kummerbrücke). Im Körper des Lugauer (2205 *m*), weiter im O, ist eine mächtige Platte von Dachsteinkalk in drei Schollen zerbrochen und diese sind gegeneinander verschoben; um etwa 1000 *m* höher gehoben im Vergleich dazu sind die flachgebogenen Wettersteindolomite im Gipfel des Kaiserschildes (2088 *m*).

Durch diese starke tektonische Zersplitterung und Verschuppung sind im Laufe der Talgeschichte die verschiedensten Gesteine der Abtragung ausgesetzt und je nach ihrer Lagerung und Widerstandsfähigkeit geformt worden; mannigfach greifen wasserundurchlässige zwischen den harten oder durchlässigen hindurch. Ihr Verhalten gegenüber den zerstörenden Kräften ist im übrigen auch hier nicht anders als sonst in den nördlichen Kalkalpen. Durchwegs zeigen die Werfener Sandsteine und Schiefer und die Tone des Haselgebirges verwaschene, verrutschte, ausgeglichene Formen; regelmäßig sind sie weit stärker ausgeräumt als die härteren Gesteine an ihren Flanken (Teichl und Laussagraben; S-Seite der Sparafeldgruppe). Ähnlich verhalten sich die wasserundurchlässigen Gosaukonglomerate mit ihren roten Mergeln; deutliche Bänder bilden die Carditaschichten (Buchsteingruppe, N- und O-Wand der Sparafeld-Reichensteingruppe). Leicht ausgeräumt werden auch die Liasschiefer (Sulzkar). Die Ramsaudolomite im Sockel der hohen Felsmauern sind wie immer wild zerrissen, von Schluchten und Wasserrunsen zernagt, die durch schmale, zinnenreiche, scharfe Grate voneinander getrennt werden, ein wildes Geschröfe mit riesiger Schutthaldenbildung an seinem Fuß (zum Beispiel am Sockel der Buchsteingruppe, sowohl im S, im „Rohr“ bei Gstatterboden, als auch an der Buchauer Straße;

ebenso an den südlichen Gesäusebergen, von der Planspitze bis zum Sparafeld immer höher hinaufsteigend, aber auch drüben im O im Stocke des Kaiserschild). Die über 1000 *m* mächtigen Dachsteinkalke, das eigentliche Gipfelgestein der meisten Gesäuseberge, sind wohlgeschichtete Kalke (Haller Mauern), Hochtorscholle) oder Riffkalke und diese dann geneigt zur Bildung von Rippen und Türmen zwischen senkrechten Klüften (Bosruck, Reichensteingruppe). Auch bei dolomitischer Beschaffenheit sind die Kalke stark zerklüftet (Haller Mauern), erst recht natürlich die Hauptdolomite selbst (Natterriegel). Mauerbildend treten auch andere Kalke auf, zum Beispiel die Opponitzer Kalke (Grabnerstein), und die Wettersteinkalke (Kaiserschild).

Eben mit der starken Aufrichtung der Schichten hängt nun die Entwicklung scharfer Kämme und asymmetrischer (isoklinaler) Gipfel zusammen. Schmale Grate schwingen sich in den Haller Mauern von Gipfel zu Gipfel, strahlen rippenartig vom Stock des Großen Buchsteins nach allen Richtungen auseinander, bilden die Firste im Ödstein, Reichenstein und Lugauer; je nach der Art des Gesteins sind sie ein Trümmerwerk gewaltiger Platten (Dachsteinkalk) oder mehr griesigen Schuttes (Hauptdolomit). Die Schichtköpfe bilden steile, ja senkrechte Abfälle, die Schichtflächen glatte Hänge. Der Tamischbachturm zum Beispiel neigt sich mit seinen Schichtflächen sanft gegen S, steil gegen N; die südlichen Ennstaler Alpen, Ödstein, Hochtor, Planspitze, richten ihre Schichtköpfe in gewaltigen Wänden zur Enns; in den Haller Mauern sind die S-Abhänge steiler als der N-Hang; der Lugauer besteht aus steil aufgerichteten Kalkplatten. Der Große Buchstein und die Frauenmauer neigen sich mit ihren Schichtflächen gegeneinander und kehren ihre Abstürze nach der entgegengesetzten Richtung. Infolge der verwickelten Tektonik gibt es übrigens auch außerordentlich kompliziert gebaute Gipfelgestalten (zum Beispiel Kleiner Buchstein; Loskogel), die wie Zähne aus ihrer Basis aufragen.

Nur bei flacher Lagerung stellt sich auch in den Gesäusebergen Plateaubildung, alten Flächensystemen angehörig, ein. Der Große Buchstein zum Beispiel trägt auf seiner ringsum von steilen Abstürzen umschlossenen Höhe eine Hochfläche von durchschnittlich 2000 *m*, mit seichten Muldenformen (vereinzelte ortsfremde Gerölle) und typischer Verkarstung. Obwohl die Schichten flach gegen S fallen, ist sie gegen SO geneigt. Die Ränder im W und NW liegen in 2100—2200 *m*. Kleiner sind die Reste alter Flächen auf dem Speikboden zwischen Sparafeld und Kalbling in 2000 *m* (seltene ortsfremde Gerölle in roter Erde; vgl. Fig. 15 und 16), auf der Stumpfnagelalm (hier häufig

fremde Gerölle), auf der Schildmauer und selbst auf dem Kaiserschild. Reste alter Verflächungen blieben auch auf dem Pleschberg in 1700 und 1600 *m* Höhe und, wie bereits bemerkt, in den Werfener Schieferen in der N-Seite der Hallermauern erhalten. Die starke Auflösung der Gruppe erschwert es außerordentlich, die Phasen der Talvertiefung und die Richtungen der alten Talwege zu verfolgen, zumal ganz junge, ein- und mehrstufige Heraushebungen einzelner Schollenstreifen die alten Zusammenhänge gestört zu haben scheinen. Reste des Augensteintertiärs liegen daher in ganz verschiedenen Höhen (zwischen Dürrenkogel und Almkogel bei Hieflau zum Beispiel in 700—1050 *m*, bei der Heßhütte in 1700 *m* usw.). Alte Verebnungen wurden dabei überdies schräggestellt. Daher auch der Kettentypus, den diese Gebirgsgruppe bis zu einem gewissen Grade zeigt, wenngleich die genauere Beobachtung die Altflächen noch erkennen läßt.

Gerade die Anlage des Talnetzes bildet noch eine Reihe schwieriger Fragen. Besonders auffällig ist der Durchbruch der Enns durch das Gesäuse. Anscheinend hängt er mit den erwähnten alten Längsbruchsystemen in S des Buchsteines zusammen, die namentlich im mürben, klüftigen Dolomit, vielleicht auch in höher oben einst weiter verbreiteten, weichen Gosausandsteinen die Ausräumung erleichterten. Aber rätselhaft bleibt, warum die Enns nicht durch die breite Pforte des Buchauer Sattels gegen NO hin fließt, die, entlang einer Störungszone, in weicherem Gestein ausgeräumt wurde. Man hat deshalb geradezu an das nachträgliche Absinken eines schmalen, grabenförmigen Streifens gedacht. Da der Gesäusedurchbruch schon im Präglazial funktionierte, kann jedenfalls weder Gletscherschurf noch die Erosion glazialer Schmelzwässer für seine Entstehung verantwortlich gemacht werden. Im engsten Zusammenhang mit der Eintiefung der Enns steht auch die ihrer größeren rechten Seitenbäche. Diese wurzeln, eigenartig genug, alle jenseits der südlichen Gesäuseberge im Schiefergebirge (Lichtmeßbach bei Admont, vgl. Fig. 17; Johnsbach, Radmerbach usw.). Sicher haben auch ihnen Brüche die Erosion erleichtert, aber die destruktive Zerbreschung der Kalkmauern reicht viel weiter zurück. Dafür zeugen die Augensteingerölle bei der Heßhütte in rund 1700 *m* Höhe. Nur ein von SW aus der Rottenmanner Gegend über die heutige Koderalpe kommender Fluß kann sie herbeigeführt haben und dieser wiederum ist vielleicht gegen N hin über die auffällige, tiefe Lücke des Bärensattels zwischen Tieflimauer und Tamischbachturm abgeflossen. Ob sich der Hartelsgraben mit ihm oder mit dem Radmerbach verband, wissen wir noch nicht. Der Johnsbach wandte sich anscheinend zum Buchauer Sattel (vielleicht zwischen Lafer-

wald und Gsengkogel). Ebenso weist der tiefe Einschnitt des Pyhrngasgatterls deutlich auf einen alten Talweg. Aber warum und wann diese alten Talwege außer Funktion gesetzt wurden, muß zukünftiger Untersuchung vorbehalten bleiben.

Jedenfalls ist anzunehmen, daß die Phasen der Talvertiefung, die im O und W die Landschaft zerschnitten haben, auch hier wirksam gewesen sind. Alte Hochfluren sind mehrfach zu erkennen. In die erwähnten Plateauflächen am Großen Buchstein zum Beispiel sind schutterfüllte, flache Talungen eingesenkt, die allein schon 2—3 Phasen der Talvertiefung erkennen lassen. Die jüngsten dieser alten Einrisse endigen an der östlichen Plateaukante jählings über 300—400 *m* hohen Wänden. Das alte Tal bei der Heßhütte wurde ebenfalls schon genannt. Nicht selten sind Flächenreste und Talbodenstücke in 1300—1400 *m* (N-Seite des Tamischbachturms; Höhen um Hieflau; Gstatterstein, Predigtstuhl, Bruckstein usw.). Darunter sind jüngere Talgenerationen wohl erkennbar, im Gesäuse durchbruch und seiner Nachbarschaft unter anderem in 1200 bis 1250 *m*, 1050—1100 *m*, 880—900 *m*, 730—750 *m* (Talsole bei Gstatterboden 575 *m*). Mit den Leisten des Haupttales lassen sich Stufen in den Seitentälern verbinden (vgl. Hartelsgraben, Wasserfallweg usw.); doch müssen zuvor Härtestufen sorgsam ausgesondert werden. Das System von 880—900 *m* ist vermutlich präglazial; die übrigen zeitlich einzureihen, ist nicht unbedenklich, am ehesten noch durch Vergleich mit den angrenzenden Abschnitten des Gebirges zu erzielen.

Auch in den Ennstaler Alpen hat das Eiszeitalter prächtige Spuren hinterlassen. Zur Zeit der größten Vergletscherung (R-Eiszeit) hat der Ennsgletscher auch durch die Schlucht des Gesäuses hindurch und noch über Landl bis Großraming gereicht, im Gesäuse mindestens bis zu Höhen von 1200—1300 *m* (erratischer Verrukano bei der Bockmayeralpe unter dem Kalbling in 1180 *m*; alte Moränen auf dem Brucksattel in 1100 *m*; Erratika zwischen Landl und St. Gallen auf dem Schwarzsattel und bis in die Laussa). Mächtige Arme des Ennsgletschers überflossen damals auch den Pyhrnpaß (Moränen am Ausgang des Rosenauer Tales sowie bei Windisch-Garsten; vgl. oben) und den Buchauer Sattel, in dessen Furche man sogar auch Ablagerungen einer noch älteren Eiszeit auszuscheiden versucht hat (solche finden sich auch in rund 300 *m* über dem Spiegel der Enns in dem terrassenreichen Becken von Landl). Während der W-Vergletscherung reichte hier das Eis wenigstens bis auf die breite Satteltalung hinauf (zwei schöne Moränenzonen, 1 *km* voneinander entfernt, die äußere mit drei bis vier Wällen, die innere mit zwei bis drei); mit den „bunten“ Moränenwällen des Ennsgletschers stoßen einförmige Kalk-

moränen der Buchsteingruppe unmittelbar zusammen (einer eigenen „Schlußeiszeit“ angehörig?). Ein Gletscherast durchfloß vermutlich auch noch das Gesäuse (Schottermoränen am Ausgang des Hartelsgrabens, dagegen Schotter eines Ennslaufes auf dem Wagsattel), während sich gleich bei Hieflau die Niederterrassenschotter, 100 *m* mächtig, anschließen. Sie sind wiederum bei Landl schön entfaltet und unterhalb Großreifling in der Enge der Gripp epigenetisch durchschnitten. Ein Teil der jüngeren Schotter läßt sich allerdings bis zum Rauchboden oberhalb von Gstatterboden verfolgen. Nach anderer Auffassung gehören aber alle jene mächtigen Schottermassen der gleichen Phase großer interglazialer Talverschüttung an, wie in der Schladminger Gegend (vgl. oben), so daß sie vornehmlich tektonischer Abkunft wären. Auffallend ist jedenfalls, daß die jüngeren Schotter gelegentlich tief unter den Ennsspiegel hinabreichen (zum Beispiel bei Hieflau) — die Schlucht der Enns muß also schon lange vor der letzten Eiszeit eingeschnitten gewesen sein — und Wannen ausfüllen und daß das Ennstal noch heute zwei Gefällsbrüche im Gesäuse zeigt, am Eingang und bei der Kummerbrücke. Nach dem Rückzug des Ennsgletschers (oder der „Schlußeiszeit“?) konnte sich die kalkalpine Lokalvergletscherung viel freier entfalten (zum Beispiel am Sparafeld bis zu 900 *m* Höhe, das heißt beträchtlich unter die Grenze zentralalpiner Irrlinge herab). Am Ausgang der Kalten und der Dürren Fölz am Nordhang des Kaiserschiltes treten Endmoränen von Lokalgletschern nahe an den Erzbach heran usw.

Sehr schön sind die Rückzugsstadien der letzten Vergletscherung in den alten Hochtalresten und in den größeren, nicht zu steilen Karen erhalten (besonders im Sulzkar, in der Pyhrgasgruppe). Die vielen steilen Böschungen waren übrigens der Karbildung nicht günstig, ebensowenig glatte Hänge; ungegliederte dachförmige Gipfel waren höchstens verfirnt (Tamischbachturm). Nur auf flacheren Abfällen entwickelten sich aus Runsen und Taleinrissen, zumal an der N-Seite der Haller Mauern, aber auch in der Buchsteingruppe Kare, namentlich in den weniger widerstandsfähigen Hauptdolomiten (Seeboden, Roßkar am Natterriegel), karförmige Nischen aber auch zum Beispiel am Hochtor. Im großen Kar des Gstatterbodens hat die Karerosion zur Ausbildung eines Karlinggrates mit einem 300 *m* tief eingesattelten „Törl“ geführt. Die alten Hochtalböden wurden trogförmig ausgeweitet, sind aber stets nur kurz. Feinformen der Vergletscherung sind hier wegen der starken postglazialen Verwitterung und Abspülung nicht so gut erhalten wie in den Plateaustöcken im W; vor allem im dolomitischen Dachsteinkalk hat die Abbröckelung die Eisschliffornen

vernichtet. Verkarstung und Verkarrung sind hier naturgemäß viel weniger entwickelt. Außerordentlich groß ist die periglaziale und die postglaziale Auffüllung der Talgründe mit Schutt. Zahlreich sind die Beispiele hierfür; sogar die W-Moränen des Buchauer Sattels hat zum Teil schon junger Dolomitschutt bedeckt. Reste von mächtigen interglazialen Gehängebreccien zeigen übrigens an, daß auch schon früher die Bedingungen der Talverschüttung erfüllt waren (am Zinödl; an der O-Seite des Lugauer; bei der Heßhütte auf den jungtertiären Flußablagerungen; ähnlich an der S-Seite des Dürrenkogels bei Hieflau, wo eine an die Höttinger Breccie bei Innsbruck erinnernde „horizontale, dickbankige, von Rutschklüften zerspaltene Kalkbreccie aus Dachsteinkalk mit gelblichen, feinschlammigen Zwischenlagen“ auf Augensteinmiozän aufrucht; Kleiner Adlerriegel; an der SO- und NO-Flanke des Reichensteins, Stumpfnagelalpe, S-Seite des Bosruck, S- und N-Seite der Haller Mauern). Am Zinödl finden sie sich sogar auf dem Gipfel, ein Beweis für ausgiebige Kammzerstörung und Erosion. Doch müssen interglaziale und periglaziale Breccien in diesem Raume noch schärfer gesondert werden.

In gewaltigem Gegensatz zu diesen Kalkbergen steht der Schieferzug im S bis hinüber zum Kammer- und Murtal. Hier hat die Ausräumung viel größere Fortschritte gemacht. Durchwegs herrschen in den weichen Phylliten und Schieferen sanfte Formen, flache, breite Rücken und wohlgerundete Sättel. Schon in den Unterschieden der Benennung kommt gerade hier die Verschiedenheit der Gestaltung trefflich zum Ausdruck (in den Gesäusebergen die Türme, Steine, Mauern u. dgl., hier die Kogel und Riedel). Sanft sind auch die Formen in den Gneisen und Graniten weiter im O, im sogenannten „Floningzug“ (vgl. Fig. 18). Doch haben auch hier die jüngeren Taleinschnitte oft noch kein ausgeglichenes Gefälle, selbst an Stufenmündungen und Talstufen fehlt es nicht. Im Wechsel der Gesteine, die sie durchqueren, sind sie bald Sohlentäler, bald enge Kerbtäler, ja in besonders hartem Fels Schluchten. Aus diesen tragen die Bäche bei Hochwasser nur allzu reichliche Schuttmassen hinab, das Kammertal mit Vermurungen bedrohend. Das Talnetz ist dicht und die Vernichtung der alten Flächen hat schon große Fortschritte erzielt, aber alte Zusammenhänge sind auch hier unverkennbar, zumal in 1450—1550 und 1750—1850 *m*. Die Höhe des stufenförmigen Prebichlpasses ist ein Talstrunk in einem tieferen System. Auch weiter im S, im Zwiesel der Liesing und Mur, haben sich in den höchsten Teilen des Schiefer- und Kristallingebirges schöne Reste alter Landoberflächen in 1400—1500 *m* Höhe erhalten (Kraubatheck, Schwagerberg). Stärker und mit schärferen Formen heben sich nur die wider-

standsfähigen Gesteine heraus, die sogenannten Blasseneckporphyroide (Blasseneck), und die nicht selten durch Karsterscheinungen ausgezeichneten („erzführenden“) Silurkalke. Doch nehmen diese erst weiter im SO einen größeren Raum ein. Hier steigen sie namentlich im Stock des Reiting (Göbeck 2215 *m*) zu Höhen von über 2000 *m* empor; Wildfeld (2046 *m*) und Eisenerzer Reichenstein (2148 *m*) leiten hinüber zu den Ennstaler Alpen einerseits, der Hochschwabgruppe andererseits.

Die Architektur der Reichenstein-Wildfeldgruppe zeigt Schuppenbau. Von der Ferne betrachtet, scheinbar ein Kalkgebirge, hat sie in Wirklichkeit ein Grundgerüst aus Schiefer, nur „die höchsten Zinnen“ sind aus Kalk. Schiefer sind aber auch im Sockel des Reiting reichlich eingeschuppt, maßgebend für die Zerkerbung seiner Hänge. Beachtenswert sind hier auch Kieselschiefer, eine der Ausgangsstätten für die kleinen harten, schwarzen Gerölle in den pontischen Schottern der Grazer Bucht. Zahlreiche Quellen entströmen am N-Hang des Reichensteins dem Quellhorizont, der durch die Auflagerungsfläche des erzführenden Kalkes auf den Silurschiefern gebildet wird, an anderen Stellen über der Auflagerungsfläche des Porphyroids, der, wenigstens im Vergleich zu den Schiefern, stärker wasserdurchlässig ist. Schöne, geneigte alte Flächen sind besonders auf dem Wildfeld und auf dem Reiting erhalten, der seine steilen Abfälle gegen das Becken von Trofaiach kehrt. Ein kleiner Plateaurest bei der Reichensteinhütte, weil in genau derselben Höhenlage wie die größeren Fluren in den benachbarten Triasbergen, spricht dafür, daß sich seit der Ausbildung jenes Flächensystems die Höhenlage der Kalkalpen gegenüber der Grauwackenzone nicht mehr geändert hat. Wie bei der Reichensteinhütte und auf dem Wildfeld in höherer, so finden sich Bauxite als Reste alter Böden auch auf der anderen Seite des Beckens von Trofaiach (Jesuitewald; hier auch alte Schotter von Augensteincharakter). Dieses selbst, schon zur norischen Senke gehörig, sammelt zentripetal aus engem Umkreise die Gewässer zum Vordernberger Bach und entläßt ihn dann durch den epigenetischen Einschnitt von Sankt Peter (eng in den Kalken oberhalb, etwas breiter in den Phylliten unterhalb) zur Mur bei Leoben. Die weichen Formen der tertiären Beckenfüllung ziehen dagegen am Fuße des Reiting hinüber zum Liesingtal.

Verhältnismäßig unbedeutend ist die Hinterlassenschaft der Eiszeiten. Durch das Paltental lappte der Ennsgletscher vor. Er füllte das Becken von Gaishorn, das durch eine gewaltige Mure im 16. Jahrhundert seinen See erhielt, und staute die Gewässer der Kaiserau, so daß sie sich gegen Admont zu wandten. Unbedeutende Eigenvergletscherung trugen bloß die

höchsten Gipfel der Eisenerzer Alpen. Zumal vom Reichenstein stiegen Gletscherzungen gegen N und NW hinab bis Krumpental (Moränen im Galleitental, am Franzosenbühel); dagegen sind die Moränen von Trofeng von dem Gletscher des Gsollgrabens aufgeschüttet worden. Südwestlich Eisenerz wurde die festverkittete Grundmoräne einer älteren Eiszeit aufgefunden (auf dem Hoheneckplateau, 950 *m*; große Irrblöcke auch bei der Kapelle am Gradstein). Terrassenschotter erfüllen das während der letzten Eiszeit eisfrei gebliebene Talstück des Erzbaches. An die N- und W-Abstürze des Reiting aber lehnen sich Kalkbreccien.

3. Die steirischen Kalkhochalpen zwischen Eisenerz und dem Semmering.

Wichtigste Literatur: 12, 19, 22, 33, 40—45, 87, 89, 93—95, 104, 112, 140, 174, 180—181b.

Östlich von Eisenerz stellen sich noch einmal große Plateaustöcke ein, allerdings nirgends mehr so ausgedehnt und so hoch wie in der NW-Steiermark. Sie ordnen sich in einen WSW—ONO gerichteten Streifen, der mit der Hochschwabgruppe beginnt und mit dem Wiener Schneeberg (2075 *m*), schon auf niederösterreichischem Boden, endigt. Dazwischen schalten sich, durch tiefe Paßkerben und Durchbruchstäler getrennt, die verhältnismäßig kleine Veitschalpe, die Gruppe der Schneealpe mit dem Naßköhr und die Raxalpe ein, die übrigens auch nur mehr zum geringsten Teil zu Steiermark gehört. Die kleineren Plateaustöcke in der Mitte erreichen 2000 *m* nicht mehr (Hohe Veitsch 1982 *m*; Windberg auf der Schneealpe 1904 *m*; auf der Rax nur die Heukuppe mit 2009 *m*); der Schneeberg steigt nur wenig (2075 *m*), stärker der Hochschwabgipfel über 2000 *m* empor (2278 *m*), dieser umringt von einer ganzen Reihe Zweitausendern.

Wiederum hängt auch hier die Erhaltung mehr oder weniger weiter Plateauflächen über steilen Abstürzen einerseits mit der flachen Lagerung des Gesteins, andererseits mit dessen Beschaffenheit zusammen. Im Hochschwab spielen eine Hauptrolle helle, ungeschichtete Riffkalke, zum Teil dem Dachsteinkalk äquivalent, zum Teil aber auch weit mehr, als man früher geglaubt hat, dem Wettersteinkalk. Aus diesem besteht nicht nur der südliche Zug: Beilstein, Schönberg, Zinken, Hochstein, Häuselberg, Sonnschianalm und Pribitz und der Sockel der Meßnerin, sondern auch der Hochschwabgipfel selbst, ferner die unterste Wandstufe am Nordfuß von Riegerin, Türnach, Gutenbrand und Mieskogel beiderseits Weichselboden, Zeller und Aflenzer Staritzen im N und NO, auch der Ringkamp, das Ilgner Hocheck, Trenchtling, Griesmauer, Frauenmauer, See-

mauer, Pfaffenstein, Kaiserschild im S und SW. Sehr oft gehen diese tieferen Riffkalke in den typischen, weißen, grusigen, zuckerförmigen Ramsaudolomit über: stockförmig durchsetzt die Dolomitisierung die Riffmasse. Beispiele bieten die S-Wand der Aflenzer Staritzen, der O der Zeller Staritzen, Meßnerin, Karl- und Mitteralpe, das Salzatal verschiedentlich; ebenso der SW. Die Dachsteinriffkalke bauen die Haupthöhe des Plateaus auf: Karlstein, Hochwart, Stangenwand, Zegelkogel im O; Schaufelwand, Ebenstein (aber nur den kubischen „Gipfelbau“), Brandstein, Kollmannstock, Rohrmauer im W (in der Kalten Mauer aber gegen N Übergang in geschichteten Dolomit, im N Griesstein, Gehart und Schermbacher Kogel, Schafwald, Riegerin, Schönberg; auch Turm und Stadurz; im S die Gipfelpartien der Meßnerin, den Hochstein usw. Zwischen die oberen und die unteren Kalke schaltet sich häufig eine Zone hellen Dolomits (Carditaschichten) ein, scharf gegen die Wettersteinkalke abgegrenzt, dagegen in die Dachsteinkalke meist allmählich durch dolomitische Kalke übergehend. Auch im Liegenden der Wettersteinkalke findet sich ein manchmal nur dünnes, manchmal 100 *m* mächtiges Band von schwarzem Dolomit ein (zum Beispiel im SW). Im übrigen bilden überall Werfener Schichten die Unterlage (außerordentlich, vielleicht 500 *m* mächtig und ausgedehnt zum Beispiel zwischen dem St. Ilgener Tal und dem Hieselegg westlich Tragöß; auch in der Gegend von Gschöder und Riegerin-Nordfuß bis zum Mieskogel südlich Weichselboden). Eine besondere Stellung nimmt nur das Gebiet im SO ein, in der Umgebung von Aflenz („Aflenzer Kalke“ usw.). Erst nördlich der Zeller Staritzen gewinnen jüngere Gesteine eine größere Verbreitung (Kössener Schichten, Hirlatzkalke, Radiolarite und besonders Gosauschichten).

Desgleichen besteht die Veitschalpe in der streichenden Fortsetzung der Aflenzer Staritzen hauptsächlich aus hellen, massigen Riffkalken (an der S-Wand) und dolomitisierten Riffkalken (N-Seite, Wildkamm); ebenso beherrschen Riffkalke und Dolomite die Schneealpe. Eine mächtige Folge von verschiedenartigen Kalken und Kalkschiefern, die meist geschichtet, nur zu oberst ungeschichtet sind, bauen endlich den Abfall der Heukuppe gegen SW hin auf. Den Sockel der triassischen Schichtfolge bilden allenthalben Werfener Schiefer. Sie treten sowohl zwischen den einzelnen Stöcken (Senke von Gollrad; Niederalpe; Altenberg—Naßkamm) wie auch mitunter fensterartig in ihnen selbst auf, an Brüchen emporgetragen (Sackwiesensee, Karlgraben, bei Seewiesen, Hochschwab). Unter den jüngeren Gesteinen, die ebenfalls sowohl zwischen den einzelnen Plateaustöcken (verschiedentlich zwischen Mariazell und Neuberg) wie auch in deren Körpern selbst auftreten (im Hochschwab zum

Beispiel im Fobestal und nach O hinüber bis zum Schafwaldsattel) sind die Gosaugelände besonders interessant.

Die große Verbreitung der schichtungslosen, widerstandsfähigen Riffkalke hat die Erhaltung der Plateaustöcke außerordentlich begünstigt. Im Gelände treten sie als hervorragende Wandbildner auf, während sie auf ihren Hochflächen zu intensiver Verkarstung neigen, viel mehr als die dolomitischen Kalke und die Dolomite. Diese kennzeichnen sich immer wieder durch die Bildung gelber und rauher Wände und grusige Verwitterung, die Wettersteinkalke durch weißgraue, glatte Felswände und blockförmige Verwitterung. Von den weißen, zuckerkörnigen Ramsaudolomiten unterscheiden sich die dunklergrauen Hauptdolomite durch ihre kubische Absonderung; auch bilden sie meist keine Wände, sondern grusüberdeckte Hänge. Die Dachsteinkalke hingegen unterliegen, namentlich wenn sie schichtungslos sind, häufig der Wandbildung. Die Werfener Schiefer haben die gewöhnlichen weichen Formen. Manchmal sind Gipse mit ihnen verbunden (Gipstrichter im Seetal westlich Seewiesen). Werfener und Reingrabener Schiefer geben die wichtigsten Quellhorizonte ab (diese zum Beispiel unter dem Gipfel des Hochanger und zwischen Aflenz und der Bürgeralpe). Doch entspringen die mächtigsten Quellen am Nordfuß der Hochschwabgruppe; sie werden fast alle für die Zweite Wiener Hochquellenleitung gesammelt.

Günstig für die Erhaltung der Plateaustöcke war aber auch die relativ flache Lagerung der Schichten. Der Hochschwab stellt im allgemeinen nur eine „einzige flachwellig verbogene, mächtige Kalkplatte dar, welche überall von Werfener Schiefer unterlagert wird“. Sie zeigt noch am häufigsten ein flaches N-Einfallen. Allein eine Antiklinale zieht unter anderem ungefähr W—O von Eisenerz über Buchberg nach Seewiesen; sie bildet die N-Grenze des Gebietes der sogenannten „Aflenz“ Trias. Diese zeigt im großen das Bild einer schüsselförmigen Mulde, welche im Feistritzgraben am tiefsten ist, sich gegen O und W wieder verflacht. Ihre Einbiegung erklärt sich aus O—W gerichteten Kräften, die auch sonst nicht fehlen (kuppelförmige Aufwölbung von Werfener Schiefer im Tal von Buchberg; antiklinale Aufwölbungen im Fölztal und im Seegraben; Herabbeugung im SO in der östlichen Schießlinggruppe und im Hochanger). Namentlich ist auch die Bucht von Gollrad eine antiklinale Aufwölbung mit N—S-Verlauf der Achse (Scheitel im Turntaler Kogel) und allseitigem („periklinalem“) Abfall. Eine zweite Antiklinale streicht am N-Fuß des Hochschwab vom Antengraben gegen Weichselboden. Im einzelnen ist freilich auch in dieser Gebirgsgruppe die Struktur wesentlich komplizierter, gekennzeichnet durch viele Verwerfungen, Über-

schiebungen und Schuppenbildung (Überschiebungsfläche von der Häuselalm bis zur Sackwiesenalm; gut aufgeschlossener Bruch — Dullwitz-Trawiesbruch, in der „Drahten Wand“ schön aufgeschlossen — am N-Hang des Karl-Hochkogel, wo Ramsau- und Hauptdolomit im S vom Riffkalk im N getrennt werden; Zlackensattel zwischen Mitteralpe und Schönleiten-plateau; Fobes-Längsbruch in den S-Abstürzen des Brandsteins und Kollmannstockes; Bruchlinie im Jäger nördlich vom Brandstein usw.). Dagegen sind jüngere Verbiegungen größeren Ausmaßes mindestens sehr zweifelhaft.

Ähnliches gilt von den übrigen Plateaustöcken der nordöstlichen Kalkhochalpen der Steiermark. In der Schneealpe zum Beispiel hebt sich ein Gewölbe, das gleich östlich der Mürz die Umgebung der Kohlmerswand bis hinüber zum Eisentörl bildet, im Meridionalschnitt des Windberges in großer Breite beulenförmig empor. Infolgedessen ist über diesem ein höheres tektonisches Stockwerk bereits abgetragen. Weiter südlich, im Rauhenstein, ist es noch vorhanden, im W baut es die Lachalpe auf, im NO die Randgipfel des Plateaus (Ameisbühel, Schauerwand, Zännlwand).

Wenn nun auch gewiß Verbiegungen noch nachträglich die Körper dieser Plateaustöcke betroffen haben, so dürften gleichwohl die alten Flächensysteme, von denen sich auch hier Überreste erhalten haben, im großen ganzen jünger sein als der innere Bau. Immerhin fehlt es nicht an gewissen Anzeichen, daß da und dort auch die miozäne Landoberfläche von den Verwerfungen zerlegt wurde (im Hochschwabstock zum Beispiel am Brandstein), ja daß kleinere Krustenbewegungen noch bis in die jüngste Zeit fortgedauert haben (zerrissene Dolinen am Trenchtling). Aber nur für die Rax ist eine junge Schollentektonik mit asymmetrischen Aufwölbungen morphologisch einigermaßen begründet und im Zusammenhang damit auch auf das Absinken der tieferen Schollen die Verkarstung der höheren zurückgeführt worden.

Am ausgedehntesten sind die alten, kuppigen Flächensysteme, in mehreren Stockwerken übereinandergeordnet, in der Hochschwabgruppe erkennbar. Meist treten sie ganz unvermittelt, und so asymmetrische Gipfel bildend, an die steilen Wände der Außenseiten oder der tief eingeschnittenen Sacktäler heran. Glatt greifen sie über die schräg gelagerten Schichten hinweg, greifen sie von einem Gestein auf das andere über. Das größte dieser alten Flächensysteme liegt, die ganze Gruppe umschließend, in ungefähr 1500—1600 *m* (dolinenreiches Plateau der Sonnschianalm, das wie eine gewaltige Staffel an der S-Seite des Gipfelstockwerkes des Hochschwab erscheint; Plateaus zwischen Androthalm und Gerstbreinboden, der Pfaf-

fangalm, unbedeutend höher, wohl infolge einer ganz leichten Aufbiegung; auch im SO bei der Bürgeralm; im O in den Aflenzer und besonders in den Zeller Staritzen; stärker aufgelöst auch beiderseits der Salza; Mieskogel; an den Flanken des Hochtürnach; Gehart und Hochalpel unter dem Griesstein; Siebenbürgerkogel und Jäger unter dem Brandstein; wieder breiter entwickelt im Bereich der Eisenerzer Höhe, des Großen Wasserkogels und Buchbergs usw.). Dieses Flurensystem ist auch besonders reich an Augensteinresten, die hier auf zweiter oder dritter Stätte lagern (Sonnschienalm, Spitzboden, Schafwaldsattel, Androthalm; aber auch Zeller Staritzen, Hochturm).

Über diesen 1500—1600 *m*-Fluren sind mindestens wieder zwei höhere, ältere Systeme zu beobachten. Das eine liegt im W und SW in 1800—1900 *m* (Frauenmauer, Gsollmauer, Sonnschein, Pfaffenstein, Gipfelplateau der Kalten Mauer; ferner Polster, Leobner Mauer, Eisenerzer Reichenstein und Zirneben des Trenchtling; Meßnerin; endlich im Herzen der Gruppe: Hochalm, Seestein, Seemauer, Kleiner Ebenstein — von diesem zum Beispiel zieht eine 500 *m* lange Flur bis an den Fuß des Großen Ebenstein heran), im O und NO dagegen in 1900 bis 2000 *m* (Häuselberg, Zinken, Beilstein, Karlstein; Karl-Hochkogel, Gipfel um die Mitteralpe und gegenüber auf der Aflenzer Staritzen), ebenso hoch im N (Griesstein, Riegerin usw.); gegen SO ist es etwas niedergebogen (Windgrube; noch stärker im Oisching?). Das andere liegt im W in mehr als 2000 *m* (Trenchtlingkamm zwischen Großwand und Lammingeck; Brandstein; Griesmauer); gegen O hin steigt es ebenfalls etwas an (Gipfelplateau des Ebensteins) und umfaßt die höchsten Gipfel (Großer und Kleiner Hochschwab, Ghacktkogel, Zagelkogel, Hochwart, Stangenwand; Ringkamp im N). Also gewisse Verbiegungen scheinen nach der Ausbildung des 1800 *m*-, aber noch vor der Ausbildung des 1500—1600 *m*-Systems eingetreten zu sein. Zwischenstadien der Talvertiefung schalten sich zwischen jene zwei Hauptflächensysteme ein.

Jedenfalls dürften kaum alle die verschieden hoch gelegenen Flurenreste von einem ursprünglich einheitlichen System herkommen, das erst durch jüngere Krustenbewegungen aufgelöst worden wäre. Nicht bloß mehrere, weithin verfolgbare Aufwölbungen und Einmuldungen wären dabei zwischen dem Nordfluß des Gebirges und der norischen Senke anzunehmen, sondern auch stärkere Flexuren und zahlreiche Brüche. Gerade über manche der schönsten großen Brüche greifen indes die alten Fluren fast überall prächtig hinweg (zum Beispiel über den Dullwitzbruch). Sicherlich darf man nicht aus der Höhenlage der Fluren auf ein geringeres Alter der Brüche schließen.

Auf die Ausbildung des 1500—1600 *m*-Systems folgte zunächst noch eine unbedeutende Zertalung auf 1400—1450 *m* im Inneren, 1350—1400 *m* an den Rändern (flache Mulden auf den großen Plateaus zwischen Sonnschienalm und Gerstbreinboden, mit verschiedenen alten Talfurchen, deren Zusammenhänge aber durch Dolinenbildung entstellt sind; Sackwiesen, Filzmoos; bei den Pribitzhütten; über dem Klamm Boden; Plotscherboden; aber auch NO-Seite des Brandsteins; Nachbarschaft des Salzatales; am Großen Torstein; Mulden auf den Zeller Staritzen; Höllenboden und untere Dullwitz); dann aber setzte infolge einer stärkeren Hebung eine rasche, tiefe Zerschneidung ein, deren einzelne Phasen im Bereich des Hochschwabstockes kaum mehr zu erkennen sind, namentlich wegen des starken glazialen Seitenschurfes. Doch haben sich in ungefähr 1250—1300 *m* (zum Beispiel besonders schön unter dem Stangl W und SW sowie am Hochmoos, am Schirmbacher Kogel usw.) und wieder in 1050—1100 *m* (zum Beispiel südöstlich Wildalpen über den Sieben Seen und verschiedentlich nördlich des Salzatales) Halte in der Tiefennagung eingeschaltet; der erstere, breite Verebnungen schaffend, dürfte im Pontikum, der letztere im Mittelplozän eingetreten sein. Besonders tief zerschnitten sind die N-Abstürze des Hochschwab wegen der tiefen und nahen Lage der Erosionsbasis an der Salza (bloß 550—650 *m*).

Im Veitschalpenstock halten sich die wichtigsten alten Flächen in 1850—1900 *m* (Kante im NO in ungefähr 1800 *m*, im SW in fast 1900 *m* Höhe; darüber die flache Kuppe der Hohen Veitsch; jüngere Verwerfungen durch das früher einheitliche Plateau zwischen Vorkogel und Seeboden?); sie werden von flachen Hochmulden durchzogen (Seeboden). Ohne Zweifel ist es die hier etwas tiefere Fortsetzung des Gipfelsystems der Aflenzer Staritzen und der Mitteralpe. Denn das 1500—1600 *m*-System der Hochschwabgruppe zieht auch durch die — aus ganz anderen Gesteinen aufgebaute — Senke von Gollrad (Finstereck; Turntaler Kogel und Nachbarschaft; Roßkogel; Wetterin). In den weichen Schiefern ist es allerdings schon etwas stärker erniedrigt (zum Beispiel Reißbeck; nördlich vom Finstereck, Eibelkogel, Gesellkogel und südlich vom Rauschkogel). Erst recht gilt dies von den älteren, höheren Flächen, die um ungefähr 100—150 *m* unter die benachbarten Plateauflächen im Kalk abgetragen erscheinen, das heißt in einem Ausmaße, dem man auch sonst immer wieder begegnet (Rauschkogel 1721, Hochanger 1683). Dafür sind gerade im Bereich solcher weicherer Gesteine dank der viel stärkeren Talverbreiterung auch tiefere Flächensysteme sehr gut erkennbar, und zwar zunächst wiederum eines in 1350—1430 *m* (bei

Nieder-alpel; beiderseits des Turntaler Kogels), das sich gegen O etwas senkt (vgl. die Höhen östlich der Veitschalpe gegen Neuberg). Sehr verbreitet ist ein tieferes in 1200—1250 *m* (zum Beispiel besonders schön beiderseits des oberen Aschbachgrabens; Schüttereck, aber auch Seeberg, Nieder-alpel; und wiederum im S zwischen Rauschkogel und Stübmingtal usw.). Zwischen dieses System und den heutigen Talboden schalteten sich noch zwei bis drei Phasen der Seitennagung ein (zum Beispiel Lindkögerlterrasse über dem Aschbachtal in 950 *m*). Die niedrigeren Systeme umschließen die Veitschalpe auch im SO und O und reichen bis hinüber zum Semmering und nach Mürzzuschlag.

Auch im Schneeealpenstock ist wiederum eine schöne alte Verflächung in 1500—1565 *m* entwickelt (Roßkogel, Drahtl; durch den Erosionseinschnitt des Höllgrabens davon getrennt Kohlmerswand, Lachalpe, diese beiden letzten zwei verschiedenen tektonischen Stockwerken angehörig!); darunter eine tiefere in der breiten Mulde des Naßköhrs in 1250—1280 *m*, deren System gegen die Freiner Mürzschlucht hin auf 1200 *m* absteigt — es ist offenbar wieder das pontische. Zwischen beide scheint sich ein weiteres Flächensystem in etwa 1350 bis 1450 *m* einzuschalten. Allein gerade in dieser Gruppe sind die alten Flächen noch wenig untersucht, weder ihr Ineinandergreifen noch ihre jüngeren Verstellungen. Gegen NO scheinen sie etwas anzusteigen. Der Abfall der Klobenwand und der Hohen Mauer gegen das Naßköhr ist wohl trotz seiner scharfen, merkwürdig geradlinigen Erstreckung als eine Schichtstufe oder höchstens als eine Bruchlinienstufe aufzufassen, geknüpft an nordfallenden Ramsaudolomit und Riffkalk (Griessattel in Werfener Schiefer in der Verschneidung zweier entgegengesetzt gerichteter Gräben). Außerordentlich schön ist die alte Fläche der Schneealpe selbst, eine niedrige Kuppen- und Rückenlandschaft; im NW-Rand in 1840—1904 *m* (Windberg), an der O- und SO-Seite 1780—1830 *m* Höhe, also leicht gegen SO geneigt. Fläche, bis etwa 60 *m* tiefe Talungen ziehen zwischen den Kuppen durch (u. a. sehr schön um den Ameisbühel). Die Gipfel bildet durchwegs Riffkalk, während die Plateaufurchen bis in den Hauptdolomit eingeschnitten sind; zwischen beiden Gesteinen zieht ein Band von weicheeren Carditaschichten. Bezeichnend ist, daß die verschiedenen Gipfel der Schneealpe zwei verschiedenen tektonischen Stockwerken angehören (vgl. oben) und daß die Plateauflächen im Meridian des Windberges die verschiedensten Gesteine kappen. (Natürlich sind in den Kleinformen Unterschiede wahrnehmbar, zum Beispiel im härteren Hallstätter Kalk die Gehänge steiler als in den Wettersteindolomiten.) Hier im O-Flügel sind die tieferen Flächensysteme

des Naßköhrs nur mehr in einzelnen Pfeilern und Ecken angedeutet (zum Beispiel beiderseits der Dirltler Schlucht). Unter den hohen Abstürzen der Schneealpe gegen das Mürztal und das Altenberger Tal hin sind jüngere Halte in der Tiefenagung mehrfach erkennbar, aber noch nicht systematisch verfolgt, und zwar mindestens zwei bis drei (bei und oberhalb Mürzsteg in rund 1050—1100, 950 und 880 *m*; bei Kapellen etwas unter 1100 *m*; verschiedene Leistenreste auch sonst ungefähr 100—150 *m* über dem heutigen Mürztal). Wir werden Entsprechungen dieser tieferen Fluren in der Mariazeller Gegend besser kennen lernen.

Auf der Raxalpe endlich liegen die obersten alten Flächen in 1950—2000 *m* (Heukuppe 2009 *m*; Dreimarkstein, Scheibwaldhöhe; gegen NW etwas herabgesenkt; Waxriegel 1908 *m*; Haberfeld 1860—1870 *m*); darunter, auch noch dem Plateau angehörig, aber anscheinend an einem jüngeren Bruch um 100—150 *m* abgesenkt, Flächenreste, beziehungsweise Ecken in 1700—1740 *m* (Preiner Wand; Jakobskogel und Umgebung); alte flache Täler sind im SW-Flügel des Gebirgsstockes darein eingefurcht (in etwa 1800—1850 *m*). Alte, sehr ausgedehnte Flächenreste treten in 1550—1650 *m* auf (Scheibwaldmauer, Grasbodenalm, Grünschacheralm, Ebenwald usw.). Sie alle sind reich an Roterdenestern und Augensteinen. Darein eingesenkt sind flache Mulden, die an den Plateaukanten in 1300—1400 *m* abgeschnitten werden. Es sind also auch hier alle die Flächensysteme vorhanden wie weiter im W, nur neuerdings etwas höher als in der Schneealpe. Auch zwischen Raxalpe und Semmering sind dieselben Systeme in der Schieferlandschaft entwickelt: zwischen 1500—1600 *m* (Drahtkogel, Kampalpe; etwas stärker abgetragen im Scheibenberg, Ochsner); in 1200—1300 *m* (Sitzbühel, Pinkenkogel, Kaltenberg); in ungefähr 1100 *m* (beiderseits des Prein- und Raxentales verschiedentlich); es ist aber nicht möglich, hier alle Vorkommnisse im einzelnen anzugeben. Im Schwarzaudurchbruch sind trotz der starken Zerschneidung der Gehänge jüngere Talgenerationen mehrfach erkennbar (in 900—1000, 750—800 und 650 *m*).

Die gewaltigen Plateauabfälle selbst sind als reine Destruktionserscheinungen aufzufassen, wenn auch da und dort begünstigt durch Verwerfungen und Abbeugungen. Der tektonische Befund an der S-Seite des Hochschwab zum Beispiel widerspricht ganz ausdrücklich der Annahme eines Bruchrandes. Die Südrampe der Veitschalpe bietet prächtige Beispiele schalenförmiger Ablösung von Wandschollen über dem nachgiebigen Werfener Schiefer. Wohl aber hat die jüngere Talbildung häufig an alte Bruchlinien angeknüpft (Dullwitz, Fobes),

namentlich im Ausbiß weicher Gesteine („Dobreinlinie“; oberstes Mürztal).

Die fortschreitende Zertalung hat auch hier die alten Flußsysteme ersticken lassen und große Höhlennetze geschaffen. Von alten Flußläufen zeugen die mannigfachen Augensteingerölle (Schafwald, Fobes und sonst am Hochschwab; Quarzschotter auf der Hohen Veitsch, auch rote Erden! Augensteine zwischen Windberg und Ameisbühel und auf der Schneealm; Quarzschotter und rote Erden in der Talung südlich von der Kramerin). Unter den Höhlen ist besonders die Frauenmauerhöhle als Beispiel einer Eishöhle früh bekannt geworden (außerdem Höhlen im „Höllgraben“, 200—300 *m* unter der Plateaufläche usw.).

Das Hochschwabplateau ist schließlich von einer mächtigen Vergletscherung bedeckt gewesen; alle seine heutigen Almfluren entwickelten große Gletscherdecken. Fransenartig stiegen deren Zungen im N und S in die tiefen Talkerben hinab und wandelten sie zu Trögen um (Täler der N-Seite; Klamm- und Jassinggraben bei Tragöß; Münichtal oberhalb vom Leopoldsteinersee usw.); Schotterterrassen schließen an die Moränen an oder treten unter ihnen hervor (zum Beispiel im Tragöß). Endmoränen sperren manchmal in diesen schöne Zungenbecken ab (prächtige Reste von drei Endmorängürteln im Tragößtal bei Oberort) oder deuten wenigstens die Enden der Vergletscherung an (Endmoränen im Ilgener Tal bei Innerzwain; im Fölzgraben oberhalb der Fölzklamm in 830 *m*, am Feistringgraben unterhalb der Baumeralpe in 1020 *m*, im Seegraben beim Seebauer in 800 *m* und auf dem Seeberg; Moränen vor dem Leopoldsteinersee von Trofeng); schöne diluviale Schwemmkegel bauen sich ins Aflenzer Becken vor. Auch ältere Schotter wurden beobachtet (am Bahnhof Vordernberg; unter dem Hieselegg; Karlgraben unter dem Ilgner Hocheck), diluviale Brecien (ebenda, Hochschlag, O-Abfall der Aflenzer Staritzen, Polster, Kaiserschild; O-Abfall der Riegerin gegen den Antengraben — selbst schon von der Erosion betroffen) und Rückzugsmoränen (Lammingalm, Gsollalm, Trawiesalm, im Fölzgraben). Ganz gewaltig sind die rezenten Gehängeschuttbildungen in den Trogtälern (zum Beispiel Trenchtling; Roßhöhle, Brunntal usw.), zumal am Fuße der verschiedenen „Mauern“ (Griesmauer, Böse Mauer) und Karwände.

Die Vergletscherung hat das ganze Plateau überschliffen und geformt; die prächtigen Trogformen der Täler sind ihr deutliches Werk; freilich sind auch hier in den Dolomitgesteinen die Feinformen meist schon verwischt. Der alte Verwitterungsboden und die Augensteingerölle wurden verschleppt und diese gelegentlich in der Tiefe in Moränen abgelagert (am S-Abhang der

Hochleiten nördlich Weichselboden). Dolinen haben dann auf der von Verwitterungsschutt entblößten Oberfläche die alten Karstmulden zernagt (häufig zwei Phasen der Dolinenbildung; bezeichnende Namen: Senkboden, Sackwiesen). Großartig ist in der Hochschwabgruppe das Karphänomen entfaltet; zu den Gründen der Sacktäler führen oft mächtige Kartreppen hinab (über dem Trog des Unteren Ringes der Obere Ring; Ochsenreichkar auf der SW-Seite des Ringkamp; Eiskar an der Riegerin; Kare gliedern den S-Abfall vom Dippelkar im Zinken bis hinüber zum Hochschwab). Kräftig arbeitet die Verwitterung an den nackten Felsgipfeln und formt aus ihnen je nach der Lagerung und Art des Gesteins eigentümliche Gipfelgestalten, zum Beispiel die „Steine“: Ebenstein, Brandstein, Griesstein, Beilstein; die Namengebung hat in dieser Gruppe gern an die Formen angeknüpft: Stangenwald, Ringkamp, Beilstein usw. Mannigfaltig ist die Gliederung der Abfälle je nach dem Gestein — man vergleiche zum Beispiel den diesbezüglichen Gegensatz der Stangenwand (welch bezeichnender Name) und der Meßnerin, deren wild zerrissene Abstürze von unzähligen Zacken und Türmchen besetzt sind. Die besonders großen Talgründe sind von gewaltigen Blockgeröllmassen erfüllt.

Auf dem Hochplateau der Veitschalpe wurde das alte Hochtal des Seebodens vom Eis ausgeweitet. Moränenwälle hinterließ es an der Ausmündung des Veitschalpen-Grabens quer vor dem Niederalpebach in 940 *m*. Die eiszeitliche Schneegrenze lag in etwa 1400 *m* in N-Auslage (Moränenblockwerk oberhalb der Bärenentaler Alm in 1300 *m*), in mindestens 1500 *m* in W-Auslage. Karartige Talwurzeln sind auch unter der S-Rampe eingefressen (mit Böden in ungefähr 1400 *m* Höhe). Sehr stark war die periglaziale Schuttbildung und die Aufschüttung postglazialer Schuttkegel (im Dobreintal; auch im Dürrental und Veitschtal). Auf der Schneealpe war, bei einer tieferen Lage der Schneegrenze in etwa 1300 *m* Höhe, nicht bloß das östliche Hochplateau vergletschert, von welchem Gletscherzungen weit herabreichten (Karkerbe im Plateaurand zwischen Lohmstein und Zännlwänden; glaziale Überformung im Almgraben bis 1300 *m* herab; glazialer Schutt im Almgraben und Steingraben bis ungefähr 900 *m* hinab), sondern es lag auch das Naßköhr unter Eis begraben (Moränen auf dem „Eisernen Törl“ und Hängegletscher gegen das „Törl“ zu; eisüberschliffene Kalkflächen und glaziale Kleinformen; allerdings starke Zerstörung dieser Formen durch Löcher- und Rillenbildung). Auch die Plateaus der Raxalpe waren vergletschert, nicht bloß die oberste alte Fläche, auf der sich noch in den N-Abfall der Heukuppe ein Doppelkar einnagte (kleine Firnmoräne am Fuß der Rückwand im O), sondern namentlich auch die Grünschacher Alpe

(Ufermoränen zwischen Scheibwaldhöhe und Jakobskogel und durch das Gaisloch hinab in den Trog des Großen Höllentales; stadiale Endmoränenwälle oben in 1450 *m* Höhe, gekritzte Geschiebe an der Mündung im Höllental in 580 *m* Höhe, beziehungsweise beim Hoyos'schen Jagdschloß). In den Lechnerwänden bildete sich das Klobenkar usw. Doch liegen alle diese glazialen Erscheinungen nicht mehr auf steirischem Boden. Der jähe Abfall der W- und SW-Rampe des steirischen Anteiles duldet keine Karbildung. Hier lehnen sich vielmehr Schutthalden an, ebenso wie an den SO-Abbruch des Heukuppen-Dreimarksteinplateaus. Je nach dem schuttliefernden Gestein sind sie bald verkittet (unter den Riffkalken der Heukuppe), bald lose (unter den bröckeligen Brecciendolomiten zwischen Predigtstuhl und Preinerwand).

4. Die Lunzer Kalkhochalpen und die Freiner Alpen.

Wichtigste Literatur: 8, 13, 33, 40—43, 93, 112, 123, 148, 180—181b.

Gerade dort, wo die nördlichen Kalkhochalpen in der Steiermark am weitesten nach S vorspringen, dehnen sie sich auch am weitesten gegen N aus; denn vor die Hochschwabgruppe legt sich nördlich der Salza eine Folge von kulissenartig angeordneten Hochplateaus und Gebirgskämmen. Gewöhnlich faßt man sie unter dem Namen Lassingalpen zusammen; sie seien im folgenden nach dem vor der Mitte ihres N-Fußes gelegenen bekannten Flecken Lunz als Lunzer Kalkhochalpen bezeichnet. Sie erfüllen den Raum zwischen der Enns im W und der oberen Salza und oberen Mürz im O. Sie gehören in der Hauptsache dem Flußbereich der Salza an, liegen aber nur zum Teil noch auf steirischem Boden. Die Salza greift weit nach NO zurück und fließt sonderbarerweise von ihrem Ursprung nicht auf dem kürzesten Wege gegen N zum nahegelegenen Alpenvorland hin ab, obwohl nur niedrige Wasserscheiden mit einzelnen tiefen Paßkerben ihr Quellgebiet umrahmen, sondern südlich von Mariazell in das Gebirge hinein. Sie trennt in tiefeingerissenem Tal, gegen SW gerichtet, bei Weichselboden von der Zeller Staritzen und vom Hochschwab den Stock der Kräuterin (Hochstadel 1920 *m*) mit dem Hochtürnach (1771 *m*) ab und dann, gegen W und NNW gewandt, unterhalb Wildalpen die zerschnittene Plateaulandschaft nordwestlich vom Hochschwab von der Göstlinger Alpe (1809 *m*). Schließlich biegt sie abermals gegen SW hin ab, um in die Enns zu münden. Auf ihrem Wege hält sie sich bald annähernd im Schichtstreichen, bald quert sie die Schichten und die tektonischen Elemente ganz unbekümmert. Verwandte Durchbrüche zeigen auch die Mürz und noch weiter im O, schon außerhalb der Steiermark, die Schwarza:

obwohl an der Außenseite der Hochalpen wurzelnd, hat sie ihren Weg durch deren Mauern hindurch gegen die norische Senke hin eingeschlagen.

Die Erhebungen der Lunzer Kalkhochalpen selbst ziehen zwischen der Enns und dem Hochbecken von Mariazell alle mehr oder weniger in SW—NO-Richtung. Darin kommt das Schichtstreichen zum Ausdruck, wenn es auch im einzelnen mannigfach wechselt. Dank tektonischer Vorgänge und der Widerstandsfähigkeit des Gesteins ragen sie in ihren höchsten Gipfeln zu 1200—1400 *m* über die benachbarten Talsohlen empor; die weniger widerstandsfähigen Gesteine, zu denen auch die Hauptdolomite und die Ramsaudolomite gehören, sind dagegen stärker ausgeräumt worden, schon in früheren Phasen der Talbildung; an sie knüpfen sich sowohl breitere Streifen niedrigeren Landes wie auch verschiedene Paßfurchen.

Ganz im NW reicht die Voralpe (1727 *m*) noch in die Steiermark herein. Auf sie folgt eine Senke von Hauptdolomit und dann der First des Gamssteines (1765 *m*) als Grenzträger, dem Bau nach ein Gewölbe aus Wettersteinkalken, die steil, ja fast senkrecht stehen. Werfener Schiefer, die in seinem Kern auftreten (schon südlich vom Hauptkamm), sind durch Sättel gekennzeichnet (Hals, Scheinbauerhütte, Pfarreralm, Mayerhütten), ebenso die Lunzer Sandsteine im N und S (Rabenbauerhütten, beziehungsweise Mooswirt). Mit schroffen Felswänden fällt der Gamsstein gegen N ab. Auch der Scheibenberg (1401 *m*) besteht aus fast senkrecht aufgerichteten Wettersteinkalken, die von seiner Hochfläche gekappt werden. Zu Füßen des Gamssteines und Scheibenberges zieht von Großreifling her über Palfau durch die Mendling über den Sattel von Lassing eine tiefe Furche gegen Göstling und Lunz, entfaltet längs Werfener Schiefer und geknüpft an eine wichtige Naht im Gefüge des Gebirges. Auch Hauptdolomit und Lunzer Schichten beteiligen sich an der Zusammensetzung der Landschaft, meist mit flacheren Böschungen, während schwarze Gutensteiner und andere Kalke steilere Abfälle bilden.

Im nächstfolgenden Zug des Hochkars bauen dann Dachsteinkalke ein ziemlich flaches, im einzelnen noch etwas weiter verkrümmtes und von Verwerfungen zerschnittenes und überdies „Gipfelfaltungen“ zeigendes Gewölbe auf, dessen Achse, WSW bis ONO streichend, knapp nördlich vom Hauptkamm bleibt, so daß an diesem die Schichten gegen S einfallen. An jener Verwerfung ist der N-Flügel etwas abgesunken; und da der Dachsteinkalk über dem Hauptdolomit nur „eine relativ dünne Haut“ bildet, kommt infolgedessen auch hier am N-Hang des Hochkars Hauptdolomit an die Oberfläche. Dieser beherrscht ferner den Zwiesel zwischen Salza und Mendling.

Zuckerkörniger Ramsaudolomit und Hauptdolomit, gelegentlich getrennt durch weichere Carditaschichten, erfüllen vor allem aber das Gebiet von der Lassing bis hinüber zur Kräuterin, das sogenannte „Dolomitgebiet von Abbrenn“. Tektonisch zeigt dieses im großen ganzen eine SW—NO streichende Antiklinale mit Ramsaudolomit im Kern; erst in der Kräuterin verschwindet dann der Hauptdolomit wieder unter den Dachsteinkalken, die hier flach gegen S einfallen. Sie gehören dem S-Flügel einer weiteren Antiklinale an, in deren Kern (Hochstadelgraben) noch Reingrabner Schiefer und selbst Ramsaudolomite erschlossen sind. Zu demselben Zug ist auch der Große Zellerhut (1622 *m*) weiter im NO zu stellen, während südlich davon im Gukkogel wiederum Wettersteinkalke und Ramsaudolomite aufsteigen und lichte Ramsaudolomite auch den Hochtürnach bilden. Dessen synklinal gebaute Scholle ist gleich der Kräuterin deutlich gegen NO geneigt, anscheinend von derselben Erhebungswelle betroffen. Das niedrige Land zwischen den Kalkstöcken wird auch hier im allgemeinen von Dolomit beherrscht, so noch nördlich des Zellerhutes am Zellerrain. Doch treten in der Senke von Mariazell auch jüngere Gesteine auf, selbst Gosau-Riffkalke, und Dachsteinkalke setzen dann weiterhin zunächst den langgestreckten Körper der Tonion zusammen, deren zum Teil sehr steil aufgerichtete Schichten wiederum prächtig von alten Flächen geschnitten werden. Sie gehört bereits zu den Vorbergen der Hohen Veitsch, die unter dem Namen der Freiner Alpen zusammengefaßt seien. Fast schwebend gelagerte Riffkalke krönen das Plateau des Hohen Students (Großkogel, 1554 *m*); nur an ihrem W-Ende sind sie samt aufgelagerten Kalken jurassischen Alters steiler geneigt, indem sie unter die Werfener Schiefer des Waßhubensattels hinabtauchen. Hellenorische Riffkalke bilden schließlich den Sockel der Proleswand, einer nur von Brüchen durchsetzten Schichtstufe, deren Oberbau aus schwarzen Plattenkalken (Reiflinger Kalken) besteht. Die flach gegen N geneigten Schichtflächen bilden den verhältnismäßig sanft geneigten N-Hang, die Schichtköpfe die steileren Wände der S-Seite.

In dem ganzen Gebiet sind, wie bereits mehrmals angedeutet, alte Landoberflächen reichlich erhalten geblieben, trotz der Verschiedenheit der Gesteine und des Aufbaues und anscheinend ohne stärkere jüngere Störungen. Denn die deutlichsten von ihnen kehren in denselben Lagen und Lagebeziehungen wieder, daß man sie mit einiger Sicherheit zusammenordnen kann. Sie schneiden bald steilstehende, bald flachgelagerte Schichten ab, bald Wettersteinkalke, bald Dachsteinkalke oder Riffkalke. Sie bringen eine ganz flachkuppige Plateaulandschaft zum Ausdruck, die von seichten Talmulden.

mitunter mit dem gewundenen Verlauf ausgesprochener Flußwirksamkeit, durchzogen wird. Es kehrt also hier noch einmal der gleiche Typus von Kalkhochflächen wieder, wie ihn auch die noch höheren Kalkstöcke im S zeigen; nur mit dem Unterschied, daß die Wirkungen des Gletscherschurfes weniger bedeutend sind und daß, wegen der tieferen Lage, dormalen häufig Wälder die Landschaft überkleiden.

Das bedeutsamste jener Flächensysteme stellt sich im Scheibenberg in 1300—1400 *m* ein, im allgemeinen zwischen 1320—1340 *m* (Kuppen nur an der NO- und SW-Seite in ungefähr 1400 *m*; Flachmulden in 1280—1300 *m*). Es ist ebendasselbe, zu dem südlich der Salza das Plateau des Lerchkogels aufsteigt, über welchem bloß der Stangl als Zeuge eines höheren Systems (von ungefähr 1600 *m*) in den gleichen Dachsteinkalken emporragt. Auf dem Hochkarstock findet die Fläche des Scheibenberges ihr Gegenstück in ungefähr 1400—1450 *m* („Unterer Boden“ mit Mulden, die hoch über dem tiefen Einriß des Königsgrabens ausmünden; Mulde der Lassingalm in 1350 *m* usw.). Auf der Kräuterin ordnen sich die Verflächungen ihres O-Flügels trefflich ein (mit dem alten Tal des Platschbodens, das sich ursprünglich über den flachen Sattel des Gefrorenen Mooses fortgesetzt haben dürfte; Bärental) und östlich von ihr im Bucheck (1430—1440 *m*), südlich von ihr, schwächer angedeutet, im Hochtürnach Flächenreste in 1400 bis 1420 *m*. Weiter gegen O herrschen hingegen jene bereits bei der Hochschwabgruppe erwähnten höheren Flächensysteme von 1530—1550 *m*, dem die Zeller Staritzen, Wetterin, Hoher Student usw. angehören. Immerhin sind auch hier noch auf dem Triebeinberg deutliche Überreste von tieferen (1300 und 1200 *m*) erhalten, ebenso am Hohen Student (die Teufelsgrube, ein alter Talboden mit etwa 1350 *m*; Buchalpenboden 1300 bis 1378 *m*; Ringboden 1300—1320 *m*), ja noch drüben rings um den Königskogel und östlich unter dem Proles. So wird schließlich der Anschluß an die 1200—1260 *m*-Fläche des Naßköhrgebietes hergestellt. Und auch hier, in den Freiner Alpen, sind darüber wieder ältere Verflächungen oder Einrundungen stückweise erhalten, vornehmlich solche des 1450—1550 *m*-Systems (jeder Blick von einem der dortigen Gipfel zeigt dies), aber, wenigstens an der Tonion, darüber auch Reste von mindestens noch einem älteren (1650—1700 *m*). Diese Systeme haben im W ihre Entsprechungen: im Hochtürnach in 1620—1650 und 1740—1770 *m*; in der Kräuterin in 1500—1600 und in 1750 bis 1800 *m*; im Hochkarstock, weniger deutlich, in 1550—1650 und in über 1700 *m*; in derselben Höhe schließlich auch am Gamsstein.

Aber auch jüngere Talgenerationen sind noch erkennbar, trotz der starken Zerschneidung, die infolge der Erosion des Haupttales hier gerade in dessen unmittelbarer Nachbarschaft ein Gewirr von Gräben geschaffen hat. Ein wirklicher Plateaurest ist nur nordöstlich unter dem Gamsstein in ungefähr 1170 *m* erhalten (Grüntalplateau, von einer flachen Mulde zerschnitten, dem heutigen Grüntal). Zwischen Gamsstein und Enns sind die Staffeln der Tiefennagung rings um das Kerzenmandel (1246 *m*) wohl ausgeprägt (in 1050—1070, 940—950, 860—890 *m*), desgleichen im Raum zwischen Göstlinger Alpe und Kräuterin (in 1100—1150, 980—1020, 800—900 *m*) und östlich und südöstlich der Kräuterin (in 1230—1150, 1050 bis 1080 *m*). Über dem Salzatal östlich und südöstlich Mariazell sind Phasen übergewichtiger Seitennagung in Höhen von 1040 bis 1100, 920—950, 840—870 *m* angedeutet (heutige Talsohle 760—800 *m*). Auch die Mürzschlucht im Durchbruch von Frein ist von Leisten begleitet (vgl. oben). Gerade den tieferen Systemen reihen sich ferner etliche Talsättel ein, deren Entstehung noch unsicher ist. Manche von ihnen sind ohne Zweifel verlassene Talstücke, Strunkpässe (zum Beispiel am Hals nördlich Weichselboden in 830 *m* ein über 1 *km* langes Talstück; Kniebühl zwischen Radmer und Greith; Zeller Sattel, 1083 *m*; Kastenriegel, 1081 *m*; Sattel von Lassing gegen die Mendling), wenn auch andere durch weitgehende Kammerniedrigung zwischen gegenständigen Quellgebieten erzeugt worden sein dürften; erst weitere Untersuchungen und genaueres Studium des Verlaufes der alten Talböden werden nähere Aufschlüsse über diese bisher noch viel zu wenig verfolgten Dinge bringen.

Ebensowenig läßt sich derzeit schon etwas Bestimmtes über das Alter der einzelnen Systeme sagen. Wenn wir aber dem 1500 *m*-System benachbarter Hochalpengruppen noch miozänes Alter zuschreiben und die 1500 *m*-Flächenreste der Lunzer und Freiner Alpen nicht bloß als einheitlich untereinander, sondern auch als gleich alt mit jenen Einflächungen auffassen dürfen, so ergibt sich für das 1300—1400 *m*-Flächensystem ein wahrscheinlich sarmatisches, dagegen für das weitverbreitete 1050 bis 1070 *m*-Niveau ein pliozänes Alter. Erst in dieses sind dann die jüngeren Täler schärfer und schmaler eingeschnitten.

Man könnte überrascht sein, daß das Gebiet so wenig von jüngeren Verwerfungen oder mindestens stärkeren Verbiegungen betroffen worden sein sollte, zumal man ja sonst derartige Erscheinungen verschiedentlich zu erkennen vermeint hat. Allein ganz abgesehen davon, daß sichere geologische Nachweise für die meisten angenommenen Fälle bisher innerhalb der benachbarten Gebirgsstöcke nicht erbracht

worden sind, müßte man sich nicht noch viel mehr darüber wundern, wenn trotz der Krustenbewegungen immer wieder die gleichen Flächensysteme und in korrespondierenden, um nicht zu sagen gleichen Höhen auftreten würden? Gewisse Verbiegungen sind nicht zu leugnen und ebensowenig sollen einzelne stärkere Verstellungen und selbst kleine, ganz junge Verwerfungen von örtlicher Bedeutung für ausgeschlossen erklärt werden. Aber man tut wohl den Tatsachen mit der Annahme komplizierter Verstellungen auch in den Kalkhochalpen der Steiermark etwas Gewalt an.

Ebensowenig darf ferner wohl übersehen werden, daß jüngere, tiefergelegene Flächenreste weiter zurück im höhergelegenen Land oft noch deutlich ihre Entsprechungen in Talstufen, beziehungsweise in Hochtälern haben, die 1600 *m*-Fläche der Zeller Staritzen und der Graualpe zum Beispiel ganz klar auf der Stufe über der Roßhöhle. Wo hätten diese Phasen ausgiebiger Seitennagung, die im Inneren des Gebirges erkennbar sind, ihre Entsprechungen weiter draußen, wenn nicht in geräumigen Plateaus?

Immerhin ist mit gewissen weiträumigen Krustenbewegungen zu rechnen, namentlich mit Aufbiegungen, welche ganz schwach geneigte Abdachungen entweder etwas versteilten oder ihnen eine entgegengesetzte Richtung gaben. Gerade die Geschichte des Salztales kann ohne sie wohl kaum völlig erfaßt werden. Man kann sich das früher beschriebene eigentümliche Verhalten dieses Flusses kaum damit erklären, daß sich anfänglich eine viel kürzere Salza oder irgend einer ihrer Seitenbäche immer weiter nach rückwärts verlängert und einen oder mehrere Flüsse abgeschnitten hätte, die nach N zu flossen. Viel eher hätten im Gegenteil Flüsse vom N her stärker zurückarbeiten müssen (wegen tieferer Lage ihrer Erosionsbasis und größerer Niederschläge). Es gilt weitere Beobachtungen zu sammeln, um festzustellen, inwieweit der folgende Erklärungsversuch zutrifft:

Es hatte sich zwischen dem Gebirge im SO (Hochschwabgruppe—Tonion) und NW (Hochkar—Dürrenstein—Ötscher) eine weite Verflächung gebildet, die von einer Anzahl von Flüssen durchzogen war. Gleichgültig, ob sich diese Flüsse schon von Anfang an gegen SW gerichtet haben oder nicht (mehr wahrscheinlich ist es, daß ursprünglich ein Flußgebiet von Seeburg, Kastenriegel und der Kräuterin her gegen N hin entwässerte), jedenfalls muß in einem bestimmten Zeitpunkt eine leichte Schrägstellung den Hauptfluß gegen SW abgelenkt haben. Dadurch erklärt sich auch die Asymmetrie des Salzgebietes. Nun liegen die niedrigsten Paßhöhen rings um das Einzugsgebiet des Flusses immer noch ungefähr 1000 *m*

hoch; bloß die Hochfläche von Mariazell macht eine Ausnahme. Gerade hier aber haben sich jüngere Flußlaufveränderungen abgespielt. 1000 *m* ist also die mindeste Höhe für jedes Flächensystem, auf welchem die gegenwärtigen Flußrichtungen angelegt wurden. Allein die meisten der genannten Pässe sind nichts anderes als schmale jüngere Verschneidungskerven in breiteren Einsattelungen (zum Beispiel Pernrießsattel in einer 1150—1200 *m*-Fläche; Zeller Rain an der Grenze zwischen einem 1200 und einem 1400 *m*-Rest; der Sabel in einer 1300 *m*-Fläche; Einsenkung ums Gscheid zwischen Salza und Keertal eine jüngere Ausräumung im 1200 *m*-System usw.). An der N-Seite des Halltales ziehen überall Höhen von 1250—1300 *m* und noch darüber entlang. Der Walsterbach trennt das Bürgeralpel (1267 *m*) vom Hoheck (1257 *m*) ab, in einem über 400 *m* tiefen Einschnitt. Das bleibt zunächst unverständlich, wenn man bedenkt, daß gegen W ein Ausweg in 1070 *m*, gegen O sogar in 950 *m* zur Verfügung stand. Die Pässe müssen hier jünger sein als die Durchbrüche. Das gleiche gilt von der Salza selbst. Jenes Flächensystem, in welchem die Gewässer ihre Richtungen gegen SW festlegten, dürfte also heute in einer Höhe von mindestens 1250—1300 *m* zu suchen sein.

Doch ist auch mit leichten Einkrümmungen zu rechnen. So scheint eine Aufbiegungswelle vom Dürrenstein her über die Kräuterin zum Hochschwab zu ziehen, derart, daß sich die Flächensysteme daselbst gegen O etwas senken. Eine andere Erhebung stellt vermutlich der Ötscher mit seiner Nachbarschaft dar; jene gegen SW gerichtete Schrägstellung, welche die Salza gebirgseinwärts zwang, mag hier ihren Scheitel gefunden haben. Der Durchbruch der Tormäuer aber ist eine ganz junge Erscheinung, die im Zusammenhang mit der Vergletscherung des Mariazeller Beckens entstand.

Das Eiszeitalter hat zwar nicht so zahlreiche Spuren hinterlassen wie in den höheren Kalkalpen im S, aber doch genug deutliche. Eine prächtige Glaziallandschaft hat sich im Stock des Dürrensteins drüben auf niederösterreichischem Boden entfaltet. Vergletschert waren auch die Flächen nordöstlich unter dem Hochkar (Moränen am Ausgang des Königstaies bei Lassing), während der S-Abfall der Göstlinger Alpe über den jählings eingerissenen Gräben kleine, schutterfüllte Kare trägt. Ausgiebig vergletschert waren auch die höheren Teile der Kräuterin (drei kleine Kare an der S-Seite des Hochstadels; Moränen im Fadental), und nordöstlich unter dem Gipfel des Hochtürnach bettet sich der Törnsee in ein echtes Kar. Nicht bloß Kargletscher trug ferner die Tonion westlich unter ihrem Hauptgipfel, sondern ihre alten Hochtalböden waren mächtig vergletschert (glazialer Formenschatz trotz der starken Ver-

witterung noch trefflich erkennbar), ja Kargletscher lagen möglicherweise auf der S-Seite des Hohen Proles und am Königskogel.

Zahlreiche Spuren der Eiszeit birgt vor allem das Salzatal dank der Nachbarschaft des Hochschwabstockes. Große Gletscher erfüllten während der Eiszeiten die tiefen, schattigen Talgründe an dessen N-Seite, verbreiterten sie auffällig zu U-förmigen Trögen (Hölle; Antengraben; Brunntal; Tal der Sieben Seen) und hinterließen häufig an deren Ausmündungen Moränen. Ja der Gletscher des Sieben Seen-Tales verlegte das Salzatal selbst („Verbauung“ desselben oberhalb Wildalpen; die Schotter- und Moränenaufschüttungen wurden nachher wieder zerschnitten: Terrasse von Wildalpen, die mehrere Kilometer weit flußaufwärts reicht) und auch die Ausmündung des Holzapfeltales (Verbauung desselben und des Hopfgartentales); er endigte erst mehrere Kilometer unterhalb Wildalpen (Moränen bei Wildalpen und beim Fischer). Etwas weiter abwärts setzen dann konglomerierte Niederterrassenschotter ein. Solche erfüllen ebenso das untere Lassing- und das untere Mendlingtal und laufen aus in die Niederterrassenschotter der Enns (interglazial oder w-fluvioglazial?). Auch der Hölltalgletscher schob sich bis über das Salzatal vor (ehemaliges Seebecken von Rotmoos, heute mit kleinem Torfmoor; Moränenreste unter dem „Hals“).

Noch mächtiger entfaltet waren die Gletscher in der vorletzten Eiszeit; doch sind deren Aufschüttungen größtenteils wieder ausgeräumt worden. Immerhin werden ihr wohl mit Recht die mächtigen Moränenmassen im steirischen Lassingtal (bei Rotwald und Abbrenn) zugewiesen, ferner die Moränen auf dem Scheitel und dem flacheren O-Hang des stufenförmigen Kastenriegels und weiter unten im Rammertal, dann die Moränenreste zwischen Rotmoos und Gußwerk (glazial umgelagerte Augensteinschotter in ihnen am S-Hang der Hochleiten westsüdwestlich Greith) usw. Damals war das Salzatal jedenfalls überhaupt in seiner ganzen Länge von einem Eisstrom erfüllt. Als interglazial wird ein Konglomerat bei Weichselboden angesehen; dagegen ist die Nagelfluh von Gollrad eine prächtige Deltabildung, während des mächtigen Gletschervorstoßes der R-Eiszeit entstanden, in einem gletscherfreien Raum zwischen zwei Gletscherzungen (niedrigeres Einzugsgebiet des Gollrader Baches; die Hauptmasse des Seetalgletschers strömte nach S hin ab, obwohl eine Zunge über den Seeberg überlappte).

Schöne Deltabildungen weisen ferner westlich Mariazell auf die Spiegelhöhe eines Sees von 830 m, den der Gletscher des Salzatales aufstaute und dessen Abfluß sich nach N richten

mußte. Die Sumpfböden und Torfwiesen in der weiten Niederung von Mitterbach sind heute an seine Stelle getreten. Wohl aber ist hinter den Endmoränen des Erlaufgletschers der Erlaufsee noch erhalten (835 *m*), allerdings schon stark zusammengeschrunpft (Deltabildungen beim Lindenhof und Fuß des Bärkogels weisen auf einen 25—30 *m* hohen Spiegelstand). Die eiszeitliche Schneegrenze lag hier außerordentlich tief, nur wenig über 1000 *m*, so daß alle die Plateauflächen in der Nachbarschaft mächtige Gletscher trugen und Zungen weit hinab in die Täler schickten (Tal des Grünaubaches mit typischer glazialer Überformung). Ja während der vorletzten Eiszeit waren die Gletscher bis über 1000 *m* hoch angeschwollen gewesen (Moränenbedeckung des Wurzenkogels über dem Erlaufsee).

Postglazial sind auch hier verschiedene Schuttkegel (Greith), Schutthalden (zum Beispiel Fuß der Türnachwände) und Reste niedriger Schotterterrassen (Gußwerk; Kalvarienberg im Aschbachtal, Becken von Weichselboden) sowie das Trümmerwerk eines großen Bergsturzes im Schafwald (oder ist es „eine in sich zusammengebrochene, stark unterhöhlte Masse von Dachsteinriffkalk“?).

Ergebnis.

Die talgeschichtliche Entwicklung der steirischen Alpen zeigt, wenn man sie nun zusammenfassend überblickt, in den einzelnen Gruppen einen durchaus gleichmäßigen Verlauf. Die beigefügte Tabelle stellt unsere diesbezüglichen Ermittlungen noch einmal übersichtlich zusammen. Bestimmte Flächensysteme sind in jeder Gebirgsgruppe erkennbar, die durchschnittlich in Abständen von 100—200 *m* übereinanderliegen. Ihre Fluren haben sich in Zeiten relativer (tektonischer) Ruhe des Gebirgskörpers gebildet; zu Zeiten erneuten Aufstiegens und Aufbiegens desselben sind sie dagegen wieder zerschnitten worden. Die Flächensysteme stimmen von Gruppe zu Gruppe auch in der Größenordnung gut überein. An verschiedenen Stellen ließen sich Anhaltspunkte für ihr Alter gewinnen, ohne daß es zu schweren Widersprüchen gekommen ist. Aber ihre absolute Höhenlage ist verschieden. Deutlich steigen sie nämlich im Kristallengebirge vom Gebirgsrand im NO gegen SW hin an, vom NO-Flügel des ostmurischen Randgebirges gegen die Koralpe, und wiederum von der Koralpe über die Seetaler Alpen und das Nordkärntner Mittelgebirge gegen W. Auffallend höher liegen die entsprechenden Flächensysteme dagegen in den nördlichen Kalkalpen und in den Niederen Tauern: darin spricht sich jene „Überhebung“ dieser Gebirgsteile gegenüber den im S anschließenden Gruppen so deutlich

aus, welche die Grundzüge für die Anordnung des heutigen Talnetzes gelegt hat. Aber auch innerhalb der einzelnen Gruppen selbst sind die tektonischen Kräfte ungleich wirksam gewesen. Jene wurden nicht überall gleichmäßig parallel zu ihrer ursprünglichen Lage emporgehoben, sondern schräggestellt, von Brüchen zerstückt, oft stark verwölbt. Derartige Vorgänge haben ihren Höhepunkt anscheinend in den Ennstaler Alpen erreicht, an einer besonders kritischen Stelle tektonischen Waltens; gerade hier sind denn auch die alten Flächensysteme am stärksten entstellt, ihre Zusammenhänge am nachdrücklichsten unterbrochen, die ältesten von ihnen in größeren und kleineren Wellen auf- und niedergebogen und nicht bloß erosiv zerschnitten, sondern auch tektonisch zerrissen. Wohl ist es auch in anderen Gruppen manchmal schwer, die Zusammenhänge der Flächen zu rekonstruieren; aber, wie schon seinerzeit bemerkt, aussichtslos ist das Beginnen nicht.

Schwierigkeiten und Unsicherheiten erwachsen namentlich dann, wenn ausgedehnte Flächenstücke nebeneinander, aber ungleich hoch liegen. Gehören sie dann zu zwei verschiedenen Phasen der Talbildung oder einem einzigen System an, das erst später tektonisch vernichtet wurde? Man steht zum Beispiel vor dieser Frage, wenn man die prächtigen alten Flächen der Aflenzer Staritzen in 1900—2000 *m* vor sich hat, davor im N in den Zeller Staritzen noch größere Flächen in 1500 bis 1600 *m* und abermals nördlich davon im Triebeinplateau usw. Flächen in 1200—1300 *m*. In diesem Falle möchte ich nicht zweifeln, daß man es mit verschiedenen Systemen, nicht mit einem ursprünglich einheitlichen, später tektonisch aufgelösten zu tun hat. Denn an der N-Seite der Aflenzer Staritzen liegt östlich unter der Hohen Weichsel und über dem Trog der Roßhöhle ein breiter, eisüberformter, alter Talboden in ungefähr 1550—1680 *m*. In einem noch stärker einspringenden Winkel des Hochschwababfalles liegt weiter westlich der Überrest eines anderen solchen Talbodens östlich unter dem Ringkamp. Die Bildung dieser Talböden im Innern des Gebirges muß geraume Zeit beansprucht haben. Sie können aber nur zu den Plateauflächen der Zeller Staritzen in Beziehung gebracht werden und müssen mit ihnen gleich alt sein: es müssen also auch deren Flächen jünger sein als die in 1900—2000 *m*. Wären sie gleich alt und hätten sie ihre verschiedene Höhenlage erst nachträglich durch tektonische Verstellung erhalten, so hätten die alten Talbodenreste weiter draußen, im N, überhaupt keine Entsprechungen oder aber sie müßten eben von dem tiefer abgesunkenen Flügel selbst aus gebildet worden sein. Eine solche Annahme würde jedoch zu Folgerungen führen, die weder vom tektonischen noch vom morphologischen Standpunkt aus halt-

bar sind. Im übrigen haben natürlich auch gleichzeitig mit der Entwicklung der breiten Talböden und Fluren, die vornehmlich durch die Seitennagung von Gewässern, mitunter durch das Rückwittern von Wänden herbeigeführt wurde, abflachende Vorgänge auch in den höheren Teilen der Landschaft weitergearbeitet und an die Böschungen der höheren älteren Kuppen sind auch Hänge von Kuppen und Rücken des nächst jüngeren Systems angeschlossen worden. Dadurch können einheitliche Abfälle, beziehungsweise Altflächen vorgetäuscht werden; in vielen anderen Fällen aber weisen auch hier Gehängeknick auf eine Mehrphasigkeit der Abtragung hin. Ganz analoge Beobachtungen und Erwägungen lassen sich bezüglich des Verhältnisses der Zeller Staritzen zu den Flächenresten des nächst tieferen Systems anstellen; ganz analog liegen ebenso auch die Dinge im SE-Flügel des Hochschwabstockes, im Raume Mitteralpe—Bürgeralpe usw.

Solche und andere Überlegungen, die auseinanderzusetzen hier nicht der Platz ist, machen es auch unwahrscheinlich, daß man in den randnahen Teilen des Gebirges noch heute die Überreste derselben ältesten Flächensysteme in wesentlich tieferer Lage finde, die im Innern des Gebirges in großen Höhen vorhanden sind. Gewiß, ursprünglich mußten sie sich von hier nach außen hin etwas hinabziehen. Allein gerade vom Rande aus erfolgten bei fortschreitender „Höherhaltung“ die Angriffe der Erosion und der Landabflachung überhaupt am stärksten und so sind sie hier auch am frühesten und aufs ausgiebigste zerstört worden. Anders draußen im Vorlande unterhalb des Wendegürtels von Abtragung und Aufschüttung, der im Laufe der geologischen Epochen innerhalb gewisser Grenzen auf- und abschwankte: hier liegen wohl in der Tiefe unter dem mächtigen Auftrag der jüngeren Tertiärzeit alte Landoberflächen weithin begraben. Eine stärkere Hebung, welche nicht bloß das heutige Gebirge selbst, sondern auch große Teile des Vorlands mitbeträfe, müßte unausweichlich wenigstens zu einer teilweisen Wiederaufdeckung derselben führen. Mit dem bisherigen morphologischen und tektonischen Befund scheinen im übrigen jene Vorstellungen am besten übereinzustimmen, welche im großen ganzen ein Aufsteigen des gesamten Gebirgskörpers annehmen, wobei einerseits dessen Ränder stärker abgebogen oder selbst durch Brüche bestimmt wurden, andererseits auch in seinem Innern Teile entlang bestimmter Nähte und daher oft in längeren Streifen einsanken, ebenfalls mittels Brüchen oder jäher Abbeugungen gegen die höher verbleibenden Striche sich abgrenzend.

Im übrigen wird die endliche Lösung aller dieser Fragen, ob sie nun unsere Auffassungen bestätigt oder widerlegt, nur

möglich sein bei einer vergleichenden Betrachtung des ganzen Alpengebirges und seiner Nachbarschaft. An Ansätzen hiezu fehlt es zwar heute bereits nicht mehr, aber alle die bisherigen Versuche sind noch auf unzureichenden Voraussetzungen aufgebaut. Noch immer ist die Beobachtungssumme, sowohl in morphologischer wie in tektonischer Hinsicht, allzu spärlich, noch immer ist unsere Kenntnis der Physik der konstruktiven und der destruktiven Vorgänge unzulänglich. Etwas Endgültiges konnte daher bei allen diesen Versuchen nicht herauskommen und ebensowenig erhebt unsere Darstellung Anspruch darauf, eine endgültige Lösung zu sein.

Aller Wissenschaft Land ist reich an Fährnis — die Forschung zwingt es zu Zickzack und Irrweg; doch der rastlose Geist ergründet den Pfad immer weiter empor, und gewinnt er auch niemals das letzte Ziel, so dringt doch der Blick vom höheren Stand immer weiter ins Rund.

Deshalb sei „arbeiten und nicht verzweifeln“ unsere ewige Lösung.

Schlußbetrachtung.

Ungemein wechselvoll ist das morphologische Bild der Steiermark in der Gegenwart, ungemein wechselvoll seine erdgeschichtliche Entwicklung. Weiß schimmernde Kalkmauern und düstere, dunkle Wände aus kristallinen Gesteinen; wild zerrissene Zackengrate, breit gewölbte Rücken; sanfte Wellen eines niedrigen Hügellandes, überragt von einigen trotzigem Vulkanklippen — weite Niederungen, auch im Innern des Gebirges, gewundene Talauen, scharfe Flußkerben, wilde Schluchten — die stolzen Höhen noch heute geschmückt mit dem Diadem der Vergletscherung, weite Hänge, umhüllt von einem dunkelgrünen Waldmantel; dazwischen grüne und braune oder graue Bänder von Matten und Fels: alles zusammen vereint sich zu einem wunderbaren Gemälde. Dieses aber ist das Ergebnis eines Gegenspiels und Zusammenspiels von verschiedenen Kräften, innenbürtigen und außenbürtigen, das schon Jahrmillionen gedauert hat und weitere Jahrmillionen fort dauern wird. Immer wieder von neuem heben sich, getrieben von unterirdischen Gewalten, Riesenblöcke empor, um sofort von der Wut der Landzerstörer angegriffen zu werden; und daneben senken sich andere in die Tiefe hinab, um unter dem Splitterwerk, das diese bei ihrer Arbeit abreißen, ihr zeitweiliges Grab zu finden. Ein Augenblicksbild ist so die Außenseite des Bauwerkes, trotz der ewigen Jugendlichkeit der Baupläne, die ihm zu Grunde liegen, und der Zählebigkeit und Wetterhärte

der Formen, die manchmal auch von Jahrhunderttausenden nicht haben zerstört werden können. Das wirkt ergreifend.

Aber ergreifender noch etwas anderes: Erscheint nicht jenes Augenblicksbild gegenüber der kurzen Spanne eines Menschenlebens unsäglich lange? Ja die ganze Ära der Menschheit schrumpft zusammen gegenüber der erdgeschichtlich so kurzen Frist, seit sich das heutige Landschaftsbild der Steiermark zu formen begann und allmählich die Linien eines älteren immer mehr überdeckte. Und diesem wiederum sind viele andere vorausgegangen — wie viele, vermag noch niemand zu sagen. Erst als das letzte, heutige, fast vollendet war und nur noch in kleinen Einzelheiten gewissen Abänderungen entgegenging, zog der Mensch auch in den winzigen Erdausschnitt ein, der eine so bewegte Vergangenheit gehabt hatte. Ergreifend aber ist auch dieses wahrhaftig: die vielen kleinen, feinen und feinsten Züge in der Landschaft zu sehen, die sein Werk sind, ergreifend beim Mißverhältnis zwischen den Kräften der Natur und der Menschenkraft, bei der tragischen Kürze menschlichen Erdenwandels, ergreifend und erhebend zugleich. Im Ringen mit der Natur, ihren Vorschriften gehorchend, ihre Gaben nutzend, hat der Mensch verhältnismäßig Großes vollbracht. Und so sehr wir uns freuen über die erhabenen Denkmäler, mit welchen die Natur auch unser Land so reichlich geschmückt hat; so sehr wir von Ehrfurcht und Grauen erfüllt werden, wenn sie ihre Kräfte zu wilden, lebenbedrohenden und lebenvernichtenden Taten zu mißbrauchen scheint; so gern wir in der stillen Einsamkeit eines Waldtales ihren Frieden genießen; so begeistert wir von hoher Warte aus über das natürliche Formenbild unseres Landes hinwegschauen: wer von uns möchte ohne Trauer den Menschen und sein Werk in unserem Lande missen? Erst durch unsere und unserer Väter und Vorfahren Arbeit hat doch dieses das uns so wohlvertraute Aussehen aufgeprägt erhalten, sind wir mit ihm verwachsen, ist es unsere Heimat geworden. Es ist keine kleine Aufgabe gewesen, keine kleine Leistung. Denn es haben sich nicht alle geographischen Elemente gegen das Wünschen und Walten des Menschen gleich willig erwiesen wie Pflanzenkleid und Tierwelt. Gerade der Formenschatz zwang strenge zur Anpassung, Einordnung und Unterordnung — Geschichte, Besiedlung und Wirtschaft zeigen diese tausendfache unmittelbare und mittelbare Abhängigkeit immer wieder. Allein es ist nicht mehr Aufgabe einer morphologischen Beschreibung, diese Zusammenhänge aufzufassen.

Den Zusammenhängen und Verknüpfungen der dinglichen Erfüllung eines Erdraumes nachzugehen, ist die Aufgabe der Geographie.

Schriftenverzeichnis.

1. Aigner A., Eiszeit-Studien im Murgebiete. Mitt. d. Naturw. Ver. f. Stmk. 1905.
2. — Geomorphologische Studien über die Alpen am Rande der Grazer Bucht. Jahrb. d. Geol. R. A. 66. 1916. Wien. 1917.
3. — Geomorphologische Beobachtungen in den Gurktaler Alpen. Sitzb. d. Ak. d. W. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, 131. Bd. 1922.
4. — Zur eiszeitlichen Vergletscherung der Gurktaler Alpen. Zeitschr. f. Gletsch. K., XIII. 1923.
5. — Vorzeitformen in den ostalpinen Zentralketten. Sieger-Festschrift. 1924.
6. — Über tertiäre und diluviale Ablagerungen am Südfuße der Niederen Tauern. Jahrb. d. Geol. B. A. 1924, S. 179.
7. — Die geomorphologischen Probleme am Ostrand der Alpen. Zeitschrift f. Geomorph. I. 1925, II. 1926.
- 7a. — Über Talbildung am Südrande der Niederen Tauern. Sitzb. d. Ak. d. W. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, 134. Bd. 1925.
8. Ampferer Ö., Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. Dkschr. W. Ak. 96. Bd. 1918.
9. — Beiträge zur Geologie der Ennstaler Alpen. Jahrb. d. Geol. B. A. 1921.
10. — Beiträge zur Glazialgeologie des Enns- und Ybbstales. Die Eiszeit. I. 1924.
11. — Über einige Beziehungen zwischen Tektonik und Morphologie. Zeitschr. f. Geomorph. I. 1926.
12. — Fortschritte der geologischen Neuaufnahme von Blatt Admont-Hieflau. Jahrb. d. Geol. B. A. Wien. 76. 1926.
- 12a. — Über größere junge Formänderungen in den nördlichen Kalkalpen. Zeitschr. f. Geomorph. I. 1926.
- 12b. — Beiträge zur Geologie der Umgebung von Hieflau. Jahrb. Geol. B. A. Wien. 77. 1927.
- 12c. — Nach dem Jahresbericht des Direktors der Geol. B. A. für 1925, Verh. 1926; für 1926, Verh. 1927.
13. Baedeker D., Beiträge zur Morphologie der Gruppe der Schneebergalpen. Geogr. Jahresb. Öst. XII. 1922.
14. Benesch F., Aus dem Toten Gebirge. Zeitschr. d. D. u. Ö. A. V. 1912.
15. Biese W., Vorläufiger Bericht über Untersuchungen in den Dachsteinhöhlen. Mitt. über Höhlen- und Karstforschung. 1926.
16. Bock H., Lahner G. und Gaunersdorfer G., Höhlen im Dachstein und ihre Bedeutung für die Geologie, Karsthydrographie und die Theorien über die Entstehung des Höhleneises. Graz. 1913.
- 16a. Böcher H., Untermiozän vom Seckauer Zinken. Verh. d. Geol. B. A. 1926.
17. Boehm A. v., Die alten Gletscher der Enns und Steyr. Jahrb. d. Geol. R. A. 1885.
18. — Die Einteilung der Ostalpen. Penck's Geogr. Abh. I. 3. 1887.
19. — Die alten Gletscher der Mur und Mürz. Abh. d. Geogr. Ges. Wien. II. 1900. 3.

20. Brückner E., Interglaziale Torflager in den nördlichen Ostalpen. Zeitschr. f. Gletscherk. VII.
21. — Alte Züge im Landschaftsbild der Ostalpen. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin. 1923.
22. — Zur Morphologie der Ötscheriandschaft. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien. 65. 1922.
- 22a. — Vgl. Zeitschrift f. Gletscherkunde. Bd. VII.
23. Cranner H., Eishöhlen- und Windröhrenstudien. Abh. d. Geogr. Ges. Wien. I. 1. 1899.
24. Diener C., Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. Wien. 1903.
25. Dreger J., Geologische Mitteilungen aus dem Bachergebirge in Südsteiermark. Verh. d. Geol. R. A. 1896.
26. — Vorläufiger Bericht über die geologische Untersuchung des Poßruck usw. Verh. d. Geol. R. A. 1901.
27. — Vorlage des Blattes Marburg in Steiermark. Fragliche Gletscherspuren. Ebd. 1903.
- 27a. — Geologische Aufnahme im Blatte Unterdrauburg. Ebd. 1906.
28. Fabian K., Das Miozänland zwischen der Mur und der Stiefing bei Graz. Mitt. d. Naturw. Ver. f. Stmk. 42. 1905.
- 28a. Felkl R., Beiträge zur Diluvialgeschichte des Buchau-St. Gallener Tales. Jahrb. d. Oberrealsch. Steyr. 1916.
29. Ferenczi St., Geomorphologische Studien in der südlichen Bucht des Kleinen Ungarischen Alföld. Földtani Közlöny. LIV. 1924. Budapest. 1925.
30. Firlbas F., Waldentwicklung im Interglazial von Schladming an der Enns. Beih. d. Bot. Cbl. XLI. (1925), Abt. II.
31. Folgner R., Über die Werfener Schiefer am Reiting (Eisenerzer Alpen). Verh. d. Geol. R. A. 1913.
32. Geyer G., Das Tote Gebirge. Ein Bild aus den nordöstlichen Kalkalpen. Zeitschr. d. D. u. Ö. A. V. 1887.
33. — Beiträge zur Geologie der Mürztaler Alpen und des Wiener Schneebergs. Jahrb. d. Geol. R. A. 1889.
34. — Verschiedene Arbeiten zur Geologie des oberen Murtales in den Verh. d. Geol. R. A. 1890—1893.
35. — Die Aufschließungen des Bosrucktunnels usw. Denksch. d. Wiener Akad. Bd. 82. 1907.
36. — Geologisches aus der Warscheneckgruppe. Verh. d. Geol. R. A. 1913.
37. — Über die Hallstätter Trias im Süden vom Grundlsee in Steiermark. Verh. d. Geol. R. A. 1915.
38. — Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee im steirischen Salzkammergut. Jahrb. d. Geol. R. A. 65. Wien. 1916.
39. — Zur Morphologie der Gesäuseberge. Zeitschr. d. D. u. Ö. A. V. 1918.
40. Göttinger G., Geomorphologie der Lunzer Seen und ihres Gebietes. Internat. Rev. d. ges. Hydrobiologie und Hydrographie. 1912.
41. — Neue Funde von Augensteinen auf den östlichen Kalkhochalpenplateaus. Verh. d. Geol. R. A. 1913.
42. — Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der österreichischen Kalkhochalpen. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien. 1913.
43. — Weitere neue Funde von Augensteinen auf den östlichen Kalkhochalpenplateaus. Verh. d. Geol. R. A. 1915.
44. — Die Karte der Raxalpe und das morphologische Kartenlesen. Kart. Zeitschr. VI. 1917.
45. — Zur Erklärung der Oberflächenformen des Raxplateaus. Urania. Wien. X. 1917.

46. Göttinger G., Nach dem Jahresbericht des Direktors der Geol. B. A. Wien f. 1923, Verh. 1924; für 1925, Verh. 1926.
- 46a. — Die geomorphologischen Verhältnisse der Erzberg-Umgebung. Zeitschr. d. Internat. Komm. d. Bohrungen und Bohrtechnik. XXXII. 1924.
47. — Hydrogeologische Beobachtungen im Weizer Karst. Wasserversorgung des Marktes Weiz. Jahrb. d. Geol. B. A. 45. Bd. Wien. 1925.
48. Granigg B., Mitteilungen über die steiermärkischen Kohlenvorkommen am Ostfuß der Alpen. Österr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen. 1910.
49. — Die Wasserkraftnutzung in Österreich und deren geographische Grundlagen. Wien. 1925.
50. Haberlandt G., „Auferstehung im Pflanzenreich“. Berliner Tageblatt v. 4. April 1915.
51. Hassinger H., Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. Geogr. Abh. VIII/3. 1905.
52. — Beiträge zur Physiogeographie des inneralpinen Wiener Beckens. Penck-Festband. Stuttgart. 1918.
53. Hayek A., Pflanzengeographie von Steiermark. Mitt. d. Naturw. Ver. f. Stmk. Bd. 59. Graz. 1923.
54. Hauptmann L. und Heritsch F., Die eiszeitliche Vergletscherung der Bösensteingruppe. Sitzb. d. Ak. d. W. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, Bd. 117. 1908.
55. Heritsch F., Die glazialen Terrassen des Drautales. Carinthia, II. 1905.
56. — Neue Aufschlüsse bei den Murgletschermoränen von Judenburg. Verh. d. Geol. R. A. 1909.
57. — Verzeichnis der geologischen Literatur der österreichischen Alpenländer. Leoben. 1914. S. 12—20, 31—40, 58 ff.
58. — Das Judenburger Erdbeben vom 1. Mai 1916. Mitt. d. Erdbebenkomm. N. F. 49. Wien. 1916.
- 58a. — Beobachtungen im Tertiär von Passail. Mitt. d. Naturw. Ver. f. Stmk. 1915.
59. — Geologie von Steiermark. Mitt. d. Naturw. Ver. f. Stmk. 1921.
60. — Tertiäre Talniveaus im Stubalpengebiet. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien. 65. 1922.
61. — und Czermak F., Geologie des Stubalpengebirges in Steiermark. Graz. 1923.
62. — Morphologie des Alpenostrandes in der Grazer Bucht. Peterm. Geogr. Mitt. 1923.
63. — Die Kare der Koralpe. Sieger-Festschrift. 1924.
64. — Die jugendliche Hebung der östlichen Zentralalpen. Zeitschr. f. Geomorph. I. 1925.
65. — Zur Geologie der östlichen Zentralalpen. Geol. Rundsch. XVI.
- 65a. — Die Entstehung der Hochgebirgsformen. Ein Buch für Bergsteiger. Graz. 1927. (Erst nach Abschluß obiger Arbeit erschienen, mehrfach von grundsätzlicher Bedeutung. Wählt zahlreiche Beispiele aus der Steiermark.)
66. Hilber V., Die Miozän-Ablagerungen um das Schiefergebirge zwischen den Flüssen Kainach und Sulm in Steiermark. Jahrb. d. Geol. R. A. 1878.
67. — Die Wanderblöcke der alten Koralpengletscher auf der steirischen Seite. Jahrb. d. Geol. R. A. 1879.
68. — Asymmetrische Täler. Peterm. Geogr. Mitt. 1886.
69. — Die Entstehung der Talungleichseitigkeit. Mitt. d. Naturw. Ver. f. Stmk. 1889.

70. Hilber V., Das Tertiärgebiet um Graz, Köflach und Gleisdorf. Jahrb. d. Geol. R. A. 1893.
71. — Das Tertiärgebiet um Hartberg. Ebd. 1894.
72. — Wanderblöcke in Mittelsteiermark. Führer für geologische Exkursionen in Österreich. V. 1903.
73. — Das Alter der steirischen Braunkohlen. Mitt. d. Geol. Ges. Wien. I. 1908.
74. — Taltreppe. Eine geologisch-geographische Darstellung. Graz. 1912.
75. — Die rätselhaften Blöcke in Mittelsteiermark. Mitt. d. Naturw. Ver. f. Stmk. 1912
76. — Über das Nordufer des Miozänmeeres bei Graz. Mitt. d. Geol. Ges. Wien. VI. 1913.
77. — Eine Diskordanz im Leithakalk. Ebd.
78. — Baustufen, Paläolithicum- und Lößstellung. Ebd. XI. 1918.
79. — Talepigenese. Peterm. Geogr. Mitt. 1921.
80. Hobelsberger, Die Riesenböhlen im Dachstein. Urania. Wien. VI. 1913.
81. — Vortrag über die Dachsteinhöhlen. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, VII. 1914.
82. Hochenburger F. v., Über Geschiebebewegung und Eintiefung fließender Gewässer. Leipzig. 1886.
83. — Darstellung der in der Periode 1874—1891 durchgeführten Arbeiten der Murregulierung in Steiermark. Wien. 1894.
84. Hoernes R., Bau und Bild der Ebenen Österreichs. Wien und Leipzig. 1903.
85. Höfer H. v., Das Miozänbecken von Leoben. Führer für geologische Exkursionen in Österreich. X. 1903.
86. — Die geologischen Verhältnisse der St. Pauler Berge in Kärnten. Sitzb. d. Ak. d. W. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I. 1894.
87. Hoffer M., Unterirdisch entwässerte Gebiete in den nördlichen Kalkalpen. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien. 49. 1906. 52. 1909.
88. Holdhaus K., Über den geologischen Bau des Königstuhlgebietes in Kärnten. Mitt. d. Geol. Ges. Wien. XIV. 1921.
89. Huter R., Bericht über die Exkursion auf den Sonnwendstein am 25. Juni 1911. Geogr. Jahresb. Österr. X. 1912.
90. Kieslinger A., Die vormiozäne Oberfläche des Osthanges der südlichen Koralpe. Verh. d. Geol. B. A. 1924. Vgl. auch Anz. d. Wiener Akad. 1924. Nr. 23.
91. Kittl E., Die Gesteine der Bösensteinmasse. Jahrb. d. Geol. R. A. 1919.
92. Klebelsberg R., Die Hauptoberflächensysteme der Ostalpen. Verh. d. Geol. B. A. 1922.
93. Kober L., Über die Entstehung der heutigen Landschaftsformen in den Alpen. Urania. Wien. VII. 1914.
94. Kraßan F., Das Tertiärbecken von Aflenz. Mitt. d. Naturw. Ver. f. Stmk. 1896.
95. Krebs N., Die nördlichen Alpen zwischen Enns, Traisen und Mürz. Pencks Geogr. Abh. VIII/2. 1903.
96. — Länderkunde der österreichischen Alpen. Stuttgart. 1913. (2. Aufl. unmittelbar vor dem Erscheinen.)
97. — Die Dachsteingruppe. Zeitschr. d. D. u. Ö. A. V. 1915.
98. — Ein vergletscherter Kalkalpenstock, der Dachstein. Kart. Zeitschr. VII. 1916.
99. Kyrle G., Grundriß der theoretischen Speläologie (mit besonderer Berücksichtigung der ostalpinen Karsthöhlen). Speläol. Monogr. Bd. I. Wien. 1923.

100. L a h n e r G., Höhlen im Dachstein und ihre Bedeutung für die geologische Vergangenheit der nördlichen Kalkalpen. Himmel und Erde. 25. 1913.
101. L e i n i n g e n W. v., Über die Einflüsse von äolischer Zufuhr auf die Bodenbildung (insbesondere Roterde). Mitt. d. Geol. Ges. Wien. VIII. 1915. Vgl. Ref. Götzinger, Mitt. d. Geogr. Ges. Wien. 60. 1917.
102. L e i t m a i e r, Zur Geologie des Sausalgebirges. Mitt. d. Naturw. Ver. f. Stmk. 1909.
103. L e y d e n (Levy) F., Die Entwicklung der Alpen zum Hochgebirge. Geol. Rdsch. XIII. 1922.
104. — L i c h t e n e c k e r N., Die Rax. Geogr. Jahresb. Österr. XIII. 1925.
105. L ó c z y L. v., Die geologischen Formationen der Balatongegend und ihre regionale Tektonik. Budapest. 1916.
106. L u c e r n a R., Der Klafferkesel in den Schladminger Alpen. Zeitschrift des D. u. Ö. A. V. 1924.
107. L u d w i g K., Der Bacher und Poßruck; eine geographische Skizze. Programm d. Staats-Oberrealschule Olmütz 1895/96. Olmütz. 1896.
108. M a c h a t s c h e k F., Verebnungsflächen und junge Krustenbewegungen im alpinen Gebirgssystem. Zeitschr. d. Ges. Erdk. Berlin. 1915.
109. — Geologische Untersuchungen in den Salzburger Kalkalpen. Ostalpine Formenstudien, Abt. I, H. 4. 1922.
110. M a r t o n n e E. de, Problèmes de l'histoire des vallées Enns-Salzach. Ann. Géogr. VII. 1898.
- 110a. M a y e r R., Die Talbildung in der Neumarkter Paßlandschaft und die Entstehung des Murtales. Mitt. d. Naturw. Ver. f. Stmk. 62. 1926.
- 110b. — Über morphologische Karten. Ztschr. f. Geomorph. II. 1926.
- 110c. — Die Neumarkter Abschmelzpfanne der östlichen Tauerngletscher und das benachbarte Murtal. Ztschr. f. Gletscherk. XV. 1927.
111. M e i ß n e r H., Die Alpenexkursion des Wiener geographischen Seminars im Juli 1904. Geogr. Jahresb. Österr. V. 1907.
112. M i c h a e l R., Die Vergletscherung der Lassingalpen. 16. Jahresb. d. Ver. d. Geogr. Univ. Wien. 1891.
113. M o h r H., Geologie der Wechselbahn, insbesondere des Großen Hartbergtunnels. Denkschr. d. Wiener Akad. Wiss. 82. Bd. 1914. Vgl. auch
114. — (3) Berichte über die Verfolgung der geologischen Aufschlüsse längs der neuen Wechselbahn usw. Anz. d. Ak. d. W. Wien. 1910.
115. — Studien im Lößlehm von St. Peter bei Graz usw. Verh. d. Geol. B. A. 1923.
116. M o j s i s o v i c s E. v., Auftreten von Nummulitenschichten bei Radstadt. Ebd. 1897.
117. — Erläuterungen zur geologischen Karte 1 75.000. Blatt Ischl und Hallstatt. Wien. 1905.
- 117a. M o r l o t A. v., Erläuterungen zur geolog. bearb. VIII. Sektion d. Generalquartiermeister-Spezialkarte von Steiermark und Illyrien. Wien. 1848.
118. M ü l l n e r J., Die Seen des Salzkammergutes und die österreichische Traun. Pencks Geogr. Abh. VI. 1. 1898.
119. O e s t r e i c h K., Ein alpinus Längstal zur Tertiärzeit. Jahrb. d. Geol. R. A. 1899.
- 119a. — Over den preglacialen vorm der Oost-alpen. Tijdsch. Aandr. Gen. 42. 1925.
120. P a s c h i n g e r V., Deflationerscheinungen bei Neumarkt in Steiermark. Mitt. d. Naturw. Ver. f. Stmk. 1914.

121. Penck A., Die Übertiefung der Alpentäler. Verh. d. 7. Intern Geogr.-Kongr. Berlin 1899. Berlin. 1900.
122. — Die Gipfflur der Alpen. Sitzb. d. preuß. Ak. d. W. XIV. 1919.
123. — und Brückner E., Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig. 1909.
124. Petrascheck W., Die miozäne Schichtfolge am Ostfuß der Alpen. Verh. d. Geol. R. A. 1915.
125. — Tektonische Untersuchungen am Alpen- und Karpathenrande. Jahrb. d. Geol. St. A. 1920.
126. — Kohlengologie der österreichischen Teilstaaten. VI. u. VII. (Berg- und Hüttenmännisches Jahrb.) 1924 ff.
127. — Die Bedeutung von Schuttausstrahlungen zur Erkenntnis von Gebirgsverschiebungen in den Nordalpen. Verh. d. Geol. B. A. 1925.
- 127a. Purkarthofer I., Korallengebiet. (Steirisch Land und Leute in Wort und Bild.) Graz. 1924.
128. Radimsky V., Das Wieser Bergrevier. Ztschr. d. berg- und hüttenmännischen Ver. f. Kärnten. Klagenfurt. 1875.
129. Raithel R., Die Kalkplateaus in den nördlichen Kalkalpen. Jahresb. d. Staatsrealschule in Jägerndorf 1903/04.
130. Redlich K. A., Neue Beiträge zur Kenntnis der tertiären und diluvialen Wirbeltierfauna von Leoben. Verh. d. Geol. R. A. Wien. 1906. Vgl. auch
131. — Sitzb. Wien. Akad. d. W., math.-nat. Kl. CVII, Abt. I. 1908.
- 131a. Reibenschuh A. F., Die Thermen und Mineralquellen Steiermarks. Graz. 1889.
132. Richter E., Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Peterm. Geogr. Mitt. Ergh. 132. 1900.
133. Rolle F., Ergebnisse der geognostischen Untersuchung des südwestlichen Teiles von Obersteiermark. Jahrb. d. Geol. R. A. V. 1854.
134. — Über kohleführende Tertiärschichten von Rinegg bei Murau. Ebd.
135. — Die Braunkohlengebilde bei Rottenmann, Judendorf und Sankt Oswald usw. Ebd. VII. 1856.
136. — Geologische Untersuchungen zwischen Graz, Obdach, Hohenmauthen und Marburg. Ebd. 1856.
137. — Die tertiären und diluvialen Ablagerungen in der Gegend von Graz, Köflach, Schwanberg und Ehrenhausen in Steiermark. Ebd.
138. — Geologische Untersuchungen in der Gegend zwischen Ehrenhausen, Schwanberg, Windisch-Feistritz und Windisch-Gratz in Steiermark. Ebd. VIII. 1857.
139. — Geologische Untersuchungen in der Gegend zwischen Weitenstein, Windisch-Gratz, Cilli und Oberburg in Untersteiermark. Ebd.
140. Rotter E., Bericht über die Exkursion des geographischen Seminars der Universität Wien auf die Raxalpe. Geogr. Jahresbericht aus Österreich. VII. 1909.
141. Saar R. v., Geologie, Morphologie, Entstehung und Meteorologie der Dachsteinhöhlen. Kart. Zeitschr. IV. 1905.
142. — Die Dachstein-Mammuthöhle bei Obertraun im Salzkammergut, Oberösterreich. II. verm. Aufl. Wien. 1922. Vgl. auch ders., Die Dachstein-Riesen-Eishöhle. Wien. 1923.
143. Schaffer F., Das Delta des norischen Flusses. Mitt. d. Geol. Ges. Wien. II. 1909.
144. — Wasserstandschwankungen im Wiener Becken zur Neogenzeit. Verh. d. Geol. R. A. 1913.
145. — Über Miozän im Bereiche der Alpen. Ebd. VIII. 1915.

146. Schleck L., Interglaziale Ablagerungen im Längstal der Enns. XIX. Jahresb. d. Staatsrealgymnasiums Gmunden. 1915.
147. — Die Niedern Tauern. Ztschr. d. D. u. Ö. A. V. 1916.
148. Schmidbauer G., Diluvium von Mariazell. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien. 1915.
149. Schmidt W., Die Kreidebildungen der Kainach. Jahrb. d. Geol. R. A. 1908.
150. — Zur Oberflächengestaltung der Umgebung Leobens. Sitzb. d. W. Ak. d. W. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, 129. Bd. Wien. 1920.
151. Schönberger Fr., Orometrisches aus den Niedern Tauern. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien. 1895, 1897.
152. Schreiber H., Vergletscherung und Moorbildung in Salzburg. Österr. Moorzschr. Staab. 1911/12.
153. Schwinner R., Die Niedern Tauern. Geol. Rdsch. XIV. 1923.
154. — Neuere Anschauungen über den Alpenbau, gewonnen an den Ostalpen, besonders an der östlichen Zentralzone. Ztschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 75. Monatsb. 11/2. 1923.
155. — Geologisches über die Niedern Tauern. Ztschr. d. D. u. Ö. A. V. 1924
156. — Über das Tertiär des Lungau. Verh. d. Geol. B. A. 1925.
- 156a. — Das Bergland nordöstlich von Graz. Sitzb. d. Ak. d. W. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I. 134. Bd. 1925.
157. Seefeldner E., Zur Morphologie der Salzburger Alpen. Geogr. Jahresb. Österr. XIII. Leipzig und Wien. 1926.
158. Serko M., Vergleichende anatom. Untersuchung einer interglazialen Konifere. Öst. bot. Ztschr. 59. 1909.
159. Simony Fr., Vorkommen von Urgebirgsgeschieben auf dem Dachsteingebirge. Jahrb. d. Geol. R. A. 1851.
160. — Das Dachsteingebiet. 2 Bde. Wien. 1895.
161. Slanar H., Geomorphologische Probleme in den östlichen Zentralalpen. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien. 61. 1918.
162. Sölich J., Studien über Gebirgspässe usw. Forsch. deutschen Landes- und Volkskunde. XVII. 2. 1908.
163. — Ein Beitrag zur Geomorphologie des steirischen Randgebirges. Verh. d. 18. Deutsch. Geogr.-Tages Innsbruck 1912.
164. — Blockbildungen am Saume des steirischen Randgebirges. Verh. d. Vers. deutscher Naturforscher und Ärzte. Wien. 1913.
165. — Die Formung der Landoberfläche. In Kendes Handb. d. geogr. Wissenschaft. Bd. I. 1914.
166. — Beiträge zur eiszeitlichen Talgeschichte des steirischen Randgebirges und seiner Nachbarschaft. Forsch. z. deutschen Landes- und Volkskunde. XXI. 4. 1917.
167. — Epigenetische Erosion und Denudation. Geol. Rdsch. IX. 1918.
168. — Ungleichseitige Flußgebiete und Talquerschnitte. Peterm. Geogr. Mitt. 1918.
169. — Eine Frage der Talbildung. Penck-Festband. Stuttgart. 1918.
170. — Die Windischen Bühel. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien. 62. 1919.
171. — Die Karbildungen in der Stubalpe. Ztschr. f. Gletscherk. 1921.
172. — Das Grazer Hügelland. Sitzb. d. Ak. d. W. Wien, math.-nat. Kl. 1921 (1922).
173. — V. Hilbers Talepigenese. Peterm. Geogr. Mitt. 1922.
174. — Grundfragen der Landformung in den nordöstlichen Alpen. Geogr. Annaler. Stockholm. 1922.
175. — Das Semmeringproblem. Heiderich-Festschrift. 1923.
176. — Alte Flächensysteme im ostmurischen Randgebirge Steiermarks. Sieger-Festschrift. 1924.
177. — Das Formenbild der Ostalpen. Geogr. Ztschr. 1925.
178. Spengler E., Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. Mitt. d. Geol. Ges. Wien. XI. 1918.

179. Spengler E., Zur Talgeschichte des Traun- und Gosautales im Salzkammergut. Verh. d. Geol. R. A. 1918.
180. — Das Aflenzertriasgebiet. Jahrb. d. Geol. R. A. 69. Wien. 1920.
- 180a. — Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen. Jahrb. d. Geol. B. A. 72. 1922.
181. — Nach dem Jahresberichte der Direktion d. Geol. B. A. f. 1920, Verh. 1921; f. 1921, Verh. 1922; f. 1923, Verh. 1924; f. 1924, Verh. 1925.
- 181a. — Die tertiären und quartären Ablagerungen des Hochschwabgebietes und deren Beziehungen zur Morphologie. Ztschr. f. Geomorph. II. 1926.
- 181b. — und Stiny, Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. Wiener Geol. B. A. 1926.
182. Stiny J., Die Erdschlipfe und Murbrüche bei Kammern. Mitt. d. Naturw. Ver. f. Stmk. 45. 1908.
183. — Die Muren. Innsbruck. 1910.
184. — Böden unserer nördlichen Kalkalpen. Cbl. Forstwes. 47. 1921.
185. — Granitgneis von Birkfeld. Cbl. Min. 1918.
186. — Beziehungen des Tertiärs der Waldheimat zum Aufbau des Nordostspornes der Alpen. Cbl. Min. etc. 1922.
187. — Technische Geologie. Stuttgart. 1922.
188. — Beziehungen zwischen Talnetz und Gebirgsbau in Steiermark. Sitzb. d. W. Ak. d. W. Wien, math.-nat. Kl. Abt. I, Bd. 131. 1922.
189. — Über die Anschätzung der Lage des Felsenuntergrundes beim Planen von Wasserkraftanlagen. Die Wasserwirtschaft. 1923.
190. — Die Schlammführung einiger steirischer Gewässer. Ztschr. d. Öst. Ing. Arch. Ver. 1923.
191. — Die ostalpinen Eiszeit-Schotterfluren. Cbl. Min. 1923.
192. — Wasserkraftausnützung und Schlammführung der Gewässer. Die Wasserw. 1923.
193. — Die Schlammförderung und Geschiebeführung des Raabflusses. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien. 63. 1920.
194. — Hebung oder Senkung. Peterm. Geogr. Mitt. 70. 1924.
195. — Zur Entstehung von Kohlenmulden. Mitt. d. Geol. Ges. Wien. XVI. 1923 (1924).
196. — Der „Schweb“ der Mur. Ztschr. f. Geomorph. I. 1925.
- 196a. — Zur heutigen Oberflächenformung im Teigitschgebiete. Ebd.
197. — Gesteinsklüftung im Teigitschgebiet. Tscherm. Miner. u. petrogr. Mitt. Bd. 38. 1925.
198. — Gesteinsklüftung und alpine Aufnahmsgeologie. Jahrb. d. Geol. B. A. 1925.
199. — Randbemerkungen zum Schrifttum über das Tertiär der Stoderalpe. Cbl. Min. 1925.
200. — Massenbewegungen in den Alpen. Ztschr. f. Geomorph. I. 1926.
201. — Nach dem Jahresberichte des Direktors der Geol. B. A. für 1920, Verh. 1921; f. 1921, Verh. 1922; f. 1925, Verh. 1926; f. 1926, Verh. 1927.
- 201a. — Bewegungen der Erdkruste und Wasserbau. Die Wasserwirtschaft. 1926.
202. Stur D., Die geologische Beschaffenheit des Ennstales. Jahrb. d. Geol. B. A. 1853.
203. — Über die neogenen Bildungen im Gebiete der Mur und Mürz in Obersteiermark. Jahrb. d. Geol. R. A. 1864.
204. — Geologie der Steiermark. Graz. 1871.
205. Sümeghy J. v., Geologische Beobachtungen über das Gebiet zwischen der Rába (Raab) und Zala. Földt. Közlöny. LIII. Budapest. 1923.

206. Teller F., Erläuterungen zur geologischen Karte der österreich.-ungar. Monarchie. a) Blatt Praßberg a. d. Sann (20. XII), 1898; b) Blatt Pragerhof, Windischfeistritz (20. XIII). 1899.
207. Tornquist A., Das Alter der Tiefenerosion im Flußbett der Enns bei Hieflau. Mitt. d. Geol. Ges. Wien. VIII. 1915.
- 207a. — Das Gesetz der Wasserbewegung im Gebirge. Graz. 1922.
208. Trauth F., Die geologischen Verhältnisse an der Südseite der Salzburger Kalkalpen. Mitt. d. Geol. Ges. Wien. IX. 1916.
209. — Das Erzvorkommen bei Radstadt im Pongau. Denkschr. d. Ak. d. W. Wien, math.-nat. Kl., 95. Bd. Wien. 1918.
210. Unger F., Geognostische Skizze der Umgebungen von Grätz (in Schreiner, Grätz. 1843.)
211. Waagen L., Das Kohlenbecken von Köflach-Voitsberg und seine Umgebung. Verh. d. Geol. B. A. 1925.
212. — Nach dem Jahresberichte des Direktors der Geol. B. A. f. 1923, Verh. 1924; f. 1924, Verh. 1925; f. 1925, Verh. 1926.
213. Winkler A., Das Eruptivgebiet von Gleichenberg in Oststeiermark. Jahrb. d. Geol. R. A. 63. 1913.
214. — Untersuchungen zur Geologie und Paläontologie des steirischen Tertiärs. Ebd.
215. — Versuch einer tektonischen Analyse des mittelsteirischen Tertiärgebietes und dessen Beziehungen zu den benachbarten Neogenbecken. Verh. d. Geol. R. A. 1913.
216. — Über jungtertiäre Sedimentation und Tektonik am Ostrande der Zentralalpen. Mitt. d. Geol. Ges. Wien. VII. 1914
217. — Erwiderung an F. Schaffer Mitt. d. Geol. Ges. Wien. IX. 1916.
218. — Vorläufiger Bericht über die durchgeführten geologischen Untersuchungen im Tertiärgebiet von Südweststeiermark. Anz. Ak. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., 27. Jänner 1921.
219. — Beitrag zur Kenntnis des oststeirischen Pliocäns. Jahrb. d. Geol. St. A. 71. 1921.
220. — Studienergebnisse im Tertiärgebiet von Südweststeiermark. Verh. d. Geol. B. A. 1924.
221. — Über die Beziehungen zwischen Sedimentation, Tektonik und Morphologie in der jungtertiären Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. Sitzb. d. Ak. d. W., math.-nat. Kl., Abt. I, 132. Bd. 1923. Wien. 1924.
222. — Gedanken über die tektonische und geomorphologische Entwicklungsgeschichte der Ostalpen im Jungtertiär. Geol. Rdsch. XIV. 1923.
223. — Zur morphologischen und geologischen Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Zentralalpen in der Miozänzeit. Ebd., XVII. 1926.
224. — Das kohlenführende Miozänbecken in Südweststeiermark. Mont. Rdsch. 1926.
225. — Nach dem Jahresberichte des Direktors der Geol. B. A. a) f. 1921, Verh. 1922. b) f. 1922, Verh. 1923. c) f. 1923, Verh. 1924. d) f. 1924, Verh. 1925. e) f. 1925, Verh. 1926. f) 1926, Verh. 1927.
226. — Bericht über geologische Studien im Tertiärgebiet von Südweststeiermark. Anz. d. Ak. d. W. Wien, math.-nat. Kl. vom 18. November 1926.
227. — Das Abbild der jungen Krustenbewegungen im Talnetz des steirischen Tertiärbeckens. Ztschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 78. 1926.
228. — Das jüngere Entwicklungsbild der Ostalpen. Ztschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin. 1926.
229. — Über Entstehung und Alter der Basaltausbrüche im östlichen steirischen Becken am Rande der Kleinen ungarischen Ebene. Földt. Közlöny. LV. 1926.

230. Winkler A., Die morphologische Entwicklung des steirischen Beckens in der jüngeren Tertiärzeit. Mitt. d. Geol. Ges. Wien. 1926.
231. — Zur Morphologie des Ostalpenrandes. Ztschr. f. Geomorph. II. 1927. (Durch die Freundlichkeit des Verfassers in den Korrekturbogen zur Einsichtnahme überlassen.)
232. — Die geologischen Aufschließungen beim Bau der Bahnlinie Friedberg—Pinkafeld usw. Verh. d. Geol. B. A. 1927.
233. — Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte 1:75.000. Blatt Gleichenberg. Wien. 1927.
234. Zailer O., Die Entstehungsgeschichte der Moore im Flußgebiet der Enns. Ztschr. f. Moorkult. und Torfverwert. 1910.

Nachträge zum Schriftenverzeichnis. (Neue Veröffentlichungen aus der Zeit 1926/27)¹

235. Clar E., Zur Kenntnis des Tertiärs im Untergrunde von Graz. Verh. d. Geol. B. A. 1927. (Das Pontikum ist in der Grazer Bucht viel weiter verbreitet, als bisher angenommen wurde, so vor allem im Untergrunde von Graz; aber wahrscheinlich sind auch die längs dem Gebirgsrand bis nach Weiz hinüber auftretenden kohlenführenden Schichten nicht untermiozän, sondern jünger — ob pontisch oder sarmatisch, bleibt noch festzustellen. Das miozäne Relief des Gebirgsrandes war in der Gegend von Graz stärker entfaltet, als Heritsch glaubt; die Rolle der vorpontischen und älteren Erosionsphasen muß noch weiter untersucht werden.)
236. Kieslinger A., Geologie und Petrographie der Koralpe. III. Die „Steinöfen“ des Koralpengebietes. Sitzb. d. Ak. d. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. I, 136. Bd. Wien 1927. (Die „Steinöfen“ liegen auf jungtertiären Verebnungen und fehlen auf den Hängen „des jüngeren Erosionszyklus“; sie treten dort auf, „wo die Schichten widersinnig zum Gehänge einfallen“. Die Felsöfen sind nichts anderes als die herausgewitterten Köpfe härterer Bänke. Der Wind ist sehr wesentlich an der Ausbildung von Kleinformen beteiligt.)
237. — Geol. usw. der Koralpe. IV. Alte und junge Verwitterung im Koralpengebiet. Ebd. („Die miozänen Böden des Koralpengebietes sind durch eine sehr tiefgehende Verwitterung eines heißen und feuchten Klimas, durch Bildung von Kaolin mit beträchtlichen Mengen Si-freier Tonerdeverbindungen, ferner von lateritähnlichen Roterden gekennzeichnet, die pontischen Flächen durch geringe Verwitterung im Verein mit Schotterüberstreueung“.)
238. — Zur Hydrographie des Koralpengebietes. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien. 70. 1927.
239. — Über tektonische Höhlen. Die Frauenluken in der Soboth. Speöl. Jahrb. VII. 1926.
240. Lehmann O., Von der Nordwestecke des Toten Gebirges. Der Naturfreund. 1927.
241. — Das Tote Gebirge als Hochkarst. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien. 70. 1927.
242. Petrascheck W., Über den Schlier im alpinen Wiener Becken und die tektonischen Phasen im Jungtertiär am Fuße der Ostalpen. Verh. d. Geol. B. A. 1927. (Hauptsächlich Erörterung von Schaffers und Winklers diesbezüglichen Ansichten.)

¹ Die hier noch zur Ergänzung angeführten Abhandlungen konnten für diese Schrift nicht mehr verwendet werden; doch habe ich aus ihrer Lektüre den Eindruck gewonnen, daß meine Auffassungen durch sie zunächst nicht wesentlich berührt würden.

243. Schwinner R., Die Stellung des Schöckelkalkes, besonders bei Peggau (nördlich Graz). Ebd. (Auseinandersetzung über tektonische und stratigraphische Fragen mit H. Mohr; vgl. dessen Veröffentl. in Verh. d. Geol. B. A. 1926, bzw. Cbl. f. Min. 1926, Abt. B.)
 244. Waagen L., Geologischer Bericht aus dem Kartenblatt Köflach—Voitsberg. Verh. d. Geol. B. A. 1927. (U. a. Schollentektonik der Gegend von Gratwein und Rein; Einfluß von Brüchen auf die Anlage des dortigen Murtales.)
 245. Winkler A., Über die sarmatischen und pontischen Ablagerungen im Südostteil des steirischen Beckens. Jahrb. d. Geol. B. A. Wien. 1927.
 246. — Das südweststeirische Tertiärbecken im älteren Miozän. Denkschrift d. Wiener Ak. d. Wiss., math.-nat. Kl., 101. Bd. 1927. (In der Hauptsache stratigraphisch, mit etlichen Profilen; aber auch mit einem kurzen morphologischen Abschnitt.)
 247. — Die Bodenbeweglichkeit und ihre Bedeutung für die Landwirtschaft. Fortschr. der Landwirtsch. II. Wien-Berlin. 1927. (Prächtige Beispiele aus der Oststeiermark.)
 248. — Über neue Studienergebnisse im inneralpinen Tertiär. Akad. Anz. d. Wiener Ak. d. Wiss. 1927, Nr. 24.
 249. Wisman H. v., Das Mitter-Ennstal. Forsch. z. deutsch. Landes- u. Volkskde. XXV. 1. Stuttgart 1927. (Einiges zur Morphologie der angrenzenden Teile des Niedern Tauern- und des Warschen-eckstockes.)
-

Erläuterungen zu den Bildern.

1. Pfangberg, Ausläufer der Platte bei Graz. (Zu Seite 94.)

Alter Talboden in 580—590 m; darunter eine jüngere Flur mit Gehöft (ganz links, nahe dem Bildrand) in ungefähr 550 m (entsprechend den Leistensystemen IX und VIII der Grazer „Taltreppe“). Der Bach, der im Mittelgrund nach links vorn herabzieht, hat einen noch jüngeren Einschnitt eingenagt, dessen Gehänge merklich steiler und bewaldet sind. Er mündet in den Weizbach aus. Die älteren Gehänge im Bereiche der („Semriacher“) Schiefer sind verhältnismäßig sanft gebösch.

2. Becken von Semriach gegen den Schöckel. (Zu Seite 35, 119.)

Vor dem geschlossenen Nordabfall des Schöckelstockes (Hintergrund) liegt das Becken von Semriach, ausgeräumt in den weicheren („Semriacher“) Schiefen, unter welche die widerstandsfähigen Schöckelkalke einfallen, und anscheinend durch Krustenbewegungen vorgezeichnet. Weiche Schiefer bilden auch die sanft ansteigenden Gehänge zur Linken. Die Ausräumung des Beckens hat sich in mehreren Phasen vollzogen, die bestimmte Leistensysteme hinterlassen haben. Von der Ferne gesehen, stellt sich daher der Becken Grund als ein leicht gewelltes Hügelland dar. Das Becken hat zwei Sammeladern für seine Gewässer. Die südliche, der Rötschgraben, nimmt ihren Ausweg nach S. vielleicht infolge einer Anzapfung. Dabei hat er im Karlstein Schöckelkalke zu durchmessen, die der Erosion stärkeren Widerstand leisten; sein Gefälle ist daher noch nicht ausgeglichen („Kesselfallklamm“, mit schönen Kleinformen der Erosion und Evorsion). Die nördliche, der Luechbach (Lurbach), tritt dagegen in die Kalkmauer des Tannebenplateaus ein, in der Wasserschwinde des Lurlochs; sein Tal hat also einen unteren Talschluß, es ist ein sogenanntes „blindes Tal“. (Aus der Nähe des Lurlochs ist das Bild aufgenommen.) Das Becken von Semriach trägt also den Charakter eines kleinen Karstbeckens („Polje“) an sich.

3. Stubalpenspeik und Salzstiegel, Ameringkogel und Grössing vom Schwarzkogel. (Zu Seite 124, 126.)

Vom Schwarzkogel aus hat der Beschauer den Ameringkogel fast genau im W (die schneebedeckte Gipfelkuppe in der Mitte des Bildes). Rechts hebt sich daneben der Grössing heraus, dessen Gehänge von Karbildungen kleineren Maßstabes, deutlich umgewandelten Quelltrichtern, gegliedert ist. Anfänge derartiger Nischenbildung sind auch unter dem Ameringkogel bemerkbar. Das Altkristallin der Stubalpe zeigt mehrere wohl unterscheidbare Serien. „Tektonisch am tiefsten liegt eine große Masse von wenig oder auch fast gar nicht geschieferten Orthogneisen granitischer Herkunft im Gebiet des Amering und Grössing. Mit ihnen als Komplex untrennbar verknüpft sind . . . gut geschieferte Schiefergneise. Selten erscheinen Amphibolitbänder.“ Die ganze Serie „bildet im Gebirgsbau einen Dom, denn die Gesteine der Ameringserie fallen gegen N, O und S unter jene der nächsthöheren Serie ein; sehr deutlich

sieht man dieses Untertauchen im Profil vom Weißenstein zum Speik oder vom Amering-Grössingkamm in das Feistritztal und in den Kothgraben“ (Heritsch). Aber unbekümmert um diesen Bau sind die alten Flächensysteme entwickelt. Die Höhe des Zuges Ameringkogel—Grössing gehört dem obersten und ältesten der Landschaft an. Links vom Amering wird darunter ein tieferes in ungefähr 1900 bis 2000 m sichtbar (mit dem Stubalpenspeik). Dieser ganze Kammrücken erhebt sich wie ein Mittelgebirge, in der Hauptsache mit „Mittelgebirgsformen“, über ein tiefergelegenes Flächensystem von ungefähr 1600 m Höhe. Erst in dieses sind dann die jüngeren Tal-furchen mit steileren Gehängen eingeschnitten.

4. *Leobner Mauer. (Zu Seite 180.)*

Rechts der Kamm des erzführenden Kalkes, der über den Porphyroiden liegt. Der Kalk bildet mit seinem Schichtkopf die steile Mauer.

5. *Dreistecken und Hochhaide vom Bösenstein. (Zu Seite 52, 145.)*

Die Bösensteingruppe „besteht aus einem NW streichenden Komplex von Schiefergneisen (Paragneisen), in denen Orthogneise granitischer Abkunft und fast unveränderte Granite stecken . . . Alle Granite sind ziemlich feinkörnig und oft porphyrisch“ (Heritsch). Der Hauptkamm streicht vom Großen Bösenstein (2449 m) gegen N. Es ist ein asymmetrischer Grat, der gegen W glatte Gehänge kehrt, während sich in den Ostabfall prächtige Kare eingefressen haben. Scharfe Karlinggrate ziehen zwischen diesen herab, mit einzelnen Pfeilern von der Art der „Torsäulen“ (Große Ruben, 2085 m). Bei länger dauernder Vergletscherung hätten sie unter den Angriffen der auch in die Breite arbeitenden „Karerosion“ fallen müssen und eine langgestreckte „Karterrasse“ wäre so entstanden. Die Kare haben mehrstufige Karböden mit den typischen, zum Teil allerdings schon verwischten Kleinformen des Gletscherschurfes und mit Sturz- und Moränenschutt. Auf ihrem Grunde liegen hinter Schutt und Riegeln kleine Seen (Gefrorener See unter den Dreistecken — man vergleiche diesen Namen mit der Gipelform). Die Karmündungen öffnen sich in ungefähr 1900—2000 m, das heißt im Niveau eines alten Flächensystems, über das zur Zeit seiner Bildung die umrahmenden Höhen mit Mittelgebirgsformen aufstiegen, über 300—400 m hohen Trogschlüssen. Unter diesen folgen flacher geneigte Talstrecken und Talstufen in mehrfachem Wechsel, so zumal in der Fortsetzung des im Vordergrund des Bildes befindlichen Tales (flacher geneigtes Talstück in ungefähr 1600 m Höhe; Stufe zwischen 1600 und 1450 m; flacher geneigtes Talstück in 1300—1400; Einschnitt hinab zur Sunk zwischen 1250 und 1150 m); sie bringen die Mehrphasigkeit der Talvertiefung zum Ausdruck. — Zwischen den Gipfeln Pässe vom „Törltypus“.

6. *Oberer Scheipelsee am Bösenstein. (Zu Seite 145, 150.)*

In die Abfälle der Bösensteingruppe haben die eiszeitlichen Vergletscherungen eine Reihe von Karen eingenagt, zumal an den schattigen N- und den verhältnismäßig kühlen Morgenseiten; auch heute bleibt hier der Schnee, der von den vorherrschenden W- und NW-Winden reichlich über die Kämme herübergeweht und aufgehäuft wird, zum Teil bis in den Sommer hinein liegen. Doch bleiben auch die höchsten Gipfel derzeit unter der Schneegrenze.

Im Zusammenhang mit dem Bau des Gebirges sind diese Kare mehr oder weniger gegen NW gestreckt. Im einzelnen sind sie

mannigfach gegliedert (vgl. Text zu Bild 5). Hinter Riegeln und Moränen liegen mitunter kleine Seen in ihrem Grunde. In unserem Bilde ist zum Beispiel ein schöner Moränenwall sichtbar, der aus dem Hintergrund links nach rechts vorn herabzieht. Er umschließt den oberen Scheipelsee.

7. Bösensteingipfel. (Zu Seite 16, 17, 147.)

Die mechanische Blockverwitterung ist der stärkste Landzerstörer im nackten Fels unserer Alpenkämme. Sie zerlockert das Gestein unter dem Gegensatz der täglichen Schwankungen der Temperatur und der Besonnung und wirkt besonders erfolgreich, wenn die Temperaturschwankungen um den Frostpunkt spielen und so die in den Gesteinsklüften und -poren enthaltene Feuchtigkeit bald gefriert, bald wieder auftaut, also die Sprengkraft des Frostes wirksam wird. Feuchtigkeit wird aber dem Gestein unserer Gebirge immer wieder zugeführt, teils unmittelbar durch die Regen, teils mittelbar von den Schmelzwässern der Schneedecken und Schneeflecken. So zerspringt also auch das festeste Gestein zunächst in ein grobes Blockwerk und dieses weiterhin zu immer kleineren Trümmern. Man kann an manchen der hier abgebildeten Blöcke deutlich die Fugen erkennen, an welchen sie später zerfallen werden. Die Formen der Blöcke, die dabei entstehen, sind je nach dem Gestein verschieden, in den richtungslosen, kaum gepreßten Graniten des Bösensteingipfels hauptsächlich unregelmäßig prismatisch oder kubisch. Die feineren Verwitterungstoffe zwischen den Blöcken werden ausgespült oder von den Stürmen ausgeblasen. Es sind also die Hochkämme unserer Alpen häufig wahre Blockschneiden und Blockgipfel.

8. Süßleiteck und Schimpelsee vom Gjaideck (Sölker Tauern). (Zu Seite 145.)

Vom Gjaideck (Goadeck der O. A., 2522 m) gegen SO blickend, hat man vor sich in der Tiefe den Schimpelsee (2008 m) und jenseits desselben das Süßleiteck (2509 m). Granatführende Glimmerschiefer und Gneise, umgekehrt fächerförmig aufgerichtet, streichen in der Richtung O—W, das heißt ungefähr in der Richtung des Kammes entlang, der vom Süßleiteck gegen rechts vorn zieht und im Mitterkareck (2488 m) noch einmal zahnförmig aufsteigt, ehe er sich zur Schimpelscharte (noch weiter rechts, im Bilde schon nicht mehr sichtbar) absenkt. Diese Kämme sind Karlinggrate, das heißt Grate, die infolge der Kareinnagung aus breiteren Kammstücken hervorgegangen sind, indem die Karwände von zwei Seiten her zur Verschneidung kamen. Auf der Schimpelscharte ist ein solches breiteres Kammstück noch erhalten. Der Schimpelsee liegt in einem dieser Kare, dem Schimpelkar. Dieses ist mehrstufig und aus der glazialen Überformung einer alten Talwurzel hervorgegangen. Gewaltige Schuttbildungen lehnen sich an die Hänge; Gesimse ziehen an diesen in verschiedenen Höhen entlang, so auch am Abfall des Süßleiteck. Der Karlinggrat des Mitterkarkopfes zeigt schön die isoklinale Kamm- und Gipfelbildung, das heißt die Schichten fallen einseitig ein, infolgedessen ist der Querschnitt asymmetrisch, Schichtflächenstücke bilden das glatte Gehänge gegen S (rechts), die Schichtköpfe das steilere gegen N (links).

9. Hölstein und Krahbergzinken von der Planai. (Zu Seite 143.)

Die gegen N fallenden Phyllite des Ennstales steigen auf zu dem vom Ennsgletscher noch überflossenen und zugerundeten, aussichts-

reichen Gipfel der Planei (Schladminger Kaibling, 1904 m). Von ihm aus richtet sich hier der Blick über das Ostgehänge des Dürrenbachs, des westlichen Quellbachs des Oberhauser Bachs, gegen SW, auf den Vierkant des Höchstens (2544 m), im Hintergrund links. Von diesem zieht gegen den Vordergrund rechts zum Krahbergzinken (Name!) ein Gneisgrat, der durch einzelne Pässe vom „Törltypus“ (z. B. die Tiefentalscharte) eingesattelt ist, das heißt durch Pässe mit steilen Paßanstiegen und länglichen Querschnitten, die sich zwischen den flankierenden Gipfeln wie ein schwach gespanntes Seil einbiegen. Sie entstehen in der Verschneidung zwischen Karwänden. Man beachte die Ungleichseitigkeit der Gipfel und der Grathöcker. Im Vordergrund ist in ungefähr 1600—1700 m ein breiter Überrest eines alten Talbodens erhalten, hinter welchem unter dem Höchstens deutlich ein junger Trog, mit Trogschultern, eingetieft ist. Ein Überrest eines höheren Talbodens ist unter der Tiefentalscharte in etwa 2000 m Höhe erkennbar. Die Flur der höchsten Gipfel gehört dem ältesten Flächensystem an.

10. *Preberkar, Blick vom Goltz auf die Sölker Tauern.* (Zu Seite 145.)

Die höheren Kämme der Niederen Tauern sind mit prächtigen Karen geschmückt, so auch jene Kette, die mit Roteck (2742 m) und Preberspitze (2741 m) im S endigt. Aufgebaut aus Gneisen. Die Gneise mit vielen Einschaltungen von Hornblendegesteinen (Amphiboliten) stehen sehr steil (im Vordergrund am Grat des Goltz zu sehen). Das Preberkar (Preberkessel), schon auf salzburgischem Boden (jener Kamm trägt die Landesgrenze), zeigt sehr deutlich mindestens eine Ineinanderschachtelung einer tieferen, jüngeren Kar mulde in eine höhere, ältere. Das Gesimse zwischen beiden ist auf dem Bilde vortrefflich zu erkennen. Glaziale Kleinformung (Rund buckel), Isoklinalgipfel; Striung der Gehänge durch härtere Schichtbänke. Schutthaldenbildung auf den Leistenfluren. Im Hintergrund die „Gipfel flur“ der Sölker Tauern.

11. *Ennstal mit Gröbminger und Stoderzinken.* (Zu Seite 156 f.)

In der linken Hälfte des Bildes windet sich der Ennsfluß in (teils unmittelbar, teils mittelbar) erzwungenen Schlingen durch den breiten, vielleicht noch in Senkung oder Verkrümmung begriffenen Talboden, dessen Oberfläche von den Aufschüttungen der Enns und den Schwemmkegeln ihrer Seitenbäche gebildet wird. Darüber erhebt sich rechts im Mittelgrund der Gröbminger Mitterberg, dessen mit Moräne überstreute Höhen und Hänge noch ein Waldkleid tragen. Die zwei in der Mitte des Bildes übereinander aufragenden Kuppen, der Freenstein (1226 m) und der Sonnwendberg (1400 m), bestehen über einem Phyllitsockel aus Triaskalken. Schuppen aus solchen bauen hier die Landschaft nördlich des Ennstales überhaupt auf, so auch den Stoderzinken selbst (2047 m), der eine prächtige Schichtstufe gegen S kehrt. Die Fläche des Gröbminger Mitterbergs ist der präglaziale Talboden, Freenstein und Sonnwendberg sind pliozän. In der Vertiefung rechts vom Gipfel des Stoderzinkens ist Braunkohlenmiozän an einer Verwerfung eingeklemmt; an diese knüpft sich auch eine alte Talfurche im Flächensystem von 1700 m.

Der Gröbmingerbach zieht vorn unter dem Stoderzinken herab und fließt dann hinter dem Mitterberg am Fuße des Kammspitz entlang zur Salza. Er hat sich seinen Lauf eingeschnitten als ein „Randgerinne“ längs der Zunge des Ennsgletschers, als dieser in der Gegend von Öblarn endigte.

12. Der Bodensee vom Seewigtal. (Zu Seite 148.)

Das Seewigtal weist eine Reihe übereinandergelegener Stufen auf, so auch eine Mündungsstufe über der Ennstalsole; dieselbe ist mehrphasig zerschnitten (im Mittelgrunde des Bildes rechts erkennbar). Auf ihr liegt, ziemlich weit zurück, der Bodensee in ungefähr 1200 m Höhe. Dieses Talstück gehört demselben Flächensystem an wie die Verflächungen am Freienstein, die nördlich der Enns mit gerader Kammlinie dahinziehen. Die Gehänge des Seewigtals werden, soweit sie im Bilde sichtbar sind, von den weicheren Ennstaler Phylliten gebildet und sind daher stärker abgeöschert und ziemlich sanft, lassen aber noch immer, trotz der Verwaschungen und Verurschungen, die vormalige Troggestalt erkennen. Im Hintergrund des Bildes erheben sich mit stark zerrunsten Wänden Kammspitz (Mitte) und Stoderzinken (links); dazwischen öffnen sich breite Vorflächungen in etwa 1700 m Höhe.

13. Sparafeld und Reichenstein aus der Flitzenschlucht. (Zu Seite 173.)

Rechts der doppelgipfelige Reichenstein (2247 m), links das Sparafeld (2245 m). Die Werfener Schichten, die an der N-Seite des Zuges verhältnismäßig hoch hinaufreichen, erscheinen hier auf der S-Seite, im Flitzengraben und am Kalblinggatterl, entweder gar nicht oder bloß als schmaler, vielfach unterbrochener Zug zwischen dem alten Schiefergebirge der Grauwackenzone und dem Ramsaudolomit des Kalbling und des Reichensteins. Man beachte die massige, vielfach „als Korallenkalk entwickelte Riffkalkfazies des Dachsteinkalkes“ (Geyer).

14. Planspitze, Nordwand. (Zu Seite 175.)

Tektonisch im Verband der Hochtorscholle, kehrt der Planspitz (2120 m) gegen N eine mächtige Schichtstufe mit fast senkrecht abbrechenden Schichtköpfen; gegen S, entsprechend den Schichtflächen, einen weniger scharfen Hang. So zeigt er, im ganzen genommen, eine wahre Pultform. Hunderte von Dachsteinkalkbänken bauen diese Scholle auf. Ihren Sockel bilden wiederum die unteren Dolomite, mit der für sie typischen Gestaltung der Klein- und Feinformen.

15. Reichensteingruppe von der Krautgartlquelle am Großen Buchstein. (Zu Seite 174 ff.)

Die Krautgartlquelle, geknüpft an die Raibler Schichten unterhalb der Dachsteindolomite und -kalke des Großen Buchsteins, liegt in 1521 m (Alpen-Vereins-Karte), nahe dem unteren Rand eines zwar kurzen, aber deutlichen Talbodenstückes. Von hier aus erblickt man jenseits des nebelbedeckten Ennstalgrundes die Edelgestalt des Admonter Reichensteins (2247 m), die durch die jählings eingekerbte Wildscharte (1903 m) vom Sparafeld (2245 m) getrennt wird. Den Sockel des übrigens ziemlich komplizierten Baues bilden auch hier Ramsaudolomite; darüber lagern aber nicht geschichtete Dachsteinkalke, sondern dolomitische Riffkalke, sehr undeutlich gebankt oder nur in großen Abständen von Schichtfugen durchzogen. Sie sind sehr brüchig, also viel weniger widerstandsfähig als die festeren Dachsteinkalke des Großen Buchsteins. Deshalb ist auch der Grat vom Sparafeld zur Wildscharte hinab gezackt und splittrig, die Abstürze der Kämme sind allenthalben von Schluchten durchfurcht, das wilde Geschröfe ist in scharfe Klippen aufgelöst (Geyer). Im Reichenstein

herrscht steiles Südfallen der Schichten (Kalke); auch im Sparafeld ist dies der Fall.

Im Mittelgrund erheben sich über dem Ennstal die Kuppen des Turmsteines (1083 m), einem alten Talboden angehörig; darüber springt links unter der Wildscharte der Langgriesriegel vor, ein Leistenrest eines weiteren, älteren Flächensystems (1200—1250 m). Er trägt „einen größeren Rest einer Gehängebreccie, die aus einem ziemlich grobblockigen Dachsteinkalk besteht und frei nach den Seiten hinausragt. Es ist nur mehr ein bescheidener Rest einer Verschüttung, der sich einst offenbar viel weiter über das niedrige Dolomitgebirge ausgebreitet hat“. Ein Gegenstück dazu liegt auf der Südseite des Reichensteines auf dem Seitenkamm über der Treffner Alm in etwa 800—1600 m Höhe. Diese Verschüttungen werden mit der Hochschaltung des Gipfelkörpers in ursächlichen Zusammenhang gebracht (Ampferer).

Gleich rechts hinter dem Sparafeld lugt der Admonter Kalbling (2207 m) hervor, weiter rechts endigt die Gruppe in der Riffel (2115 m). Die Altfläche zwischen diesen drei Gipfeln (Speikboden) ist nicht sichtbar.

16. *Flitzengraben am Fuße der Reichensteingruppe.*

(Zu Seite 22.)

In der Umgebung der Flitzenalpe, die unmittelbar vor dem Südabsturz der Treismauern der Sparafeld-Reichensteingruppe in einer beckenartigen Erweiterung liegt, ist „alles von Schutt überrollt; denn gewaltige Schuttmassen umhüllen den glattgepanzten Leib des Reichensteins und das hochaufragende Massiv des Kalbling . . . An vielen Stellen sieht man gewaltige, durch die Wildbäche herabgebrachte Blöcke. In den Schuttkegeln, welche von den Triasriesen ihren Ausgang nehmen und die wieder durch die Wildbäche angeschnitten werden, sieht man den feinen Gries im Zustande der Verfestigung . . . Aus den großen Schuttkegeln tritt nur an wenigen Stellen das unter der Trias Anstehende zutage. Dies ist der Fall im Wildbachriß, der zur Wildscharte hinaufzieht. Der Wildbachriß setzt sich unter den Schuttkegeln als eine Runse in die Wände hinauf fort; von dieser Runse geht ein hoher Schuttkegel aus, welcher vom Wasser wieder auseinandergeschnitten worden ist; zirka 20 m tief ist der Bach, mit riesigen Gesteinsblöcken erfüllt, in den verkalkten, älteren Schuttkegel eingeschnitten. Schon von weitem leuchtet die grell gelblich-weiße Farbe des Schutts“ (Heritsch).

17. *Karrenform bei der Heßhütte.* (Zu Seite 176.)

In Triaskalk (sogenannter Dachsteinkalk).

18. *Großer und Kleiner Buchstein aus der Nordwand des Planspitz.* (Zu Seite 174 f.)

Von der Nordwand des Planspitz (2120 m, südlich Gstatterboden; vgl. Bild 14) gesehen, gleicht der Große Buchstein der Krone eines Backenzahns, die Zacke des Kleinen Buchsteins einem Eckzahn. Den Sockel der ganzen Gruppe bildet der untere Dolomit; über einem Band von Raibler Schichten folgen die grauen Dachsteindolomite. Den eigenwilligen Gipfel des Kleinen Buchsteins bauen Dachsteinkalke auf. Er knüpft sich an eine N—S streichende Querspalte, die etwas gegen W zu überschlagen ist (Ampferer). Die unteren Dolomite (Ramsauidolomite) treten allenthalben in der Architektur des Sockels der Buchsteingruppe deutlich hervor, von zahlreichen Gräben zerrunzt.

Das Buchsteinplateau (vgl. Bild 18) ist hier nicht zu sehen, sondern nur jene schon etwas jüngere Kerbe, die unter dem Hohen Plattenkogel (letzter Gipfel rechts vom eigentlichen Buchsteinfirst) über der Runse der „Rohrgasse“ abbricht. Diese führt jählings hinab in die zum Teil schon bewaldete Sockelpartie „Im Rohr“, als wilde Schuttbahn dienend.

19. *Großer Buchstein von der Ennstaler-Hütte am Tamischbachturn. (Zu Seite 174/5.)*

Abstürze des Buchsteinstocks, vor denen im Mittelgrund nach links vorn das Weißenbachtal herauszieht. Auch hier wiederum der Gegensatz der Formen im Ramsaudolomit und in den Dachsteinkalken und -dolomiten (vgl. Bild 18).

20. *Diluviale Terrassenschotter bei Altenmarkt an der Enns. (Zu Seite 177.)*

Prächtige Bänke: die stärker verfestigten, gröberen bilden Überhänge, die weniger widerstandsfähigen, mehr sandigen und tonigen dagegen Fugen und Gufeln (Halbhöhlen).

21. *Zeiritzkempel von der Roten Wand. (Zu Seite 180.)*

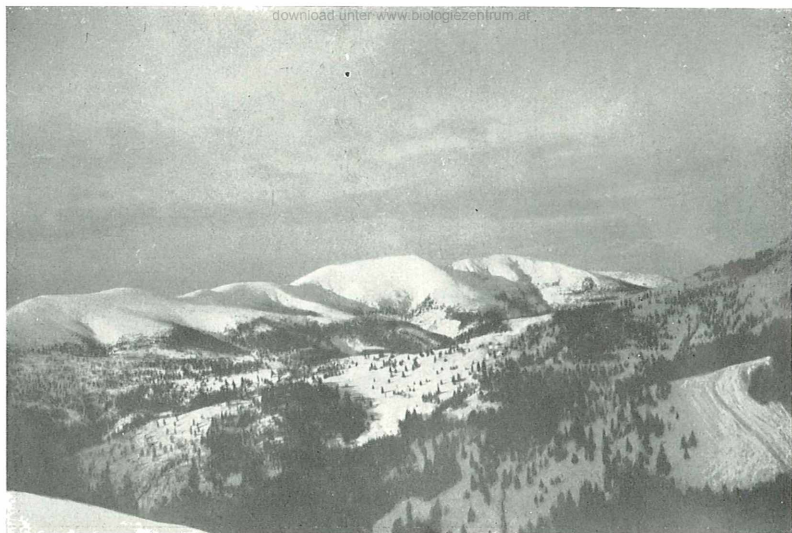
Der Zeiritzkempel (2125 m) erhebt sich dank der Widerstandsfähigkeit seines Gesteins, der erzführenden Silur-Devonkalke, als ein Restberg über die in seiner Umgebung weit verbreiteten Flächen von 1900 m Höhe. Seinen Sockel bilden, unterhalb einer Überschiebungsfläche, Quarzporphyre („Blasseneckporphyre“); diese setzen auch in der Hauptsache das Gebiet der Zeiritzalpe, das Hinkareck und den Sockel der Rotwand zusammen, während diese selbst wieder dem erzführenden Silur-Devonkalk angehört. Die Quarzporphyre bedingen „die klotzigen Formen der Berge, die breiten, wuchtigen Rücken und die steilen Gehänge“ (Heritsch). Gerade von der Rotwand aus ist das Absinken der Kalke gegen N am Zeiritzkempel prächtig zu erkennen. Aber die alten Flächensysteme greifen unbekümmert über die Schichtköpfe hinweg. Zwischen der Rotwand (1875 m) und ihm liegt in der Tiefe das breit ausschlagende Radmerkar, mit einer allerdings schon stark zerschnittenen Sohle in ungefähr 1600 m. Deutlich ist infolge der Neuschneebedeckung das Fallen der Kalke gegen N zu sehen. Die nicht mit Neuschnee überzuckerten Striche des recanten Teiles des Hintergrundes bestehen aus Porphyroid. Der Vordergrund ist erzführender Kalk.



1. Pfangberg bei Graz Phot. F. Heritsch.
vom oberen Plattenweg beim Hofbauern-Gehöft gesehen.



**2. Becken von Semriach gegen den
Schöckel.** Phot. F. Heritsch.



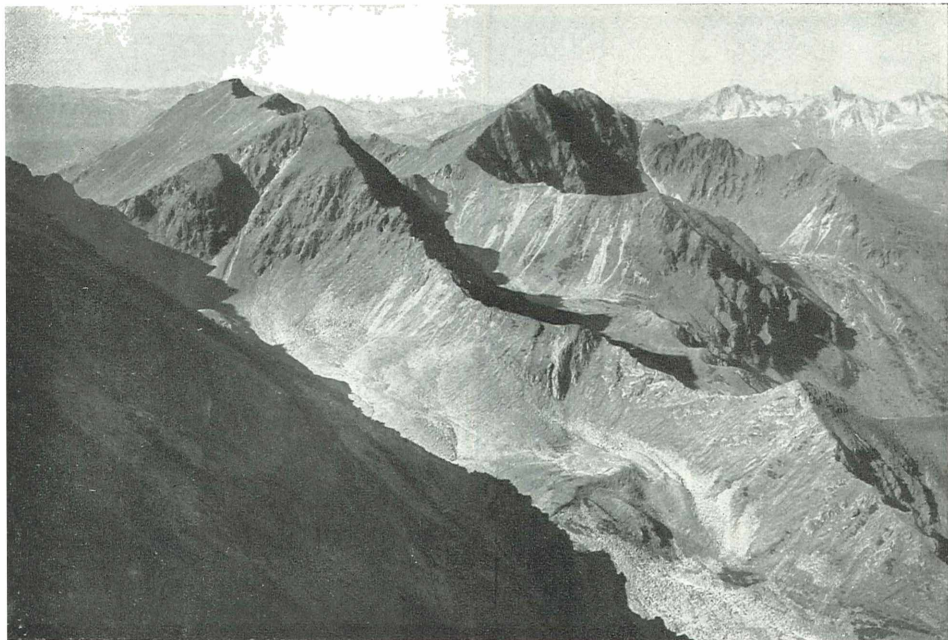
3. Stubalpenkamm vom Schwarzkogel.

Phot. F. Heritsch.



4. Leobner Mauer.

Phot. F. Heritsch.

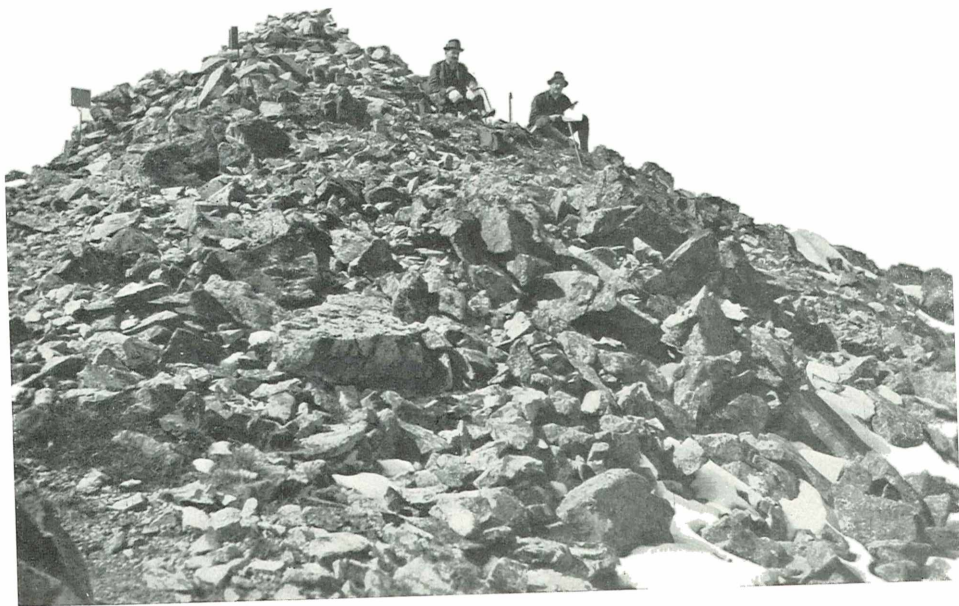


Z. d. D. u. Ö. A. V 1916, S.
5. Dreistecken und Hochhaide von Bösenstein.



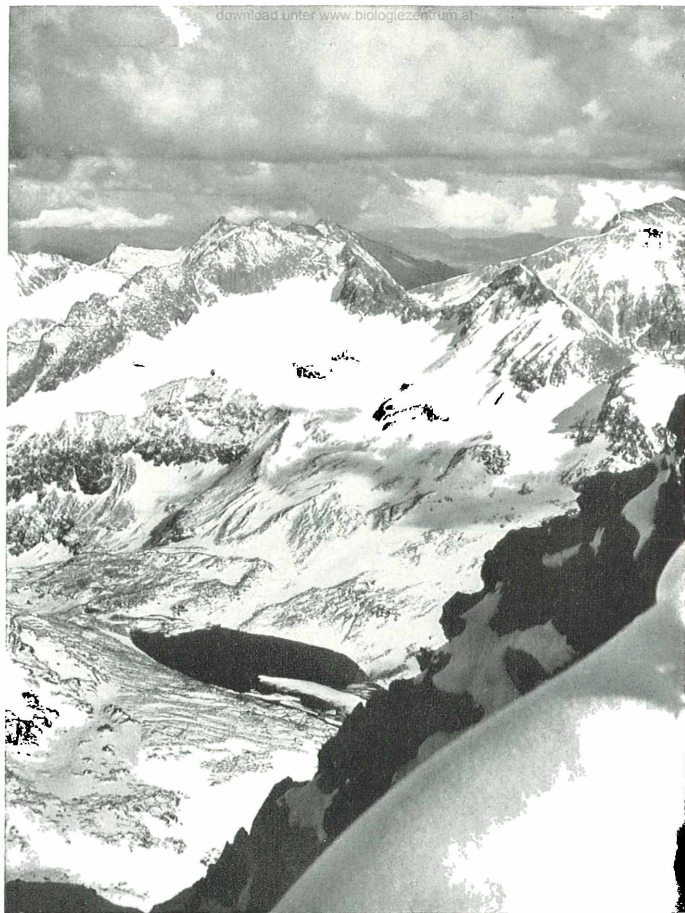
6. Oberer Scheipelsee am Bösenstein.

Phot. F. Heritsch.



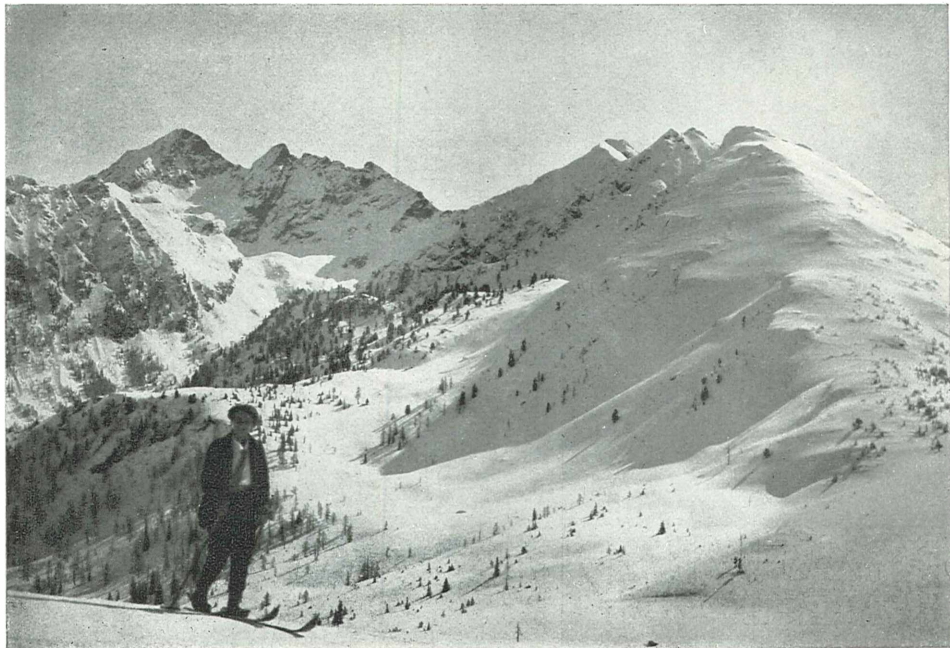
7. Gipfel des Großen Bösenstein.

Phot. F. Heritsch.

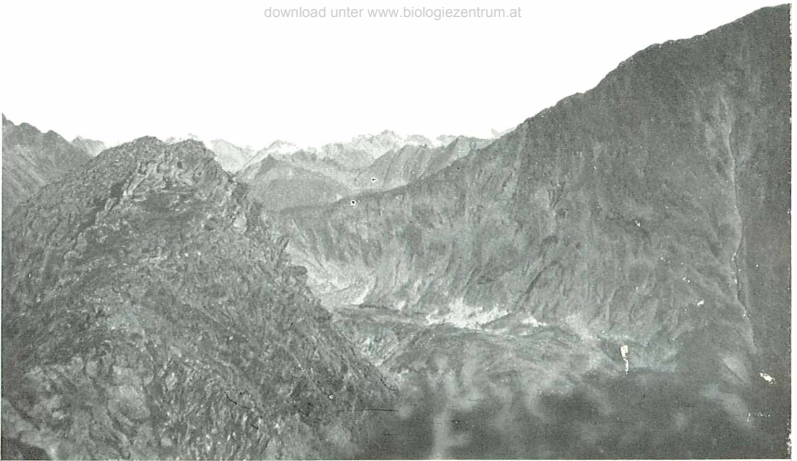


Z. d. D. u. Ö. A. V. 1924, S. 38.

8. Sübleiteck und Schimpelsee von Gjaideck (Sölker Tauern).



Z. d. D. u. Ö. A. V. 1916, S.
9. Höchststein und Krahbergzinken von der Planei (Schladminger Tauern).



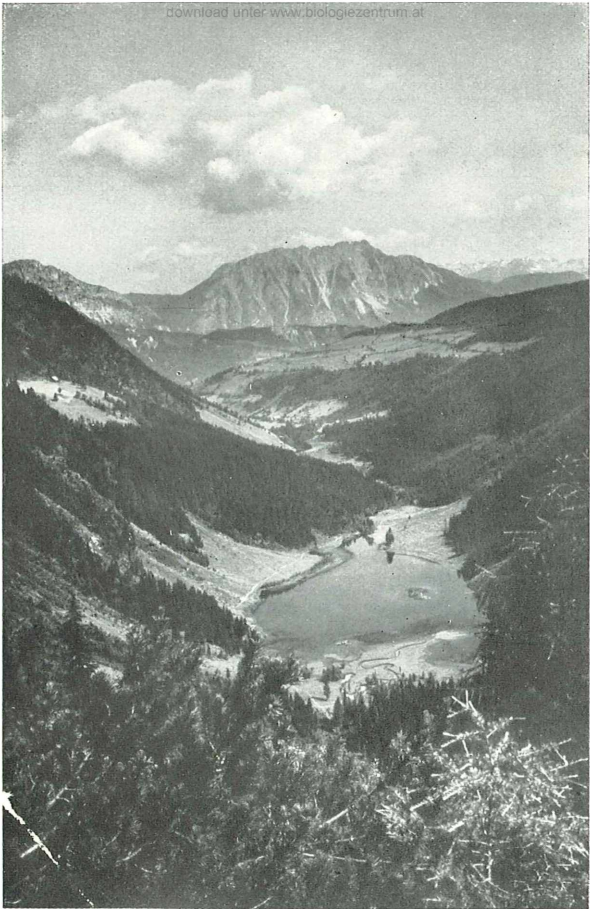
**10. Blick vom Goltz auf Preberkar und
die Sölker Tauern.**

Phot. F. Heritsch.



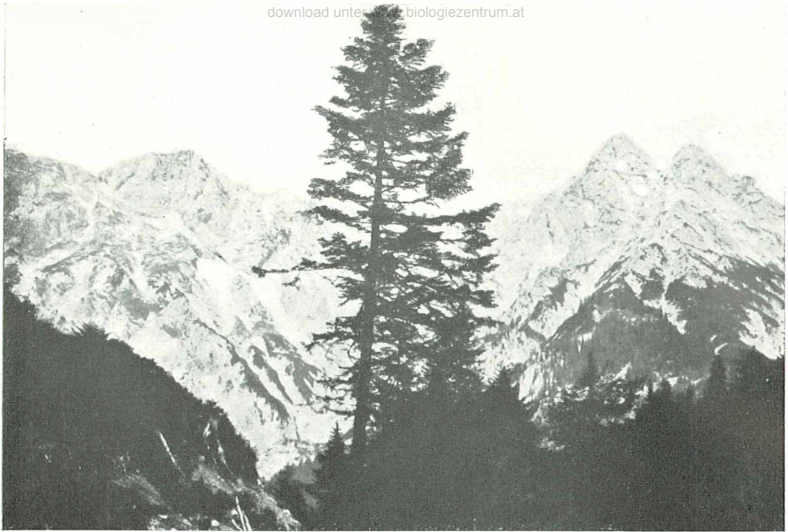
Z. D. Ö. A. V. 1924, S.

11. Ennstal mit Gröbming und Stoderzinken.



Z. d. D. u. Ö. A. V. 1924, S.

12. Unteres Seewigtal mit Bodensee gegen Kammspitz.



**13. Sparafeld und Reichenstein aus der
Flietzenschlucht**

Phot. F. Heritsch.



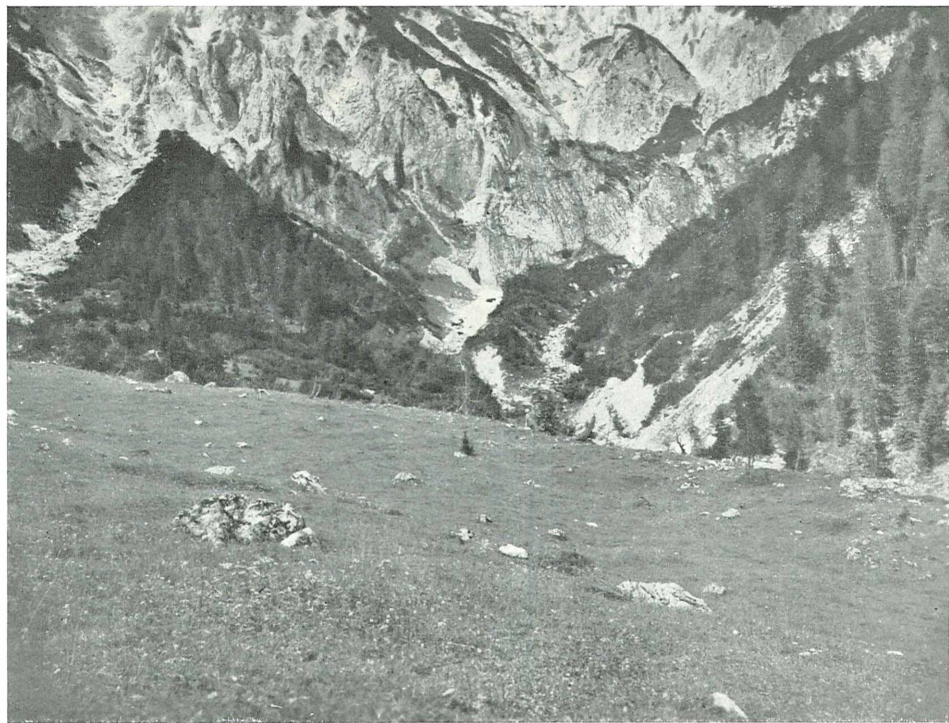
14. Planspitz, Nordwand (Ennstaler Alpen).

Phot. F. Heritsch.

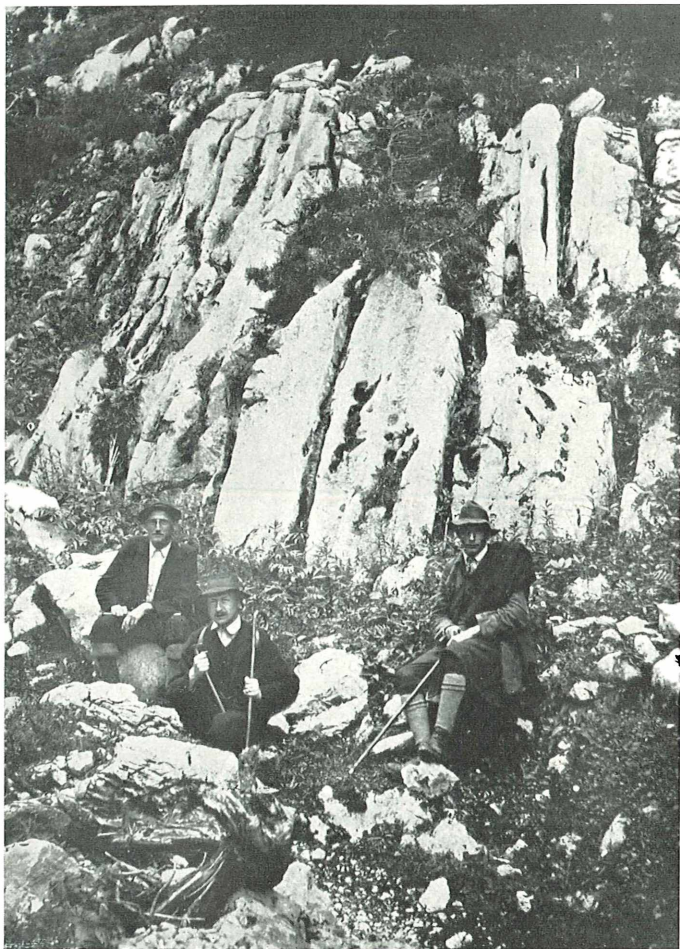


Z. d. D. u. Ö. A. V. 1918, S. 17.

15. Reichensteingruppe von der Krautgartlquelle am Großen Buchstein
(Ennstaler Alpen).

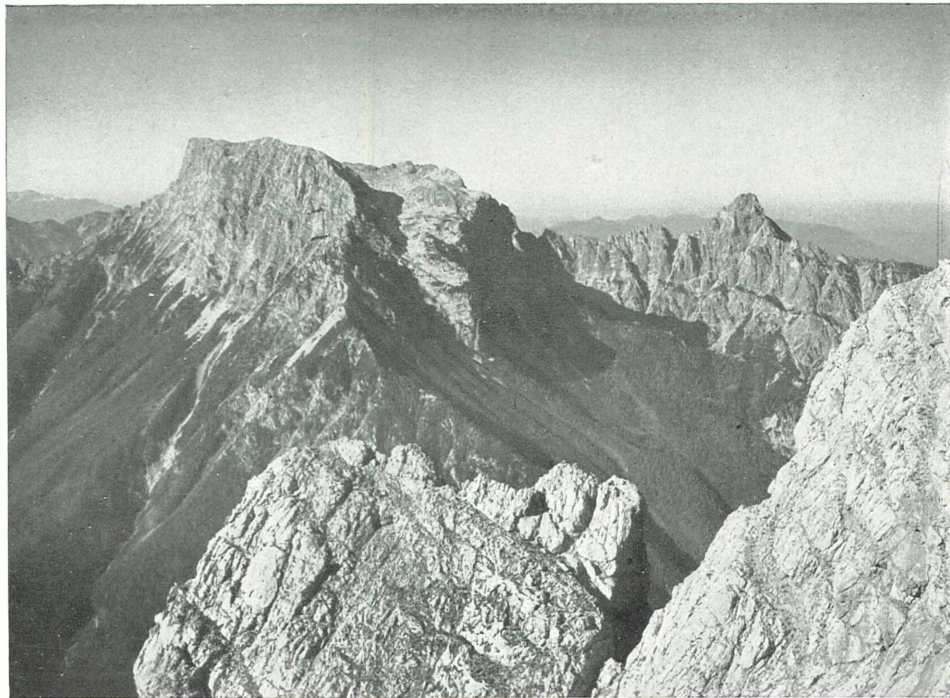


16. Flitzengraben am Fuße der Reichensteingruppe. Phot. F. Heritsch.



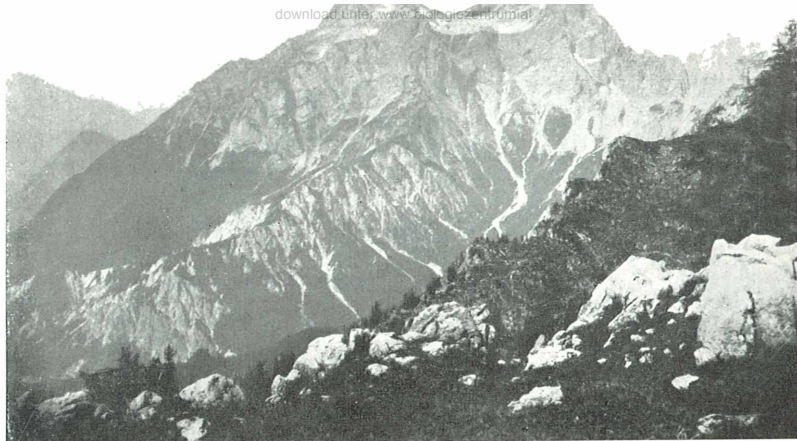
Phot. F. Heritsch.

17. Karrenformen bei der Heßhütte
(Ennstaler Alpen).



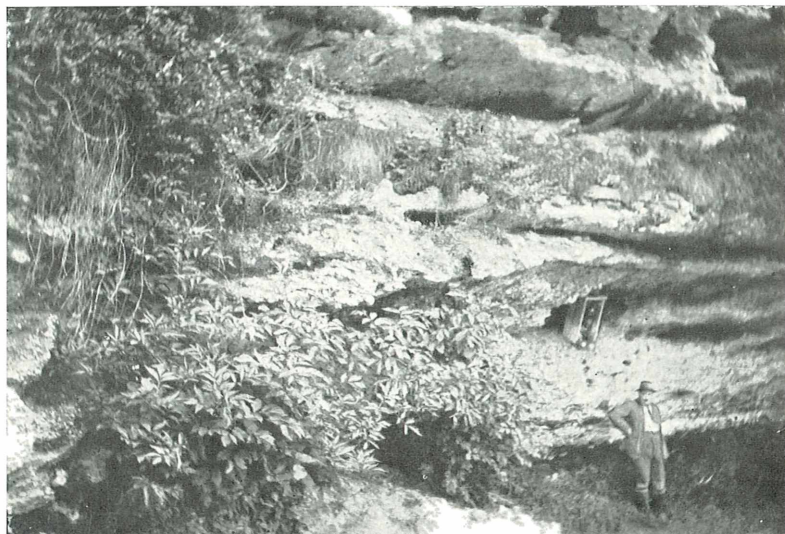
Z. d. D. u. Ö. A. V 1918, S. 18.

18. Großer und Kleiner Buchstein aus der Nordwand des Planspitz.



**19. Groß-Buchstein von der Ennstaler
Hütte am Tamischbachturm.**

Phot. F. Heritsch.



**20. Diluviale Terrassenschotter bei
Altenmarkt an der Enns.**

Phot. F. Heritsch.



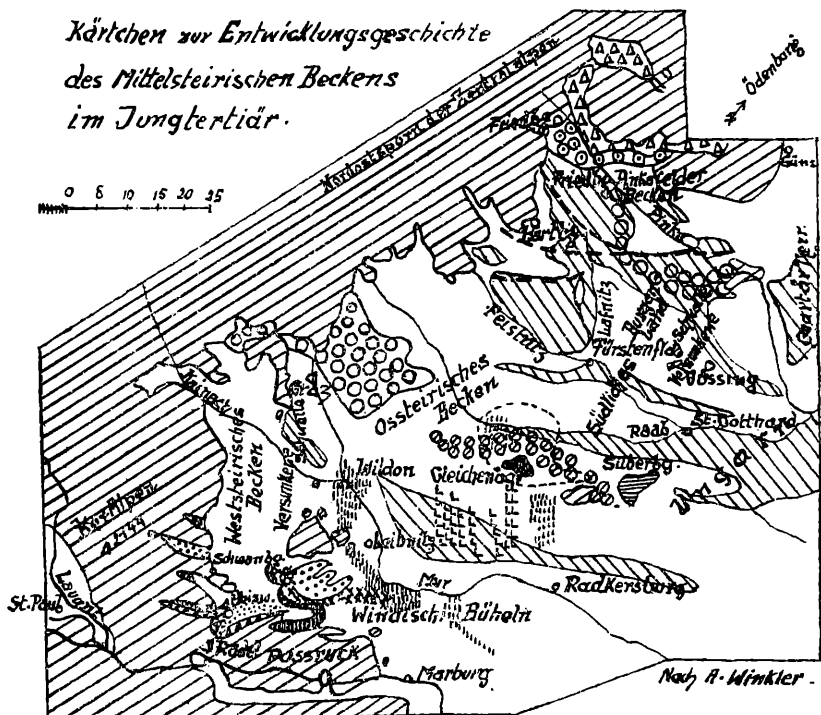
21. Zeiritzkampel von der Roten Wand.

Phot. F. Heritsch.

		Ost- murisches Randgebirge	Grazer Kalkgebirge	Westmurisches Randgebirge			Drau- und Bacher- gebirge	Seetaler Alpen	Nord- kärntner Mittelgebirge	Niedere Tauern	Dachstein- gruppe	Ausseer Durchgang	Totes Gebirge	Ennstaler u. Eisenerzer Alpen	Hochschwab	Lunzer Alpen	Freiner Alpen	Veitschalpe	Schneecalpe	Raxalpe (Semmering- gebiet)						
				Nörtl. Teil	Stubalpe	Koralpe																				
Quartär	Alluvium	—	Terrassen im Murtal bei Graz s. S. 94	—	—	—	—	750	Gegend von Neumarkt	750—900 N 650—900 S	Schladming 750	Öblarn 650	Trautal bei Aussee	650	700—800 S 550—650 N	Ennstal unterh. Admont	590—600	Salzatal bei Wildalpe	550—650 N	Salzatal bei Mariazell	770—850	Mürztal oberh. Mürztal	750—800	530	Alluvium	Quartär
	Jung- pleistozän	—		—	—	—	—	—		—	—	—		—	—		—		—		—		—	Jung- pleistozän		
	Alt- pleistozän	—		—	—	520—550	—	860		860	850—950	800—900		850—900	800—850 N		730—750		660?		—		—	Alt- pleistozän		
Oberpliozän		—		—	—	630—650	—	930—940		930—940	950—1000	950—1000	950—1000	950—1000	880—900	760—820	840—890	850—900	650	Oberpliozän						
Mittelpliozän		—		—	—	750	—	980—990		980—990	1050—1100	1150—1200	1150—1200	1150—1200	1050—1100	940—970	920—950	950—1000	—	Mittelpliozän						
Unter- pliozän	ober- } pon- mittel- } tisch	—		—	—	—	—	—		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	ober- } pon- mittel- } tisch	Unter- pliozän		
	unter- pontisch	650—750	700—800	780—800	850—900	850—900	850—900	1050—1100	1000—1080	1250—1350	1350—1400	1350—1400	1350—1450	1200—1250	1050—1100	1040—1100	1050—1100	1040—1100	750—800	unter- pontisch						
Unter-, Mittel-, Ober- Miozän	ober- sarmatisch	950—1000	950—1000	1000—1050	1050—1100	1000—1050	980—1000	1200—1300	1250—1320	1450—1510	1500—1600	1520—1600	1530—1600	1350—1400	1250—1300	1250—1300	1200—1250	1200—1260	900—1000	ober- sarmatisch	Ober-, Mittel-, Miozän					
	mittel- } sarm. unter- }	1000—1100	1100—1150	1100—1150	1250—1300	1250—1300 N 1300—1350 S	1200—1300	1400—1450	1450—1500	1600—1650	1700—1800	1650—1700	1650—1700	?	1400—1450	1350—1400	1350—1400	1350—1450	1200—1400	mittel- } sarm. unter- }						
	jung- mediterr.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	jung- mediterr.						
	älter- mediterr.	1250—1300	1200—1250	1200—1300	1400—1450	1500—1580	1450—1540	1550—1650	1650—1680	1850—1950	1900—2000	1920—2000	1920—2000	?	1500—1600	1500—1600	1450—1550	1550—1600	1550—1600	1550—1650	älter- mediterr.					
	Braun- kohlenzeit	1450—1500	1400—1450	1400—1450	1550—1600	1650—1700	—	1750—1850	1800—1900	2150—2200	2200—2350	—	2100—2200	?	1800—1900 W 1900—2000 E	1750—1800	1650—1700	1800—1900	1800—1900	1800—1850	Braun- kohlenzeit					
	Angenstein- zeit	1600—1650	1650—1720	1600—1650	1700—1750	1800—1850	—	2000—2100	2100—2200	2400—2500	2500—2650	—	2300—2400	?	2100—2278	1892	—	1900—1982	1900	1900—2009	Angenstein- zeit					
Oligo- zän		1700—1780?		1850—1997	1950—2184	1950—2114	—	2300—2397	um 2400	2750—2863	2800—2993	—	um 2500	—	—	—	—	—	—	—	Oligo- zän					

Höhenlage und Alter der Flächensysteme der steirischen Alpen

Kärtchen zur Entwicklungsgeschichte des Mittelsteirischen Beckens im Jungtertiär.



- Untertiäres Grundgebirge.
- Jungtertiäre u. quartäre Ablagerungen i. allgemeinen.
- Macht-Andersil-Masse u. Gleichendg. v. dessen vermutliche Erstreckung unter der jungtertiären Sedimentdecke.
- Blockschutt d. Radelschichten - Basis des Miozäns.
- Große, geröllreiche Molasse der unteren Abiswälder-Schichten (Alt-Miozän).
- Corinthischer Schichtkegel (Bühne) der Almfelder Konglomerate.
- Mildbachschutt der Simmerdörfen Konglomerate.
- Friedberger Schotter.
- Blockschutt d. Konglomerate mit viel Kristallinem Material an der Basis des Jungtertiärs (Unter-Blockhorizont).
- Mafie-Konglomeratschotter d. Jungtertiärs (Mediterran- u. ca. nährisches Delta) Spuria- u. Schotter. Blockschutt an d. Rotebühl.
- Hauptverfestigungsgebiet d. Jungtertiären Lösskalks.
- Sarmato-carinthisches Delta der Oststeiermark.
- Kapfensteiner Schotterzug im älteren oststeirischen Pontikum.
- Jüngere „pontische“ Schotter d. Umgebung von Graz (sog. Belvedere-Schotter), Hauptverfestigungsgebiet.
- Jungpontische Silberbergsschotter des Ostens (Denudationsrelikte).
- Jungpliozäne und altquartäre Hauptflüssenfelder.
- Flussläufe i. NO. Teile des steirischen Beckens 3. Beginn des Jungpliozäns.
- Vorquartärer Pflanzlauf.

download unter www.bildgeozentrum.at

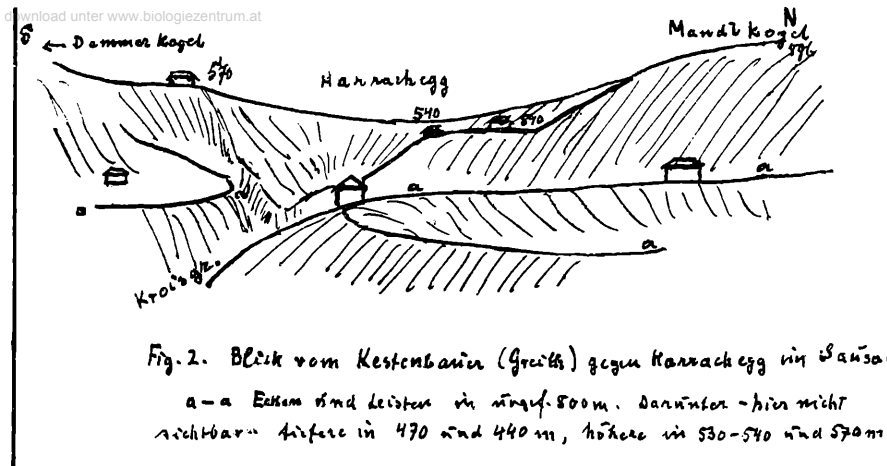


Fig. 2. Blick vom Kestenbauer (Gruith) gegen Hahnachegg in Sausal
a-a Ecken und leisten in ungf. 800 m. darunter - hier nicht sichtbar - tiefer in 470 und 440 m, höhere in 530-540 und 570 m.

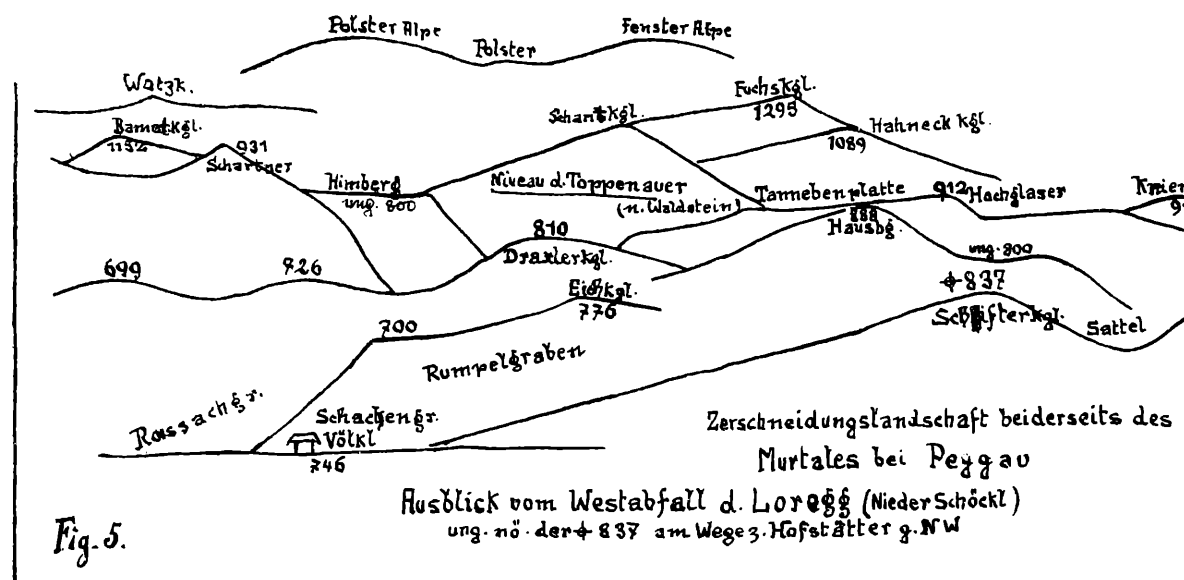
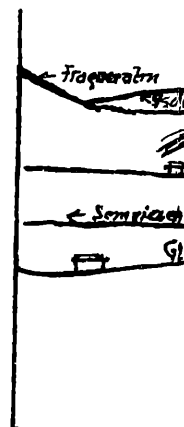


Fig. 5.

Zerschneidungslandschaft beiderseits des Murtales bei Peysgau
Ausblick vom Westabfall d. Lorange (Nieder Schöckl) ung. n. d. 837 am Wege 3. Hafstätter g. NW

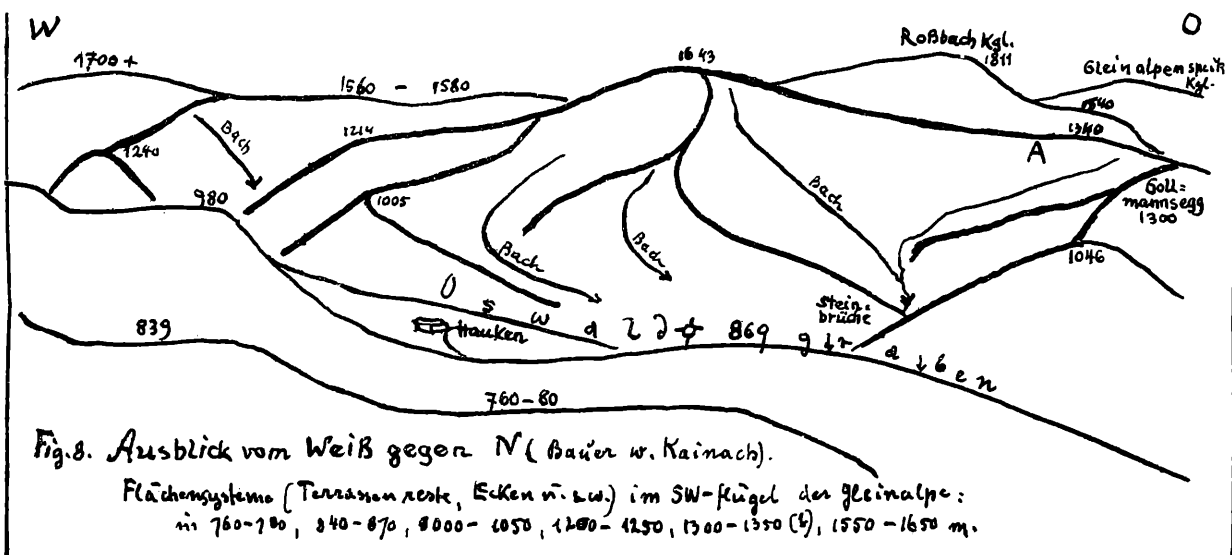


Fig. 8. Ausblick vom Weiß gegen N (Bauer w. Kainach).

Flächensysteme (Terrassenreste, Ecken u. zw.) im SW-Kügel der Gleinalpe:
in 760-780, 840-870, 9000-1050, 1200-1250, 1300-1350 (4), 1550-1650 m.

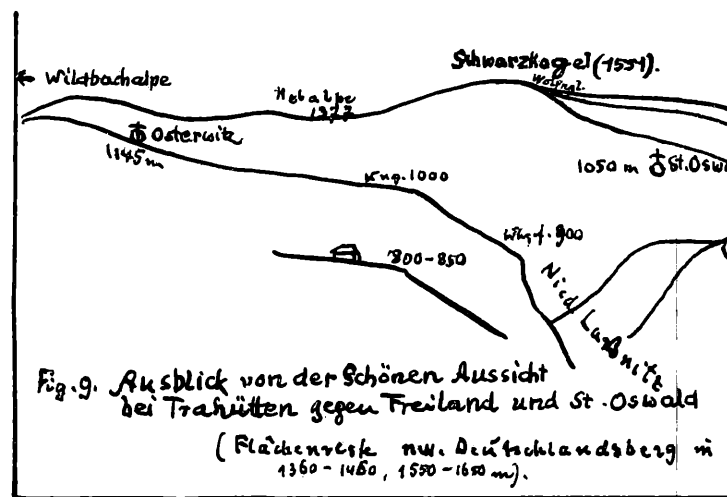


Fig. 9. Ausblick von der Schönen Aussicht bei Trautten gegen Freiland und St. Oswald
(Flächenreste nw. Deutschlandsberg in 1350-1450, 1550-1650 m).

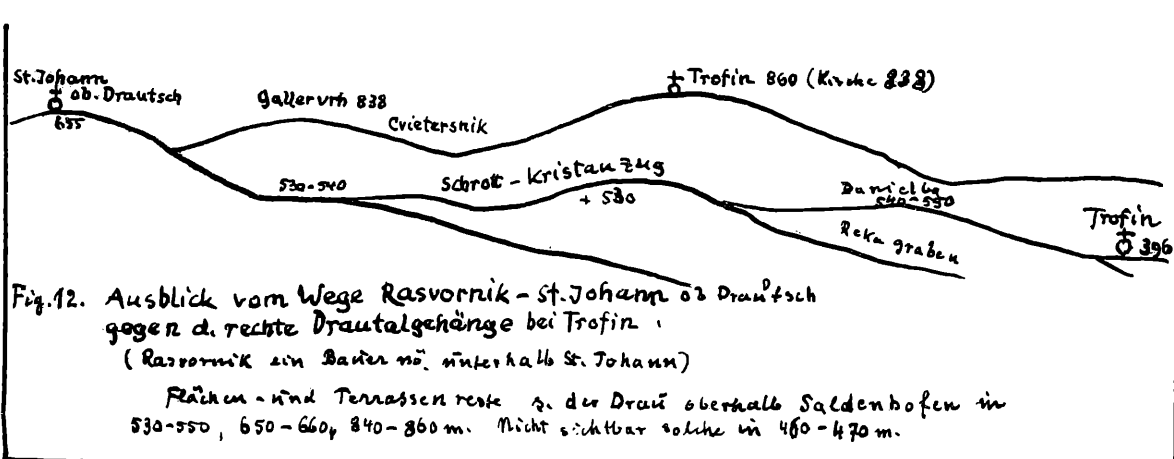
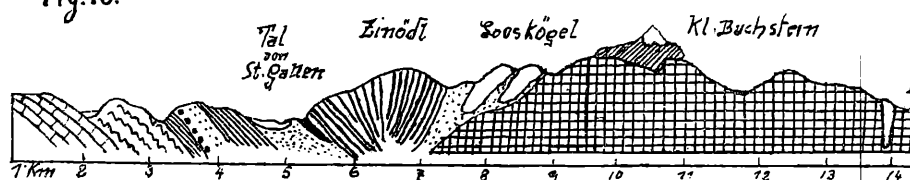


Fig. 12. Ausblick vom Wege Rasvornik - St. Johann ob Drautsch gegen d. rechte Drautalgehänge bei Trofin.

(Rasvornik ein Bauer n. n. unterhalb St. Johann)
Flächen- und Terrassenreste s. der Drautal oberhalb Saldenbofen in 530-550, 650-660, 840-860 m. Nicht sichtbar solche in 460-470 m.

Fig. 13.



Punkte = Werfener Schichten u. Haselgebirge
Gitter = Unterer Dolomit.
Dicke Schraffen = Galtenssteiner u. Reifinger Kalk
Dicker Strich = Raiberschiefer.
Schräge Schraffen = Dachstein-Dolomit

Weite Schraffen = Wechselsteine.
Gewölbe in Dünne Schraffen.
Dicke Punkte

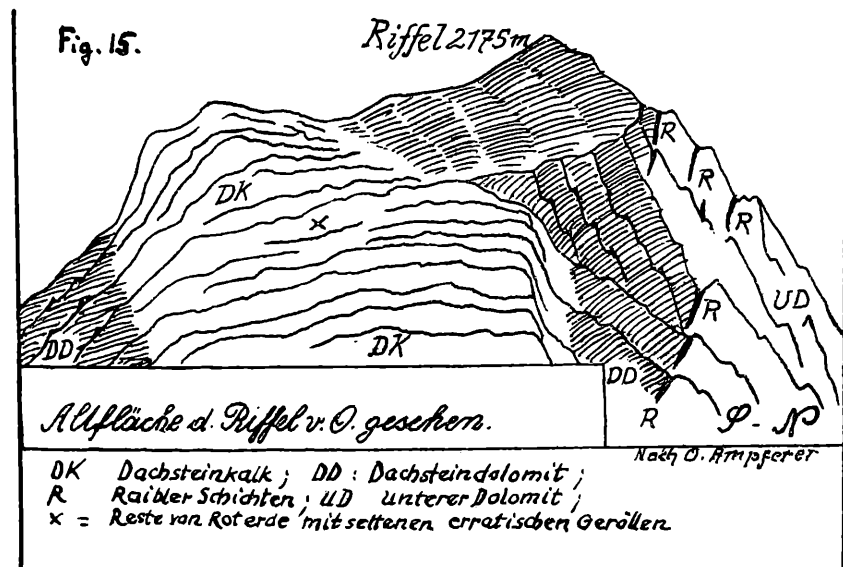


Fig. 15.

Riffel 2175m

Allfläche d. Riffel v. O. gesehen.

DK Dachsteinkalk; DD: Dachsteindolomit;
R Raiberschiefer; UD unterer Dolomit;
X = Reste von Roterde mit seltenen eratischen Geröllen.

Nach O. Ampferer

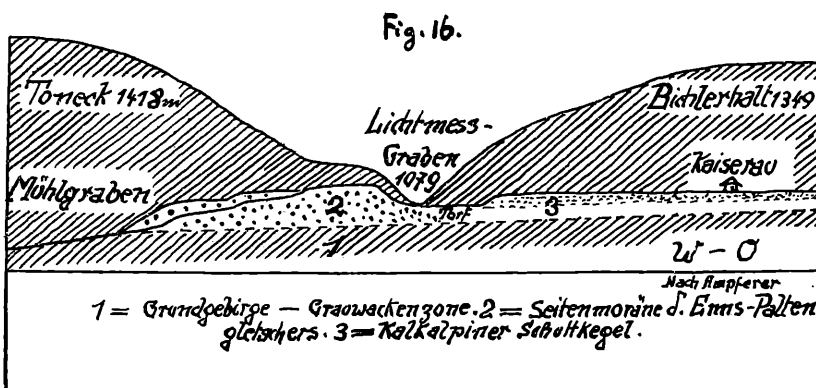
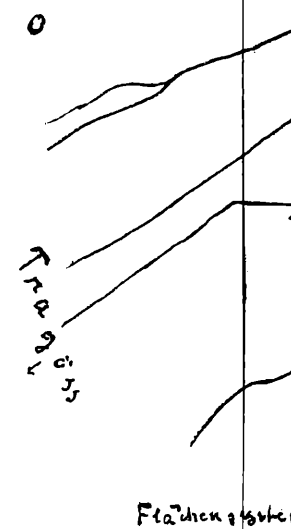


Fig. 16.

1 = Grundgebirge - Grauwackenzone. 2 = Seitenmoräne d. Enns-Paltekglaziers. 3 = Kalkalpinen Schotterkegel.



Flächenreste

