

# Geographischer Jahresbericht

aus

# Österreich.

---

Herausgegeben  
von  
Prof. Dr. Ed. Brückner.

---

XIII. Band.

In Verbindung mit den

## Berichten

über das 48. bis 50. Vereinsjahr (1921/22—1923/24)

erstattet vom

# Verein der Geographen

an der Universität Wien.

---

Leipzig und Wien.  
F r a n z D e u t i c k e.  
1926.

Wie der XII. Band des Geographischen Jahresberichtes aus Österreich, so erscheint auch der XIII. Band mit Unterstützung der Amerikanischen Emergency Society for the Aid of European Sciences and Arts.

Für die Unterstützung sei hier der beste Dank ausgesprochen.

Der Herausgeber.

---

Verlags-Nr. 2991

---

## Inhalt.

---

	Seite
Bericht über das 48., 49. und 50. Vereinsjahr (1921/22—1923/24), erstattet vom Verein der Geographen an der Universität Wien . . . . .	V
Die Feier des 50jährigen Bestandes des Vereins der Geographen . . . . .	IX
Dr. Otto Lehmann, Über Quellen und Grundwasser, Berichtigungen und Er- gänzungen zu verbreiteten Ansichten . . . . .	1
Dr. Gabriele Roth-Fuchs, Erklärende Beschreibung der Formen des Leitha- gebirges. Hierzu Taf. 1. (Genaueres Inhaltsverzeichnis siehe S. 106) . . . . .	29
Dr. Erich Seefeldner, Zur Morphologie der Salzburger Alpen . . . . .	107
Dr. Norbert Lichtenecker, Die Rax. Hierzu Taf. 2 und 3 . . . . .	150

---

# Bericht über das 48., 49. und 50. Vereinsjahr (1921/22 — 1923/24),

erstattet vom Verein der Geographen an der Universität Wien.

Wie im letzten Geographischen Jahresbericht aus Österreich, so müssen auch im vorliegenden die Berichte des Vereines der Geographen an der Universität Wien über dessen Tätigkeit in den einzelnen Jahren des Raumes wegen in knappster Form erscheinen. Sie zeigen gleichwohl, daß der Verein die kritischen Jahre des Krieges und der Nachkriegszeit glücklich überwunden hat und in neuem Aufblühen begriffen ist.

## Bericht über das 48. Vereinsjahr (1921/22).

Vereinsleitung: Obmann Norbert Lichtenecker; Obmannstellvertreter Hermann Roth (später Fritz Friedl); Säckelwart Hans Wolf; 1. Schriftführer Ferry Nuener; 2. Schriftführer Elfriede Csallner; 1. Bücherwart Artur Sladky; 2. Bücherwart Grete Thirring (später Viktor Rendl); Beisitzer Fritz Friedl und Gabriele Fuchs (später Walter Breitschedl); Säckelprüfer Dr. Arnold Feurstein und Dr. Max Kleb.

Vollversammlungen: 26. November 1921, 7. Februar 1922 (a. o.), 11. Mai 1922. — 14 Ausschußsitzungen. Bibliotheksrevision Ende Jänner 1922.

Mitgliederzahl November 1922: 208. — Vereinsvermögen November 1922: 234.179 K.

Vorträge: 31. Jänner 1922 Hofrat Prof. Dr. Ed. Brückner: Die neuere Entwicklung der Lehre vom Geographischen Zyklus; 11. Mai 1922 Hofrat Prof. Dr. Eugen Oberhummer: Neues Material zur Kenntnis der Insel Cypern; 18. Mai 1922 Privatdozent Dr. Otto Lehmann: Probleme der Karsthydrographie; 8. Juni 1922 Dr. Hans Slanar: Der Taltrog; 22. Juni 1922 Afrikaforscher Friedrich Bieber: Altes und Neues aus Äthiopien.

Exkursionen: 7. Mai 1922 Mödling—Sittendorf—Rodaun (Führung Dr. Karl Friedl); 14. Mai 1922 Jochgrabenberg (Führung Privatdozent Dr. Otto Lehmann); 21. Mai 1922 (gemeinsam mit dem Geographischen Seminar) Laab im Wald—Hochroterd; 10./11. Juni 1922

St. Ägyd a. Neuwald—Preineck—Naßwald—Schneealm—Kappellen; 25. Juni 1922 Wachau; 2. bis 4. Juli 1922 (gemeinsam mit dem Geographischen Seminar) Rax. Anfang September 1922 (gemeinsam mit dem Geographischen Seminar) eine einwöchige Alpenexkursion: Salzburg—Moränengürtel—Berchtesgaden (Königsee)—Uttendorf i. Pinzgau—Stubachtal—Rudolfshütte—Pongau (Liechtensteinklamm)—Salzburg. Die fünf letztgenannten Studienwanderungen leitete Hofrat Prof. Dr. Ed. Brückner.

Diskussionsabende: 6. Dezember 1921 (über die Alpenexkursion Juli 1921); 20. März (Morphologische Fragen).

Sonstige Veranstaltungen: 31. Jänner 1922 Fastnachtskneipe; 17. November 1922 Brückner-Feier.

Am 21. Jänner wurden von der Landesregierung Wien die Satzungsänderungen genehmigt, die in den letzten Vollversammlungen beschlossen worden waren. Darunter sind als wesentliche Neuerungen anzuführen die Schaffung einer Ehrenmitgliedschaft des Vereines, gebunden an besonders wissenschaftsförderndes Interesse für diesen, ferner Bestimmungen, die besagen, daß ordentliche Mitglieder nur Angehörige des deutschen Sprachstammes arischer Abkunft werden können, während als außerordentliche Mitglieder auch Fremdsprachige, sofern sie arischer Abstammung sind, in den Verein aufgenommen werden können. Angesichts dieser in Kraft getretenen Satzungsänderungen muß betont werden, daß laut Ausschlußbeschuß und Anschlag im Vereinskasten allen Studierenden ohne jede Einschränkung die Teilnahme an sämtlichen wissenschaftlichen Unternehmungen des Vereines wie Vorträgen, Diskussionsabenden, Exkursionen (sofern bei den letzteren die Teilnehmerzahl nicht aus technischen Gründen beschränkt werden muß) gewährleistet wird.

In der außerordentlichen Vollversammlung am 7. Februar 1922 wurden die Herren Geheimrat Prof. Dr. Albrecht Penck, Hofrat Prof. Dr. Eugen Oberhummer und Hofrat Prof. Dr. Eduard Brückner zu Ehrenmitgliedern des Vereines ernannt und ihnen die darauf bezughabenden Urkunden zugestellt. Als Rahmen zu diesen diente eine prächtige Radierung des Herrn Dr. Hermann Heller, Professors an der Wiener Akademie der bildenden Künste.

Aus Anlaß des 60. Geburtstages des Herrn Hofrates Prof. Dr. Ed. Brückner fand am 17. November 1922 im kleinen Festsaal der Universität in Anwesenheit Seiner Magnifizenz des Herrn Rektors Prof. Dr. Karl Diener und Seiner Spektabilität des Herrn Prodekans der Philosophischen Fakultät Hofrat Prof. Karl Luick sowie

zahlreicher Professoren, Abordnungen studentischer Vereine und Gäste eine vom Verein der Geographen veranstaltete Feier statt, die von Festgesängen der „Ghibellinia“ umrahmt war und vom Obmann des Vereines eröffnet wurde. Nach Begrüßung der Anwesenden würdigte der Obmann das Wirken des verehrten Jubilars im Kreise seiner Schüler und überreichte ihm als Festgabe eine mit einer Widmung von Freunden, Schülern und Verehrern des Gelehrten versehene Radierung von der Meisterhand des Herrn Prof. Dr. Heller, die Prof. Brückner am Arbeitstisch zeigt. Seine Spektabilität der Herr Prodekan der Philosophischen Fakultät Hofrat Prof. Dr. Luick beleuchtete die akademische Laufbahn Prof. Brückners, während der Präsident der Wiener Geographischen Gesellschaft Herr Hofrat Prof. Dr. Eugen Oberhummer die Bedeutung der Forschungen seines Institutskollegen für die Wissenschaft in warmen Worten würdigte. Herr Hofrat Prof. Dr. Brückner dankte in bewegten Worten für die ihm von so vielen Seiten dargebrachten Glückwünsche und führte aus, wie es immer sein Schicksal gewesen, an der Grenze des deutschen Volksgebietes zu weilen und zu wirken, zuerst im damals in Russifizierung begriffenen Dorpat, wo 1892 sein Vater als Professor der Geschichte an der dortigen Universität von der russischen Regierung als zu deutsch gesinnt abgesetzt wurde, später 16 Jahre lang in Bern als Professor der Geographie dicht an der Grenze gegen das französische Sprachgebiet und, nach einer kurzen zweijährigen Wirksamkeit im Mittelpunkt des deutschen Sprachgebietes, an der Universität Halle-Wittenberg, seit 1906 in Wien.

Nach der Feier begaben sich die Teilnehmer in das Hotel de France, wo im großen Saal eine Festkneipe stattfand, die vom Obmann mit einem Toast auf den Jubilar eröffnet wurde. Zahlreiche Redner, unter denen wir vor allem den Präsidenten der Akademie der Wissenschaften Herrn Hofrat Dr. Oswald Redlich und Herrn Hofrat Prof. Dr. Richard Wettstein nennen wollen, brachten ihre Glückwünsche dar. Erst in später Stunde schloß das schöne Fest, zu dem zahlreiche Gratulationsdepeschen aus dem In- und Ausland eingetroffen waren.

Allen jenen, die durch Spenden — teils von Mitgliedern, teils von Außenstehenden, liefen über drei Millionen Kronen beim Verein ein — zu der würdigen Abhaltung der Feier ihr Scherflein beigetragen, gehört unser herzlichster Dank! Ganz besonders ist der Verein der Geographen aber Herrn Professor Dr. Hermann Heller verpflichtet, für die außerordentliche Liebenswürdigkeit, mit der er seiner Kunst in jener Festgabe Ausdruck verlieh.

Ich danke allen, die den Ausschuß und mich in diesem Vereinsjahr unterstützt haben, besonders meinem Kollegen Herrn Fritz Friedl für sein unermüdliches Wirken im Interesse des Vereines.

Wien, am 8. Dezember 1922.

phil. Norbert Lichtenecker  
Obmann

### **Bericht über das 49. Vereinsjahr (1922/23).**

Vereinsleitung: Obmann Otto Amasedler; Obmannstellvertreter Walter Breitschedl; Säckelwart Hans Wolf; 1. Schriftführer Elfriede Csallner; 2. Schriftführer Franz Eggermann; 1. Bücherwart Artur Sladky; 2. Bücherwart Viktor Rendl; 1. Beisitzer Ferry Nuener; 2. Beisitzer Fritz Krammer; Säckelprüfer Dr. Arnold Feurstein und Oberbaurat Dr. Max Kleb.

Vollversammlungen: 7. Dezember 1922 und 20. Juni 1923; Mitgliederzahl: 216; Vereinsvermögen: 1,154.555 *K*, 30 Lei und 5 schwed. *Kr*.

Vorträge: 7. Dezember 1922 Hofrat Prof. Dr. Ed. Brückner: Über Sprachenkarten; 8. März 1923 Fr. Dr. Bettina Rinaldini: Zur Siedlungsgeographie Österreichs.

Sonstige Veranstaltungen: 15. Dezember 1921 Weihnachtskneipe.

Diskussionsabende: 14. und 28. Februar 1923.

### **50. Vereinsjahr (1923/24).**

Vereinsleitung: Obmann Otto Amasedler; Obmannstellvertreter Hans Wolf; Säckelwart Franz Bursik; 1. Schriftwart Elfriede Csallner; 2. Schriftwart Karl Solarzyk; 1. Bücherwart Viktor Rendl; 2. Bücherwart Albert Grünwald; 1. Beisitzer Dr. Walter Breitschedl; 2. Beisitzer Hans Gotzlirsch; Säckelprüfer Dr. Arnold Feurstein und Oberbaurat Dr. Max Kleb.

Vollversammlungen: 12. Dezember 1923, 28. März 1924. — Mitgliederzahl 233. — Vereinsvermögen: 340.386 *K*, 20 č. *K*, 55 schwed. *Kr*.

Vorträge: 12. Dezember 1923 Hofrat Prof. Dr. E. Oberhummer: Die neueren Darstellungen der politischen Geographie. 15. Februar 1924 Dr. Richard Engelmann: Die Verteilung der Bevölkerung Österreichs nach Höhenschichten. 29. Februar 1924 Privatdozent Dr. Otto Lehmann: Zur Morphologie der Wasserhöhlen. 1. April 1924 Dr. Rudolf Rosenkranz: Morphologische Fragen aus dem niederösterreichischen Waldviertel.

Exkursion: 29. und 30. Juni 1924 Schneeberg (Führung Prof. Dr. Ed. Brückner und Dr. Norbert Lichtenecker).

Sonstige Veranstaltungen: 15. Dezember 1923 Weihnachtskneipe; 17. Dezember 1924 Feier des 50jährigen Bestandes des Vereines.

---

Auch in den letzten Jahren sind dem Verein eine Reihe wertvoller Bücherspenden zugegangen; für diese sei hier herzlichst gedankt. Besonderen Dank schuldet der Verein den Vorständen des Geographischen Institutes Herrn Hofrat Prof. Dr. Ed. Brückner und Herrn Hofrat Prof. Dr. E. Oberhummer, sowie den Herren Assistenten des Institutes Dr. Arnold Feurstein und Privatdozenten Dr. Otto Lehmann für die Förderung, die sie dem Verein auch in den Berichtsjahren haben zuteil werden lassen.

Verpflichtet ist der Verein den Herren Vorständen des Geographischen Institutes für die Überlassung eines Raumes für seine Bücherei auch im neuen Geographischen Institut, das im Sommer 1923 bezogen wurde.

Wien, Ende Dezember 1924.

phil. Otto Amasedler.  
Obmann

### **Die Feier des 50jährigen Bestandes des Vereines der Geographen.**

Mit dem Studienjahr 1923/24 vollendete der Verein das 50. Jahr seines Bestandes. Aus diesem Anlaß veranstaltete die Vereinsleitung am 17. Dezember 1924 eine einfache Feier. Sie wurde durch eine Festsetzung eröffnet, die im Hörsaal des Geographischen Institutes stattfand. Der Obmann des Vereines begrüßte die Gäste, besonders Seine Magnifizienz den Rektor der Universität Herrn Hofrat Prof. Dr. Hans Sperl, Seine Spektabilität den Prodekan der philosophischen Fakultät Herrn Prof. Dr. Franz E. Sueß, den Herrn Hofrat Prof. Dr. Oswald Redlich, Präsidenten der Akademie der Wissenschaften, Herrn Hofrat Prof. Dr. Richard Wettstein, Seine Magnifizienz Herrn Hofrat Prof. Dr. Franz Heiderich, Rektor der Hochschule für Welthandel, die Herren Universitätsprofessoren Hofrat Dr. Brückner, Hofrat Dr. Dopsch, Dr. Sieger, Hofrat Dr. Oberhummer.

Der Obmann gab einen Überblick über die Geschichte des Vereines, besonders in den letzten 25 Jahren.

Hierauf ergriff Seine Magnifizienz der Rektor der Universität das Wort und gab seiner Freude Ausdruck, daß es einem Fachverein vergönnt sei, heute auf 50 Jahre erfolgreicher Tätigkeit zurückzublicken; die Bedeutung der Geographie für die allgemeine Bildung,



aber auch für andere Wissenschaften, werde immer mehr anerkannt. Es sei ein Verdienst des Vereines das Interesse an der Geographie in seinem Kreis gepflegt und gefördert zu haben. Der Rektor schloß mit dem Wunsche, daß es dem Verein im zweiten Halbjahrhundert ebenso gelingen möge, seinen Aufgaben und Zielen gerecht zu werden, wie im eben vollendeten. Seine Spektabilität, der Herr Prodekan, schloß sich dem Glückwunsch Seiner Magnifizenz im gleichen Sinne an.

Der anschließende Vortrag des Herrn Hofrates Prof. Dr. E. Oberhummer, dessen Thema „Der geographische Hochschulunterricht seit 50 Jahren“ sich trefflich in den Rahmen der Feier einfügte, erweckte reges Interesse und fand lebhaften Beifall.

Mit dem Dank an den Herrn Vortragenden und an die Festgäste und einer Einladung zur anschließenden Festkneipe schloß der Obmann die Festsitzung.

An der Festkneipe in Deierls Restaurant nahmen die Herren Universitätsprofessoren Hofrat Brückner, Hofrat Dopsch, Sieger, Hofrat Oberhummer und Hofrat Redlich teil, ferner Vertreter des Akademischen Vereines deutscher Historiker und eine Reihe von Förderern, Alten Herren und jüngeren Mitgliedern des Vereines.

Nach der Eröffnung der Festkneipe und Begrüßung der anwesenden Mitglieder und Gäste durch den Obmann, entboten Herr Hofrat Brückner und Herr Hofrat Redlich dem Verein mit herzlichen Worten die besten Wünsche für sein weiteres Gedeihen. Herr Prof. Sieger überbrachte die Grüße des „Deutsch-Akademischen Geographenvereines an der Universität Graz“ und gab in treffenden und launigen Worten einen Überblick über die Anfänge unseres Vereines. Im anschließenden gemütlichen Teil blieben die Teilnehmer unter dem Präsidium der Herren Professoren Hofrat Brückner und Hofrat Oberhummer und Prof. Siegers bis zu vorgerückter Stunde in fröhlicher Feststimmung beisammen.

Zahlreiche schriftliche und mündliche Glückwünsche sowie wertvolle Bücherspenden von Herrn Geheimrat Prof. Dr. Albrecht Penck, Herrn Prof. Dr. Norbert Krebs und Herrn und Frau Dr. Baedeker, wofür auch an dieser Stelle der beste Dank des Vereines ausgesprochen sei, sind dem Verein aus Anlaß der Feier zugegangen. Besonderen Dank schuldet der Verein seinem Ehrenmitgliede Herrn Hofrat Prof. Dr. E. Oberhummer für das freundliche Entgegenkommen, den Festvortrag zu halten.

Emmerich Berger,  
dz. 1. Schriftführer

Otto Amasedler,  
dz. Obmann

# Über Quellen und Grundwasser.

Berichtigungen und Ergänzungen zu verbreiteten Ansichten.<sup>1)</sup>

Von

**Dr. Otto Lehmann.**

Mit 8 Abbildungen im Text.

Wenn man sich aus Hand- und Lehrbüchern über Quellen unterrichten will, findet man, daß verschiedene Verfasser nicht nur abweichende Einteilungen der Quellen vorgeschlagen haben, sondern auch dieselben Ausdrücke in verschiedenem Sinn verwenden. Dieser mißliche Zustand erscheint in der deutschen Fachliteratur förmlich festgelegt, weil die neuesten Werke über unseren Gegenstand mit ihren Unterschieden im selben Jahre, 1912, erschienen sind<sup>2)</sup>. Betrachtet man jede der vertretenen Einteilungen für sich, so findet man, daß sie logisch nicht befriedigen und Einflüssen eines alten Irrtums unterworfen sind. Beides ist nicht etwa die Folge praktischer Rücksichten. Darum ist es im folgenden unternommen worden, den hervorgehobenen Mängeln abzuhelfen.

Der erwähnte Irrtum besteht darin, daß das unterirdische Wasser, wenn nicht besondere Kräfte eintreten, unter dem Niveau der tiefsten Quelle stagnieren soll, so daß wohl absteigendes, aber kein aufsteigendes Wasser an die Quelle gelangt. Das obere Wasser bilde den Grundwasserstrom über dem ruhenden Stau in der Tiefe. Diese Ansicht wurde und wird von ihren Anhängern fast ausnahmslos für alle jene Fälle vertreten, wo ein „Grundwasserspiegel“ zu den Quellen absteigt. Die Erläuterung und Richtigstellung zeigt Abb. 1.

Die aufsteigenden Quellen werden von den Anhängern der Lehre eines stagnierenden Grundwasserstaus abgesondert als Quellen

---

<sup>1)</sup> In diesem Aufsätze handelt es sich nur um die nicht vulkanischen Quellen. Ausführlich werden die unterirdischen Gewässer des Karstes erörtert. Der Aufsatz ist aus der Vorbereitung zu einer Vorlesung hervorgegangen.

<sup>2)</sup> K. Keilhack, Lehrbuch der Grundwasser- und Quellenkunde, und H. Höfer v. Heimhalt, Grundwasser und Quellen, eine Hydrogeologie des Untergrundes. Die Neuauflage des zweiten Werkes (1920) habe ich nicht einsehen können.

unter „hydrostatischem“ Druck behandelt, als ob im Falle der Abb. 1 nicht ebenfalls ein solcher Druck wirksam sein müßte. Es handelt sich aber dabei im Grunde um nichts anderes als um jenen Druck, der in jeder Flüssigkeit unter dem Spiegel herrscht, und den das Wasser allseits auf seine Wände ausübt, auch nach oben, wenn das Gefäß eine Form hat, die dazu Gelegenheit gibt. In ruhenden Flüssigkeiten ist er als hydrostatischer Druck zu bezeichnen und wird auch in solchen so genannt, die man für gewisse Betrachtungen als ruhend ansehen kann, obwohl sie bewegt sind. In bewegten Flüssigkeiten heißt er hydrodynamischer Druck. Die Höhe des hydrodynamischen Druckes ist kleiner als jene des hydrostatischen, wenn ein vorher ruhender Flüssigkeitsinhalt im selben Gefäß oder Hohlraumssystem sich bewegt. Der Unterschied beider Druckhöhen ist großenteils in Geschwindigkeit verwandelt. Auch unter dem Grundwasserspiegel nach Abb. 1, überhaupt unter jedem, herrschen die

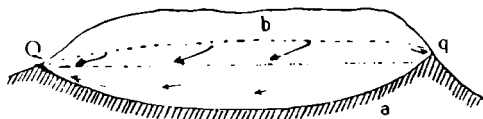


Abb. 1. a undurchlässig, b durchlässig; Q, q Quellen.  
Die obere Grenze des Grundwasserkörpers ist gestrichelt. Das Wasser ist in der Richtung der Pfeile bewegt. Die punktierte Linie als untere Grenze eines „Stromes“, im Sinne der bisherigen Anschauungen gezeichnet, hat keine Berechtigung.

Druckverhältnisse der Hydrophysik und haben auch hier die Wirkung, daß das Wasser unter der Quelle zu ihr aufsteigt. Ein Stillstand wäre nur bei örtlich ausreichend vermehrter Reibung möglich, so z. B., wenn in Abb. 1 von oben in das undurchlässige Gestein enge, „blinde“ Schläuche oder Säcke führen würden, in denen durchlässige Einlagerungen stäken. Ohne solche ruhende, enge oder für eine Wasserbewegung ungünstig gelegene Grundwassersäcke, die uns weiter nicht angehen, gibt es kein stagnierendes Wasser in einer den Niederschlägen zugänglichen Tiefe.

Ein Beweis dafür braucht hier nicht geboten zu werden, da die gegenteilige Ansicht, die auf Otto Lueger zurückgeht<sup>3)</sup>, schon zur Zeit ihrer Entstehung den Lehren der Physik widersprach<sup>4)</sup>,

<sup>3)</sup> O. Lueger, Theorie der Bewegung des Grundwassers in den Alluvionen der Flußgebiete. Stuttgart 1883. — Die Wasserversorgung der Städte. Darmstadt 1890, S. 127f. Dieses zweite Werk habe ich erhalten können. Die irrige Ansicht beruht auf einem durch drei Figuren erläuterten Trugschluß.

<sup>4)</sup> Z. B. J. Weisbach, Lehrbuch der theoretischen Mechanik. Braunschweig 1875, für Techniker geschrieben. Der hydrodynamische Teil verwertet in klarster

außerdem seither auch in hydrographischen Darlegungen ausdrücklich abgelehnt wurde<sup>5)</sup>). Als Gegenbeweis muß also heute die Nennung der betreffenden Werke und der Hinweis auf ihre Unterlagen genügen. Die eingangs erwähnten Lehrbücher haben jedoch diesen Tatbestand nirgends in merkbarer Weise zur Kenntnis genommen<sup>6)</sup>). Darum ist eine Einteilung der Quellen auf richtiggestellter Unterlage erforderlich, wobei sich zugleich Gelegenheit bietet wird, die logischen Einteilungsgründe genau auseinander zu halten. Die Lehren von der Wasserversorgung und andere Aufgaben der Technik werden darunter nicht leiden.

## I. Einteilung der Quellen nach lithologisch-geologischen Merkmalen.

### A. Nach dem Träger des unterirdischen Wassers:

1. Quellen aus dem festen Fels;
2. Quellen aus Lockermassen.

Da die Grenze zwischen festem Fels und Lockermassen manchmal schwer zu ziehen ist, so ist es deutlicher, wenn man die unter 2 genannten gesondert aufführt als:

---

Weise die eigenen Forschungen seines Verfassers, die man auch in den modernsten Lehrbüchern der Physik und Hydraulik immer wieder zitiert findet.

<sup>5)</sup> Ch. S. Slichter, The motions of underground waters. U. S. A. Geol. Survey, Water Supply etc. Papers No. 67, 1902.

<sup>6)</sup> In O. Luegers Irrtum verstrickt war A. Grund in seiner Karsthydrographie (1903) und schon vorher Höfer. Grund trat unter dem Eindruck der Arbeiten Kings und Slichters von dieser Meinung 1910 äußerlich zurück. Höfer behielt sie in seinem Lehrbuch bei. Verschieden ist die Stellungnahme in Keilhacks Lehrbuch: S. 226 macht es diese Fehlmeinung nicht mit, sondern beruft sich für klüftiges Gestein auf die Lehren des belgischen Geologen d'Andrimont. Dieser war durch Färbeversuche im Laboratorium der Wahrheit erheblich näher gekommen. Daher unterschied er im bewegten Grundwasser eine Zone über und eine unter der tiefsten Quelle. Jene nannte er die aktive, diese die passive Zone, was physikalisch weiter nichts bedeutet. Er konnte sich aber nicht entschließen, auf ein stagnierendes Grundwasser als besondere Zone in der größten Tiefe zu verzichten, wo dieses Grundwasser unter Umständen auch seine eigenen Bewegungen haben könne. Grundsätzlich ist damit der alte Fehler nicht aufgehoben. Immerhin ist es ein Fortschritt gegenüber S. 311 im Buche Keilhacks, von wo an der Irrtum O. Luegers ohne Einschränkung herrscht. Nun können die Bewegungsgesetze des Wassers in klüftigem Gestein von denen in Lockermassen nicht abweichen. Liest man d'Andrimonts Ausführungen nach (Ann. Soc. géol. de Belgique [Lüttich], XXXII. Bd., Abt.: Mém. 704), so findet man, daß er seine Experimente mit Düensand gemacht hat. In Wahrheit hat d'Andrimont nur die ganz wertvolle, aber nicht überraschende Erkenntnis gewonnen, daß das Grundwasser in den belgischen Küstendünen, die Oberflächenform nachahmend, z. T. meerwärts,

- a) Schuttquellen (von manchen Schuttgrundquellen genannt);
- b) Quellen aus vulkanischen Lockeranhäufungen;
- c) Schotter- und Sandquellen.

Unter a) sind auseinander zu halten Gipfelschutt, Bergsturzschutt, Haldenschutt, Gehängeschutt und Rutschungsschutt. Die Gipfelschuttquellen heißen gewöhnlich „Gipfelquellen“; sie sind wohl vorwiegend von Nebeln gespeist, die durchs Blockwerk ziehen<sup>7)</sup>. Die unter c) genannten könnte man als „Grundwasserquellen“ im engsten Sinne einführen, insofern in Schottern und Sanden frühzeitig Eigenschaften des Tiefenwassers erkannt und verallgemeinert wurden. Doch möchte ich den Gebrauch dieses Wortes in der Einteilung I A nicht empfehlen, weil das Wort „Grundwasserquelle“ an einen hydrographischen Einteilungsgrund denken läßt. Wenn man „Grundwasserquelle“ im Sinne von I A, 2 c und „Gipfelquelle“ im Sinne von I A, 2 a nebeneinander stellen wollte, würde der Anschein eines Wechsels im logischen Einteilungsgrunde entstehen, während nur die an sich begreifliche Wahl kurzer Worte diesen störenden Eindruck macht. Da oben besonders im Hinblick auf Keilhacks Lehrbuch<sup>8)</sup> von einem Wechsel in der logischen Gliederung gesprochen wurde, so sei betont, daß dabei keine nur scheinbaren Willkürlichkeiten gemeint waren.

Wollte man auch bei Felsquellen eine Unterteilung einführen, so wären die Quellen aus Schichtgesteinen, Massengesteinen und metamorphen Gesteinen auseinander zu halten. Da mir eine solche Einteilung nicht bekannt geworden ist und sie auch nicht viel Sinn hätte, so steht es mit dem häufig gebrauchten Ausdruck „Schichtquelle“ wohl immer so, wie es im nächsten Abschnitt dargestellt werden wird.

Das Wasser aus allen Lockermassen und aus vulkanischen Deckenergüssen hat die Eigenschaft, daß es an der Grenze der betreffenden Anhäufung auch ohne Erosion oder tektonische Störungen Quellen bilden kann<sup>9)</sup>, während es sonst bei festen Gesteinen auf derartige Gelegenheiten zur Quellbildung angewiesen ist.

---

z. T. binnenwärts fließt, während es im Sand unter den Dünenwällen ganz zum Meere durchfließt. Das binnenwärts bewegte macht also nach unten eine Wendung von 180°. Im übrigen ergab sich, daß das Grundwasser dieser Gebiete auch bis zur undurchlässigen Unterlage, also erheblich unter dem Meeresspiegel in Bewegung ist, so wie es Abb. 1 hier darlegt.

<sup>7)</sup> Höfer, Grundwasser und Quellen, S. 49.

<sup>8)</sup> S. 291 ff.

<sup>9)</sup> Diese Überlegung stammt aus dem Lehrbuche Keilhacks.

B. Nach der geologischen Bedeutung der Austrittsstellen lassen sich auseinanderhalten:

1. Schichtfugenquellen;
2. Quellen aus Druck- und Schwundfugen;
3. Bewegungskluftquellen (an tektonischen Grenzen);
4. Quellen an der Grenze einer Gesteinsanlagerung;
5. Quellen ohne örtliche geologische Vorzeichnung (zum Unterschied von 1—4).

Die Schichtfugenquellen können auftreten über einer undurchlässigen Gesteinsschichte bei normaler Auflagerung der durchlässigen oder auch inmitten eines klüftig durchlässigen Schichtgesteins. Das zweite kommt besonders im Karst vor, wo die undurchlässige Unterlage gar nicht zutage tritt. Aber auch wo dies der Fall und ein Quellhorizont entstanden ist, kann eine höher liegende, klaffende Schichtfuge in geeigneter Anordnung Quellwasser an den Tag leiten, so daß nur noch der Rest des Grundwassers zum Quellhorizont hinabgelangt. Keilhack rechnet diese Schichtfugenquellen aus dem Karst zu seinen „Spaltenquellen“<sup>10)</sup> und bildet als solche auf S. 324 die Schichtfugenquelle der Areuse ab, die aus dem Jura in den Neuenburger See fließt. Was hier „Schichtfugenquelle“ heißt, wird gewöhnlich kürzer als Schichtquelle bezeichnet. Unerörtert bleibe, ob dieser Ausdruck auch auf flachliegende vulkanische Erguß- oder Aschengesteine angewendet werden darf. Überall, wo an derselben Schichtgrenze Quellen in beträchtlichen Abständen voneinander hervortreten, muß beachtet werden, ob nicht das Zusammenstoßen dieser Schichtgrenze mit besonders weiten Druck- oder Schwundfugen dem Grundwasser die räumliche Sonderung seiner Quellaustritte aufzwingt. Für sich allein können Druck- und Schwundfugen in Erstarrungsgesteinen aller Art Leiter der Quellstränge sein.

Die Quellen an Bewegungsfugen umfassen die mit den Schichtquellen besonders häufig aufgeführten Verwerfungsquellen, aber auch jene an Überschiebungsbahnen. So könnte die Quelle nach

---

<sup>10)</sup> Höfer (S. 105f.) versteht unter „Spaltenquellen“ eine Abart der artesischen, von denen später die Rede sein wird, und denkt dabei vorwiegend an Massengesteine. Der Ausdruck Spaltenquelle könnte zunächst für eine Einteilung der Quellen nach dem Aussehen des Quellmundes verwendet werden. Eine solche Einteilung müßte noch unterscheiden: Höhlenquellen (im Karst), Löcher- und Porenquellen in Konglomeraten und Schottern, bzw. Sandsteinen und Sanden. Der Quellmund ist oft nur der Anschnitt der vorherrschenden Hohlraumformen des Gebirgsinneren.

Abb. 1 auch am Grunde einer Schubdecke hervorkommen. Bezeichnenderweise kann Abb. 2. verwendet werden, sowohl um die Quellen bei einer Schichtenanlagerung als auch um Verwerfungsquellen zu erläutern. Im ersten Fall ist an der Verwerfung V V ein jüngeres Gestein c angelagert worden oder es kann dies auch an einem Erosionshang an Stelle von V V geschehen sein. Im zweiten Fall ist c ursprünglich auch über b gelegen, aber infolge von Abtragung nur noch rechts der Verwerfung V V erhalten, an der es in eine mehr geschützte Lage geraten war.

Ohne geologische Vorzeichnung bilden sich Quellaustritte dort, wo der Träger des Tiefenwassers auskeilt oder genügend dünn gemacht worden ist. Der erste Fall hat am meisten Bedeutung in Schotterebenen vor dem Fuß ansehnlicher Gebirge, wo die Mächtigkeit der herausgefrachteten Gerölle in der Richtung der allgemeinen Neigung abnimmt und ihre Oberfläche der Schotterebene schließlich

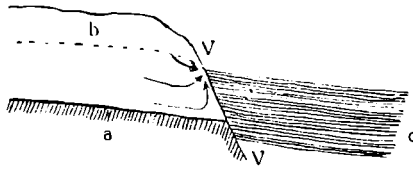


Abb. 2.  
a, c undurchlässig, b durchlässig. Vgl. den Text.

unter die Spiegelhöhe des Grundwassers sinkt. Dann scheidet sich an einer quellenreichen Linie der nasse vom trockenen Teil der Ebene, wobei auch Versumpfungen großen Umfanges vorkommen können wie in der schiefen Ebene von München. Ein schönes Beispiel bietet die Ebene der Wiener inneralpinen Flachlandsbucht, wo auf das öde Wiener-Neustädter „Steinfeld“ nach Norden die freundlich grüne, von klaren Grundwasserquellbächen durchströmte feuchte Ebene folgt. Die Quellenreihe in der friaulisch-venetianischen Ebene gehört auch hieher; sie führt den Namen „Fontanili“.

Abb. 3 zeigt einen Fall, wo die Talbildung durch Erosion den Grundwasserträger verdünnt hat. Aus einer Zeit, wo man die Täler vielfach als „Spalten“ auffaßte, stammt der Name „Spaltquelle“ für solche Vorkommnisse. Slichter nennt sie „chasm springs“. Die erwähnten Lehrbücher vermeiden mit Recht diese Bezeichnung<sup>11)</sup>. Besteht das durchlässige Gebirge in Abb. 3 aus Schichtgestein, so werden die Quellen wohl meist an Schichtfugen liegen. Da aber weder

<sup>11)</sup> Kerner nennt Verwerfungsquellen „Spaltquellen“ in seiner Quellengeologie von Mitteldalmatien. Jahrbuch der geol. R. A., 56. Bd., 1917.

die Gesteinsgrenze noch eine besonders weite Fuge das Wasser abzugeben brauchen, sondern nur die Tiefe des Tales bestimmt, welche Fugen das Quellwasser hervortreten lassen, so liegt ein Mischfall zwischen einer Quelle ohne örtliche geologische Vorzeichnung und einer Schichtfugenquelle vor. In dem üblichen Sinne spricht man auch hier von einer „Schichtquelle“; doch muß das Tal der Abb. 3 durchaus nicht in ein Schichtgestein eingeschnitten sein.

## II. Einteilung der Quellen nach dem Verhalten des Grundwassers und Betrachtung seiner verschiedenen Arten.

A. Im Hinblick auf die Form der Tiefenwasseransammlung kann man unterscheiden:

1. Quellen aus einem dichtmaschigen Grundwassernetz oder aus einem einfachen Grundwasserkörper;

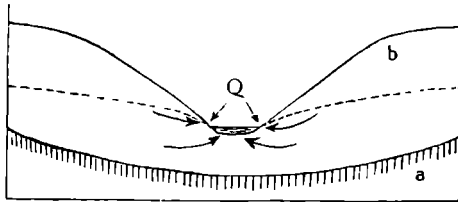


Abb. 3. Grundwasser und Quellen in einem Grundwasserträger, der durch Talbildung verdünnt ist. a undurchlässig, b durchlässig, Q Quellen.

2. Quellen aus weitständig verzweigten Grundwassersträngen oder aus einem mehrgliedrigen Grundwasserkörper;

3. Quellen aus einem ziemlich einfachen Grundwasserkörper (vermittelnder Fall).

Wir beginnen mit dem mehrgliedrigen Grundwasserkörper, weil er der physikalisch allgemeine Fall ist. Die anderen Arten gehen durch gewisse Vereinfachungen daraus nur begrifflich hervor. Wo diese nicht erlaubt sind, ist also ein mehrgliedriger Grundwasserkörper im Sinne obiger Einteilung vorhanden. Er sei an Abb. 4 erläutert. Hier greifen kapillare und überkapillare Hohlraumverflechtungen ineinander. In jenen ist die Bewegung bei gegebenen Druckstärken viel langsamer, ja in feinen geologischen Haarspalten reichen die vorhandenen Drucke meist kaum hin, um merklich Wasser durchzupressen<sup>12)</sup>. Auch in den überkapillaren Hohlräumen gibt es

<sup>12)</sup> Röhren von etwa 0,5 cm Durchmesser, in denen einzelne Wassertropfen stecken bleiben und nicht dem Zuge der Schwerkraft folgen, sind im physikalischen Sinne bereits „kapillar“ wirksam.



große Unterschiede der Geschwindigkeiten, die ja den Querschnitten verkehrt proportional sind. An engen Stellen ist die Geschwindigkeit größer, der Druck kleiner als an weiten. Dieser Druck auf die Wandungen bewirkt auch, daß die nach aufwärts führenden Zweige der Hohlräume bis zu einer gewissen Höhe Wasser führen. Der Wasserspiegel steht höher bei  $S_1$ , wo die Wassersäule aus Erweiterungen abzweigt, als bei  $S_2$ , wo dies aus Verengerungen geschieht. (Die Abzweigung könnte auch eine ganz einfache sein.) Die in dem kurzen Ausschnitt der Abb. 4 sichtbaren auf- und niedergestaffelten Spiegel sollen nicht vergessen machen, daß die Gesamtheit aller Einzelspiegel im Durchschnitt zu den Quellen hin absteigende Höhen haben muß. Abb. 4 ändert sich nicht, ganz gleich ob man diese fernen Quellen rechts oder links davon annimmt.

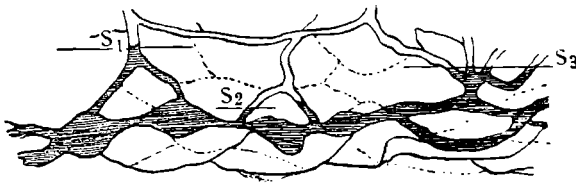


Abb. 4. Ausschnitt aus einem mehrgliedrigen Grundwasserkörper.

Die kapillaren Fugen sind gestrichelt und führen meist kein Wasser, wenn dafür der herrschende Druck nicht reicht. Besonders erschwert wird der Durchtritt von Wasser durch sie, wenn Luftpinschlüsse zwischen angesogenen Wassertropfen höhere Verschiebungskräfte erfordern, als meist vorhanden sind. Die Spiegelhöhen  $S$  können im Vergleich zur Mächtigkeit der Wasserführung immerhin um beträchtliche Höhen voneinander abweichen.

Der Unterschied  $D$  der Spiegelhöhen infolge der Querschnittsänderungen ergibt sich aus den Geschwindigkeiten in den engen und weiten Querschnitten nach der Formel  $D = \frac{v_1^2 - v_2^2}{2g}$  <sup>13)</sup>, wozu noch der Druckhöhenabfall zum Ausfluß hin kommt, der aber bei so nahe benachbarten Grundwasserspiegeln (Abb. 4) wenig ausmacht. Ein wassererfüllter Höhlenkarst bietet wohl den äußerst entwickelten Fall eines mehrgliedrigen Grundwasserkörpers dar; gleichwohl werden darin auch an den engsten überkapillaren Strecken nur selten Geschwindigkeiten von mehr als 10 bis 20 Sekundenmetern auftreten <sup>14)</sup>.

<sup>13)</sup> Vgl. Weisbach, a. a. O., S. 952, oder Forchheimer, Hydraulik 1914, S. 30f. und S. 223f.

<sup>14)</sup> Die größte Geschwindigkeit, die meines Wissens in der Karstliteratur genannt wird, ist die von 20 *m/sec*. Sie wird von Karl v. Terzaghi für den Gačkaurprung vertreten (Mitt. aus d. Jahrb. d. Ungar. Geol. Reichsanst. XX, 6, 1913. „Beitrag z. Hydrogr. u. Morphol. d. Kroat. Karstes“, S. 317). Diese viel zu wenig bekannte Abhandlung beruht auf Beobachtungen, die v. Terzaghi bei den Vorarbeiten für eine großzügige Wasserkraftanlage gemacht hat, wobei die Gefällsstufe zwischen der

Danach reicht folgende Tabelle aus, um eine Vorstellung von den möglichen Werten von  $D$  zu gewinnen, die sich als Differenz eines der aufgeschriebenen Werte  $h$  sogleich berechnen lassen<sup>15)</sup>. Die Geschwindigkeiten  $v$  sind in Sekundenzentimetern aufgeschrieben.

$v$	$h$ (cm)	$v$	$h$ (cm)
1	0·00051	500	127·5
100	5·1	600	183·6
200	20·4	800	326·4
400	81·6	1000	509·7

$$h = \frac{v^2}{2g}, \text{ die „Geschwindigkeitshöhe“}$$

Nimmt z. B. die Geschwindigkeit von 4 auf 1 Sekundenmeter ab, so hebt dies die Spiegelhöhe um  $(81·6 - 5·1 =) 76·5$  cm. Die Unterschiede benachbarter Spiegel schwellen also in einem derartigen Grundwasserkörper leicht auf Dezimeter an und können selbst 2 m erheblich überschreiten<sup>15)</sup>.

Ganz allgemein auf Grund der Ergebnisse der Physik gilt von dem Verhalten dieser Spiegel und des Wassers darunter folgendes:

In Klüften, die in den unterirdischen Luftraum emporreichen, wird das Wasser so hoch gehoben, bzw. gehalten, daß der hydrostatische Druck der Wassersäule dem Wanddruck der Strömung gleich ist. Bei diesem Gleichgewicht der Drucke ruht also das Wasser in jeder Kluft. Steigt der hydrodynamische Druck, so hebt sich die Wassersäule mit ihrem Spiegel entsprechend. Auf längere Zeit ist ein Ruhezustand des Wassers in den aufwärts führenden Kluftfüllungen nur möglich, wenn unten eine stationäre, d. h. mit der Zeit nicht wechselnde Strömung herrscht. Eine solche könnten Niederschläge erzeugen, die aus anderen Klüften herabsickern, oder ein verschwindender Fluß. In jeder Kluft aber, in der selbst Wasser herabsickert, wird ein vorhandenes Gleichgewicht der Drucke gestört. Der Überdruck der erhöhten Füllung bewirkt eine Abwärtsbewegung, hebt also die Ruhe der Wassersäule auf: Die Kluft trägt

---

Gačkaschwinde und dem quellenreichen Küstensaum bei Zengg ausgenützt werden sollte. Trotz der technischen und geologischen Autorität des Verfassers halte ich obigen Wert für zu hoch, da die Berechnung auf den m. E. für Quellgebiete zu geringen Klüftigkeitswerten des Kalkes nach A. Grund beruht. Doch hat diese Einschränkung weiter nichts zu bedeuten.

<sup>15)</sup> Eine zu den Quellen hin gebogene Fläche, welche die Mittelhöhen aller dieser einzelnen Spiegel verbindet, hat höchstens eine graphische, aber keine reelle Bedeutung als Unterlage für hinreichend genaue Schlüsse.

zur Speisung der Strömung unter ihr bei. Diese Abwärtsbewegung, die bei Spiegeln erfolgte, die durch das daraufsickernde Wasser emporstiegen, geht natürlich auch weiter, wenn es dahinkommt, daß Zufuhr von oben und Abfluß nach unten einander gleich werden und deswegen der Spiegel in einer höheren Lage Halt macht. Hört das Hineinsickern in eine Kluft über einer stationären Strömung auf, so sinkt der Spiegel, bis wieder mit dem Gleichgewicht der Drucke die Wassersäule ruht. Läßt allgemein der Hinzutritt von Wasser in das Hohlraumssystem nach, dann sinken alle Spiegel und in gleichem Maße bewegt sich das Wasser aus den nach oben mit den unterirdischen Lufträumen zusammenhängenden Klüften hinab in die Röhrenströmung. Mit dem Sinken aller Spiegel vermindert sich die Ausflußgeschwindigkeit an den Quellen. Eine geringere Zufuhr als früher genügt nun, um dem Sinken der Spiegel ein Ende zu machen und um wieder ein Gleichgewicht der Drucke und Ruhe der oberen Wassersäulen vorzubereiten.

Legt man in  $S_1$ ,  $S_2$  und  $S_3$  wagrechte Stollen an, so breitet sich in ihnen der Wasserspiegel ohne Höhenänderung aus. Treffen sich diese Stollen nicht, so kann man dreierlei Spiegelhöhen in nächster Nachbarschaft gewinnen. Reißt eine Spalte auf, die die Kluft unter  $S_1$  mit jener über  $S_2$  verbindet (oder wird eine solche Bohrung gemacht), so füllt sich der neue Hohlraum ganz mit Wasser und wird dauernd nach rechts durchströmt, indem das Wasser unter  $S_2$  in die ältere Strömung zurückkehrt. Dasselbe ist zwischen  $S_3$  und  $S_2$  in entgegengesetzter Richtung möglich. Nach welcher Seite dabei die schon vorhandene Strömung geht, ist für diese Vorgänge ohne Belang.

Es können seitlich neben den hier im Ausschnitt gezeichneten Grundwasserverzweigungen gleichartige andere, jedoch in verschiedenen Höhen vorhanden sein, in denen auch die Spiegel trotz bestehender Querverbindungen ganz erheblich höher oder tiefer liegen. Das muß eintreten, wenn die Querverbindungen in der Tiefe spärlich sind und nur kapillare Durchmesser haben, und wenn die weiteren Verbindungen in der Höhe nicht immer von den Spiegeln erreicht werden. Die Bewegung in den kapillaren Verbindungen ist zu langsam, um überall die schwankenden Spiegelhöhen einander wenigstens soweit zu nähern, wie dies innerhalb des einen dichter verknüpften Hohlraumgeflechtes nach Abb. 4 möglich ist. Es kann sogar überhaupt jede kapillare Durchbewegung fehlen. Anders ist die Rolle vorhandener weiter Klüfte, die etwa in den Höhen  $S_1$ ,  $S_2$  und  $S_3$  die Verbindung zu einem benachbarten Grundwassergeflecht her-

stellen. Liegt dieses samt seinem Spiegel tiefer, so muß ein Überströmen dorthin eintreten, sobald die Höhen  $S_1$ ,  $S_2$  und  $S_3$  überschritten werden. Umgekehrt ist es möglich, daß ein benachbartes Hohlraumgeflecht, sobald seine Wasserstände höher steigen und weite Verbindungen vorfinden, an das aufgezeichnete Grundwasser der Abb. 4 Zuflüsse entsendet. In beiden Fällen werden die Spiegel auf die Dauer solchen Zusammenhanges einander genähert. Nichts ist sohin gewagter, als aus einzelnen Beobachtungen der Spiegel im Gebiete mehrgliedriger Grundwasserkörper Schlüsse zu ziehen auf die Spiegellagen dazwischen, und ohne weitere Anhaltspunkte hängt auch ein Schluß auf ein durchschnittliches Niedrigersein der Spiegel in irgend einer Richtung in der Luft<sup>16)</sup>. Da nicht für jede Spiegellage Quellöffnungen vorhanden sind, ist auch aus der Anordnung der Quellen allein kein stichhaltiger Schluß auf die Anordnung der Spiegel im Inneren ableitbar. Hier kann die Frage entstehen, ob man bei einem mehrgliedrigen Grundwasserkörper nicht lieber von unterirdischen Gerinnen, Flüssen u. dgl. sprechen sollte. Demgegenüber läßt es sich ernsthaft vertreten, daß man selbst dann mechanisch besser von Grundwasser spricht, wenn solche Geflechte, wie deren Abb. 4 im Anschnitt eines zeigt, völlig getrennt nebeneinander verlaufen. Mehrgliedrige Grundwasserkörper bestehen eben nach der zu vertretenden Ausdrucksweise entweder aus einem oder aus mehreren untereinander verknüpften Grundwassernestern oder -geflechten. Die Bezeichnung „Gerinne“ oder gar „Flüsse“ erscheint in jedem Falle deswegen wenig angebracht, weil das, was man sonst so nennt, ganz frei ist von der jedem Grundwasser eigentümlichen ruhenden oder langsamer bewegten Oberschicht, deren Verhalten im Gegensatz zur darunter folgenden, lebhafter durchfluteten Tiefe ausführlich geschildert wurde. Ferner pflegt man in Schottern ja auch nicht von Bächen und Rinnsalen zu sprechen, sondern von Grundwasser; physikalisch ist da gegenüber den mehrgliedrigen Grundwasserkörpern überhaupt kein Unterschied, während beide sich sehr von Bächen und Flüssen im allgemein verbreiteten Sinn unterscheiden<sup>17)</sup>. Endlich soll der Ausdruck Höhlenfluß jenen unterirdischen Gewässern vorbehalten bleiben, die ihre Hohlräume gewöhnlich nicht oder nicht mehr bis zur Decke erfüllen und im übrigen meist so wie viele obertägige Wasserläufe fließen. Je mehr sie ein

---

<sup>16)</sup> Es können in benachbarten Grundwasserkörpern derselben Höhen- und Gesteinslage mit Wahrscheinlichkeit angenähert gleiche Spiegelhöhen auftreten, ohne daß der geringste Zusammenhang besteht.

<sup>17)</sup> Sedimentation ist dem Grundwasser ebenso eigen wie Flüssen.

solches Verhalten annehmen, desto mehr sind sie nur eine Einzelerscheinung einer sich erschöpfenden Grundwasserhydrographie im Karste. Wenn man aber durchaus ein Grundwassergeflecht nach Abb. 4 auch als verzweigten Höhlenfluß bezeichnen will, so möge man sich auf die Fälle beschränken, wo dieses Geflecht isoliert, sehr schmal und lang gedacht wird und das ungeläuterte Wasser einer Flußschwinde wieder zutage führt. Nun werden sich derlei Übergangsformen als solche nicht immer ganz sicherstellen lassen. Diese Fragen haben übrigens nur bei jenen mehrgliedrigen Grundwasserkörpern Bedeutung, die in Kalken und Dolomiten vorkommen.

Was zum Unterschied von alledem ein einfacher Grundwasserkörper ist, sei an Abb. 5 erläutert. In ihr ist ein poröses Gestein, Schotter oder Sand, als Grundwasserträger angenommen. Würde man einen kleinen Ausschnitt daraus sehr stark vergrößert betrachten, so wiche das Bild nicht grundsätzlich von Abb. 4 ab,

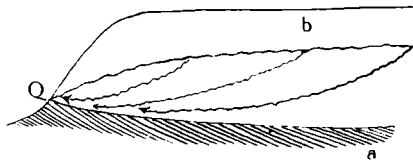


Abb. 5. Ein einfacher Grundwasserkörper und sein Spiegel. Er ist die Schnittlinie der Verbindungsfläche der Einzelspiegel. Auch eine grobe Schotterpackung läßt Einzelspiegel zu. Darunter die krummen Linien der Bewegungsbahnen. a undurchlässig, b durchlässig (Sand oder Schotter), Q Quelle.

die ihrerseits auf einer Verkleinerung beruht. Höchstens könnte es wegen der besonderen Rücksicht, die auf kapillare Verengungen zu nehmen wäre, noch verwickelter erscheinen.

Es sind also in Abb. 5 Vereinfachungen angewendet worden. Die erste besteht darin, daß die Verbindung der Einzelspiegel als „Spiegel“ des Grundwassers schlechtweg eingeführt ist. Für gewöhnlich zeichnet man ihn noch einfacher als glatte Kurve, während hier die Linie absichtlich zitterig gehalten ist. Nur in groben Schottern ohne feinkörnige Einlagerungen kann ein Spiegel um die einzelnen Gerölle herum auf kurzen Strecken zusammenhängen. Auch dieser Spiegel ist aber aus den in Abb. 6 erläuterten Gründen gewellt. In Sandsteinen gibt es vor Wellungen kaum Spiegel. Wodurch ist jene Vereinfachung ermöglicht? Durch die große Dichte der Hohlräume. Diese bewirkt, daß die Spiegel nahe nebeneinander liegen, was ihre Verbindung erleichtert; sie bewirkt aber auch, daß die Hohlraumquerschnitte im Vergleich zur Dicke des gesamten Grundwassers viel

weniger wechseln als in Abb. 4. Daher können auch die Höhenunterschiede benachbarter Spiegel nur ganz klein sein. Ihre Verbindung bedeutet nach keiner Richtung eine beträchtliche Abweichung von der Wirklichkeit: im Vergleich zur ganzen Grundwassermasse kann man, wie es auch üblich ist, ohne Gefahr von einem Grundwasserspiegel reden. Die große Dichte der Hohlräume hat noch eine Folge. Ist der Grundwasserträger oder -filter, wie der Techniker auch sagt, irgendwo angeschnitten, so wird seine ganze Fläche durch die vielen feinen Wasseraustritte fortwährend benetzt. Man kann nun bestimmen, welcher Rauminhalt Wasser in der Zeiteinheit aus der Flächeneinheit des Filtergesteins austritt und bezeichnet das Ergebnis als Filtergeschwindigkeit<sup>18)</sup>. Die Filtergeschwindigkeit ist ein einfacher und nützlicher Durchschnittswert und sicherer bestimmbar als die wirkliche mittlere Geschwindigkeit des Grundwassers in seinen Hohlräumen<sup>19)</sup>, während man die tatsächlichen Werte für die einzelnen Stränge überhaupt nicht erkennen kann. Aber noch eine vereinfachende Behandlung erlaubt uns die große Dichte der Hohlräume. Die Bewegungen des Wassers müssen ihnen natürlich folgen (Abb. 4) und die Klüfte und Röhren kümmern sich gar nicht um die idealen Bahnkurven, welche die Wasserteile einschlagen würden, wenn sie alle festen Hindernisse auf dem Wege zur Quelle ohne weiteres überall verdrängen könnten. Wo aber die Strecken des Hohlraumnetzes wegen seiner Dichte überall eng benachbart sind und sich oft kreuzen, da können und müssen die Wasserteile den idealen Kurven nahe bleiben, indem sie um sie feine Wellungen und Zickzacklinien beschreiben. Ohne beträchtlichen Fehler kann man dann die Wasserwege als die geometrischen Linien selbst errechnen oder konstruieren.

Man vergleiche damit den Fall von Abb. 4, wo vielleicht Menschen in den Hohlräumen streckenweise vorwärts kommen könnten; wie sinnlos wäre es da, die theoretischen Bahnen auszurechnen, längs derer das Wasser zur Quelle käme, wenn es sich durch einen klufflosen, aber außerordentlich porösen Fels zu bewegen hätte.

Ein Grundwasserkörper, bei dem alle angeführten Vereinfachungen nicht nur erlaubt, sondern zum genauen Verständnis mancher Erscheinungen auch geboten sind, verdient jedenfalls die Benennung „einfacher Grundwasserkörper“. Solche sind auch

---

<sup>18)</sup> Forchheimer, Hydraulik 1914, S. 420.

<sup>19)</sup> Auch für ihre Bestimmung gibt es nur in einfachen Grundwasserkörpern feinere Methoden.

in den bisherigen Abbildungen zu dieser Schrift mit Ausnahme der Abb. 4 vorausgesetzt, und zwar, wie üblich, ohne die feineren, genaueren Wellungen der Kurven. Es könnte vielleicht manchem auffallen, daß in Abb. 5 ebenso wie in den anderen längs des Spiegels des Grundwassers keine Bewegungspfeile eingezeichnet sind, vielmehr alle Pfeile schräg untertauchen. Das muß selbst beim Grundwasser in Schottern so sein. Bei getrennten Einzelspiegeln können solche Pfeile von vornherein keine Oberflächenströmung bedeuten, für die ja der Durchgangsraum fehlt, sondern höchstens eine Strömungsrichtung parallel zur Spiegelkurve nahe unter ihr. Jede solche Bewegung aber wäre mit den Druckverhältnissen und mit der Bewegung bis in die Tiefen des Grundwassers physikalisch unvereinbar, auch in groben Schottern. Der Grund liegt letzten Endes in rechnerisch geprüften Experimenten der Physik des Wassers<sup>20)</sup>. Daher kann hier nur kurz beleuchtet werden, was für Verhältnisse an der Oberfläche eines Grundwassers in groben Schottern herrschen, wenn es auch da keine fortlaufenden Oberflächenströmungen gibt.

In jedem einfachen Grundwasserkörper beherrschen die kapillaren Verengungen die Bewegung vollständig. Diese gilt daher auch in der Hydraulik als wirbelfrei (laminar). Das Fließen ist äußerst langsam, weil die in den Verengungen kapillar ganz niedrig gehaltene „Geschwindigkeit“ immer noch dem Querschnitt entsprechend viel größer ist als die Geschwindigkeit in den eingeschalteten weiten Strecken. Die Kapillarität macht sich aber auch an der Oberfläche eines Schottergrundwassers geltend. Diese Oberfläche sieht nicht überall so aus wie in Abb. 6a; denn nicht überall fallen die Berührungsstellen der Gerölle untereinander mit dem Niveau des Wassers zusammen. Tritt das ein, so erkennt man sofort die Einzelspiegel und jede weitere Erwägung erübrigt sich. An vielen Stellen wird die Spiegelfläche vielmehr die teils eingetauchten (dunkel schraffierten), teils aufragenden (hell schraffierten) Gerölle so schneiden, daß der Anblick von Abb. 6 b und c entsteht. Die Berührungsstellen der Gerölle der Schotterpackung liegen im ersten Fall über, im zweiten Fall unter dem Spiegel.

Die Kapillarität zieht nun das Wasser an den Geröllen empor, steiler an den eingetauchten, flacher an den auftauchenden. Aber

---

<sup>20)</sup> Vgl. die eingangs erwähnte, noch allgemein verständliche Schrift von Slichter. Diese beruht u. a. auf zwei streng wissenschaftlichen Abhandlungen von King und Slichter selbst, im Annual Report XIX, 2, U. S. A. Geol. Survey, worin Slichter den theoretischen Teil seiner Lehren mit allem Rüstzeug der Physik veröffentlicht hat.

auch zwischen den Schottersteinen steht das Wasser ungleich hoch, und zwar in den Engen höher als in den „Weiten“. Daher bilden sich in den Weitungen zwischen den Geröllen kleine Becken der gespannten Oberfläche, wie Abb. 6c zeigt, durch Rücken in den Engen voneinander getrennt. Benachbarte Becken ungleicher Größe sind auch untereinander verschieden hoch, und zwar ist die Oberfläche der kleineren als Ganzes höher emporgezogen als die der größeren. Hier seien auf Grund von Versuchen mit Wiener Hochquellenwasser einige Zahlen mitgeteilt, die die Größenordnung veranschaulichen sollen, um die es sich handelt. Noch wenn die Enge zwischen den Geröllen  $0.5\text{ cm}$  beträgt, die Weitung aber einen dreibis viermal so großen Durchmesser hat, kann man mit freiem Auge die Anschwellungen des Spiegels in den Engen wahrnehmen, die die Vertiefungen in den benachbarten Weitungen voneinander scheiden. Messen die engsten Abstände der Schotteraufragungen nur 1 bis

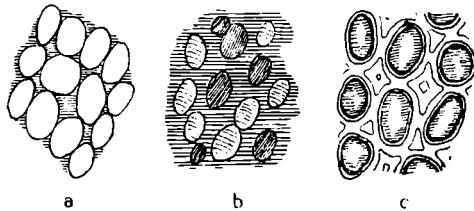


Abb. 6. Aussehen des Grundwasserspiegels in Schottern, von oben gesehen. Vgl. den Text.

$2\text{ mm}$  und die weitesten mehr als  $0.6\text{ cm}$ , so überragen die Rücken des Wassers den Grund der geschlossenen Spiegelmulden bereits um mehr als  $1\text{ mm}$ . Zwischen auftauchenden Schottern von Eiergröße bilden sich oft Höhenunterschiede von  $5\text{ mm}$  im Wasserstande aus. Noch häufiger muß das zwischen eingetauchten Geröllen der Fall sein, die das Wasser stärker emporziehen. Die Böschungen der Oberflächen unter den dargestellten Verhältnissen betragen zwischen den Geröllen durch leicht  $5^0$  und mehr. Solchen Unebenheiten gegenüber schwindet jede örtliche Wirkung der Druckunterschiede ganz, welche die Spiegel zur Quelle hin durchschnittlich niedriger werden läßt. Diese Abnahme bemißt sich oft nach Tausendsteln oder Hundertsteln und ist am Wasser zwischen benachbarten Schottern überhaupt nicht wahrnehmbar. Außer unmittelbar an der Quelle, wo die steilste Neigung der Spiegelkurve herrscht, können die Druckunterschiede nirgends Wasser durch die kapillaren Anschwellungen zwischen den Schottern treiben. Daraus muß man folgern, daß in der Nähe der Quellen vielleicht doch spannenlange Gerinne zwischen den Geröllen



an der Spiegelfläche hinabrieseln. Es ist das aber mehr unsichere Vermutung als Beobachtung.

Sowie die Mächtigkeit des Grundwassers in der Geröllpackung sich ändert, verlegen sich alle „Ufer“ der auf- und der eintauchenden Gerölle auch in der Wagrechten. Damit können Becken und Rücken bis zu völligem Platzwechsel verschoben werden. So sind die Kapillarkräfte die einzigen, die überall Wasser zwischen den Geröllen an die Oberfläche hin- und herschieben, natürlich in allen denkbaren Richtungen. Ob übrigens das Grundwasser steigt oder fällt, immer zweigen die Linien des Fließens von der Oberfläche in Winkeln nach der Tiefe ab. Doch geht ihr weiterer Verlauf meist nicht so steil hinab, wie die überhöhte Abb. 5 zeigt.

Zwischen den Grenzfällen des mehrgliedrigen und des einfachen Grundwasserkörpers sind theoretisch alle Übergänge denkbar. Man kann aber nicht sagen, daß sie geologisch häufig sind. Ein zwischenliegender Fall wird als oft vorkommend angenommen, ohne daß er auch so oft sichergestellt wäre: nämlich ein Grundwasserkörper in Spalten, die nicht dicht beieinander liegen, aber doch eine Gleichmäßigkeit ihrer weiten Maschen aufweisen und geringe Querschnittsänderungen besitzen. Demgemäß gibt es keine Filtergeschwindigkeit im früher erwähnten Sinn, noch geometrische Bewegungskurven, wohl aber einen gefahrlos konstruierbaren „Spiegel“ im Sinne einer einheitlich gekrümmten Verbindung der Einzelspiegel. Daß man einen solchen Grundwasserkörper, der als „ziemlich einfacher“ benannt sei, so häufig annimmt, dürfte mit der Leichtigkeit zusammenhängen, mit der man hinter den Quellen in Profilzeichnungen eine wohlgekrümmte Oberfläche des Grundwassers annehmen kann<sup>21)</sup>.

Ziemlich einfache Grundwasserkörper sind in jenen Gesteinen zu erwarten, die weder porös noch rasch löslich, wohl aber spalten- oder klufftreich sind.

Mit der Voraussetzung sehr ausgedehnter Grundwasserkörper „einfacher“ und „ziemlich einfacher“ Art im Karst rechneten bis zuletzt die Ansichten A. Grunds. Demgemäß nahm er auch einen einheitlichen, ebenso ausgedehnten Karstwasserspiegel an. Er war dabei vom richtigen Streben ausgegangen, das von einigen Forschern im Karst gefundene Grundwasser, welches in den allgemeinen Anschauungen über Karsthydrographie entschieden zu kurz gekommen war, in seiner Bedeutung hervorzuheben. Er hätte dies aber auch mit

---

<sup>21)</sup> Kerner (a. a. O.) nimmt in seinen vielen schönen Schnitten durch wirkliche Quellen auch in Kalken Mitteldalmatiens ziemlich einfache Grundwasserkörper an, im Text aber eher das, was hier als mehrgliedrig bezeichnet wurde.

einer Untersuchung der Annahme isolierter, mehrgliedriger Grundwassernester verbinden sollen<sup>22)</sup>). Aber eine gewisse tragische Hast, welche einen aus Grunds einschlägigen Schriften anzuwehen scheint, hat bewirkt, daß sein Eintreten auf viele Jahre zu einer leidenschaftlichen Ablehnung seines Grundwassers im Karst führte, ja daß selbst einfache Dinge im günstigsten Fall auf das tote Geleise „offener Fragen der Karsthydrographie“ abgeschoben wurden. Es wäre unrecht, daran zu zweifeln, daß Grund mit Leichtigkeit den meisten seiner Fehlschlüsse entgangen wäre, wenn er noch ein, zwei Jahre den hier berücksichtigten Überlegungen gewidmet hätte.

Der Führer unter Grunds Widersachern, F. Katzer, war selbst in dem Irrtum Luegers befangen und machte nicht zuletzt deshalb dem Standpunkte Grunds das bekannte Zugeständnis mit dem „seichten Karst“. Sein teilweiser Erfolg beruhte darauf, daß er sich für den „tiefen Karst“ an wirkliche physikalische Erkenntnisse hielt. Da aber Grund die Inkosequenz dieses Vorgehens ausnutzte, wurde der Streit fruchtlos zum Schaden gerade der gediegeneren Argumente in Katzers Darlegungen.

Nach uneingeschränkter Anerkennung der wissenschaftlichen Absicht und der persönlichen Fähigkeiten, die wir Grund auf diesem Gebiet zuschreiben müssen, dürfen dem Streben nach Erkenntnis weitere Rücksichten nicht auferlegt werden. Dieser Forscher war von der irrigen Meinung geleitet, daß Vereinfachungen, die bei der Darstellung „einfacher Grundwasserkörper“ üblich und erlaubt sind, auf die Verhältnisse des Karstes übertragbar seien, weil schließlich alle Fälle von Bewegungen unterirdischen Druckwassers nur „Modifikationen“ desselben physikalischen Vorgangs sind. So richtig der zweite Satz ist, so liegt in der ganzen Auffassung eine Verwechslung der nicht immer zulässigen Vereinfachungen mit den Naturgesetzen. Demgemäß war der Karstwasserspiegel im reinen Kalk für Grund kein Problem, sondern eine Tatsache mit recht einfachen Eigenschaften<sup>23)</sup>, ebenso die hydrographische Wegsamkeit der engsten

<sup>22)</sup> Schon Martel hatte im Werke: „Les Abîmes“ getrennte Spaltennetze angenommen, die wenigstens zum Teil im Sinne dieses Aufsatzes mehrgliedrige Grundwassernester wären. Er hat sich zugleich entschieden gegen die Annahme von „nappes souterraines continues“ und „étendues“ des Wassers in klüftigem Gestein selbst über der undurchlässigen Unterlage ausgesprochen (a. a. O. S. 531f.).

<sup>23)</sup> So schreibt er noch in Pencks Geogr. Abh. IX, 3 (1910), S. 160: „Alle Höhlenflüsse fließen also ebenso wie das Kluftwasser (hiebei meint Grund wohl nur dessen höchste Teile) in einem idealen Niveau, welches ich eben Karstwasserspiegel genannt habe“. Man vergleiche bezüglich des Kluftwassers das oben zu Abb. 4 und 5 Gesagte, da hier kein Raum zur Behandlung der Höhlenflüsse ist.

Klüfte im Kalk<sup>24</sup>). Daraus folgte dann freilich eine Zusammengehörigkeit all der Einzelspiegel über große Flächen und eine entsprechende Ausdehnung des Karstwasserspiegels. Ja Grund hielt die regelmäßigen von Slichter untersuchten Bahnkurven im Karst für möglich und wahrscheinlich<sup>25</sup>). Zugleich war er aber nicht der Meinung, daß die Adern des Karstwassernetzes besonders dicht seien. Vielmehr wußte er, daß man sehr tief unter seinen Karstwasserspiegel bohren könne, ohne Wasser anzufahren; ja er glaubte, solche Bohrungen könnten erst bei einer Unterteufung von weit über hundert Metern mit Sicherheit das Karstwasser treffen. Daraus ergibt sich, daß Grund jene Bewegungskurven völlig mißverstanden hat, aber als eine Erscheinung des „normalen Grundwassers“ ohne weiteres nachträglich (1910) für den Karst zu übernehmen bereit war. Als sich nämlich Grund genötigt sah, mit Rücksicht auf physikalische Darlegungen, das „stagnierende Grundwasser“ aufzugeben, hat er nicht auch die Folgerungen fallen gelassen, die er früher daraus gezogen hatte, sondern sie weiter verwendet. Um Beobachtungen zu entsprechen, die gegen seine Theorie, daß im reinen Kalk das Karstwasser unter einem einheitlichen Spiegel zusammenhänge, geltend gemacht wurden, nahm er mehrfach verborgene Dolomitbarren an, die von unten in sein Karstwasser hineinragten; diese nahm er ferner ohne Beweis als undurchlässig an und endlich schrieb er ihnen nach wie vor die Wirkung zu, daß das Wasser hinter ihnen stagniere oder sie umfließen müsse. Grund scheint auch nach Kenntnis der Abhandlung Slichters nicht erkannt zu haben, daß solche Barren in so und so vielen Fällen, auch wenn sie vorhanden und undurchlässig sind, vom Grundwasser einfach aufsteigend überquert werden. Denn der Weg zu einer näheren Quelle kann selbst beim Zwang zu aufsteigender Bewegung weniger Reibungsverlust erfordern als die Ablenkung zu einer fernerer. Weil sich Grund das Karstwasser flächenhaft

<sup>24</sup>) Ebenda S. 172 heißt es: „Nur eine absolut klufteilere Kalkpartie ist undurchlässig.“ Doch hat er (S. 152) wenigstens die mikroskopischen Fugen nicht als Klüfte angesehen.

<sup>25</sup>) Ebenda S. 162, Anm. 5, heißt es in bezug auf die Bewegung der Höhlenflüsse: „Die Bewegung besteht in einem Fließen in horizontaler Richtung“ (was eine unerlaubte Vereinfachung ist. L.), „unterscheidet sich also von der normalen in parabolischen Druckbahnen sich vollziehenden Grundwasserzirkulation“ (folgt ein Hinweis auf Slichter, der diese Bahnen übrigens nicht parabolisch nennt). „Im jugendlichen Karst mit reiner Kluftzirkulation dürfte die normale Grundwasserbewegung vorhanden sein; ebenso dürfte sie unter dem Niveau der Höhlenflüsse herrschen.“ Jene Kurven, die das Wasser innerhalb der einzelnen weiten Karsthohlräume beschreibt, sind erst Gegenstand späterer Forschungen und wurden als Problem zu Grund's Zeiten noch nicht gestreift.

sehr ausgedehnt dachte, so nahm er an, ganze Seen und Karstmulden, auch Poljen seien darin eingebettet wie ein Brunnenschacht im Grundwasserstrom eines Schotterfeldes. Dabei zeigte er von dem Verhalten eines Brunnens keine klare Vorstellung und beachtete nicht genug, wo sein Vergleich aufhörte, berechtigt zu sein<sup>26)</sup>.

Es ist hier nicht der Ort, die Fehler, die deswegen vorgekommen sind, zu erörtern. Hingegen ist es von Bedeutung, daß sich Grund auf die Ergebnisse der hydrographischen und hydrotechnischen Messungen Ballifs<sup>27)</sup> zu stützen versucht hat. Liest man nämlich Ballifs Werk nach, so entdeckt man, daß seine Ergebnisse in Grunds Abhandlungen sehr ungenau wiedergegeben sind und in mancher Beziehung das Gegenteil von dem enthalten, was man nach der Darstellung Grunds mit Fug und Recht denken müßte<sup>28)</sup>. Tatsächlich kann man Ballifs Beobachtungen und Messungen genug Nachweise entnehmen, daß es gerade auch beim Polje von Livno, auf das sich Grunds Theorie am öftesten stützt, mehrere ganz oder teilweise getrennte Grundwasserkörper gibt, die sehr verschieden hohe Spiegel haben<sup>29)</sup>, und zwar innerhalb des einen nach Grund durch unterirdische Dolomitbarren umfaßten Einzugsgebietes, in welchem er das Vorhandensein nur eines Karstwasserspiegels vertritt. Wie die älteren Untersuchungen, so bieten auch die neuen und neuesten Einzelforschungen fortgesetzt nur Beispiele für das Vorkommen kleinerer Grundwassernester<sup>30)</sup> im zusammenhängenden Kalk. Sie können die Form recht langer Röhrenstränge haben.

Grunds Versuch war deshalb zu solchen Mißerfolgen verurteilt, weil er die Möglichkeiten verschiedenartiger Grundwasserkörper nicht auseinander hielt. Nicht die Beobachtungen haben seine Annahme eines den zusammenhängenden Kalk durchziehenden Karstwasser-

---

<sup>26)</sup> Karsthydrographie 1903, S. 107 bis 109, 181 bis 185.

<sup>27)</sup> Wasserbauten in Bosnien und der Herzegowina. Wien, Holzhausen, 1896, Tafel III, bei S. 42.

<sup>28)</sup> Vgl. Anm. 26 und Pencks Geogr. Abh. IX, 3, 1910, S. 190f. Die Abweichung vom wirklichen Inhalt der Beobachtungen und Messungen Ballifs ist so groß, daß sie der ganzen Abwehr Grunds gegenüber der Kritik durch Katzer in der Frage der Poljengewässer den Boden entzieht.

<sup>29)</sup> Die Unterschiede der gleichzeitigen Höhen betragen meines Erachtens mindestens 30 bis 40 m.

<sup>30)</sup> Vgl. F. Kerner, a. a. O., S. 153, für Mitteldalmatien, A. E. Forster für Krain (Mitt. Geogr. Ges. Wien 1922, S. 29). Auch die Ergebnisse der Expedition der Wiener Akademie der Wissenschaften in die „Eisriesenwelt“ im Tennengebirge sprechen dafür: Ausführlicher Bericht usw. IV. Morphologische Beobachtungen von O. Lehmann (Speläolog. Jahrbuch III 3/4 1922, 83f. 94).

spiegels unvermeidlich gemacht, sondern jene Unterlassung. Sonst hätte er finden müssen: je reicher ein Grundwasserkörper unbekanntem Umfangs in einem Gebiete gegliedert ist, desto wahrscheinlicher ist die zeitweise oder völlige Selbständigkeit kleinerer Grundwassernester in der ganzen Gegend. Es gilt heute nicht mehr, einzelne besonders schmale und selbständige Karstgerinne, die unter Druck durchströmt werden, als Gegensatz zu mehrgliedrigen Grundwassergeflechten von einigen Dutzend Quadratkilometern aufzufassen<sup>31)</sup>; es beruht vielmehr alles Verständnis der Hydrographie der Karstquellen auf der Kenntnis des Gemeinsamen solcher nur in der Größe verschiedener Vorkommnisse.

Die an der Spitze dieses Abschnittes gebotene Dreiteilung entspricht in der Natur so ziemlich der üblichen Unterscheidung von „Grundwasserquellen“ im engeren Sinne, von „Felswasserquellen“ oder im weiteren Sinne gemeinten „Spaltenquellen“, mit Absonderung der Karstquellen, überhaupt aller Höhlenquellen.

B. Nach der Bewegungsrichtung des Grundwassers unmittelbar hinter den Quellen sind zu unterscheiden:

1. Absteigende Quellen;
2. Quellen, zu denen gleichzeitig Wasserstränge herab- und heraufsteigen;
3. aufsteigende Quellen.

Die Lageveränderung, welche eine unterirdische Wasseransammlung, die Quellen nicht vulkanischer Herkunft speist, im ganzen mitmacht, ist in allen Fällen ein Absteigen. Daher kann diese Einteilung der Quellen nur von den Verhältnissen gleich hinter den Quellen ausgehen. Absteigende Quellen sind nur in wenigen Arten verbreitet. Dazu gehören jene, wo die undurchlässige Unterlage des Grundwassers gleichsinnig zur Quelle hin geneigt ist, ferner die mit den „Fontanili“ wesensgleichen Grundwasserquellen in schiefen Schotterebenen, endlich die Karstquellen, welche ein absteigender Hohlraumstrang zutage führt. Die letzteren sind aber nicht bestandfähig und daher seltene Gebilde. Denn das Wasser nagt bei zeitweilig unzureichendem Druck in den Boden der absteigenden Röhre eine Schlucht. Dadurch gerät die Quelle in den Hintergrund einer Höhlenschlucht oder -klamm, aus der durch Deckeneinsturz ein Sacktal oder -tälichen hervorgeht.

---

<sup>31)</sup> In Grunds Werken handelt es sich freilich um Grundwassergebiete, die z. T. über manches Hundert Quadratkilometer hin ausgebreitet sind.

Alle anderen bisher als absteigend bezeichneten Quellen gehören zur nächsten Gruppe, für die noch Namen zu suchen sind. Beispiele bieten die Abb. 1, 2, 3 und 5. Ob das zur Quelle absteigende oder das zugleich aufsteigende Wasser überwiegt, hängt von verschiedenen Umständen ab. Höhere Temperatur und größere Zwischenräume des Grundwasserträgers vermindern die Reibung. Beides kommt häufiger dem aufsteigenden Wasser, besonders an Schichtfugen und Bruchflächen, zugute. Man kann diese Quellen als „zusammengesetzte“ bezeichnen. Sie können vielleicht auch bei mehrgliedrigen Grundwasserkörpern vorkommen, z. B. wo dicht hinter einer Karstquelle ein aufsteigender Höhlenstrang sich mit einem absteigenden vereint. Doch dürfte dieser hier nur gedachte Fall wohl sehr selten sein.

Für die häufigen zusammengesetzten Quellen aus einfachen und manchen ziemlich einfachen Grundwasserkörpern soll ein bequemerer Name gesucht werden, der ihrer hydrographischen Einheit und Beschaffenheit einigermaßen gerecht wird. Denn es ist ja ganz gleichgültig, ob ein Teil des Grundwassers deswegen aufsteigen muß, weil die undurchlässige Unterlage aufgebogen ist (Abb. 1) oder weil eine Verwerfung oder Schichtenanlagerung dasselbe bewirkt (Abb. 2). Dabei könnte in Abb. 2 die Verwerfung statt nach rechts nach links geneigt sein; das täte nichts zur Sache. Auch eine Quelle nach Abb. 3 gehört ganz zu dieser Gruppe. Die innere Zusammengehörigkeit dieser Fälle schimmert selbst durch die Mannigfaltigkeit der bei maßgebenden Verfassern gebräulichen Benennungen, von denen in knapper Übersicht einige vorgeführt seien.

Tatsache: Quelle, gemäß:	Keilhack a. a. O. S. 311, 320 ff. 325	Kerner a. a. O. Erläuterung zu Taf. X und XI	Höfer a. a. O. S. 90 bis 92	Vor- schlag
Abb. 1	Überfallquelle	Überfallquelle	Überfall- oder Überlauf- quellen*)	Überfallquellen
Abb. 2 verändert, Neigung der Verwerfung nach links abwärts	Stau- o. Barriere- quelle, wo eine Schichtenanlage- rung den Stau schafft, sonst auch: „Verwer- fungsquelle“	Stauquelle		
Abb. 2 unverändert		Rückstauquelle		
Abb. 3	Überfallquelle	—		

\*) Nur für die unveränderte Form des Falles, Abb. 2, und zwar bei Schichtenanlagerung belegt.

Man sieht, daß bei Höfer die Zusammenfassung des Zusammengehörigen ziemlich durchgreifend ist, obwohl er sich den Stau ruhend vorstellte. Ferner erkennt man, daß die Unterteilung anderer Verfasser nur auf geologische Unterschiede zurückgeht<sup>32)</sup>. Das geschieht auffälligerweise nicht mit eigentlich geologischen Ausdrücken, sondern solchen aus der Physik und Technik der Wasserbewegung. Davon wird noch zu reden sein.

Der erste Vorschlag, der sich hier aufdrängt, lautet einfach, die ganze Gruppe „Stauquellen oder Überfallquellen“ zu nennen. Denn der Stau ist die Voraussetzung, der Überfall oder Überlauf eine Folge. Schon darin käme zum Ausdruck, daß es sich um ein und dasselbe handelt. Außerdem ist dieser Vorschlag dem hergebrachten Wortschatz entnommen und beseitigt die mangelnde Einheitlichkeit, welche die Übersicht uns verrät, indem er das Gemeinsame verwertet. Die geologischen Verschiedenheiten, die uns hier nichts angehen, können durch den Hinweis auf das in früheren Abschnitten Gesagte berücksichtigt werden. Es genügt völlig, z. B. von einer Bruchstauquelle, bzw. von einer Muldenstauquelle zu sprechen, um mit wenig Worten das an sich nützliche Streben der von Kerner angewandten Unterteilung zu befriedigen.

Ein anderer Gesichtspunkt ist, aufs Ganze zu gehen und sich von den in der Übersicht gestreiften Verhältnissen der Benennungsweisen durch Wahl eines neuen Ausdrucks abzuwenden. Als solchen empfehle ich „Überfließquellen“. Man entgeht damit den Nachteilen, welche mit dem Gebrauche der Worte „Stauquelle“ und „Überfallquelle“ verbunden sind. Es gibt nämlich Grundwasseranstauungen; die nur aufsteigende Quellen entsenden. Auch sie sind „Stauquellen“. Diese aber sind in obiger Gruppierung nicht gemeint. Das Wort Stauquelle sagt an sich überhaupt nichts von den Bewegungsrichtungen aus. Bedenklich ist auch das Wort Überfallquelle. Als „Überfall“ bezeichnen Physiker und Hydrauliker den Wasserfall, der beim randlichen Überfließen eines Gefäßes oder dort entsteht, wo ein Fluß über ein Wehr fällt. Man sieht dann, daß sich ganz nahe jenem Wasserfall eine Senkung des offenen Spiegels mit bestimmter Krümmung ausbildet, die oft schon in geringer Entfernung oberhalb keinen merklichen Einfluß auf die allgemeine Spiegelnäigung hat. In jenem Gefäß z. B. bleibt gleich im Anschluß an

---

<sup>32)</sup> Ich glaube nicht, daß es Kerner bewußt war, daß im Falle der Abb. 2 bei besonders spitzem Eingekieiltsein des Wassers unter der Verwerfung oder unter der Schichtenanlagerung ein stagnierender Grundwasserzwickel entstehen könnte.

den Überfall der Spiegel der Wagrechten asymptotisch nahe. Das ist etwas ganz anderes als der Überfall jener Quellen, deren Grundwasser ja die allgemeine und weitgespannte Spiegelneigung besitzt, die mit der Bewegung des Wassers in allen seinen kommunizierenden Hohlräumen verbunden ist. Außerdem muß jetzt schon bemerkt werden, daß man bei Höhlenquellen den echten physikalischen Überfall öfter findet, der aber in dem bisherigen Wortgebrauch nicht inbegriffen ist. Allen Verwicklungen beugt der Ausdruck Überfließquelle vor. Wer aber doch lieber „Stauquellen“ oder „Überfallquellen“ sagt, kann auch dies tun, ohne Unklarheit zu stiften, wenn er nur weiß, was es mit diesen Worten auf sich hat und wenn er es deutlich macht.

Die aufsteigenden Quellen sind nicht so ungleichartig benannt worden, daß Anlaß wäre, darüber ausführlich zu sprechen. Es sind Quellen, bei denen durch die geologischen Verhältnisse der Eintritt

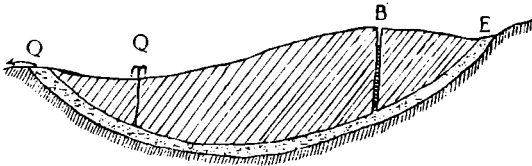


Abb. 7. Artesische Quellen.  
Q, Q Quellen; E Einzugsgebiet der Quellen; B artesischer Schöpfbrunnen.

absteigenden Wassers unmittelbar in die Quelle ausgeschlossen ist. Bei einem einfachen Grundwasserkörper und bei einem ziemlich einfachen in entsprechenden Klüften ist das nur möglich, wenn die obere Grenze des Grundwasserträgers gleich hinter der Quelle in die Tiefe taucht und von einem anderen Gestein bedeckt ist, das keinerlei Wasser in der Quellnähe an den Tag läßt. Diese Lagerung zeigt Abb. 7. Sie wird allgemein als artesisch bezeichnet, deren bewußte Verwertung in Europa im Mittelalter vom Artois ausgegangen zu sein scheint.

Das Deckgestein braucht nicht frei von Klüften zu sein. Solche entsenden oft die schönsten artesischen Quellen (rechtes Q in Abb. 7) oder sie sind vom hydrodynamischen Druck bis in die Nähe der Oberfläche mit Wasser gefüllt (B in Abb. 7). In solchen Klüften oder in Brunnenschächten an gleichartiger Stelle steigt das Wasser nur in dem Maße empor, als es abgeschöpft wird. Reicht das Wasser in natürlichen Quellen dieser Art bis nahe genug an den Tag, so liegt eine Schöpfquelle vor. Solche sind nicht minder artesisch als



die Springquellen (rechtes Q) oder die bloß aufwallenden Quellen (linkes Q) mit einem abfließenden Gerinne.

Artesische aufsteigende Quellen müssen aber nicht aus einfachen Grundwasserkörpern hervorkommen; vielmehr gibt es auch Gesteinslagen mit mehrgliedriger Wasserführung in gleichartiger Einschaltung zwischen Gesteinen unten und oben, die mindestens im Umkreise der Quelle ganz undurchlässig sind. Hat das Deckgestein keine oder nur wenige durchgängige Klüfte, so spricht man von einem durchaus „gespannten Spiegel“ des artesischen Wassers. Es fragt sich, ob dieser Ausdruck glücklich ist. Jedenfalls gehört eine solche eigens benannte Oberseite des Wassers gar nicht zum Wesen eines artesischen Grundwassers. Denn ist das senkrecht geklüftete

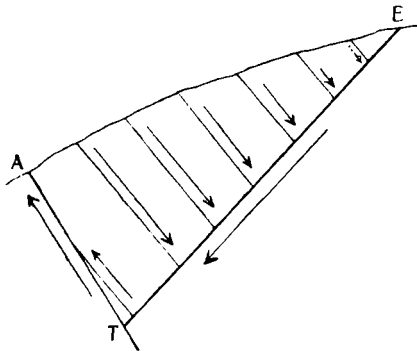


Abb. 8. Aufsteigende Klüftquelle (A) und die Bewegungsrichtungen im zugehörigen Grundwasserkörper.

E oberes Ende des Einzugsgebietes der Quelle.

Deckgestein genügend dick erhalten, so können beliebig viele offene Spiegel, gemäß B in Abb. 7, vorkommen, ohne daß der Ersatz eines durchgängig gespannten „Spiegels“ durch noch so viele ungespannte Einzelspiegel etwas an der Eigenart und der Beschaffenheit der Quellen ändern würde, es sei denn, daß der „artesischer Druck“ sogar steigt, wenn merkliche Wassermengen in all den Klüften zusickern. Umgekehrt herrscht schon in jedem gewöhnlichen absteigenden Schottergrundwasser auf der Unterseite jedes eingetauchten Gerölles ebenfalls ein „gespannter Spiegel“ mit freilich sehr schwachem Druck. Wir finden uns daher damit ab, daß die übliche Ausdrucksweise vom gespannten Spiegel eigentlich nur den auffallend hohen Druck würdigen will, unter dem das tiefe artesischer Wasser steht.

Aus mehrgliedrigen oder auch aus ziemlich einfachen Grundwasserkörpern in geeigneten Klüften können aufsteigende Quellen gemäß Abb. 8 hervorgehen. Sie zeigt dies an einem ziemlich einfachen

Grundwasserkörper. Höfer spricht in einem solchen Fall von Spaltenquellen und behandelt sie im Anschluß an die artesischen. Das Gestein über der von E nach T und über der von A über T führenden Klufffläche braucht hier ebenfalls nicht fugenfrei zu sein; ja es ist beim Vorkommen einer kräftigen Quelle an der Stelle A sogar wahrscheinlicher, daß das Wasser nicht nur von E aus in die Kluff E T gelangen kann, sondern an mehreren anderen genügend weiten Fugen. Verlaufen sie so wie in Abb. 8, so findet bei A nur eine aufsteigende Bewegung statt. Stünden die Fugen zwischen E und A senkrecht auf der Richtung A T, so würde auch absteigendes Wasser in die unmittelbare Nähe der Quelle gelangen können; diese wäre dann eine zusammengesetzte Quelle eines ebenfalls ziemlich einfachen Grundwasserkörpers.

Als aufsteigende Quellen müssen besonders viele Karstquellen angesprochen werden, zunächst die periodisch tätigen Speilöcher (Estavellen), in deren aufsteigenden Zuführungsröhren das Wasser von einer darunter vorhandenen Strömung bei erhöhtem Druck bis zum Ausfluß emporgetrieben wird. Warum sie Höfer unter den „abfallenden“ (= absteigenden) Quellen behandelt (S. 98), „obzwar hier auch noch der artesische Druck mitspielt“, darüber könnte ich nur eine Vermutung wagen. Er hat nämlich unter der abgebildeten Estavelle ein absteigendes Stück einer Höhlenströmung eingezeichnet; aber die Estavelle wird doch nicht erst dadurch zu einer aufsteigenden Quelle, daß der zugehörige Höhlenast gerade dort zu einem Siphon ansteigt, wo sich das Zuführungsrohr abzweigt. Zu den aufsteigenden Quellen gehören alle jene, auch ständigen Karstquellen, die in einer Quelhöhle ein Becken bilden, dessen Wasserzuführung nur von unten erfolgt. Diese Quellbecken können dabei ihren obertägigen Lauf mit einem großen oder kleinen Wasserfall beginnen, einem echten Überfall über die niedrigsten Stellen des Beckenrandes. Nur durch Tauchen in einen oft steilen Siphonast ist das Eindringen in das unterirdische Einzugsgebiet solcher Quellen möglich. Umgekehrt verrät zu Zeiten stärkeren Druckes das Aufwallen der Quellbecken die Richtung der Zufuhr. Solche Quellen dürfen nicht wegen des Überfallstrahles an die Seite der „Überfallquellen“ im üblichen, aber andersartigen Sinn gestellt werden<sup>33)</sup>. Denn der echte Überfall-

---

<sup>33)</sup> Die berühmte Vaclusequelle, ein schönes Beispiel einer aufsteigenden Karstquelle, wird von Keilhack unter den absteigenden Quellen, und zwar als „Überfallquelle“ dargestellt. Er tut das aber nicht wegen des bei ihr nur periodischen Überfallstrahles, sondern weil die Neokom-Kalkmasse des dortigen Karstes in einer weitgespannten Mulde undurchlässigen Gesteins ruht und weil die undurchlässige

strahl hier ist nur eine Erscheinungsform des Quellaustrittes, wie bei artesischen Quellen die springenden Strahlen oder das stille Aufsteigen zur Schöpfquelle oder auch das einfache Abfließen auf geneigter Unterlage, das auch die absteigenden und Überfließquellen zeigen.

Im ganzen hat man den Eindruck, daß die Gliederung in auf- und absteigende Quellen ursprünglich überhaupt nur für einfachere Grundwasserkörper, keineswegs für Karstquellen gedacht war. Selbst wenn man bei der Übertragung auf diese Quellen Fehlgriffe vermeidet, haftet ihr etwas Gekünsteltes an, wie es an meinem erfundenen Beispiel einer zusammengesetzten Karstquelle (S. 21) deutlich wird. Überlegt man sich, aus welchen Beobachtungen die bloße Zweiteilung der Quellen ihre Nahrung gezogen haben kann, so kommt man darauf, daß fast alle Quellen als absteigend bezeichnet wurden, wo die Spiegelverbindung des Grundwassers oder sein „Spiegel“ schlechtweg zur Quelle herabsteigt, und daß alle als aufsteigend bezeichnet wurden, wo ein „gespannter Spiegel“ zur Quelle emporsteigt. Weil innerlich fehlerhaft, konnte dieses Merkmal nicht immer festgehalten werden. So behandelt Höfer (a. a. O. S. 108) mit Recht eine Quelle nach Abb. 8 als aufsteigend, obwohl sich die Verbindung der Einzelspiegel zur Quelle senken muß. Die gleiche Ausnahme muß aber auch z. B. für alle aufsteigenden Karstquellen gemacht werden, wo die Durchschnittshöhen der Spiegel ebenfalls zu den Quellen hin geringer werden. Damit erledigt sich der Gedanke, es bei der alten Zweiteilung unter Hinblick auf die Spiegel zu lassen. Es wäre schon sprachlich kaum erträglich, daß man einverständlich absteigende Spiegel meint und absteigende Quellen sagt. Wenn man sich aber zu etwas derartigem entschließen will, dann muß wenigstens eine allgemeine Konsequenz das Einverständnis zu einem solchen bedenklichen Verfahren sichern. Somit entspricht allein die vorgeschlagene Dreiteilung in absteigende Quellen, in Überfließquellen, zu denen gleichzeitig Wasserstränge herab- und heraufsteigen, und in aufsteigende Quellen allen hier zu stellenden Anforderungen.

Unterlage im Bereich der Vauclusequelle ihren tiefsten Rand hat. Diese Stelle zeigt aber eine Anlagerung undurchlässigen Tertiärs an die Mulde — Keilhack bringt die Einzelbeschreibung nach französischen Beobachtern — und so müßte Keilhack nach anderen Stellen seines Buches die Vauclusequelle eigentlich als Barrierequelle bezeichnen. Nun hat sich aber die Quelle unter Bildung eines Sacktales längst in den Kalk zurückverlegt. Der Ausdruck „Überfall“ besagt hier eigentlich gar nichts als einen sehr allgemeinen Hinweis auf geologische Verhältnisse im Einzugsgebiet der Quelle.

### Zusammenfassung der Ergebnisse.

1. Es gibt kein stagnierendes Grundwasser, abgesehen von manchem Grundwasserlager unterer, abgelegener Stockwerke, und abgesehen von blinden Verengungen und sackartigen Endigungen einer zusammenhängenden Grundwassermasse.

2. In allen Quellen kommt Wasser unter einem gewöhnlich als hydrostatisch bezeichneten Druck hervor. Dieser Druck ist bei den meisten artesischen Quellen nur viel größer als bei den anderen. Wer einfach vom Fließen unter Druck spricht, erspart sich die Entscheidung, ob im Einzelfalle physikalisch besser von hydrodynamischem Druck zu sprechen wäre. Er kann sehr klein sein.

3. Es gibt nicht nur absteigende und aufsteigende Quellen, sondern oft auch solche, die beiderlei Wasser führen. Überall, wo Grundwasser tiefer reicht als die Quellen, fließt solches unter Druck zu ihnen empor. Es wird vorgeschlagen, die Quellen gleichzeitig aufsteigenden und absteigenden Wassers mit dem unvorgreiflichen Wort Überfließquellen zu bezeichnen. Sie wurden bisher irrig zu den absteigenden gerechnet und in bunter Weise bald als Stau-, bald als Überfallquellen usw. bezeichnet.

4. „Ein Grundwasserspiegel“ ist immer eine Zusammenfassung von Einzelspiegeln. Diese sind voneinander durch das Gestein, in Geröllen auch durch kapillare Anschwellungen getrennt. Es gibt daher keine Oberflächenströmungen von einem Einzelspiegel zum andern. Spiegelströmungen kommen nur in Höhlen innerhalb jedes vom Grundwasser geschnittenen Raumes vor, wenn im selben Raum Zu- und Abfuhr möglich ist. In Oberflächennähe ist alles Grundwasser langsamer bewegt als darunter.

5. Von wesentlicher Bedeutung ist die Unterscheidung des Grundwassers nach der Form der Grundwasserkörper. Erfüllt es ein sehr dichtes Hohlraumnetz, so kann man 1. eine „Filtergeschwindigkeit“ aufstellen; ferner 2. geometrische Bahnkurven, von denen das Wasser kaum abweicht, und 3. einen „Grundwasserspiegel“ als Verbindungsfläche der Einzelspiegel. Solche Fälle wurden als einfache Grundwasserkörper abgesondert. Wenn wenigstens die Verbindungsfläche der Einzelspiegel möglich und nützlich ist, die übrigen Annahmen aber nicht, sei von einem ziemlich einfachen Grundwasserkörper gesprochen. Grundwasserkörper, bei denen alle diese Vereinfachungen unmöglich oder irreführend sind, wurden als mehrgliedrige bezeichnet. Solche erfüllen ein oder mehrere unregelmäßige Spaltenester, bezw. Röhrengeflechte; mehrere dann, wenn

zwischen ihnen nur gewisse, meist bloß zeitweilige Wasserbewegungen möglich sind.

6. Im Karst, im nicht zu unreinen Kalk, gibt es nur mehrgliedrige Grundwasserkörper verschiedener Größe. Die größten sind ausgedehntere Wassergeflechte mit zeitweisigem Zusammenhang untereinander; die kleinsten sind bescheidenere Einzelnester des Grundwassers. Solange es sich um gänzlich wassererfüllte Hohlräume handelt und solange näher der Oberfläche infolge des dort geringeren Druckes eine verhältnismäßige Ruhe herrscht, bilden selbst schmale, langgestreckte Einzelgeflechte mit strömendem Wasser einen Gegensatz zu Flüssen und Bächen und sollten nicht nach ihnen benannt werden; denn diese haben die geringsten Werte der Geschwindigkeit ganz unten.

7. Im Gegensatz zur Auffassung von A. Grund hat das Wort „Karstwasserspiegel“ nicht als Verbindungsfläche der sehr wechselvollen Einzelspiegel einen weitgreifenden Sinn, sondern höchstens als recht grobe Zusammenfassung der Einzelspiegel eines Grundwasserkörpers. Sonst ist es nur für jedes örtlich beobachtete Vorkommen des Grundwasserspiegels verwendbar. Die mehrgliedrigen Grundwasserkörper können im äußersten Fall die Eigenschaften der Gerinne Katzers zeigen, nicht aber diejenigen, welche Grund ihnen gemäß seinen Vorstellungen über das Verhalten gewöhnlichen (einfachen) Grundwassers zugeschrieben hat. Damit sind auch die gleichartigen Annahmen Katzers für den „seichten“ Karst hinfällig.

8. Die Einteilung der Quellen wurde den vorstehenden Ergebnissen gemäß durchgeführt.

---

# Erklärende Beschreibung der Formen des Leithagebirges.

Von

**Dr. Gabriele Roth-Fuchs.**

Mit einer Tafel und 11 Abbildungen im Text.

## Vorwort.

Trotz der günstigen verkehrsgeographischen Lage des Leithagebirges — es ist in einem Tage von Wien aus zu besuchen — fehlt bis heute eine eingehende morphologische Darstellung desselben. Nur Hugo Hassinger hat in seinen „Geomorphologischen Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken“ (1905) und in seiner Abhandlung in der Penck-Festschrift (1918) in großen Zügen und mehr nebenbei auch den Ostrand des Wiener Beckens — das Leithagebirge — behandelt und die schon auf der Karte auffallenden großen Verebnungsflächen an den Gehängen unseres Gebirges mit dem System seiner pontischen Seeterrassen in Einklang zu bringen versucht.

Meine morphologische Darstellung sucht den ganzen Formenschatz des Gebirges zu behandeln\*).

Von Jugend auf stand mir das Leithagebirge vor Augen, liegt doch meine Heimat an dessen Fuß, freilich bis vor kurzem getrennt von ihm durch die ungarische Grenze. Es war mir überaus willkommen, als mein verehrter Lehrer Herr Prof. Dr. Ed. Brückner, meiner Bitte entsprechend, mir als wissenschaftliche Aufgabe die Untersuchung der Morphologie des Leithagebirges empfahl.

Im Laufe meiner Untersuchung und bei der Fertigstellung des Manuskripts für den Druck unterstützte mich Herr Prof. Brückner mit Rat und Tat. Ihm sei an dieser Stelle hiefür der wärmste Dank ausgesprochen. Dank schulde ich auch Herrn Privatdozenten Dr. Otto Lehmann, Assistenten am Geographischen Institut, für das Inter-

---

\*) Das Inhaltsverzeichnis siehe S. 104.

esse, das er an meiner Arbeit nahm, und für manchen guten Rat-schlag.

Meine Arbeit gründet sich auf Begehungen in einer Gesamtdauer von sechs Monaten, die ich in den Jahren 1921 und 1922 ausgeführt habe. Die meisten Begehungen fanden im Frühjahr statt, weil im Sommer die dichte Belaubung des vielfach als Buschwald entwickelten Waldes der Beobachtung hinderlich ist. Die Ergebnisse wurden 1922 in meiner Dissertation niedergelegt. Sie erscheinen hier gegenüber der Fassung von 1922 inhaltlich erweitert, räumlich etwas zusammen-gedrängt.

Gut verwendbare Vorarbeiten boten mir außer den oben ge-nannten Arbeiten Hassingers die nicht allzu reiche geologische Literatur und die geologischen Karten des Gebietes\*). Diese leiden allerdings an dem Fehlen einer einheitlichen Auffassung der öster-reichischen und der ungarischen Geologen, da jeder immer nur den Gebietsteil seines Vaterlandes behandelte, was zu einer geologischen „Zweiteilung“ des Leithagebirges führte. Eigene geologische Be-obachtungen mußten helfen, ein einheitliches Bild des Gebirges zu entwerfen. Die Erörterung geologischer Verhältnisse beschränke ich jedoch auf das zum Verständnis des morphologischen Bildes Not-wendige.

Abgesehen von der älteren zusammenfassenden Darstellung Czjžeks liegen österreichischerseits nur Spezialarbeiten über das Tertiär vor, so von Th. Fuchs, E. Kittl und F. X. Schaffer. Nur Veters gibt ein allgemeines Bild der Geologie des Leithagebirges. Die erste geologische kartographische Aufnahme erfolgte durch den ungarischen Geologen Roth von Telegd im Maßstab 1:144.000; sie wurde 1904 erweitert und im Maßstabe 1:75.000 für den ungarischen Anteil des Gebirges veröffentlicht. Als Ergänzung dient für den österreichischen Anteil die in Handkolorit mir zur Verfügung stehende Aufnahme der österreichischen Geologischen Bundesanstalt 1:75.000. Die gegenwärtig im Gang befindliche Neubearbeitung konnte ich nicht mehr verwenden. Die bekannte geologische Über-sichtskarte von Veters behandelt unser Gebirge nur schematisch.

An dieser Stelle sei das von mir benutzte und auch für das Studium dieser Abhandlung empfehlenswerte Kartenmaterial auf-geführt. Alle Karten sind vom Wiener amtlichen k. u. k. Militär-geographischen Institut (jetzt Kartographischen Institut) aufge-nommen und veröffentlicht.

---

\*) Siehe das Literaturverzeichnis S. 102. Alle Anmerkungen finden sich am Schluß der Abhandlung auf S. 103.

Generalkarte 1:200.000, Blatt 34<sup>o</sup> O, 48<sup>o</sup> N (Wien);  
Spezialkarte 1:75.000, Blatt Zone 14, Kol. XV (Eisenstadt);  
Blatt Zone 13, Kol. XV (Wien);  
Umgebungskarte von Bruck 1:25.000, die Blätter A 4, A 5, B 3,  
B 4, B 5, C 4, D 8, E 7, E 8;  
Originalaufnahmen in 1:25.000, die Blätter 4857/1, 4857/3,  
4857/4.

Geographisches Institut der Universität Wien, November 1924.

Dr. Gabriele Roth-Fuchs.

### Einleitung.

**Lage und Grenzen<sup>1)</sup>.** Der Gebirgsrücken, der den Ostabschluß des Wiener Beckens gegenüber dem ungarischen Flachland bildet, trägt auf der Karte den Namen „Leithagebirge“, im Volksmund heißt er „Leithaberg“. Seine Lage im Zuge des südwestlich—nordöstlich gerichteten Alpen-Karpathenbogens, seine Selbständigkeit als isoliertes Verbindungsglied zwischen den beiden Gebirgen, allseitig von Flachland, einerseits dem Wiener Becken, anderseits der Oberungarischen Tiefebene, umgeben, und seine geringe Höhe (Sonnenberg 480 *m*) lassen in der Tat die stolze Bezeichnung „Leithagebirge“ kaum berechtigt erscheinen. Es bringt hier der Volksmund mit der Bezeichnung „Leithaberg“ eine mehr zutreffende morphologische Erkenntnis zum Ausdruck. Weniger die absolute Höhengruftung einzelner hervorstechender Punkte sollte damit gekennzeichnet werden, als vielmehr die Geschlossenheit und Einheitlichkeit des ganzen Rückens in seinem äußeren Aufbau, der wirklich wie ein Berg erscheint, und der gegenüber dem umgebenden Flachland ganz merkliche Anstieg zu Höhen, die keinem Hügelland, sondern einem Bergklotz, eben dem „Leithaberg“ angehören.

Die Abgrenzung des Leithagebirges — wir behalten den nun einmal in der wissenschaftlichen und Schulliteratur eingebürgerten Namen bei — läßt sich in zweifachem Sinne, in weiterem und engerem Umkreis topographisch und morphologisch ziehen. Das von mir behandelte Gebiet umfaßt nicht nur das Gebirge, sondern auch das vorgelagerte Hügelland. In diesem Sinne kann von Wimpassing an die in gewissem Abstand der Längsachse des Gebirges parallel fließende Leitha vom westlichsten Punkt des Gebirges bis über Bruck hinaus als Nordwestgrenze dienen. Die mit dem Leithagebirge in Verbindung stehende Parndorfer Heide im Norden schließe ich aus

---

<sup>1)</sup> Vgl. hierzu und zum ganzen Text die Kartenskizze S. 105.



und ziehe die Grenze im Zuge der Linie Alte Schanze-Parndorfer Bach bis zum Nordende des Neusiedler Sees bei Neusiedl. Dessen Nordwestufer und sein größter Zufluß, die Vulka mit dem Sulzbach, umrahmen den Südostabfall unseres Gebirges. Wie am Nordostende eine natürliche Grenze mangelt, so auch am Südwestende. Denn hier ist der Fuß des Leithagebirges mit jenem von Hassinger „Zillingdorfer Platte“ genannten wasserscheidenden Hügelrücken zwischen Rosaliengebirge und Leithagebirge innig verwachsen. Es unterliegt daher der persönlichen Willkür, hier einen der zahlreichen Nebenbäche der Vulka und dazu einen korrespondierenden Seitenbach der Leitha zu wählen, um die fehlende natürliche Grenze zu ersetzen. Dem von Norden kommenden Nebenbach des Sulzbaches aufwärts folgend, überschreitet die Grenze beim Hartwald die Zillingdorfer Platte, folgt einem kleinen Gerinne zum Stollenbach und Minibach und trifft bei Wimpassing auf die Leitha. Die so umrissene Fläche hat eine Längserstreckung von rund 35 *km* von Südwest nach Nordost und eine größte Breite von 17 *km* und umfaßt sowohl unser Gebirge als auch das vorgelagerte Hügelland.

Suchen wir nun das eigentliche Leithagebirge von seinem Vorland abzugliedern. Wir verhehlen uns nicht, daß diese Abgrenzung an vielen Stellen schwierig ist; denn manchenorts geht das Gebirge unmerklich in sein Vorland über. Doch besteht im großen durchaus schon landschaftlich ein Gegensatz, der sich nicht nur in dem erheblichen Unterschied der Höhenlage äußert, sondern auch in der Vegetation: es decken sich Feld- und Wiesenflur mit dem Vorland, dichtes Waldkleid mit dem Gebirgsrücken. Daher bietet sich die untere Waldgrenze als eine brauchbare Trennungslinie beider dar. Da vereinzelt Waldparzellen ins Vorland vorgeschoben erscheinen und andererseits Äcker und Wiesen im Waldkleid eingestreut vorkommen, kann die untere Waldgrenze allerdings nur angenähert als natürliche Abgrenzung zwischen Vorland und Gebirge verwendet werden. Mit ihr deckt sich im wesentlichen eine Linie, die die wie Perlen an einer Schnur in regelmäßigen Abständen voneinander auf tretenden Ortschaften am Fuß des Gebirges verbindet. Wir können sonach als Grenze zwischen dem Leithagebirge und seinem Vorland eine Linie betrachten, die durch die Orte zieht: Hornstein, Wimpassing, Loretto, Au, Hof, Mannersdorf, Sommerein, Kaisersteinbruch, Bruck a. d. Leitha, Neusiedl, Winden, Breitenbrunn, Purbach, Donnerskirchen, St. Georgen, Eisenstadt, Klein- und Groß-Höflein, Müllendorf, Hornstein. Sie folgt in ihrem Verlauf verschiedenen Isohypsen, nämlich der Isohypse von 220 *m* von Wimpassing bis

Kaisersteinbruch, der Isohypse von 180 *m* bis zur Parndorfer Heide, der von 150 bis 160 *m* an dem dem Neusiedler See zugekehrten Abfall bis zum Tiergarten bei Gschieß, weiterhin der Isohypse von 200 *m* bis Müllendorf und von hier mit plötzlichem Anstieg der Isohypse von 280 *m* über Hornstein bis Wimpassing.

Der rund 30 *km* lange Rücken des Leithagebirges erstreckt sich von der Ödenburg-Wiener-Neustädter Pforte, dem südlichen Verbindungstor zwischen dem Wiener Becken und dem ungarischen Flachland, zunächst nach NNE. Bald aber, schon im ersten Viertel seiner Längserstreckung, biegt das Gebirge in eine südwest-nordöstliche Streichrichtung um, die es bis zu seinem Abbruch gegen die Brucker Pforte, das nördliche Tor zwischen Wiener Becken und ungarischem Flachland, beibehält. Die Umbiegungsstelle der Streichrichtung bringt gleichzeitig im Grundriß eine Abschließung des südlichsten Teiles und eine Einschnürung der Breite des Gebirges von 9 *km* auf 5 *km* und legt uns für den südlichen Teil die Bezeichnung „Kopfteil des Gebirges“ gegenüber dem „Halsteil“ geradezu in den Mund. Die neuerliche Verbreiterung des Gebirgsrückens von 5 auf 8 *km* kennzeichnet den Beginn des einheitlichsten und längsten Teiles, des „Rumpfes“ des Gebirges, dem als letzter und kleinster Teil nach Nordosten der „Schwanz“ angegliedert erscheint.

**Landschaftlicher Charakter.** Das Rückgrat des Gebirges gleichsam, die Reihe der höchsten Aufragungen im Zuge des Rückens, bildet von ferne gesehen eine einförmige Himmelslinie, deren Seehöhe um 400 *m* schwankt. Ebenso einförmig wie das Längsprofil ist ein Querprofil. In treppenförmigen Stufen erfolgt der Anstieg vom Hügelland zum Gebirge.

Dem einförmigen gleichmäßigen orographischen Aufbau des Gebirges entsprechen die hydrographischen Verhältnisse. Die Entwässerung erfolgt nach zwei Richtungen: Einerseits zum Wiener Becken und durch die Leitha zur Donau, anderseits zum abflußlosen Neusiedler See. Die Anlage des Entwässerungsnetzes ist mit wenigen Ausnahmen konsequent. Tief eingeschnittene Täler, „Gräben“ genannt, haben sich in den Gebirgskörper eingefressen, so daß der Kopfteil des Gebirges radial, Hals-, Rumpf- und Schwanzteil fiederförmig zerlappt erscheinen.

Mit Ausnahme einiger grasiger Vorberge deckt ein zusammenhängendes Waldkleid unser ganzes Gebirge. Die freundlichen Orte am Waldessaum und das ihnen vorgelagerte Ackerland geben dem sonst einförmigen Landschaftsbild einige Abwechslung.

## Kap. I. Die geologischen Verhältnisse.

**Übersicht.** Den Kern<sup>1)</sup> des Leithagebirges bildet eine über 20 *km* lange Urgebirgsscholle, in der dünnschichtige Glimmerschiefer die Hauptrolle spielen<sup>2)</sup>. Am Sonnenberge tritt eine unregelmäßig begrenzte Partie von grobkörnigem Gneis, rings von Glimmerschiefer umgeben, auf. Sie kann als kleine Zentralmasse aufgefaßt werden. Das allgemeine Streichen der stark gefalteten Glimmerschiefer der Hauptmasse ist entsprechend der Längserstreckung des Gebirges Nordost-Südwest gerichtet.

Nach der im Alttertiär erfolgten Auffaltung der Alpen und Karpathen bildeten beide zusammen einen einheitlichen Gebirgsbogen<sup>3)</sup>, dessen Außenseite ein Meeresarm begleitete, das Meer der I. Mediterranstufe. Um die Mitte der Tertiärzeit zerriß dieser einheitliche Bogen an seiner schwächsten Stelle, dort, wo die West-Ost streichenden Falten zum Nord-Nordost-Streichen umschwenken, und als isoliertes Verbindungsglied blieb die Urgebirgsscholle des Leithagebirges stehen, durch die Brucker Pforte von den Karpathen, durch die Ödenburg-Wiener-Neustädter Pforte von den Alpen getrennt.

Das Einsinken<sup>4)</sup> der Becken rings um das Leithagebirge ging langsam vor sich. Allmählich ergriff das Meer von dem neugeschaffenen Raum Besitz. Es bildeten sich zunächst lokale Südwasserseen und Sümpfe (Lignite von Pitten) und in ihnen die ersten Ablagerungen der II. Mediterranstufe. Sie sind im Leithagebirge als Schotter und Strandhalden des mittleren Teiles des Gebirges vorhanden, die später näher besprochen werden sollen. Hoernes<sup>5)</sup> setzt die Lignite von Pitten den kohlenführenden Schichten des außerhalb unseres Gebietes gelegenen Brennberges bei Ödenburg zeitlich gleich. Da die nahen Brennbergschotter mit den mediterranen Schottern des Leithagebirges identisch sind, wäre das Auftreten kohlenführender Schichten dieses Alters im Leithagebirge möglich. Bis jetzt sind sie jedoch nicht gefunden worden.

Mit der fortdauernden Senkung drang das Meer in die umgebenden Tiefenzonen ein. Das Leithagebirge selbst tauchte meiner Meinung nach völlig unter den Wasserspiegel unter, der bis 540 bis 550 *m*<sup>6)</sup> anstieg, der Höhe jener obersten Abrasionsterrasse, die sich nach Hassingers<sup>7)</sup> neueren Untersuchungen bis weit außerhalb der Umgebung Wiens deutlich erkennen läßt. Ich nehme keinen Anstand, diese zunächst noch nicht begründete Behauptung vorwegzunehmen; die Beweise werde ich im Verlaufe der Abhandlung bringen.

Im jüngsten Miozän<sup>8)</sup> erfolgte eine ziemlich weitgehende Ab-

schließung der nördlichen Meeresbecken vom warmen Mittelmeer. Das Wiener Becken stand nun als die westlichste Bucht in Zusammenhang mit dem sarmatischen Meer Ungarns und Südrußlands. In den küstennahen Gebieten der stärker abgeschlossenen Buchten fand durch die zuströmenden Flüsse eine starke Aussüßung des Meerwassers statt: es wurde brackisch.

Im Pliozän erfolgte eine weitere Aussüßung des Gewässers, es erhielt einen völlig brackischen Charakter, ja wurde zum Süßwassersee. Zugleich stieg der Wasserspiegel, der zur Zeit der sarmatischen Stufe gesunken war, neuerdings zu größerer Höhe an (Pontische oder Kongerienstufe). Anzeichen einer vorpontischen Erosion<sup>9)</sup> finde ich im Leithagebirge an mehreren Stellen — epigenetische Talstücke, mit einer Aufschüttungsfläche in 360 m. Den Hochstand des pontischen Sees nehme ich, wie später begründet werden wird, in einer Höhe von 360 bis 380 m an<sup>10)</sup>, im Gegensatz zu Hassinger, der für eine größte Höhe in 540 bis 550 m eintritt<sup>11)</sup>.

Nun erfolgte<sup>12)</sup> ein neuerlicher und endgültiger Rückzug des Wassers; das Wiener Becken wurde endlich trocken gelegt, während der levantinische See das ungarische Becken noch längere Zeit füllte. Der Rückzug des Wassers erfolgte nicht kontinuierlich, sondern mit Unterbrechungen. Bei jedem länger andauernden Stillstand schnitt die Brandung an den Ufergehängen eine Strandterrasse ein. Am Rande der Alpen, wie am Leithagebirge sieht man eine Anzahl solcher Rückzugs-Strandterrassen übereinander<sup>13)</sup>. Die letzte Phase des pontischen Sees, der levantinische See<sup>14)</sup>, bearbeitete auch noch die dem ungarischen Becken zugewandte Seite unseres Gebirges und hinterließ hier Strandterrassen. Nach Schwinden der stehenden Gewässer nahmen die Flußablagerungen überhand. Diese Zeit wird die der thrakischen Stufe genannt. Ohne scharfe Grenze gehen die Bildungen des Tertiärs in die des Diluviums über, die als Schotter und Sande auftreten.

Tabellarisch zusammengestellt finden wir folgende Gesteine am Aufbau des Leithagebirges beteiligt:

Archaikum	Mesozoikum	Tertiär			Diluvium
Gneis, Glimmer- schiefer	Quarzite, Kalke, Dolomite	II. Medi- terranstufe	Sarmatische Stufe	Pontische Stufe	Lößartige Ab- lagerungen, fluviatile Anschwem- mungen, Schotter
		Schotter, Leithakonglo- merat, Leitha- kalk, Tegel	Detritärer Leithakalk, Kalksandstein, Kalke, Sande	Konglomerate, Sande, Sand- stein, Schotter	

Obwohl eine Gesamtdarstellung<sup>15)</sup> der geologischen Verhältnisse des Leithagebirges aus älterer Zeit vorliegt, will ich sie nur für den kleineren österreichischen Anteil des Gebirges verwenden, für den bei weitem größeren ungarischen, aber die ausgezeichneten neueren Karten und Erläuterungen Roth von Telegds<sup>16)</sup>. Als Kartenunterlage für den österreichischen Anteil dient die allerdings stark schematische und daher in Neubearbeitung befindliche handkolorierte geologische Karte 1:75.000 der Geologischen Bundesanstalt; benützt sind auch die zahlreichen Aufschlußstudien Schaffers<sup>17)</sup>. Bei meinen Begehungen, für die ich das ungarische geologische Aufnahmeblatt Eisenstadt 1:75.000 auf die Blätter der Umgebungskarte von Bruck a. d. Leitha und auf die Originalaufnahmsblätter 1:25.000 übertragen hatte, habe ich im großen und ganzen die gezeichnete Kartierung bestätigt gefunden.

**Verbreitung der Gesteine.** Für die nun folgende Besprechung der Verbreitung der Gesteine im Gebirge genügt es, das geologische Blatt Eisenstadt 1:75.000 zur Hand zu nehmen, wobei der österreichische Anteil nach der handkolorierten Karte der österreichischen Geologischen Bundesanstalt ergänzt gedacht sein möge.

Den Hauptanteil am Aufbau des Gebirgsrückens haben, wie schon erwähnt, **Glimmerschiefer** und mehr untergeordnet **Gneis**. Der Gneis<sup>18)</sup> bildet das tiefere und ältere Glied der kristallinen Schiefergesteine. Überall im Sonnenbergstock sind gerade die höchsten Aufragungen aus Gneis aufgebaut. Nur am rechten Gehänge des Schwemmgrabens steht er ebenfalls an. Der Gneis in der Umgebung von Hornstein enthält untergeordnet Einlagerungen von Amphibolgneis, dann auch von Granitgneis, kenntlich durch seine großen weißen Glimmerblättchen. Der Amphibolgneis geht bisweilen ganz in Chloritgneis über. Im übrigen ist der Gneis entweder Glimmergneis mit schwarzem oder weißem Glimmer oder — wie auch am Sonnenberg — talkiger, protoginartiger Augengneis, der den rötlichen Feldspat in größeren Körnern ausgebildet zeigt, oder aber dichter quarzitischer Gneis. Der Quarz selbst durchzieht bisweilen in dünnen Lagen das Gneismaterial. Nördlich des erwähnten Vorkommens am Sonnenberg sieht man am Steinberg und am Lebzelterberg noch je in einer kleinen Partie den Gneis zutage treten.

Im Landschaftsbild äußert sich der Gegensatz von Gneis und Glimmerschiefer nicht nur durch die verschiedene Härte und Verwitterbarkeit der Gesteine, sondern deutlich auch in der Vegetation. Der Glimmerschiefer bildet den Hauptrücken des Gebirges. Er zeigt oft talkige Ausbildung<sup>19)</sup>. An vielen Stellen wird der an

Glimmer überreiche Glimmerschiefer ganz dünnschieferig und dann pflegt er stärker der Verwitterung zu unterliegen. Mächtiger ausgebildete Quarzlagen sind an vielen Punkten in ihm zu beobachten; der Quarz ist gewöhnlich körnig. Granaten, meist verwittert, führt er häufig. Nahe der Grenze des Sonnenbergstockes zeigt er Biotit und Muskovit. Biegungen und Faltungen der Strukturflächen sind hier beim Glimmerschiefer eine häufige Erscheinung. Zu dieser Gruppe gehört der isoliert aufragende Goys(Junger)berg<sup>20</sup>) bei Winden, der aus grauem dünnschieferigem, aber etwas festerem Material besteht.

**Mesozoikum.** Auf dem kristallinen Grundgebirge finden sich in kleineren und größeren Partien aufgelagert Grauwackengesteine: Quarzite, Kalke und Dolomite. Ihre Altersbestimmung hat infolge völligen Fossilmangels Wandlungen durchgemacht. Nach den neuen Untersuchungen von Vettters<sup>21</sup>) müssen sie heute als mesozoisch betrachtet werden.

Diese Gesteine treten in inniger Vergesellschaftung am Westrand des Gebirges auf<sup>22</sup>). Das größte Vorkommen findet sich hier am Südwestende des Gebirges zwischen Wimpassing und Hornstein. Der größte Teil des Lebzelters, eines vom Hauptrücken wegstreichenen Nebenrückens, besteht hier aus vorwaltend konglomeratartigem Quarzit mit NW-Einfallen. Vereinzelt kleinere Quarzitvorkommnisse bauen die beiden Knörzelberge, den Schloß- und den Brunnenberg bei Hornstein auf. Die Hangendschicht bildet schieferiger Quarzit, die tiefere eine konglomeratartige Quarzitmasse; das Einfallen ist SW. Im Vorland bei Wimpassing treten in verschwindend kleiner Verbreitung mesozoische Kalke auf. Bezüglich des Auftretens dieser Gesteinsgruppe bei Mannersdorf kann ich nur die Beobachtungen von Čížek<sup>23</sup>) und Vettters<sup>24</sup>) bestätigen. Am Scheiterberge liegt auf dem Gneise derselbe Grauwackenquarzit auf, über dem nördlich noch eine kleine Partie von Dolomit sichtbar ist. Die Schichtung ist nicht deutlich, scheint aber nördlich einzufallen.

Am Nordostende unseres Gebirges treten ebenfalls alle drei Gesteinsarten auf. Der Quarzit bildet den Königsberg, kommt am Fuß des Gebirges am Winden-Brucker Weg zum Vorschein und baut endlich den Schieferberg auf. Am Kobel(Zeiler)berg tritt mit Südfallen der dunkel bläulich-graue, bituminöse, mit weißen Kalkspatadern durchzogene und stark klüftige Kalk auf. Den Quarzit des Schwefelberges begrenzen nach SW in niederen Kuppen gleichfalls Kalkstein und Dolomit.

Die besprochenen Grauwackengesteine liefern für Kulturen den

denkbar schlechtesten Boden, so daß mangels Humusbildung die aus diesen Gesteinen bestehenden Berge gewöhnlich kahl oder nur mit ärmlichem Wald bedeckt sind.

Es folgt nun die große Serie der **tertiären Ablagerungen**. Sie umschließen wie mit einem schützenden Ring die Urgebirgsscholle des Leithagebirges in ganz verschiedener fazieller Ausbildung. Zum größten Teile treten sie uns als Kalke, sowohl dem Gebirge angelagert, als auch selbständige Vorkuppen bildend, zum geringeren Teile als Konglomerate, Schotter, Sande und Tegel entgegen. Die Scheidung der Ablagerungen ganz im einzelnen nach ihrem relativen Alter ist für den Geologen von Wichtigkeit; für den Morphologen kommt vor allem ihre oberflächliche Beschaffenheit in Betracht; ihm ist es von Bedeutung, ob die Mediterranschichten als Leithakalk, oder als Schotter oder Konglomerat entwickelt sind.

Die Gesteine<sup>25)</sup> des Untergrundes, Urgestein und ältere, meist dolomitische Kalke, haben das Material für das Grundkonglomerat und die Breccien geliefert, mit denen hier die neogene Schichtreihe beginnt. Darauf lagert der nach unserem Gebirge benannte Leithakalk, der nicht, wie früher angenommen wurde, eine Korallenriffbildung, sondern vielmehr das Produkt einer „submarinen Wiese“<sup>26)</sup> ist. Stur<sup>27)</sup> hat zuerst hervorgehoben, daß er nirgends die äußere Form der Korallenriffe darbietet, sondern mächtige Decken darstellt, die sich oft auf große Strecken hin ausdehnen, und seit den Untersuchungen Ungers wissen wir, daß er durch Massen einer kalkabsondernden Alge, Lithothamnium, entstanden ist. Zwischen den Lithothamnien-Kalkbänken finden wir vielfach mergelige Zwischenlagen von Amphisteginenmergel, der überreich an Foraminiferen ist. An anderen Stellen treffen wir große Sandmassen, die als Terebratelsand in der Literatur schon lange Zeit bekannt sind. Manchenorts gab es auch Steilküsten mit starker Brandung, worauf dickschalige Pecten schließen lassen.

Die **Sedimente der II. Mediterranstufe** umsäumen mit wenigen Ausnahmen überall unser Gebirge. Wir beginnen mit der Besprechung im südlichsten Teile bei Groß-Höflein. Hier zieht ein Rest einer größeren Leithakalkdecke, die den Gebirgsabfall umkleidet, bis zum Äußeren Berg. Die Decke ist heute durch tiefeingeschnittene Gräben zersägt, einzelne Lappen greifen hoch hinauf (Fuchsberg 410 m). An den Abhängen des Äußeren Berges haben zahlreiche Steinbrüche am Grunde einen harten Nulliporenrasen aufgeschlossen. Aufgelagert<sup>28)</sup> ist ihm ein besonders feingeschlemmter detritärer Leithakalk, der durch seine Fossilien gleichwohl als mediterran gekennzeichnet ist.

Dieser kreideartige Leithakalk wird zur Gewinnung von Schreibkreide abgebaut. Schwenken wir im Bogen nach Norden um, so setzt der Leithakalk auf einer kurzen Strecke aus; dann tritt im Hintergrunde von Hornstein mürber Lithothamnienkalk und -Kalkmergel zutage. Er umsäumt im weiteren als schmales Band den nach Westen offenen Gebirgsbogen zwischen dem Sonnenberg und dem Steinberg, der selbst von Leithakalk in kleinen Resten, von Schottern in größeren Decken überdeckt wird. Das Material des Schotter stammt einerseits vom Quarzit des Lebzelters, anderseits vom serizitischen Gneis des Steinberges. Der Schotter ist von der oberflächlichen Verwitterung schon bis zur Hälfte ziemlich angegriffen.

Nun folgt nach Osten jene große Decke von Leithakalk, die den Hauptrücken völlig überdeckt, von den beiderseitigen Gebirgsabfällen bis auf die wasserscheidende Höhe. Die Decke baut die Vorberge bei Loretto auf, zieht am Hauptrücken empor und in schmalen Bänden wieder herab bis in die Gegend von Eisenstadt. Die Steinbrüche bei Loretto erschließen nur auf ihrem Grunde echten Leithakalk; die hangenden Schichten gehören schon dem Sarmatikum an. Die Schichten fallen flach gegen die Ebene ein. Aus der in 450 *m* Höhe gelegenen Kürschngrube<sup>29)</sup> liegen genauere Beobachtungen vor. Hier ist über Schuttmaterial aus Lithothamnienkalk echter, gewachsener Lithothamnienkalk aufgeschlossen. An der Oberfläche<sup>30)</sup> ist hier der Leithakalk mürbe und bröcklig, wie auch tiefer unten stets, wo er an der Oberfläche erscheint.

Wo diese Leithakalkdecke auch immer auskeilt, erscheinen Schotter als Verwitterungsprodukte des Leithakonglomerates, im Westen und Süden in einer schmalen untergeordneten Zone, an der ganzen Ostseite aber als breite Schotterdecke, die den „Halsteil“ des Gebirges überlagert. Die Schotter liegen auf den hochgelegenen Ebenheiten um 400 *m* herum in verschiedenster Form; die Gerölle haben Haselnuß- bis Kindskopfgröße. Das Material entstammt dem Gneis und Quarzit des Grundgebirges. Da Gneis in unmittelbarer Nähe nicht ansteht, vermute ich, daß unter der benachbarten ausgedehnten Leithakalkdecke eine dem Sonnenbergstock ähnliche Gneismasse verborgen liegt, zumal nach Roth<sup>31)</sup> am rechten Gehänge des benachbarten Schwemmgrabens Gneis angeschnitten ist. Es wäre so die örtliche Herkunft der Gerölle leicht zu erklären.

Die Verbreitung dieser Schotter reicht von der Umgebung des Stotzingberges (409 *m*) über den Schmalzberg (412 *m*) bis zum Rabensauberg (392 *m*)<sup>32)</sup>. Die Form der Gerölle, die ich auf der Hochfläche des letztgenannten Berges aufas, ist der von Flußgeröllen ähnlich.



Doch bestanden sie aus Glimmerschiefer, welcher seiner schieferigen Beschaffenheit zufolge zur Bildung flacher und daher Flußgeschieben ähnlicher Gerölle neigt. Die Gerölle am Stotzingberg haben trotz ihrer Kindskopfgröße die Form echter, von der Brandung abgerollter Strandgerölle. Diese Schotter werden in der Literatur als mediterran bezeichnet. Sie finden sich in primärer Lagerung nur auf den Hochflächen; wo sie in den Gräben auftreten, sind sie herabgeschwemmt.

Hier möchte ich kurz auf die in der Literatur vielfach beschriebenen hohlen Gerölle eingehen, die zum ersten Male Czjzek<sup>33)</sup> besprochen hat. Kittl<sup>34)</sup> und Schaffer<sup>35)</sup> erwähnen sie ebenfalls. Sie bezeichnen stets den obersten Horizont der Mediterranablagerungen und bilden die Übergangsschicht zum Sarmatikum und treten niemals an der Oberfläche auf. Die Gerölle sind zu einem sehr festen Konglomerat zusammengebacken, dessen einzelne Stücke selten die Größe eines Eies erreichen. Sie sind durch einen gelblich-grauen, grobkörnigen, z. T. kristallinen Kalkzement verbunden und bestehen aus dunkelgrauem Dolomit des Grundgebirges. Sie sind vollständig abgerundet und liegen regellos durcheinander. Sie zeigen fast durchweg eine Zersetzung und ein Schwinden der Masse vom Kern her. Einige sind zellig; die Hohlräume anderer sind mit Kalkspat ausgekleidet. Oft ist die Höhlung von einem lichtgrauen Pulver erfüllt, das dolomitreicher ist als das umgebende unveränderte Gestein des Gerölles. Es scheint der kohlen-saure Kalk des Dolomites in größerer Menge gelöst worden zu sein als die kohlen-saure Magnesia; dabei wurde er später als Kalkspat zur Verkittung des Gesteins verwendet. Brocken von Nulliporenkalk, die auch im Konglomerat eingebettet liegen, sind unverändert. Die hohlen Gerölle sind bis jetzt bloß in den tiefsten Lagen der Steinbrüche zwischen Loretto und Au gefunden worden.

Wir verfolgen den Westrand des Gebirges nach Nordosten. Es erscheinen hier zunächst unter jüngeren Ablagerungen nur vereinzelte Leithakalkketzen, die erst in der Umgebung von Hof sich verbreitern und zu ganz bedeutenden Massen anwachsen. Auf der Karte der Geologischen Bundesanstalt sind fast alle tertiären Sedimente mit der einheitlichen Farbe des Leithakalkes als solcher eingezeichnet, während Schaffer gerade hier Ablagerungen aller drei tertiären Gewässer übereinander nachgewiesen hat<sup>36)</sup>. In der Umgebung von Mannersdorf ist ein auffälliger Vorsprung des Gebirges — Platten im Volksmund genannt — zum Großteil von gewachsenem Lithothamnienrasen gebildet, der allerdings oberflächlich von jüngeren tertiären

Sedimenten bis 340 *m* Höhe überschüttet ist. Der echte Lithothamnienrasen<sup>37)</sup> (240 *m*) zeigt meist eine abradierte Oberfläche, worüber erst der detritäre Leithakalk folgt. Den Untergrund bildet aber stets gewachsener Leithakalk; erst darüber lagern Schichten von Kalksandstein und Nulliporengrus. Dieser als Berg uns entgegen tretende Leithakalkstock steht mit dem Leithagebirge selbst nur über einen schmalen Rücken in Verbindung; im übrigen hat ihn die Erosion völlig isoliert (siehe das Blockdiagramm, S. 85).

Die schmale Zone des Leithakalkes bei Sommerein besteht vorherrschend aus Sandstein und Kalksandstein, der als Werkstein gesägt wird. Die Decke des Leithakalkes verbreitert sich nach Osten. An der Oberfläche läßt sie sich als detritärer, zerklüfteter Leithakalk bis über Kaisersteinbruch hinaus verfolgen. Aus ihm taucht der feste, gewachsene Lithothamnienkalk des Kolmberges<sup>38)</sup> (342 *m*) heraus.

Das ganze Nordostende des Leithagebirges zwischen Kaisersteinbruch-Breitenbrunn und Bruck-Neusiedl am See scheint einst von einer einheitlichen Leithakalkdecke in flacher Lagerung gebildet gewesen zu sein. Obwohl oberflächlich vielfach von jüngeren Gebilden überlagert, erscheinen noch immer große Restflächen der mediterranen Sedimente (Heiligenkreuzerwald, Spitalwald, Umgebung des Zeilerberges).

Bis zu jener Stelle, wo der Ruster Bergzug dem Leithagebirge am nächsten kommt, umsäumt den dem Neusiedler See zugewandten Abfall des Gebirges ein schmaler Streifen weichen, mürben mergeligen Leithakalkes und mediterranen Schotters aus weißen Quarzgeröllen<sup>39)</sup>. Nur in der Umgebung von Donnerskirchen reichen sowohl Leithakalk als die weißen feinkörnigen Schotter höher ins Gebirge hinauf (Ehrenfeld, Schönleiten). Leithakalk zeigt sich bis in die Gegend von Eisenstadt in kleinen Resten, mit weicher mergeliger Struktur und schließt als schmaler Saum bei Groß-Höflein an unseren Ausgangspunkt an. Eine Sandgrube am Fuße des Burgstallberges bei Eisenstadt schließt den mediterranen Schotter ungefähr 30 *m* tief auf. Er konnte sich hier, geschützt durch eine harte konglomeratartige Leithakalkdecke, unversehrt erhalten<sup>40)</sup>.

Die **sarmatischen Schichten**, die aus Kalken und Kalksandsteinen bestehen, finden wir nur in kleinen Resten um das Gebirge verteilt. Sie lagern dem Südwestende des Gebirges an und umziehen als Kalke in schmalen Bänden den Lebzelterberg<sup>41)</sup>. Ich fand in ihrer Längserstreckung eine Reihe von zehn Dolinen, die sich ganz an das Vorkommen des sarmatischen Kalkes knüpft. Die Anordnung der Dolinen ist parallel zum Gebirgsabfall. Bis zur Bucht von Stotzing

überziehen die sarmatischen Schichten als kalkige Sandsteine die Leithakalkvorberge. Auf der Karte der Geologischen Bundesanstalt sind sie nicht ausgeschieden. Doch ziehen sie nach Schaffer<sup>42)</sup> in beinahe ununterbrochenem Bande bis zum Nordost-Ende des Gebirges, zum Teil als Kalke, zum Teil als Kalksandsteine, in inniger Verbindung und kaum merklichem Übergang zu den mediterranen Schichten. Zwischen Winden und Purbach bestehen die kahlen grasigen Hügel aus weicherem oder härterem Kalkstein, der in äußerst flacher Lagerung einen ziemlich breiten Raum einnimmt. Er setzt dann völlig aus und erscheint erst wieder im Bereich des Tiergartens als sandiger Kalkstein mit flachem Einfallen<sup>43)</sup>. Von hier bis zu unserem Ausgangspunkt am Südwestende des Gebirges fehlen sarmatische Bildungen völlig.

Über die Bedeutung und Verbreitung der **pontischen Sedimente** (Kongerienschichten) im Leithagebirge hat uns Schaffer<sup>44)</sup> unterrichtet. Sie greifen ungefähr 100 *m* höher, als man früher annahm, am Nordwestabfall des Gebirges hinauf, bei Mannersdorf bis 340 *m*. Die Kongerienschichten sind nach Schaffer in diesem Gebiete nur in geringen Resten vor der Denudation bewahrt geblieben, während sie an anderen Punkten des Gebirgsrandes noch in bedeutenden Decken erhalten sind, die die älteren Randbildungen überlagern (Nordostende des Gebirges). Im übrigen Gebirge lagern sie randlich nur in kleinen Resten, während sie hauptsächlich die breite Fläche des Vorlandes decken. Die pontischen Schichten bestehen aus Kalken, Kalksandsteinen und Tegel.

Im Süden des Gebirges ragen drei Hügel aus dem umgebenden Vorland; sie alle bestehen aus pontischem kalkigem Sandstein (Fölik, Weißes Kreuz und eine unbenannte Klippe südlich von Hornstein<sup>45)</sup>). Am Gaisbühel beginnen pontische Konglomeratbänke, die dem Gebirgsrand folgend und mit pontischen Sandsteinen wechsellagernd sich bis Loretto erstrecken. Feine Sande und feinkörnige Schotter füllen den ganzen übrigen Raum bis zu der von uns oben gezogenen Vorlandgrenze. Die Schotter der Stotzinger Bucht dürften ebenfalls pontischen Alters sein.

Die pontischen Schichten<sup>46)</sup> bestehen im österreichischen Gebirgs- teil aus verfestigtem Nulliporen- und Muschelgrus, in den große Platten von Lithothamnienkalk eingebacken sind, im Vorland aus Sanden, Tegel und Schotter.

Ebenfalls in ganz verschiedener Ausbildung treten die pontischen Schichten am niedrigen Nordostende des Gebirges auf, einerseits als Konglomeratbänke, andererseits als detritärer Leithakalk, als Tegel

und als Sand. Weiterhin bauen die pontischen Schichten die tiefergelegenen Vorlandstrecken an dem dem Neusiedler See zugekehrten Abfall des Gebirges auf. Bis zu unserem Ausgangspunkt am Südeinde des Gebirges wechseln stets Kalke, Kalksandsteine, feine glimmerige Sande und Tegel miteinander ab, ohne daß die Morphologie des Vorlandes stärker dadurch beeinflußt würde. Die pontischen Sedimente<sup>47)</sup> treten im Bereiche von Donnerskirchen als Schotter und Sande, im Bereiche von Purbach als konglomeratische Kalke und Kalksande auf.

Im Leithagebirge beschränkt sich das **Quartär**<sup>48)</sup> fluviatilen Ursprunges meist auf die Gräben, wo es stellenweise deutliche Schichtung zeigt. Löß zieht an dem Berge empor, so bei Müllendorf, Sankt Georgen und Donnerskirchen. Die heutigen Lößvorkommnisse sind nach Roth, dem ich völlig beistimme, nur verhältnismäßig kleine lappenförmige Reste einer einst viel weiter ausgedehnten Lößbedeckung, die durch Wasser größtenteils entfernt worden ist. Doch macht namentlich längs des Laufes der Gräben die Art und Weise des Auftretens dieser Lößmassen vollständig den Eindruck, als ob das Material derselben ausschließlich örtlichen Ursprunges, d. h. aus den feingeschlämmten Verwitterungsprodukten des nahen Grundgebirges und der Kalksteine herausgeweht worden sei. Derartige Prozesse können naturgemäß auch gegenwärtig vor sich gehen, so daß die Bildung lößartiger Ablagerungen auch in der Gegenwart ununterbrochen stattfinden kann und sicherlich auch stattfindet.

## **Kap. II. Die Strandterrassen des Leithagebirges.**

Ich habe schon früher angedeutet, daß die Hauptrolle bei der Ausgestaltung der Formen unseres Leithagebirges die tertiären Meere und Seen gespielt haben. Im vorigen Kapitel wurde ausgeführt, wie durch Zubau von Sedimenten durch diese Gewässer der Horst des Leithagebirges verändert, d. h. verkleidet wurde. Aber die Tätigkeit eines stehenden Gewässers ist nicht nur eine aufbauende, sedimentierende, sondern an der Küste vor allem oft auch eine abtragende, abradierende. Sie kommt durch die Brandung zustande, die sich an jedem Hindernis auswirkt, so in unserem Falle am Leithagebirge, das während langer Zeiträume als eine rings umbrandete Insel aus den tertiären Gewässern emporragte.

**Hassingers Ergebnisse.** Als erster wies Penck auf die Tatsache hin, daß im Wiener Becken die heutigen morphologischen Verhältnisse der Randgebiete auf Vorgänge der Miozänzeit zurückzuführen sind<sup>49)</sup>. Auf seine Anregung untersuchte Hassinger die

Randteile des Wiener Beckens und zog dabei, doch nur ganz kurz, das Leithagebirge in den Kreis seiner Betrachtung<sup>50</sup>). Eingehende morphologische, geologische und paläontologische Beobachtungen besonders an der Westseite des Wiener Beckens führten Hassinger zur Anschauung, daß die am Rande des Beckens auftretenden Terrassen ein Werk der Tätigkeit des Meeres der zweiten Mediterranstufe, dann des sarmatischen Brackwassersees, vor allem aber des pontischen Sees sind. Den höchsten Stand des Mediterranmeeres nahm er zwischen 300 und 350 *m*, den des sarmatischen Meeres bei 280 *m* an. Die letzte Wasserbedeckung, der pontische See, soll bis zu einem Höchststand von 540 *m* gereicht und in erster Reihe die heutigen Formen geschaffen haben, wobei das Vorkommen älterer Brandungsterrassen nicht ausgeschlossen wird. Der Mangel an pontischen Ablagerungen wird von Hassinger als Beweis für die Größe der abradierenden Arbeit des pontischen Sees gedeutet<sup>51</sup>). Diese habe auch die Ablagerungen der früheren Meere fast völlig aufgearbeitet. Sie selbst hinterließ als Wahrzeichen von Stillstandlagen beim Rückzug zwölf Brandungsterrassen. Die Terrassen laufen mit großer Regelmäßigkeit am Rande der das Wiener Becken umgebenden Gebirge entlang. Ihre Identifizierung auch auf größere Entfernungen hin, bis wohin eine ununterbrochene oder fast ununterbrochene Verfolgung nicht möglich war, gelang Hassinger dadurch, daß er einige besonders breit entwickelte Terrassen, die auf einen besonders lang dauernden Stillstand des Spiegels des Gewässers deuteten, als Leithorizonte nahm. Es sind das seine Terrassen XI und XII (520—525 und 540 *m*) und III und IV (310—315 und 340 *m*). In seiner Abhandlung über die Mährische Pforte erwähnt Hassinger das Leithagebirge nicht. Dagegen schildert er einige Beobachtungen über dessen Terrassen in seinen „Beiträge zur Physiogeographie des inneralpinen Wiener Beckens und seiner Umrahmung“ in der Penck-Festschrift 1918. Bemerkungen zur Morphologie unseres Gebirges finden sich noch bei Schaffer in seinem Führer, sowie bei Vettters in seiner Abhandlung über die geologischen Verhältnisse der weiteren Umgebung Wiens.

**Übersicht über die Strandterrassen des Leithagebirges.** Die morphologische Schilderung unseres Gebirges wird durch den gesetzmäßigen regelmäßigen Aufbau sehr erleichtert, der sich darin äußert, daß Profile, an verschiedenen Stellen durch das Gebirge gelegt, große Ähnlichkeit miteinander aufweisen, ja fast identisch sind. Das Profil 1 auf der beistehenden Tafel zeigt im Querschnitt den Rücken des Leithagebirges, der sich von dem allmählich ansteigenden Vorland

deutlich abhebt. Das Profil ist durch den Rumpfteil des Gebirges über den Brunnberg zum Neusiedler See von NW nach SE gelegt und typisch für alle Teile des Leithagebirges. Ein Profil entlang irgend einer anderen Querlinie, mag diese nun durch den „Rumpfteil“, den „Hals-“ oder „Kopfteil“ des Leithagebirges gehen, gibt, von Einzelheiten abgesehen, genau das gleiche Bild. Das zeigt Profil 2, das über einen senkrecht zur Längserstreckung des Gebirges verlaufenden Querrücken durch den „Halsteil“ gelegt ist. In gleicher Weise habe ich im ganzen drei Profile quer über das Gebirge konstruiert, die auf Tafel I reproduziert sind. Sie im einzelnen zu schildern, würde zu endlosen Wiederholungen führen. Es sei daher an der Hand der drei auf der Tafel gegebenen Profile eine allgemeine Schilderung gegeben.

Die Profile lassen einen stufenförmigen Anstieg des Geländes bis zur höchsten Erhebung erkennen, d. h. ebene horizontale Strecken wechseln in regelmäßiger Folge mit steil geneigten Strecken ab. Die z. T. recht ausgedehnten Ebenheiten, die sich in gleichbleibender Höhe immer wieder an verschiedenen Stellen des Gebirges finden, sind nichts anderes als Strandplattformen eines stehenden Gewässers. Bemerkenswert ist, daß sie in den höheren Teilen des Gebirges meist breiter entwickelt sind, in den tieferen schmaler. So kommt es, daß das Gebirge an vielen, ja den meisten Orten durchschnittlich in den unteren Teilen seines Abfalles steiler ist als in den oberen.

Die Terrassen finden sich in jedes Gestein eingeschnitten, in Urgebirge, Grauwacke und Tertiär, wenn auch die Ausdehnung und Gestalt, wie später besprochen werden wird, in manchen Fällen verschieden ist. Sie sind nicht unversehrt erhalten geblieben; es hat vielmehr die im Leithagebirge ziemlich dichte Zertalung die Terrassen zerschnitten und in Restflächen aufgelöst, die jedoch so zahlreich und ausgedehnt sind, daß es mit ihrer Hilfe unschwer und eindeutig gelingt, die verschiedenen durch ihre Höhenlage charakterisierten Strandplattformen zu rekonstruieren und als geschlossenes Band um das Gebirge herum zu verfolgen. Der Übersichtlichkeit der Einzelschilderung wegen, die unten folgt, gebe ich hier vorgehend in Tabellenform ein Verzeichnis der von mir im Leithagebirge und in seinem Vorland festgestellten Strandterrassen mit ihren Höhen. Ich nummeriere sie mit arabischen Ziffern von oben nach unten. Zum Vergleich füge ich die Terrassen hinzu, die Hassinger am Westrand des Wiener Beckens festgestellt und mit römischen Ziffern von unten nach oben bezeichnet hat. Hassinger hat nicht recht gewagt, die von ihm im Leithagebirge erkannten Terrassen ohneweiters mit den

von ihm am Westrand des Wiener Beckens im einzelnen verfolgten zu parallelisieren. Im Gegenteil neigte er eine Zeitlang zur Annahme, daß das Leithagebirge seit Ausbildung der Terrassen gegenüber dem Westrand des Wiener Beckens erheblich disloziert worden sei. Auch ich wollte hier zunächst nicht vorgreifen und habe daher meinen Terrassen eine eigene Numerierung gegeben, die bei der höchsten Terrasse mit 1 beginnt. Doch bin ich im Laufe meiner Untersuchung zu dem Ergebnis gekommen, daß die Terrassen zu beiden Seiten des Wiener Beckens sich in ihren Höhen vollkommen gleich verhalten und daher eine Dislokation nicht erfolgt ist (siehe auch das Kapitel III über Talbildung).

Hassinger verwendet, wie schon oben erwähnt, zwei besonders breite Terrassenpaare, die in jedem Profil auffallen, als Leitniveaus für die Parallelisierung von Terrassenresten auf größere Entfernungen hin. Sie sind ihm zugleich die Gradmesser für etwaige tektonische Verbiegungen des ehemaligen Strandes der tertiären Gewässer. Im Leithagebirge versagt diese Methode; denn der Leithorizont XI/XII (520—525, 540 *m*) liegt schon höher als die höchsten Erhebungen des Leithagebirges und auch mit dem tieferen Leithorizont ist hier nichts Rechtes anzufangen. Man ist im Leithagebirge, wie schon Hassinger meint, bei der Identifizierung der Terrassen mit denen des Alpenrandes ganz auf den gegenseitigen Höhenunterschied der Terrassen angewiesen. In der Tat stimmen die Höhen und Höhendifferenzen der von mir im Leithagebirge verfolgten Terrassen so vollkommen mit denen von Hassingers Terrassen überein, daß ich die Parallelisierung derselben für gesichert halte. Auf die Breite der Terrassen im Leithagebirge möchte ich kein so großes Gewicht legen. Denn die Breite einer Brandungsterrasse ist nicht nur eine Funktion der Dauer der Stillstandsperiode, sondern auch eine solche der Härte des Gesteins, die recht wechselt, dann aber auch der Intensität der Brandung, die von Ort zu Ort verschieden sein kann.

Ich stelle die Terrassen Hassingers am alpinen Rand des Wiener Beckens und meine am Leithagebirge, die meiner Überzeugung nach einem Seestand angehören, in eine Reihe. Ich gebe für die Terrassen auch die Höhenunterschiede an. Siehe die Tabelle S. 47.

Die tiefen Terrassen, die bei Hassinger fehlen, liegen an der Ostseite des Gebirges gegen den Neusiedler See hin. Hier ist die Erosionsbasis rund 100 *m* tiefer, als an der dem Wiener Becken zugewandten Westseite.

**Blockdiagramm.** Auf der beigegebenen Tafel gebe ich ein Blockdiagramm des Leithagebirges. Es zeigt die nach den Terrassenresten

rekonstruierten Strandterrassen des Leithagebirges. Dargestellt sind sie derart, daß die weiß gelassenen Flächen die alten durch die

Höhe der Terrassenflächen <i>m</i>	Abstand <i>m</i>	Bezeichnung			
		bei Hassinger	bei Roth-Fuchs		
540		Pontischer See	Meer der II. Mediterranstufe		
	15—20			XII	
520—525				XI	
	35			X	1
481—490	20—25			IX	2
460—465	25—30			VIII	3
431—440	15—20			VII	4
415—420	30			VI	5
385—390	25—30			V	
360	20			IV	6
340	25—30	III	7		
310—315	30	II			
280—285	20	I	8		
260—265	15—20	Levantinischer See	9		
240—250	20		( — <sup>52</sup> )	10	
220—230	10		—	11	
210—220	30		—	12	
180—190	25—30		—	12 a	
155—160	15—20		13		
140	6—7		14		
120			15		
113—116			16		
Neusiedler See			17		

Brandung geschaffenen Strandplattformen, die senkrecht schraffierten den Abfall jeder zur nächsten nach unten folgenden anzeigen. Als



Standpunkt des Beschauers ist ein Punkt hoch über dem Nordende des Rusterbergzuges gedacht. Der Mangel irgend einer Erhebung auf dem dichtbewaldeten Rücken des Gebirges selbst oder in dessen Nähe, von wo ein Überblick über das ganze Gebirge möglich wäre, hat mich den Versuch machen lassen, auf diese Weise von einem gedachten Standpunkt aus das Typische der heutigen Oberflächenformen festzuhalten und zur Veranschaulichung zu bringen.

Das Leithagebirge erscheint im Blockdiagramm als ausgezeichnetes Terrassengebirge. Deutlich tritt hervor, wie besonders im „Rumpf- und Kopfteil“ des Gebirges die Terrassen von Nr. 7 (340 *m*) aufwärts weit breiter entwickelt sind, als die Terrassen von Nr. 8 (310—315 *m*) bis Nr. 12 (220—230 *m*). Diese gehören dem steilen Abfall am unteren Teile des Gehänges an, jene dem weit weniger steilen in den oberen Partien.

**Einzelschilderung der Terrassen.** Ehe ich mit der Besprechung der Terrassen beginne, möchte ich unter Hinweis auf die Profile hervorheben, daß immer gerade der obere Rand des Steilabfalles der Terrassenflächen auf den topographischen Karten mit Höhenzahlen versehen ist. Mangels sonstiger auffälliger Punkte in unserem Gebirge suchte der Kartograph jene einzigen markanten Punkte auf, die sich ihm für die Vermessung darboten. Diese Tatsache wird uns bei der Terrassenbesprechung vielfach dienlich sein. Wir müssen uns aber stets dessen bewußt bleiben, daß die obere Kante des Steilabfalls zwar der darüber auftretenden Strandplattform angehört, jedoch deren unteres Ende darstellt. Denn jede von der Brandung ausgehende Strandplattform zeigt eine, wenn auch geringe Neigung vom Lande fort. Der Spiegel des stehenden Gewässers, das jene Plattform schuf, lag also stets etwas höher als jene Punkte, bei sehr breiten Plattformen mehr, bei schmalen weniger. Die Höhe des einspringenden Winkels, der die Plattform nach oben begrenzt, würde viel genauer die Höhe des alten Seespiegels geben. Aber gerade hier fehlen Höhenzahlen, weil einspringende Kanten im Gelände für die Vermessung viel weniger brauchbare Punkte liefern als ausspringende. Es ist aus diesen Ausführungen ohneweiters klar, daß wir für dieselbe Strandplattform Zahlen finden werden, die leicht um einige Meter voneinander abweichen können, weil sie sich auf Punkte der Plattform beziehen, die verschieden tief unter dem Wasserspiegel lagen; immerhin befanden sie sich doch in dessen Nähe.

Ich kennzeichne die einzelnen Terrassenreste durch Höhenkoten der Karten 1:25.000 (z. B. K. 420) oder, wo solche nicht ange-

geben sind, durch Isohypsen (abgekürzt Is.), die die Restflächen ungefähr umgrenzen. Ich verhehle mir nicht, daß es immer mißlich ist ein Flächenstück durch Angabe einer Höhenzahl zu kennzeichnen, die sich doch nur auf einen Punkt bezieht. Allein ein anderes Mittel gibt es nicht. Mit Hilfe der angegebenen Höhenzahlen wird immerhin jederzeit an der Hand der Karten 1:25.000, der wir die Höhenzahlen entnommen haben, im Felde eine Nachprüfung meiner Ergebnisse möglich sein. Am besten wäre es freilich, eine Karte zu geben, die alle Restflächen, und zwar die Restflächen verschiedener Niveaus mit verschiedenen Farben, durch Flächenkolorit verzeichnet. Ich habe eine solche Karte im Manuskript angefertigt; doch verbietet sich deren Reproduktion der außerordentlich hohen Kosten wegen. Daß ich den größten Teil der besprochenen Terrassenreste begangen habe, brauche ich nicht noch besonders zu erwähnen.

Terrasse 1. Die höchste Erhebung des Leithagebirges, der Sonnenberg K. 480, eine rundliche Kuppe, bestehend aus quarzreichem Gneis, gleichsam ein Härtling im Glimmerschiefer, muß dem Niveau 481—490 zugerechnet werden. Weitere Formen, die in den Verdacht kommen könnten, der Fläche 1 zuzugehören, fehlen. Vgl. für alle Terrassen das Blockdiagramm und die Profile 1—3 auf Tafel I.

Terrasse 2 (460—465 *m*) zeigt sich am Abhang des Sonnenberges. In ihr Niveau fallen die drei kleinen stark zerschnittenen rundlichen Gipfel, die in der Karte durch die Koten, bzw. Isohypsen Sonnenberg Is. 460, K. 461, K. 464 gekennzeichnet sind.

Die Flächen 1 und 2 kommen also nur in kleinen Resten im südwestlichen Teile unseres Gebirges vor und nehmen hier an der höchsten Aufragung des ganzen Leithagebirges teil. Diese Tatsache fällt im Landschaftsbild kaum auf. Denn, wie das Blockdiagramm (Taf. I) zeigt, nimmt in derselben Richtung von SW nach NE, wie die Höhe der Rückenerhebungen, auch die Höhe der zugehörigen Erosionsbasis ab, so daß die relativen Höhen dieselben bleiben. Das gilt für den Ostfuß wie für den Westfuß.

	Höchste Erhebung	Erosionsbasis im Osten	Höhen- differenz	Erosionsbasis im Westen	Höhen- differenz
Sonnenberg	480 <i>m</i>	140 <i>m</i>	340 <i>m</i>	220 <i>m</i>	260 <i>m</i>
Steinerweg-Berg	441 <i>m</i>	113 <i>m</i>	328 <i>m</i>	180 <i>m</i>	261 <i>m</i>

Terrasse 3 (431—440 *m*) bildet die breite Basis, aus der sich die erwähnten höheren Reste in der Umgebung des Sonnenberges erheben. Sie ist durch folgende Punkte der Karte markiert: Nördlicher Ausläufer des Sonnenberges K. 440, Lodischberg Is. 440 *m*, westlicher Ausläufer des Sonnenberges Is. 440 *m*,

Schloßberg K. 446, Brunnbergallee K. 444, Ende der Minibachallee K. 430, östlich davon K. 440 bis K. 443, Hundsborg K. 445. Es sind das fast ausnahmslos Gipfelniveaus im Gneis. Die gegen Osten sich anschließende Ebenheit beginnt mit K. 431 am Rand der Leithakalkdecke und setzt sich auf ihr fort; bei der Kürschnergrube K. 441, dann als Restfläche Buchkogel K. 438, Hoher Stein K. 434. Sie alle sind im hochgelegenen Leithakalk erhalten. Buchkogel und Hoher Stein sind durch die Erosion isolierte Leithakalkkuppen; sie tragen nicht ohne Grund ihre stolzen Namen „Kogel“ und „Stein“. Im ganzen Leithagebirge weisen nur zwei Erhebungen den Namen Kogel auf — wieder ein Beweis dafür, mit welchem Feingefühl der Volksmund diese tatsächlich im Leithagebirge kaum ihresgleichen habenden Aufragungen benannt hat. Ganz auffällig heben sie sich im Profil der ganzen Rückenlinie des Gebirges hervor. Der zweite Kogel findet sich im „Schwanzteil“ des Gebirges; es ist eine allerdings niedrige, aber doch kennbare Erhebung aus Dolomit mit steilen Abfällen.

Bemerkenswert ist, daß die besprochenen Terrassenflächen vorherrschend aus Gneis und aus Leithakalk bestehen, während Glimmerschiefer ganz in den Hintergrund tritt. Es hängt das damit zusammen, daß der Glimmerschiefer hier viel stärker der Verwitterung erliegt als Gneis. Kalkstein erscheint infolge seiner Wasserdurchlässigkeit durch Klüftung ebenfalls stets als widerstandsfähiges Gestein. So kommt es, daß gerade die höchsten Strandterrassen aus den widerstandsfähigsten Gesteinen aufgebaut sind, während am Aufbau der tieferen auch der leichter verwitterbare Glimmerschiefer teilnimmt.

Terrasse 3 ist die erste, die nicht auf den Kopfteil des Gebirges beschränkt ist; wir finden sie auch im Rumpfteile. Ihr gehören die flachen Gipfel des Brunnbergplateaus Is. 430 *m* und des kuppenförmigen Steinerwegberges (Kaisereiche K. 441) an. Aufgebaut werden diese Gipfel, sowie überhaupt die Gipfel des Rumpfteiles von Glimmerschiefer.

Der Steinerwegberg ist von einem Aussichtsturm gekrönt, dem einzigen künstlichen Aussichtspunkt des Gebirges. Er ist, abgesehen von dem natürlichen günstigen Aussichtspunkt des Buchkogels, der einzige Punkt im Leithagebirge, der dem Morphologen Gelegenheit zu einer weiten Aussicht über den ganzen, lückenlos bewaldeten Gebirgsrücken gewährt, von dem in regelmäßiger Aufeinanderfolge Querrücken wegstreichen, sich zum Vorland zuerst langsam senkend und dann steiler abfallend. Die feinere Plastik des Gebirges schimmert aber doch nur ganz undeutlich durch das dichte Waldkleid hindurch,

so daß nur die größeren morphologischen Formen, die Gipfelniveaus und der terrassenförmige Abfall der Querrücken, unmittelbar vom Aussichtspunkt erkennbar werden. Die Gestaltung der Gräben aber und ihre Gefällsverhältnisse kann nur das Detailstudium, d. h. das Aufsuchen jedes Grabens und dessen Begehung vom Quellengebiet bis zur Mündung kennen lehren. (Siehe Kap. III.)

Die nächsttiefere Terrassenfläche 4 (415—420 *m*) erscheint im Kopfteil des Gebirges, z. T. wohl auch in einer Reihe von Gipfeln, bildet aber schon den Übergang zu den Niveaus, welche dem Gebirgsabfall angehören. Eine sehr große und zwei kleine zusammengefaßte Restflächen finden wir durch folgende Punkte umgrenzt: Im Westen Kreuzung von Brunn- und Gaisrückenallee K. 415, entlang Weingartenallee, Entensee K. 419, Unbefleckte Empfängnis-Wald Is. 420 *m*, Sauberg K. 408, Föhrenberg K. 421; Jägerhaus K. 424 und K. 425 steht auf einem Sattel, welcher sich der Terrassenfläche völlig einordnet; im äußersten Süden die Leithakalkklippe Fuchsberg K. 410. Nach Überschreitung des Längsrückens zieht die Strandfläche 4 nach Westen: Wällische Richtsteigallee K. 416, nördlicher Ausläufer des Sonnenberges Is. 420 *m*, Brunnenberg Is. 420 *m*. Vom Paßniveau nach Norden und Osten setzt sich dieselbe Terrasse, die bis jetzt vorherrschend im Glimmerschiefer eingeschnitten war, nun im Leithakalk fort: Schwemmburg Is. 410 bis 420 *m*, Fürstenweg, Dreiflugeisenlöß K. 420 bis zum Jägerhaus. Um den Buchkogel noch als Ringterrasse ziehend, übernimmt sie mit Stotzingberg K. 409 und Schmalzberg K. 412 die Rolle eines Gipfelniveaus, auf dem die oben S. 39 besprochenen mediterranen Schotter liegen, während die früher aufgezählten Flächenreste im Leithakalk erhalten geblieben sind.

Während die besprochene Terrasse im Kopfteil unseres Gebirges in der Hauptsache als Basis zu höheren Niveaus, vereinzelt nur als Gipfelniveau erscheint, fällt in dieselbe Fläche 4 im Rumpfteile geradezu die Gesamtheit der höchsten Aufragungen. Wir beginnen wieder im SW die Aufzählung der Terrassenreste, weiter nach S, SE usw. schreitend. Großer Berg K. 404, Beim mittleren Stand K. 410, Bei der Ausspann Is. 410 bis 420 *m*, Schwarzberg Is. 410 bis 420 *m*, Wasserberg K. 414, Rücken zwischen Wasserberg und Brunnberg Is. 410 bis 420 *m*, Schwarzberg K. 418, Kleiner Brunnberg K. 418, Berg im grünen Stand K. 409; endlich wären noch zwei kleine isolierte Reste Rosenhotterberg K. 406 als Gipfelniveau und drei kleine Reste K. 405, K. 404, K. 409 dazuzurechnen, alle in Glimmerschiefer eingeschnitten.

Die Terrassenfläche 5 (385—390 *m*) zieht im „Kopfteil“ ringförmig um den Sonnenbergstock bis zum Stotzingberg, an zwei Stellen schon als Paßniveau auftretend. Obwohl in ihrer Lage noch mehr an den Gebirgsabfall gerückt, wächst sie im Südwesten des Gebirges zu verhältnismäßig großer Breite (800 *m*) an. Die Aufzählung erfolgt wie bei den früheren und allen später zu schildernden Terrassen von West über Süd nach Ost, wobei jeder Teil des Gebirges, Kopf, Hals, Rumpf, für sich betrachtet wird. Knörzelberg K. 386, K. 391, K. 394, Brunnenberg Is. 380 bis 390 *m*, Schusterberg K. 380, Minibachberg K. 381, Äußerer Berg K. 394<sup>53</sup>), Ully Lüß K. 384, K. 382, Hölling K. 389, beim Eisenstadt-Brodersdorferweg, Fürstenweg K. 381, Alleekreuzung K. 388, beim Zigeunerbründl Is. 380 bis 390 *m*, Gaisrücken Is. 380 bis 390 *m*. Die Terrassen sind meist in Glimmerschiefer, zum geringeren Teil in Leithakalk eingeschnitten.

Bei der weiteren Verfolgung der Fläche 5 tritt der Halsteil des Gebirges zum ersten Male in der Aufzählung auf. Es macht den Eindruck, daß die vier kleinen isolierten Restflächen hier von einem ausgedehnten Paßniveau in derselben Höhe stammen. Die kleinen Terrassenreste tragen ebenfalls jene schon erwähnten mediterranen Schotterkappen. Es sei hier ausdrücklich bemerkt, daß auf den tieferen Terrassen solche Schotter *in situ* durchaus fehlen; nur umgelagert kommen sie vor. Es scheint mir das ein Beweis dafür zu sein, daß der Höchststand des pontischen Sees über die Terrasse 5 mit seinen Fluten nicht hinausging: die Schotter sind hier in ursprünglicher Lagerung geblieben. Daß immerhin die Terrasse 5 vom Höchststand des pontischen Sees erreicht wurde, ergibt sich, wie wir später sehen werden, aus den Verhältnissen der Talbildung. Die Terrassenreste werden markiert durch die Koten Hummelbuchberg K. 380, Rabensauberg K. 392, Leithaberg K. 383, Zwerggrabenallee K. 384.

Im Rumpfteil setzen sich die hier ausgedehnten Reste der Fläche 5, mit Ausnahme eines kleinen isolierten Vorkommens K. 388, zu einem einheitlichen breiten Terrassenband zusammen, das die höheren, schon geschilderten Reste umsäumt und teils verbindet. Gaisrücken K. 381, Kleine Breitleiten Is. 380 bis 390 *m*, Große Breitleiten Is. 390 *m*, Brücklesberg Is. 380 *m*, Grünwald Is. 380 bis 390 *m*, K. 391, Schusterstuhl Is. 380 bis 390 *m*, das große Paßniveau Kaiserwald<sup>54</sup>), K. 390, K. 390, K. 392, Dreihotterberg K. 384, Entenblöße Is. 380 bis 390 *m*, Gaisberg K. 382, Beim kalten Bründl K. 383, Brunnenbergausläufer Is. 390 *m*, Spitzberg Is. 390 *m*, Nistelberg K. 393, K. 393, Pfaffenberg Is. 380 bis 390 *m*, Beim mittleren Stand Is. 380

bis 390 *m*, Fistawatzberg K. 381, Großer Berg zwischen K. 395 und K. 397.

Alle Terrassenreste liegen im Glimmerschiefer und wachsen mehrfach zu ziemlicher Breite, bis  $1\frac{1}{4}$  *km* an. Zusammenfassend sei gesagt: Es ist die Terrasse 5 (385—390 *m*) die erste, die vom Kopf über den Hals zum Rumpfteil zu verfolgen ist, zwar nicht im unmittelbaren Verbande, aber doch im Halsteil durch Gipfelniveaus gut kenntlich; im Bereich des Kopfes und des Rumpfes umsäumt sie als Bandterrasse unser Gebirge.

Die Terrassenfläche 6 in 360 *m* zeigt sich teils in derselben Breite wie Fläche 5 entwickelt, teils als schmale Gehängekerbe. Wieder an der gewohnten Stelle beginnend, treffen wir zunächst eine kleine Unregelmäßigkeit. Während alle noch zu erwähnenden Terrassenreste ohne jedweden Zwang sich in die Stufe 360 *m* einreihen lassen, finden wir am Südwest- und am Nordostende des Gebirges Stellen, wo es ohne etwas Willkür in der Einreihung der Terrassen nicht abgeht; ihre Höhe ist hier 350 *m*. Da ist zunächst die Stelle, wo der als Stein- und Lebzelterberg bezeichnete Gebirgsast vom einheitlichen Gebirgsstock des Leithagebirges abzweigt. Die Stellung als vorspringender Sporn, als Kap fast allseitig vom Meer umbrandet, macht es erklärlich, daß auf diesem Berg die Kraft der Brandung heftiger sich äußerte und tiefer wirkte als an mehr geschützten Stellen. Deshalb begehe ich keinen Fehler, wenn ich jene Terrassen, mit Is. 350 *m* umrandet, zur Fläche 6 rechne. Ich beginne daher mit Steinberg Is. 350 *m*, Wällischer Richtsteig Is. 350 *m*, Knörzelberg Is. 360 *m*, Brunnenberg Is. 360 *m*, Schloßberg K. 367, Ruine Hornstein K. 365, Schusterberg K. 363, Minibachberg Is. 360 *m*, Pojanka K. 366, Fuchsberg K. 363, Uly Lüß K. 368, K. 361, Hölling K. 362, Is. 360 *m*, Parapluieberg Is. 360 *m* (K. 352), Haderergstetten K. 365, am nächsten Rücken K. 362, K. 363, Buchkogelallee Is. 360 *m*, Hummelbuchberg Is. 360 *m*, Mitterriegel K. 361 (Paßniveau). Alle erwähnten Terrassenreste liegen im Glimmerschiefer. Mit dem Hohen Berg, an dem dem Wiener Becken zugewandten Abfall, K. 362, K. 362, beginnt die Reihe der breiten randlichen Terrassen im Leithakalk. Dazu gehört Sulzberg Is. 360 *m*, Sauigelberg K. 361, am Schwemmburg nur schwach angedeutet, aber am Gaisrücken Is. 360 *m* deutlich erkennbar.

Im Halsteil des Gebirges tritt unsere Fläche 6 teils als Paßniveau, teils als Gipfelniveau auf. Leithaberg Is. 360 *m*, Rabensauberg Is. 360 *m*. Hier liegen noch mediterrane Schotter; die Terrassenreste selbst bestehen aber vorwiegend aus Glimmerschiefer.

Im Rumpfteil beginnt die Fläche 6 mit dem Schwarzhotterberg K. 368, K. 365, K. 368 als ausgedehntes Paßniveau und zieht als schmale Kerbe, schmaler als die der Fläche 5, unterhalb des schon geschilderten höheren Terrassenkomplexes. Jeder der schmalen Querrücken trägt eine solche 100 bis 150 *m* breite Kerbe. Gekennzeichnet wird die Terrasse durch folgende Höhenkoten: Mitterberg K. 363, Kleine Breitleiten Is. 360 *m*, Große Breitleiten Is. 360 *m*, Hofer Anger Is. 360 *m*, Sauwiese K. 365. Auch die Sauerplätz Is. 350 bis 360 *m* darf wohl wie der Steinberg früher zur Fläche 6 gerechnet werden angesichts ihrer im Vergleich zu den anderen Resten exponierten Lage gegenüber der Brandung. Sauspitz K. 358, Jägerwiesboden Is. 350 bis 360 *m*, Abgebrannte Mais Is. 360 *m*, Mitterbergallee Is. 360 *m*, Humeleiderberg Is. 360 *m*, Kurze Lisse K. 363, Fuchsberg Is. 360 *m*, K. 362, zwischen den zwei Schwarzbergen Is. 360 *m*, Growischerberg Is. 360 *m*, K. 365, Fistawatzberg K. 365, Cavrianiberg K. 360, K. 365 schließt an das Gipfelniveau des Schwarzhotterberges an. Alle Terrassenreste sind im Glimmerschiefer ausgebildet. Obwohl in der Hauptsache bloß eine schmale Kerbe, gewinnt die Terrasse doch an zwei Stellen ansehnliche Breite, nämlich am Schwarzhotterberg und an der Sauerplätz.

Im Rumpfteil sind gelegentlich auf breiten ebenen Terrassenteilen, so gerade auch bei der Terrasse 6, versumpfte Stellen anzutreffen. Infolge des hier stagnierenden Wassers für Baumwuchs ungeeignet, zeigen sie sich schon ganz auffällig als Lücken im Waldkleid an, eingenommen von Wiesen, die allseitig von dichtem Waldwuchs umgeben sind. Auf ihnen lebt eine eigene, dem Neusiedler See angehörende Fauna. Daher auch die Namen Entensee, Entenblöße usw. Es sind natürliche Hochsümpfe mit der bezeichnenden Flora; sie finden sich auf vier übereinander ansteigenden Terrassenflächen.

Die Terrassenfläche 7 in 340 *m* zeigt sich zum größten Teil als schmale Randkerbe und bildet im Halsteil als Paßniveau gleichzeitig die tiefste Stelle inmitten der Profillinie des ganzen Gebirges. Ihre Verbreitung sei durch folgende Punkte gekennzeichnet. Da sie das ganze Gebirge, vom „Schwanz“ abgesehen, umläuft, verfolgen wir sie einheitlich um das Gebirge herum, im SW beginnend über den Südrand, den Ostrand und Nordrand zum Westrand: Lebzelterberg K. 341, K. 333, K. 331, Is. 340 *m*, Knörzelberg Is. 340 *m*, Buchberg Is. 340 *m*, Pojanka K. 344, Fuchsberg K. 346, St. Georgskapelle K. 339, Uly Lüß K. 340, Parapluie Is. 340, Haderergstetten Is. 340 *m*, nächster unbenannter Rücken K. 344, K. 339, Buchkogelabhang K. 340, Hochberg K. 343, Hummelbuchberg Is. 340 *m*, Pflockgrabenberg

K. 348, Kalkriegl Is. 340 m, Leithaberg Is. 340 m, Mitterberg Is. 340 m, Neun Kögeln Is. 340 m, Leithaberg Is. 340 m, Eheleiten Is. 340 m, Kleine und Große Breitleiten Is. 340 m. In Anlehnung an die nächsthöhere Fläche 6 springt auch Fläche 7 im Bereich des Hotterberges K. 339 um das Dreifache der gewöhnlichen Breite gegen das Vorland vor. Am Hofer Anger und nördlich davon ist sie bloß Randkerbe, bis sie wieder im Bereich der Hohen Leiten Is. 330 m, K. 344 und des Gutenbergwaldes Is. 340 m dieselbe große Breite von  $1\frac{1}{4}$  km erhält. Ihr gehören an K. 344, Is. 330 bis 340 m, Baugrabenberg K. 343. Obwohl die Terrasse stark zerschnitten ist, läßt sie sich dennoch in dieser ganz enormen Ausbreitung aus den Restflächen rekonstruieren. Weiter folgt Entensee Is. 340 m, K. 339, Kolbeterberg K. 344, Hinterer Waldriegel Is. 340 m, Schöne Linde K. 341. Mit dem Jägerwiesboden gelangen wir auf den dem Wiener Becken zugewandten Abfall. Es schließt sich das große Terrassenstück Müller Anhöhe K. 348 bis Kolmberg<sup>54a</sup>) K. 342 in einer Breite von  $\frac{1}{2}$  km an. Die Terrasse durchschneidet Glimmerschiefer und Leithakalk und setzt sich weiter im Glimmerschiefer fort. Rattenbachberg K. 340, Eichberg Is. 340 m, Humeleiderberg K. 343 und K. 342. Diesen vorgelagert ist der Scheiterberg<sup>55</sup>) K. 347, aus Quarz bestehend. Es dürfte dieses Vorspringen der Terrasse im Eckpfeiler aus Quarzit die ehemalige Grenze angeben, bis zu der die Terrassenfläche 7 (= 340 m) einst sich hinauserstreckte. Im Quarzit ist sie erhalten geblieben, im benachbarten Glimmerschiefer bei der Ausbildung des tieferen Niveaus durch die Brandung aufgezehrt worden. Am Schiederberg K. 347 ist die Terrasse wieder auf eine schmale Kerbe zusammengeschrumpft, deren weiterer Verlauf durch folgende Punkte festgelegt sei: Ruine Scharfeneck K. 347 (härtere Varietät des Glimmerschiefers), K. 349, Schinderboden Is. 340 m. Am Kastanienberg K. 340 tritt unsere Terrassenfläche 7, die hier im Leithakalk ausgebildet ist, weit heraus, da bei K. 367 die nächsthöhere Terrasse 6 ungewöhnlich breit erhalten ist. Von hier ab ist sie wieder auf ihre gewöhnliche Breite beschränkt: Growischerberg K. 348, Is. 340 m, Fistawatzberg Is. 340 m, Cavrianiberg Is. 340 m und auf allen unbenannten kleinen Rücken K. 344, K. 344. Von den zwei entsprechenden Paßniveaus im Halsteil, sinkt eines auf beinahe 330 m herab. Im Bereich der Stotzinger Bucht setzt die Fläche 7 aus und erscheint erst am Kleinen Buchkogel K. 342 dem Hohen Berg vorgelagert. Von hier sind alle, übrigens sehr schlecht ausgebildeten Niveaus in Leithakalk eingefressen. Zu erwähnen ist noch die an der Salzleckallee erhaltene breite Terrasse, auf der ebenfalls medi-



terranes Gerölle<sup>56</sup>) lagert (vielleicht durch den pontischen See umgelagert). Fassen wir zusammen, so erkennen wir, daß die Terrassenfläche um die drei Hauptteile des Gebirges, Kopf, Hals, Rumpf, sich schlingt und beinahe ausnahmslos auf jedem der Querrücken als schmale Kerbe, an besonders begünstigter Stelle als 1 km breite Terrasse erscheint.

Die Terrassenfläche 8 (310—315 m) erscheint zum ersten Mal auch im letzten Teil des Gebirges, dem sogenannten „Schwanz“. Während sie hier nur in ganz vereinzelt Gipfelniveaus zu finden ist, läuft sie um Kopf, Hals und Rumpfteil des Gebirges als eine mehr oder weniger breite Randkerbe herum und übernimmt hier nirgends mehr die Rolle eines Gipfelniveaus. Deshalb erfolgt die Aufzählung, wie schon bei Fläche 7, in ununterbrochener Reihenfolge um das ganze Gebirge herum.

Am Lebzelter beginnend, vermessen wir die Fläche 8 im Bereich des Quarzits. Sie setzt erst dort ein, wo dem Lebzelter tertiäre Sedimente an- und aufgelagert sind, so südlich des Steinberges Is. 310 m im Leithakalk. Das Fehlen der Terrasse möchte ich damit erklären, daß der Quarzit nur dann zur Bildung von Abrasionsflächen neigte, wenn seine ursprüngliche Form schon dazu vorbereitet war. Die Brandung des pontischen Sees war offenbar nicht imstande, während einer Stillstandsperiode im harten Quarzittfelsen eine Strandplattform einzukerben, während es ihr im Glimmerschiefer leicht gelang. Auch an anderen Stellen, wo Quarzit auftritt, fehlen Terrassen oder sind dann nur angedeutet; statt ihrer stellt sich im Bereich des Quarzits ein Steilabfall ein. Der erste Rest der Terrassenfläche 8 erscheint am Abhang der Ruine Hornstein (Is. 310 m) in Leithakalk eingeschnitten. Es folgt ferner im Urgestein eingekerbt die Terrasse am Schusterberg K. 307, womit der Westabfall des Gebirges besprochen ist. Am Süd- und Südoststrand des Kopfteils erscheinen die Reste der Fläche 8 stets nur als eine im Gebirgsprofil kaum auffallende Kerbe: Ausgang des Dürren Grabens K. 308, Weißer Kreuzberg bei Groß-Höflein K. 313, K. 301, Holling K. 310; Gloriette (K. 306) ist ein Lustschloß auf Leithakalk erbaut; Burgstall K. 301, K. 320, K. 318, K. 317; weiter teils im Glimmerschiefer, teils im Leithakalk als Kerbe kenntlich, Jungfrauberg K. 310, K. 308, K. 317, Hummelbuchberg K. 305, Tiergarten K. 325, doch sehr spärlich. Weiterhin wächst die Breite der Terrasse (Schönleiten K. 319) auf das Drei- bis Vierfache. Dieser Rest stellt mit dem Stück K. 320 am Mitterberg den Zusammenhang mit dem Haupt Rücken her. Seine Breite ergänzt, ergibt  $1\frac{1}{2}$  km. Die Terrasse be-

wahrt ihre Breite auch weiterhin: Eheleiten-Ehrenfeld K. 315, Burgstall K. 302, Himmelreich K. 303. Dort, wo die Terrasse 7 (340 *m*) an Breite zunimmt, verschmälert sich die Terrasse 8 (320 *m*), so daß der Gebirgsrand hier in gerader Linie abgeschnitten erscheint. Wieder gewinnt die Fläche 8 eine Breite von 1 bis 1½ *km* im Bereich des Grünwalds (Is. 310 *m* und K. 302); sie setzt sich von hier auf jedem der hier überaus schmalen Querrücken (K. 315) bis zur Hohen Leiten und weiter fort, gekennzeichnet durch die K. 312, 319, Kolbeterberg Is. 310, Goldberg Is. 310, Hutschenberg Is. 310, Breitenbrunner Ochsenstand K. 312. Hier liegt auf ihr die Wasserscheide des Längsrückens unseres Gebirges. Die Terrasse greift nun auf den Nordostabfall über. Sie setzt um den Kolmberg aus, erscheint aber nach Westen zu bald wieder (Edelhofwald Is. 310), dann erst nach einer Lücke bei Eichberg K. 311 und bei K. 319. Eine besondere Form zeigt die Platten genannte Terrasse mit folgenden Punkten: K. 310, 309, 305. Aus ihr erhebt sich ein ganz isolierter Dolomittfels, genannt Steinplatte K. 330, einst eine Klippe im Mediterranmeer, der der Leithakalkstock „Platten“ an- und aufgelagert wurde.

Ihre Fortsetzung ist am Häuselberg (Is. 310 *m*, Grundgebirge) erkennbar, ferner am Kroatenberg K. 315 und Kastanienberg Is. 310 *m*. Am Growischer-, Fistawatz- und Cavrianiberg ist sie noch vorhanden (Is. 320 *m*), fehlt aber dann ganz im Bereich des Auer Gemeindewaldes. In der Stotzinger Bucht ist die Terrasse durch die Is. 310 bis 320 *m* auf jedem Rücken (Glimmerschiefer) angedeutet, so besonders an folgenden Stellen: Miniwiesen K. 316, Neue Weingärten Is. 320 *m*. Auf der „Blötzen“ (K. 313) bildet sie eine 1 bis 1½ *km* breite Abrasionsterrasse im Leithakalk. Der Name „Blötzen“ kommt von Blöße = Waldblöße und paßt hier trefflich; denn während die ziemlich steilen Abhänge mit Buschwerk dicht überzogen sind, dehnt sich auf der Terrassenfläche üppiges Ackerland, sowie auch am Südostabfall, am Ehrenfeld und auf den „Dungeläckern“ in gleicher Höhenlage Ackerbau betrieben wird. Über die Terrassenreste am Kalkbründl Is. 310 *m*, Gaisrücken Is. 310 *m* und an der Antonioallee Is. 310 *m* erreichen wir unseren Ausgangspunkt.

Die Rolle eines Gipfelniveaus spielt die Fläche 8 im niedrigsten nordöstlichen Teil des Gebirges, dem sogenannten „Schwanz“. Den Zeilerberg (Dolomit K. 300 *m*) rechne ich als Restfläche unserer Terrasse 8 zu.

Die nächste Fläche 9 in 280 bis 285 *m* findet sich sowohl in den dem Lebzelterberg angelagerten tertiären Sedimenten einge-

schnitten (Mittlere Allee K. 289, K. 282), als auch in der vorgelagerten Dolomit- und Kalkklippe (K. 286). Ihr gehören im Süden der Punkt K. 287 und die von den Is. 280 und 290 umrandete Fläche an. Mit dieser Terrasse ist hier die Grenze des Gebirges gegenüber dem Vorland schon erreicht, da hier der Gebirgsfuß seine höchste Höhe besitzt. Es gehört daher unsere Fläche 9 am Westrand des Gebirges ebenso sehr dem Vorland wie dem Gebirge selbst an. Punkt K. 289 unterhalb des Buchberges, im Leithakalk, ist schon eher dem Vorland zuzurechnen. Der obere Teil des Dorfes Hornstein steht auf Terrasse 9; auf ihr verläuft ferner die Straße Hornstein-Müllendorf. Sie ist am Südwestende des Gebirges im isolierten Fölik<sup>57</sup>) erhalten, am Gebirge aber im Glasetzen K. 289, K. 284. Damit tritt die Terrasse 9 vom Vorland auf das Gebirge über; es macht sich schon in der Erniedrigung des Vorlandes die tiefe Erosionsbasis am Neusiedler See geltend. Die Terrasse 9 sei durch folgende Punkte gekennzeichnet: Eisenstädter Stadtwald K. 281, Dungaläcker K. 288, Scheibenberg K. 295, Jungfrauerg K. 286, Hummelbuchberg K. 296, entlang der Marksteigallee Is. 280 und K. 284. Die Fläche 9 zieht um die Schönleitenterrasse (Is. 280 *m*) herum; Ehrenfeld Is. 280 *m*. Auf den nächsten Rücken ist die Fläche überall, wenn auch nur als kleine Kerbe beinahe ohne Unterbrechung zu verfolgen: Grünwaldberg Is. 280 *m*, Purbacher Mühle K. 280, Is. 280 *m*, Prinzenried Is. 280 *m*, Felsenstein K. 287, Goldberg K. 292, K. 282, Vorderberg-Riegel Is. 280 bis 290. Beim Breitenbrunner Ochsenstand wächst die Breite der Terrasse auf das Dreifache. Vielfach ist die Terrasse in Glimmerschiefer eingeschnitten, hie und da auch mit mediterranem Strandgerölle überstreut, so am Felsenstein; bei dem Punkt, bei dem wir stehen geblieben, am Vorderen Waldriegel (Is. 280) bildet sie die Wasserscheide. Am Kolmberg setzt sie aus und erscheint dann am Gebirgsrand als schmale Kerbe: Edelhofwald Is. 280 *m*, Plattenabfall (Mannersdorfer Gemeindewald) K. 290, Kastanienberg K. 280, K. 287, im weitem kaum erkennbar bis im Bereich der Stotzinger Bucht K. 289, wo der Kutscherberg sich als breite Terrasse erhalten hat. Die Strandterrasse 9 ist im ganzen Bogen der Bucht deutlich erhalten und am Gebirgsvorsprung in sarmatischen Kalk (K. 282) eingeschnitten. Mit der sogenannten Schustertafel (K. 291 und Is. 280 *m*) und dem Gaisrücken (Is. 280 *m*) schließt sich der Ring der Terrasse um das Leithagebirge.

Im niedrigsten Teil unseres Gebirges (Schwanz) fallen in das Niveau der Terrasse 9 vier Gipfflächen, die teils aus mesozoischem Kalk und Quarzit, teils aus Leithakalk bestehen: Königs-

berg K. 286, K. 282, Zeilerberg K. 286, Schieferberg K. 270 (Spitze), Spitalberg K. 281.

Mit dieser Aufzählung der Reste der Terrassenfläche 9 sind zugleich die allgemeinen Höhenverhältnisse des nordöstlichsten Teiles des Gebirges festgelegt. Dieselbe Niveaufläche, welche hier die höchsten Aufragungen, das Gipfelniveau, bildet, stellt mit Ausnahme des westlichen Randes, wo diese Terrasse vom Gebirgsrand zum Vorland übertritt, im ganzen übrigen Gebirge den obersten Rand des deutlich kenntlichen steilen Gebirgsabfalles dar. Dadurch, daß die höheren Terrassenflächen bis herab zur Terrasse 8 eine größere Breitenentwicklung aufweisen, die Terrassenflächen 9 bis 16 dagegen nur als schmale Gehängekerben entwickelt sind, kommt gerade in den unteren Gehängeteilen unseres Gebirges ein deutlicher Steilabfall zustande, dessen Fuß erst die Trennung von Gebirge und Vorland eindeutig ermöglicht. In den Profilen spricht sich der Steilabfall deutlich aus, ebenso im Blockdiagramm: von der langgestreckten Wasserscheide senken sich die Gehänge zunächst nur langsam nach beiden Seiten des Rückens, dann etwas steiler bis zur Terrasse 5, hierauf wieder langsamer, um erst in den unteren Teilen wieder steiler zu werden.

Da die nun folgenden Terrassen 10 (260—265 *m*), 11 (240—250 *m*), 12 (220—230 *m*), 12a (210—220 *m*) und 13 (180—190 *m*) nur in kleinen schmalen Resten in verschwindender Anzahl sich finden, können wir uns bei ihrer Besprechung kurz fassen.

Ich beginne mit Terrasse 10 (260—265 *m*) im Norden des Sonnenberges. Hier hat sie sich im Gringert-Ried K. 266 und im Gaisbühel K. 257 in auffallender Breite erhalten. In ihrer vorge-schobenen Lage erinnert sie an die Eichkogelterrasse bei Mödling und ist auch wie diese durch ihre Lage im toten Winkel am Sporn des Lebzelters vor der vernichtenden Erosionstätigkeit der aus dem Gebirge kommenden Bäche bewahrt geblieben. Auch der Angriff durch laterale Erosion des nach Osten drängenden Leithaflusses ist durch die Kalkklippe bei Wimpassing hintangehalten worden. Überhaupt sind die Terrassen gerade im Vorlande am westlichen Fuß des Gebirges besonders gut in ihrer ursprünglichen Form und Ausdehnung erhalten; die Erosion der Bäche hat nur wenig zerstört. Es dürfte das daher kommen, daß die vom Gebirge abfließenden Bäche hier sehr kurz und wasserarm sind; die Niederschläge sind hier geringer als im nordöstlichen Teil des Gebirges. So fließen die Bäche heute noch fast ohne einzuschneiden auf den Flächen 9 bis 10; Fläche 11 ist dagegen schon zerschnitten.

Die Isohypse 260 *m* gibt die ungefähre Grenze der Reste der Fläche 10: Herrschaftliche Felder K. 261, Hornstein-Dorf K. 269, Straße K. 264 *m*, Galgenäcker K. 260, Straße K. 263 und am Weißen Kreuz Is. 260 *m*. Damit sind wir bis zur Zillingdorfer Platte<sup>58</sup>) gelangt. Auf ihr, deren Oberfläche hier von der Fläche 10 gebildet wird, liegt die Wasserscheide zwischen Leitha und Vulka. Während die Terrasse in ihrem weiteren Verlauf dem Gebirgsabfall angehört, rechne ich die eben erwähnten Teile derselben noch dem Vorland zu. Die Grenze zwischen Gebirge und Vorland liegt hier am höchsten, zwischen den Isohypsen 270 und 280 *m*. Mit dieser Terrasse 10 sind wir zum ersten Mal aus dem Bereich des Waldkleides des Gebirges bei Hornstein und seinen Kulturflächen in den Bereich menschlicher Siedlungen getreten. Die ganze ziemlich breite Terrasse ist mit Ackerland und Weingärten bedeckt. Die eigentümliche Topographie des Dorfes Hornstein führt sich auf seine Lage an und auf der Terrasse 10 zurück. Die unterste Straßenzeile entlang des Baches liegt am Rand der Fläche 10, die obere Zeile der Häuser auf der Fläche 9 (280 bis 285 *m*), der Friedhof in 310 *m*, entsprechend der Fläche 8.

Weiterhin finden wir die Terrasse 10 als schmale Kerbe deutlich erst am Fuße des Fuchsberges K. 271, dann bei K. 258, an der St. Florianikapelle K. 258, oberhalb Eisenstadt im Schloßpark K. 264, an der Wiener Lüz Is. 260 *m*, bei K. 269, am Haderberg K. 257. Sie ist hier in jene Leithakalkdecke eingeschnitten, welche die großen, hier 30 *m* hoch aufgeschlossenen Sand- und Schottermassen überkleidet. Hummelbuchberg K. 256, Is. 260 *m*, Tiergarten (nur undeutlich), Drei Hörndl K. 265, Schönleiten Is. 260 *m*, Ehrenfeld Is. 260 *m*, Hotterberg Is. 260 *m*, oberhalb Purbacher Mühle Is. 260 *m* kennzeichnen den Verlauf der Terrasse 10. Reste zeigen sich auf jedem der kleinen unbenannten schmalen Rücken zwischen Purbach und Breitenbrunn bis zur Buchleiten K. 262. Auf der Wasserscheide verbreitert sich unsere Fläche 10 und setzt sich am jenseitigen Abfall fort.

Im Gegensatz zur bisherigen Randlage wird die Fläche 10 im „Schwanzteil“ des Gebirges zum Paßniveau und Gipfelniveau. Ihr gehört das ausgedehnte Gebiet des Heiligenkreuzer Waldes an, K. 264, K. 262, K. 268, ebenso der Altenberg K. 269; als Gipfelniveau Schieferberg K. 265 und Kobel K. 260, dann die Franzenshöhe K. 263, K. 264. Die Flächen sind zum größten Teil in Leithakalk und in mesozoischen Kalk eingeschnitten. Da die Fläche 10 hier die größte Ausdehnung gewinnt, bestimmt sie zugleich das Aussehen und die allgemeinen Höhenverhältnisse. Infolge der nahen tiefen

Erosionsbasis des Neusiedler Sees ist die Terrassenfläche 10 bis zu 100 *m* tief und tiefer zerschnitten. Vergleiche im Gegensatz dazu das Südwestende des Gebirges!

In der Nähe von Kaisersteinbruch beginnen wir wieder mit der Aufzählung der Terrassen am Rumpfteil. Um den Steilabfall des Kolmberges ist die Fläche 10 nur schwach angedeutet: K. 258 bei Sommerein, dann am Wenzelberg Is. 260 *m*, Hönigstein K. 254, Vogel-sang Is. 260 *m*; in schwacher Andeutung um die Platten, Limberg K. 258, K. 265, Fistawatzberg Is. 260 *m*, Goldbergen, Fabianiweg K. 263. Damit ist die Terrasse vom Steilabfall des Gebirges ins Vorland übergetreten. So ist die Terrasse auch im Bereich der Stotzinger Bucht entwickelt („Äcker im Neubühel“ K. 252, Äcker in Greinern Is. 260 *m*, hier ganz besonders ausgedehnt). Sie setzt sich um den Gebirgsvorsprung in den Langäckern K. 265 fort. Hier außerhalb der Bucht gehört unsere Terrasse wieder dem Steilabfall an; sie läßt sich deutlich erkennen bei K. 265 unterhalb der Schustertafel und ist hier in sarmatischen Kalk eingeschnitten. In demselben Gestein setzt sie sich, doch nur undeutlich erkennbar, im Neuwald des Steinberges fort. Weiterhin macht Is. 260 *m* sie kenntlich. An der Straße Hornstein-Brodersdorf K. 258 schließt sie an unseren Ausgangspunkt an.

Zusammenfassend wiederhole ich, daß die Fläche 10 im südwestlichen Teil breit entwickelt ist und hier bis zur Hälfte dem Vorland angehört. Vom Weißen Kreuz nach Nordosten erscheint sie bis zum Schwanz nur als schmale Gehängekerbe. Noch weiter wird sie zum Gipfelniveau, dann am gegenüberliegenden Gebirgsrand, mit Ausnahme von „Goldbergen“ und der Stotzingerbucht wieder nur zur Kerbe. Wo die Fläche 10 breiter ist und dem Vorland angehört, ist sie im tertiären Sand und Schottermaterial ausgebildet, im übrigen ganz unregelmäßig bald in Glimmerschiefer, bald in Leithakalk oder auch in mesozoischem Kalk.

Als ausgedehnter Rest der Terrassenfläche 11 (240—250 *m*) tritt im Norden des Sonnenberges bei der Alten Kirche (Pfefferbüchsel) K. 240 eine schöne Terrasse in pontischen Sanden und Schottern auf; Wörth-Weingarten K. 247, Hirschbüchel K. 244, Holbitze K. 245, Podwornitzäcker K. 243, Lange Feld K. 241, K. 245, Steinviertl, Hartlacker K. 240. Die Terrasse 11 bildet die vorletzte Terrasse des westlichen Vorlandes. Sie ist eine Seeterrasse, aber nachträglich durch einen Vorgänger der Leitha unterschritten, wie Hassingers<sup>59</sup>) Zillingdorfer Platte.

Da ich das Vorland hier mit Hartlwald abgrenze, umgehe ich

die höhere Weiße Kreuzterrasse mit K. 242, Lehmgruben-Weingärten K. 242, Steinäcker K. 249, K. 241. Auch am Fölik finden sich Reste (K. 249). Entsprechend der hier schon tieferen Erosionsbasis ist die Fläche 11 in der Richtung des Großebaches zerschnitten. Am Gebirgsabfall ist sie nicht erhalten; sie setzt erst wieder beim Eisenstädter Wald K. 246 in Leithakalk geschnitten ein. Daran schließen sich die Terrassenreste am Scheibenberg K. 245, Hochberg K. 242, von Donnerskirchen<sup>60)</sup> Is. 240 bis 250 *m*, am Grünwald Is. 240 bis 250 *m* (selten und spärlich auf den schmalen Rücken), Goldberg K. 245, Vorderer Riegel Is. 240 bis 250 *m*.

Die Fläche 11 fällt im nordöstlichen Teil, dem Schwanz unseres Gebirges, in den Bereich des allgemeinen Steilabfalles und ist daher hier kaum zu finden; sie erscheint nur an folgenden Stellen: Franzeshöhe Is. 240 *m*, Spitalwald K. 244, K. 246, Is. 250, Spitalberg K. 240. Die Gebiete des Heiligenkreuzer Waldes K. 245 und der Wolfsgrube K. 240, schon auf dem dem Wiener Becken zugekehrten Abfall, erscheinen als breite Abrasionsterrassen im mediterranen und sarmatischen Kalk. Es folgen Wenzelberg K. 245, Sommereiner Gemeindewald K. 243, nach langer Unterbrechung Kastanienberg Is. 240 *m*, Goldbergen K. 241, Äcker in Greinern Is. 240 bis 250 *m*, K. 241. Im Bereich der Stotzinger Bucht ist Terrasse 11 durch Is. 240 bis 250 *m* markiert. Hier im pontischen Schottermaterial ist sie um ein Vielfaches breiter. Beim Satzels K. 242 im Kalkkonglomerat, bei den Stockäckern K. 248 im sarmatischen Kalk ist sie wieder nur als Kerbe anzutreffen. Am Gaisrücken kaum sichtbar, trägt sie nördlich vom Steinberg-Lebzelterberg die Untere Allee K. 245, K. 249. Im Bereich der Goldbergäcker K. 243 erreichen wir auf ihr unseren Ausgangspunkt.

Die Art und Weise des Auftretens der Terrasse 11 meist am Talausgang größerer Gräben, ihr Fehlen am steileren Gebirgsabfall zeigt von vornherein an, daß zu ihrer Zeit an der Westseite des Gebirges schon mehr landfeste Zustände geherrscht haben müssen, während am Abfall gegen das ungarische Becken noch ein Vorgänger des Neusiedler Sees im Niveau von 240 *m* bis 250 *m* brandete.

Terrasse 12 (220 bis 230 *m*) ist an der Westseite des Gebirges die letzte Terrasse über dem heutigen Leithafluß. Sie ist mit größter Sicherheit als fluviatil zu bezeichnen, sind doch am Gaisbühel bei Wimpassing noch die verlassenen Uferkonkaven deutlich erhalten, in denen das höhere Gelände zur Terrassenfläche abfällt, so beim Fuchsbühel K. 228, an der Kirche K. 220 (Dolomithfels), im Bereich der Bergäcker K. 232, an der Straße K. 221. Die Terrasse

zieht sich Leitha aufwärts fort. Am Südabfall kennzeichnen sie folgende Punkte: Persuräcker K 227, K. 223, K. 226, Müllendorf K. 228. Die Fläche 12 zieht auch um den Fölik herum, Nickelsee K. 220, Südspitze K. 221. Am Gebirgsabfall bei Müllendorf K. 228 liegt sie in Leithakalk. Sie bildet den Abschluß des Abfalles gegenüber dem Vorland. Deshalb liegen auch die Ortschaften Höflein und Eisenstadt mit ihrem zugehörigen Ackerland auf ihrer Fläche (Klein-Höflein K. 222, Sandgrube K. 235, Eisenstadt K. 228, K. 225, Burgstall K. 222, Heinberger Weingärten K. 224, Schattenkreuz K. 227). Ihre größte Breite erreicht sie im Tiergarten Is. 220 bis 230 *m*<sup>61</sup>), bei den Drei Hörndln K. 228 und bei Donnerskirchen Is. 220 bis 230 *m*. Sie tritt von nun ab vom Vorland zurück und gehört wieder in spärlichen Resten dem Steilabfall des Gebirges an: Purbach-Wienerhaus K. 232, Buchleiten K. 221.

Auch im nordöstlichsten Teil verläuft die Terrasse als Kerbe im Steilabfall: K. 225, Zeilerberg K. 224, Goyßer Trift K. 225<sup>62</sup>), Marthal K. 226. Das Gipfelniveau bildet sie am Jungerberg K. 216. Die Terrasse ist weiter um den „Schwanz“ herum zum Nordwestabfall des Gebirges zu verfolgen: Hanftal K. 230, Pirscher Wald K. 224, K. 222, Spitalberg K. 226, Wirtshaus K. 221, Ödes Kloster-Steinbruch K. 221, Kaisersteinbruch K. 228; überall ist sie hier in Leithakalk eingeschnitten. Weiterhin gehört die Fläche 12 nur noch dem Vorland an: Tattendorfer Häuser Is. 220 *m*, Goldberg K. 228, Lange Letten K. 226, Straße Is. 220 *m*, Straße K. 220, Hinterer Turm K. 222, Straße K. 220, Rosalienkapelle K. 228, Au, oberste Häuser, Is. 220 bis 230 *m*. Die Terrasse schneidet die Stotzinger Bucht ab und zieht weiter über Loretto K. 218, Straße K. 221, K. 227. Wie ersichtlich, wird die Terrasse auf eine lange Strecke hin für die Straße benützt. Mit dem Punkt Vordersätzen K. 228 erreichen wir unseren Ausgangspunkt.

Die Terrasse 12 zeigt deutlich den Einfluß der verschiedenen Höhen der Erosionsbasis zwischen Leithafluß und Neusiedler See. Während sie am Südwestende des Gebirges die letzte Vorlandsterrasse ist, erscheint sie im Quellgebiet der dem Neusiedler See zueilenden Bäche zuerst als oberste Vorlandsterrasse. Von der Mitte des Gebirges hält sie sich an den Gebirgsabfall und wird dann im Schwanzteil nicht nur Paßniveau, sondern gelegentlich sogar Gipfelniveau. Die Terrassenfläche 12 ist breiter als die zwei nächsthöheren, und zwar sowohl da, wo sie in Leithakalk, als auch da wo sie in Urgestein eingeschnitten ist. Am Nordwestabfall des Gebirges trägt unsere Terrasse die Gebirgsgrenze; deshalb liegen auf ihr mit ihren obersten Häusern zahlreiche Orte, so Sommerein, Manners-



dorf, Hof, Au, Loretto, Wimpassing, ebenso auch die diese Orte verbindende Straße.

Die Terrasse 12 ist die letzte, die in ununterbrochener Folge sich um unser ganzes Gebirge zieht. Ich sehe daher davon ab, die gelegentlich auftretenden tieferen Terrassen des Vorlandes im einzelnen zu besprechen; sie sind auch schwer zu trennen; denn sie gehen wegen ihres lockeren Materials (Schotter, Sand, Tegel) oft ohne merklichen Steilabfall ineinander über. An manchen Stellen, wo ein solcher trennender Steilabfall vielleicht einmal vorhanden gewesen ist, hat ihn die einebnende Hand des Menschen zerstört. Ich verweise bezüglich dieser tiefsten Terrassen Nr. 13, 14, 15 und 16 auf unser Blockdiagramm, sowie auf die topographischen Karten.

**Ergebnisse: Terrassen und Gestein.** Nachdem wir die Terrassen des Leithagebirges im einzelnen verfolgt haben, wollen wir nun im allgemeinen ihre Beziehung zu den Gesteinen erörtern, in die sie eingekerbt sind. Zunächst sei festgestellt, daß Strandterrassen in allen Gesteinen vorkommen, die sich am Aufbau des Leithagebirges beteiligen. Wir finden im Gneis wie im Glimmerschiefer und im Leithakalk Terrassenflächen wie auch Gipfelflächen, die sich in ihrer ungewöhnlichen Ausdehnung als durch die Brandung gekappte Höhen darstellen. Die Terrassenoberfläche ist dabei von der Struktur des Gesteines unabhängig. Die Schichten werden von der Abrasionsfläche glatt geschnitten. Auch die mesozoischen Kalke und Quarzite erscheinen oft unabhängig von Schichtung und Lagerung oberflächlich durch Abrasion eingeebnet. Die mehr lockeren tertiären Sedimente, wie Schotter, Sande und Sandsteine, tragen ebenfalls Terrassen, besonders im Vorland. So finden wir alle Gesteine in allen möglichen Höhenlagen, sowohl in der Gipfelregion als auch am Abfall, Strandplattformen aufbauend.

Die regelmäßigsten Strandterrassen treten im Glimmerschiefer, weniger im Gneis auf. Im Quarzit trafen wir einmal, am Lebzelter, eine ausgedehnte Terrassenfläche, die den Gipfel kappt. Aber die im Quarzit gelegenen Steilabhänge haben meist, so auch am Abfall des Lebzelterberges, der randlichen Abrasion Widerstand geleistet und die Strandterrassen setzen daher hier aus. Jene Ebenheit auf dem Lebzelter dürfte schon in einer älteren geologischen Zeit als Rumpffläche bestanden haben und so gleichsam zur Terrassenbildung vorbereitet gewesen sein. Dafür spricht auch, daß dem Quarzitstock des Lebzelters vereinzelte mesozoische Kalkketzen aufliegen. Dem Anschein nach haben wir es hier also mit einer prämediterranen, vielleicht mit einer prämesozoischen Rumpffläche zu tun, die durch

die Brandung der jungtertiären Gewässer bloßgelegt worden ist. Ähnlich wie der Quarzit verhält sich gelegentlich auch der Leithakalk. Auf der Blötzen und auf der Platten bei Mannersdorf z. B. treffen wir im Leithakalk in 310 bis 315 *m* eine breite Terrasse, an deren Zusammensetzung auch sarmatische Schichten beteiligt sind; aber der Steilabfall, der diese Strandterrasse abwärts begrenzt, ist bis etwa herab zu 220 *m* kaum kenntlich terrassiert. Die Brandung war offenbar nicht imstande, in den Steilabfall aus festem Leithakalk eine größere Strandplattform einzugraben. Das gelang überhaupt nur dort, wo der Leithakalk reichlich mit Sand oder Mergel untermischt war und daher der Verwitterung und den übrigen zerstörenden Kräften nur wenig Widerstand leisten konnte, oder auch dort, wo die Brandung gerade entlang einer flach gelagerten obersten Schichtfläche des Leithakalks auslief. Das dürfte bei der Blötzen und der Platten zutreffen: sie waren schon durch ihre organogene Entstehung als ebener Algenrasen zur Abrasionsplattform prädestiniert und wurden nachträglich nur oberflächlich von der Brandung zugeschliffen. Ähnlich mag es dort gewesen sein, wo Leithakalk, das Gipfelniveau bildend, auftritt.

Am schönsten erhalten sind im allgemeinen die Strandterrassen im festen Leithakalk. (Siehe das Blockdiagramm auf S. 85.) Sie vermochten der Erosion des fließenden Wassers am besten zu widerstehen. Während die im Glimmerschiefer gelegenen tieferen Terrassen am Rande des Gebirges durch die Zertalung in schmale kleine Restflächen aufgelöst erscheinen, sind die Kalkterrassen in ihrer Gesamtheit erhalten geblieben, ja geradezu aus dem umgebenden weicheren Gebirge herausgearbeitet worden (Kolmberg, Burgstall bei Eisenstadt, Platten, Blötzen). Das hängt mit der Eigenschaft des Leithakalkes zusammen, Wasser nicht oberflächlich, sondern nur unterirdisch abzuleiten. Alle Niederschläge, die hier fallen, sickern ein und kommen erst am Gebirgsfuß in unzähligen Quellen wieder zum Vorschein, so der Wolfsbrunnen am Kolmberg<sup>63</sup>) und die Quellen in der Nähe, die die Brucker Wasserleitung speisen, dann die warme mineralhaltige Quelle bei Mannersdorf. Diese wird meist auf eine tektonische Bruchlinie, die das Leithagebirge vom Wiener Becken trennt, zurückgeführt, doch meiner Ansicht nach mit Unrecht. Ich möchte sie als gewöhnliche Schichtquelle im Leithakalk auffassen, die sich von anderen Schichtquellen nur insofern unterscheidet, als durch kohlensäurehaltiges Wasser der im Kalk hier reichlich auftretende Schwefelkies zersetzt wird, die Zersetzungsprodukte ins Wasser gelangen und nun die Quelle als Schwefelquelle, und zwar

infolge der Zersetzungswärme als warme Schwefelquelle zutage tritt. Eine Stütze dieser Anschauung finde ich in einem Bohrprofil, das ich durch die Güte des Herrn Bürgerschullehrers Friedrich Tatzel einsehen konnte. Zwecks Auffindung einer wasserreichen Tiefquelle zur Versorgung des italienischen Flüchtlingslagers wurde in den Kriegsjahren in Landegg (siehe Taf. I, Profil 3) hinter dem Schulhaus eine Bohrung niedergetrieben, deren Ergebnisse vom Verwalter des Lagers Herrn Tatzel mitgeteilt wurden. Tiefen waren in dem Bohrprofil, wie es mir vorlag, nur zwei durch Zahlen angegeben (Schwefelquelle [zirka 90 *m*] und Ende der Bohrung in 180 *m* Tiefe). Die Mächtigkeit der einzelnen durchsunkenen Schichten wird in der Aufzeichnung, die ich einsehen konnte, nur durch den relativen Abstand der horizontalen Linien voneinander gekennzeichnet. Aus diesem Abstand habe ich mit Benutzung der beiden gegebenen Tiefenzahlen von 90 und 180 *m* die ungefähre Mächtigkeit der einzelnen Schichten berechnet.

Ergebnis der Bohrung in Landegg:

	}	Sand . . . . .	6 <i>m</i>
Alluvium		Tonerde . . . . .	1 <i>m</i>
		Schotter . . . . .	8 <i>m</i>
Diluvium		Grober Sand, Schotter . . . . .	14 <i>m</i>
Pliozän		Schotter . . . . .	14 <i>m</i>
Pontikum		Blauer Tegel . . . . .	18 <i>m</i>
"		Sand, fest (Schwefelkies)*) . . . . .	28 <i>m</i>
		Schwefelquelle (zirka 90 <i>m</i> tief) 36°	
"		Kongerientegel . . . . .	6 <i>m</i>
"		Lignite (Neufeld) . . . . .	11 <i>m</i>
"		Kongeriensande . . . . .	11 <i>m</i>
"		Kongeriensande, Kalke, Konglomerate	4 <i>m</i>
II. Mediterranstufe		Mariner Tegel . . . . .	31 <i>m</i>
"		Mariner Sand . . . . .	10 <i>m</i>
"		Mariner Schotter . . . . .	18 <i>m</i>
		Summe . . . . .	180 <i>m</i>

In zirka 90 *m* Tiefe wurde eine 36° C warme Schwefelquelle erbohrt. Sie quoll aus einer ungefähr 15 *m* mächtigen Schicht von pontischem Sand, der mit Schwefelkies vermischt war. Ihr Wasser sammelte sich auf einer wasserundurchlässigen Schicht von Kongerientegel, der Lignite enthält, wie in Zillingdorf und Neufeld. Ähnlich dürfte die Entstehung der Mineralquelle von Mannersdorf sein. Bekräftigt wird diese Annahme durch die Schwefelquellen von Groß-Höflein<sup>64</sup>) und Gschieß (jetzt Schützen am Gebirge). Beide

\*) 28 *m* von mir aus der graphischen Darstellung berechnet; eine handschriftliche Bemerkung gibt 15 *m* an.

treten ebenfalls als Schichtquellen aus dem Leithakalk aus. Bei Groß-Höflein entspringt neben der kalten Schwefelquelle eine Quelle besten Trinkwassers.

**Strandterrassen im Landschaftsbild.** Fragen wir, wie sich die Terrassen im Landschaftsbilde äußern, so finden wir gerade bei den Terrassen im Leithakalk einige Eigentümlichkeiten. Die aus Leithakalk bestehenden Vorberge besitzen alle für ein Kalkgebirge charakteristischen Merkmale, wie Dolinen und Neigung zur Höhlenbildung. Dolinen sind stellenweise in der Umgebung von Ortschaften, wie z. B. bei St. Georgen, auf den grasigen Weideplätzen so dicht gesät, daß der Abhang hier wie blatternarbig aussieht. Dolinen finden wir auch auf Terrassen in mesozoischem Kalk.

Von allen Terrassen im Urgestein mit ihrem zusammenhängenden Waldkleid, bei dessen Begehung man fast stets den Eindruck eines Auenwaldes hat, sehen wir die Terrassen im Leithakalk sich dadurch scharf abheben, daß sie entweder, wie z. B. die Blötzen, nur randlich mit dichtem Buschwerk bedeckt oder, wie die Platten<sup>63)</sup> bis vor 50 Jahren, völlig kahl sind. Sie bringen im Verein mit den zahlreichen Steinbrüchen, die sich an das Vorkommen des tertiären Kalkes knüpfen, etwas Abwechslung in das einförmige Antlitz unseres Gebirges. Ich glaube nicht, daß diese Waldlosigkeit ursprünglich ist. Da sich solche Stellen vielfach gerade an die Nachbarschaft von Ortschaften knüpfen, erscheint mir vielmehr der Waldmangel hier durch Waldraub verursacht. Denn nicht überall deckt sich das Vorkommen des Leithakalkes mit Waldlosigkeit. Die große Leithakalkdecke zwischen Eisenstadt und Loretto z. B. ist mit einem allerdings nicht sehr üppigen, aber doch hochstämmigen Laubwald bestanden. Heute findet wohl kein Fortschreiten der Entwaldung mehr statt; es ist vielmehr der Mensch bestrebt durch Aufforstung mit Schwarzföhren und Akazien den Waldrand zu fixieren und den Wald so vor weiterer Verwüstung zu schützen. Solche Stellen machen sich im Landschaftsbild besonders bemerkbar. Das satte Grün der Schwarzföhre einerseits, das helle, duftige Blattwerk der Akazie andererseits heben sich in malerischer Wirkung von dem mit einem einzigen dichten Waldmantel umkleideten terrassierten Rücken des Leithagebirges ab.

**Alter der Strandterrassen.** Eine Frage von Bedeutung ist die nach dem Alter der Terrassen. Hassinger hat (s. oben S. 47) im wesentlichen alle Terrassen bis zu seiner zwölften (540 m) hinauf als pontisch betrachtet, dabei aber nicht ausgeschlossen, daß die eine oder andere schon vom Meer der II. Mediterranstufe angelegt worden

sei. Er nahm dabei den Höchststand des Mediterranmeeres in 300 bis 350 *m* Seehöhe an. Das Vorkommen des Leithakalkes im Leithagebirge in größeren Höhen erklärte er durch nachträgliche Dislokationen. Ich kann ihm darin nicht folgen. Die Leithakalkdecke, die zusammenhängend von Loretto bis Eisenstadt über den Gebirgsrücken hinwegzieht, erreicht mit 454 *m* ihre größte Seehöhe, bleibt also nur 26 *m* unter der Höhe des gerade in der Nähe befindlichen höchsten Punktes des Leithagebirges, des Sonnenberges (480 *m*). In ihr finden sich allerdings geringfügige Störungen, die sich aber wohl auf nachträgliche Stauchung und ein Absitzen und Sacken zurückführen und daher exogenen, nicht endogenen Ursprungs sind. Danach kann man nicht daran zweifeln, daß zur Zeit des zweiten Mediterranmeeres so ziemlich das ganze Gebirge unter Wasser lag und wohl auch ganz von mediterranen Ablagerungen, wenn auch z. T. in dünner Schicht, eingehüllt wurde. Das nimmt auch Schaffer an<sup>66</sup>). Die Brandungslinie des sinkenden Mediterranmeeres, dann die des pontischen Sees beim Ansteigen und beim Sinken hat die Leithakalkdecke in den höheren Lagen zerstört. Die Bäche des Leithagebirges haben dabei auf dem von Wasser wieder frei gewordenen, bzw. noch nicht wieder unter Wasser geratenen Gelände mitgewirkt. Das gilt besonders auch von der Zeit des Sarmatikums, in der der Spiegel des Gewässers sehr tief lag. So blieb vom Mantel des Leithakalks, der einst das ganze Gebirge eingehüllt haben dürfte, zusammenhängend nur jener Rest zwischen Loretto und Eisenstadt erhalten. In der Tat ist hier der Leithakalk äußerst hart und daher gegen Zerstörung sehr widerstandsfähig.

Aus der Zerstörung der Leithakalkdecke entstanden klastische Gesteine, wie Schotter, die meist zu Konglomeraten verfestigt wurden, dann Sande, Sandsteine und Tegel. Sie alle bestehen fast ganz aus dem Detritusmaterial des Leithakalkes und sehen daher den echten mediterranen Ablagerungen in situ oft zum Verwechseln ähnlich. Ihr Alter ist oft nicht genau zu bestimmen, weil es nicht immer klar ist, ob die mediterranen Fossilien sich auf primärer oder sekundärer Lagerstätte befinden. Sarmatische und pontische Fossilien sind in diesen klastischen Sedimenten äußerst selten und nur, wo sie auftreten, ist die Altersbestimmung dieser Sedimente sicher. In einzelnen Fällen gelangten auch Reste von Säugern in mediterrane Ablagerungen hinein.

Pontische Ablagerungen reichen nur bis zu 360 *m* Höhe, bleiben also rund 100 *m* unter dem höchsten Punkte der mediterranen Sedimente und rund 130 *m* unter dem höchsten Punkt des Gebirges.

Nur für die Terrassen von 360 *m* abwärts muß ohneweiters eine Entstehung durch die Brandung des pontischen Sees als sicher angesehen werden. Ich möchte den Höchststand des pontischen Sees immerhin etwas höher, nämlich in 380—390 *m* Höhe annehmen. Ich befinde mich dabei in Übereinstimmung mit Schaffer<sup>67</sup>), der die Ebenheit bei Mannersdorf auf der Platten (347 *m*) als echte pontische Abrasionsterrasse bezeichnet; er spielt auf ihre „Fortsetzung im Hintergrunde“, also offenbar talaufwärts als Talboden, bis 400 *m* an, ohne nähere Angaben zu machen. Während des Höchststandes des pontischen Sees in 380—390 *m* wurde unsere Strandterrasse Nr. 5 ausgebildet. Ihre große Breite spricht dafür, daß der Höchststand länger gedauert hat als irgend einer der späteren Stillstände beim Sinken des Sees. Dafür spricht auch der deutliche Steilabfall, mit dem die höchsten Teile des Gebirges gegen die Terrasse 5 abfallen (vgl. das Profil des Weingartgrabens S. 78). Nehme ich so für die Strandterrassen von Nr. 5 (einschließlich) abwärts ein pontisches Alter als sicher an — wir werden weitere gewichtige Gründe dafür im nächsten Kapitel kennen lernen — so ist ein solches für die hohen Terrassen Nr. 1 bis 4 fraglich und ich möchte durchaus mit der Möglichkeit, ja Wahrscheinlichkeit rechnen, daß sie ein Werk der Brandung des zweiten Mediterranmeeres sind. Daß sie selbst dabei gelegentlich in Leithakalk einschneiden, kann nicht wundernehmen; denn sie sind sicherlich in erster Reihe bei Stillstandslagen während des Sinkens des Meeresspiegels durch die Brandung geschaffen worden, während der Leithakalk, wie sich aus unseren Ausführungen S. 70 ergibt, in erster Reihe beim vorangegangenen Ansteigen gebildet worden sein dürfte.

Strandterrassen hat das zweite Mediterranmeer wie der pontische See bei Stillstandslagen in der Bewegung des Wasserspiegels allerdings sowohl beim Anschwellen als auch beim Rückzug gebildet. Die Strandterrassen, die wir heute morphologisch hervortreten sehen, dürften aber alle der Zeit des Rückzuges angehören. Jede Terrasse ist also, nachdem die Wasser sie verlassen, die sie geschaffen hatten, nicht mehr in den Wirkungsbereich einer Brandung geraten; es hat aber auch keine Sedimentierung auf ihr stattgefunden, abgesehen vom gelegentlichen Absatz von Fluß- oder Bachgeröllen. Das erklärt die gute Erhaltung der Terrassenoberfläche. Ein Unterschied in der Erhaltung der höher und der tiefer gelegenen Terrassen ist nicht recht zu erkennen, obwohl man erwarten sollte, daß die tieferen Terrassen, weil sie jünger sind, einen besseren Erhaltungszustand zeigen sollten als die oberen, besonders wenn diese, wie es uns wahrscheinlich

scheint, aus der Zeit des Meeres der II. Mediterranstufe stammen. Im Gegenteil sind vielfach die tieferen Terrassen stärker von Gräben zerstückelt und zerschnitten als die höheren. Die abtragenden Kräfte haben auf den Hochflächen nur wenig gearbeitet. Das liegt an den geringen Böschungen, die hier ganz allgemein auf den Höhen herrschen.

**Mediterrane Abrasion und Sedimentation.** Das gegenseitige Verhältnis von Abrasionsterrassen des Meeres der II. Mediterranstufe und dessen Sedimenten ist recht kompliziert. Fassen wir zunächst den Aufbau der Ablagerung ins Auge. Auf dem Grundgebirge liegt in solchen Fällen, wo es unter dem Leithakalk sichtbar wird oft Schotter. Darauf folgt als gewachsener Leithakalk eine organogene Bank von Kalkalgen (Lithothamnien), die im flachen, doch immerhin der zerstörenden Wirkung der Brandung entzogenen Wasser rasenartig wuchsen. Nicht selten erscheinen dann im Hangenden mediterrane Sande und Tegel, wie sie in etwas größeren Tiefen des Meeres zum Absatz kamen. Darauf folgt gelegentlich wieder Lithothamnienkalk. Dieses Profil wiederholt sich an verschiedenen Stellen und auch in verschiedenen Höhen am Leithagebirge. Ausnahmen finden sich an Stellen, wo an ruhigen unterseeischen Klippen der Lithothamnierrasen ungestört gedeihen und rasch emporwachsen konnte. Schaffer hat diese Wechsellagerung von Leithakalk und Tegel auf verschiedene Weise zu erklären versucht. Ich glaube eine bessere Erklärung geben zu können, indem ich die Wechsellagerung als Folge des Einanderspielens von Abrasion durch die Brandung einerseits und Hebung des Meeresspiegels und Sedimentation anderseits betrachte<sup>68</sup>). Eine einfache Überlegung führt dazu.

Die Brandung des Meeres der II. Mediterranstufe hat beim Ansteigen des Meeres das Grundgebirge angegriffen und Strandplattformen eingeschnitten. War nun eine Abrasionsplattform entstanden, vielleicht bedeckt mit Brandungsgeröllen, so fanden sich auf ihr, als das Meer etwas gestiegen und die Terrasse der Wirkung der Brandung entzogen worden war, für die Lithothamnien günstige Standortsbedingungen und bald bedeckte ein Lithothamnierrasen die Plattform. Lithothamnien gedeihen nun aber nur in geringer Tiefe. Als der Wasserspiegel weiter stieg, geriet der Lithothamnierrasen in eine etwas größere Tiefe und starb ab. Neuer Rasen siedelte sich auf einer höheren Plattform an; über dem abgestorbenen ersten Lithothamnierrasen der tieferen Plattform aber lagerten sich nun die feinen sandigen und tegeligen Sedimente des tieferen Wassers ab, die als Zerreibungsprodukte des zum erstenmal in den Bereich der Brandung gelangten

Gebirges zu betrachten sind. War dieser Zubau feiner Sedimente sehr bedeutend, so konnte dadurch die Tiefe über der Plattform soweit vermindert werden, daß neuerdings für die Algen günstige Lebensbedingungen geschaffen wurden. Es siedelte sich dann auf den feinen Sedimenten neuer Rasen an. Stieg das Meer neuerlich, so starb auch dieser Kalkalgenrasen ab und darüber lagerte sich wieder Tegel usf. So konnte es zu einer Wechsellagerung von gewachsenem und klastischem Leithakalk kommen. Ich glaube, auf diese Weise die Höhenunterschiede im Auftreten des Leithakalkes und die einstige völlige Inkrustierung des Leithagebirges mit einem Leithakalkmantel, in dem gelegentlich Lithothamnenbänke und Tegel wechsellagern, erklären zu können. Im allgemeinen herrschte also beim Ansteigen des zweiten Mediterranmeeres im Gebirge auf den neugebildeten Abrasionsterrassen, sobald sie der Brandung entzogen waren, Sedimentation. Anders beim Rückzug des Meeres. Da herrschte Sedimentation am Gebirgsfuß und im Vorland; hier wurden die gröberen und feineren Trümmer abgelagert, die dem Leithakalkmantel des Gebirges entstammten, welcher durch die Brandung des sinkenden Meeres benagt und zum großen Teil zerstört wurde.

**Formen des prämediterranen Leithagebirges.** Einer weiteren Frage können wir nur kurz näher treten: Wie waren die Formen unseres Gebirges vor Eintritt der Meeresbedeckung der II. Mediterranstufe? Man könnte erwarten, daß diese Formen uns an der Basis der Ablagerungen der II. Mediterranstufe erhalten seien. Das ist aber wohl nur zum kleinsten Teil der Fall. Aufschlüsse im Leithakalk greifen allerdings an manchen Stellen, so bei Mannersdorf<sup>69</sup>), bis zum Grundgebirge herab; aber sie lassen als Basis des Leithakalkes eine deutliche Abrasionsfläche am Grundgebirge erkennen. In anderen Fällen, so bei Loretto, erscheinen unter dem Leithakalk Schotter aus Geröllen des Grundgebirges, die dessen unmittelbare Nachbarschaft andeuten. Es waren wohl kleine klippenartige Vorgebirge aus widerstandsfähigen Grauwackengesteinen, die auf der dem Wiener Becken zugekehrten Seite bei Wimpassing und Mannersdorf, vermutungsweise auch bei Loretto, der Brandung des ansteigenden zweiten Mediterranmeeres zum Opfer fielen. Es kann als Regel ausgesprochen werden, daß am Rande und im Bereich des unteren Abfalles des Leithagebirges der Leithakalk vielfach auf Ebenheiten des Grundgebirges aufruht, oft nicht unmittelbar, sondern mit Schottern aus Grundgebirgsmaterial an seiner Basis. Das spricht dafür, daß schon beim Ansteigen des zweiten Mediterranmeeres, das nicht stetig, sondern mit Unterbrechung erfolgte, Brandungsterrassen und



Strandplattformen in den Körper des Gebirges genagt wurden. Nur vereinzelte Ebenheiten mögen vielleicht schon vorher als Verebnungsflächen unbekanntem Ursprunges vorbereitet worden sein, wie die S. 56 und 64 erwähnte im Quarzit des Lebzelterberges. Die beim Ansteigen des Meeres entstandenen Abrasionsformen bildeten die Basis für die erste Sedimentation des zweiten Mediterranmeeres. Erst wenn wir die beim Ansteigen des Meeres durch die Brandung fortgeschafften Gesteinsmassen uns ergänzt denken, erhalten wir die prämediterranen Formen des Leithagebirges, prämediterran bezogen auf das Meer der zweiten Mediterranstufe. Am geeignetsten hierfür wäre das Gebiet zwischen Loretto und Eisenstadt, wo heute noch ein zusammenhängender Leithakalkmantel quer über das ganze Gebirge hinweg sich unverehrt erhalten hat. Doch fehlen gerade hier Aufschlüsse, die bis zum Grundgebirge herabgehen würden. Immerhin ergibt sich, daß das Gebirge, bezogen auf die heutige Seehöhe, im großen nicht höher war als heute und daß die prämediterrane Landoberfläche nur ganz wenig über der heutigen gelegen hat. Das Leithagebirge hatte schon damals flache Mittelgebirgsformen, vielleicht mit noch geringerer Gliederung als heute. Das Talnetz mag freilich vom heutigen stark abgewichen sein. Einen Beweis für ein prämediterran angelegtes Tal finde ich in der schon erwähnten Sand- und Schottergrube bei Eisenstadt. Sie zeigt deutliche Deltaschichtung. Am gegenüberliegenden Gehänge des Grabens sind dieselben Schotter aufgeschlossen. Das Material stimmt mit dem des Grundgebirges überein, das die höher gelegenen Terrassen aufbaut. Diese Schotter finden sich unter dem Leithakalk. Es hat also hier ein fließendes Gewässer in das ansteigende Mediterranmeer gemündet und den seinem Tal entstammenden Schotter als Delta im Meer abgesetzt.

Sicherer lassen sich die Umrisse des prämediterranen Leithagebirges gegen die benachbarten Becken feststellen. Verbinden wir die Außenseite der eben erwähnten abradierten Reste der Vorgebirge an der Westseite des Gebirges durch eine zum heutigen Gebirgsfuß ungefähr parallele Linie, so erhalten wir wenigstens ungefähr die Grenze des prämediterranen Leithagebirges gegen das Senkungsfeld des Wiener Beckens. Sie verläuft nordwestlich des heutigen Gebirgsfußes. Die Grenze gegenüber dem oberungarischen Senkungsfeld ist mangels Aufschlüssen, die unter dem Tertiär das Grundgebirge bloßlegen würden, nicht genau zu ziehen; doch dürfte sie wohl kaum viel vom heutigen Gebirgsrand abgewichen sein.

**Abwesenheit von jüngeren Dislokationen.** Noch eine wichtige

Tatsache ergibt sich aus der eingehenden Verfolgung der Terrassen: sie sind in keiner Weise von einer Dislokation betroffen worden. Ungestört horizontal lassen sie sich um das ganze Gebirge herum verfolgen. Aber auch das Gebirge als Ganzes hat gegenüber dem Westrand des Wiener Beckens keine Hebung oder Senkung erfahren; die völlige Übereinstimmung der Höhenlage der Strandterrassen zu beiden Seiten des Wiener Beckens weist darauf hin. Daß Dislokationen seit der Ausbildung der höchsten Terrassen das Leithagebirge nicht mehr betroffen haben, wird uns auch die Betrachtung der Täler des Gebirges bestätigen.

### Kap. III. Die Täler und Gräben des Leithagebirges.

Ich habe bei der Besprechung der Terrassenflächen des Leithagebirges von der Erörterung der Einwirkung der subaërischen Erosion und Denudation abgesehen und deren Schilderung einem eigenen Kapitel vorbehalten. Ehe ich darauf im einzelnen eingehe, möchte ich einige allgemeine Betrachtungen voranschicken.

**Allgemeines über Talbildung im Leithagebirge.** Ein Terrassengebirge *κατ'εξοχήν*, als das wir unser Leithagebirge kennen gelernt haben, konnte sich seit seiner Bildung nicht unverändert erhalten. Es müssen schon gleich beim Rückzug des stehenden Gewässers — sowohl des mediterranen Meeres als des pontischen Sees — die über den Wasserspiegel emportauchenden Teile des Gebirges sofort durch die ablaufenden Tagwässer bearbeitet worden sein. Das Gebirge dürfte meines Erachtens nach Rückzug des mediterranen Meeres, also zur Zeit des Sarmatikums eine flache gestufte Kuppenlandschaft gebildet haben, deren Gehänge ohne Steilabfall ganz allmählich in die Ebene übergingen. Dieser allmähliche Übergang war vor allem durch die mediterranen Sedimente erzeugt, die den Fuß einhüllten. Diese dürften auch ein prämediterranes Talnetz mehr oder minder vollständig verwischt haben. Auf der Landoberfläche des Sarmatikums erfolgte die Anlage eines neuen Talnetzes, das im Pontikum teilweise unter Wasser gesetzt wurde. Zu einer nennenswerten Sedimentation kam es im pontischen See nicht. Der Rückzug des Sees und die neuerliche Trockenlegung des Gebirges bewirkte, daß die sarmatischen Täler, soweit sie nicht durch die Brandung zerstört worden waren, nun wieder als Entwässerungsrinnen in Tätigkeit treten konnten. Daß sich das sarmatische und das rezente Entwässerungsnetz nicht völlig decken, d. h. daß nicht jedes kleine Bächlein nach der pontischen Zeit seinen alten präpontischen Lauf

wiederfand, vielmehr vielfach Flußablenkungen und Flußabbiegungen in Erscheinung traten, ist verständlich. Wir begegnen in der Tat verschiedenen Typen der Talanlage, die ihre einfachste Erklärung in den oben geschilderten Vorgängen finden. Sehen wir von der prämediterranen Talbildung ab, von der wir nichts näheres wissen, so haben wir eine sarmatische Talbildung, deren Werke durch den

- Anstieg des pontischen Sees vielfach umgestaltet wurden, und eine nachpontische Talbildung zu unterscheiden.

Wir besprechen nun zuerst die sarmatische Talbildung; sie erfolgte auf den beim Rückzug des Mediterranmeeres entstandenen Terrassen. Nach der streng konsequenten regelmäßigen Anlage des sarmatischen Netzes zu urteilen, muß die erste Talanlage schon ein echtes Terrassengebirge angetroffen haben. Die Tälchen ziehen auf den flach geneigten Abrasionsplattformen zueinander ungefähr parallel abwärts. Diese Regelmäßigkeit ist nachträglich an manchen Stellen gestört worden. Die Blockdiagramme S. 77 und 85 zeigen das. Ein Längsprofil durch einen sarmatischen Talbodenrest stellt Abb. 6, S. 83 dar. Der sarmatische Talrest beim Teufelsgraben zeigt ein geringes Gefälle und streicht dort in die Luft aus, bis wohin die Brandung des pontischen Sees die tertiäre Beckenausfüllung zerstört und das Grundgebirge als Steilrand, wie er heute besteht, bloßgelegt hatte. Die Fortsetzung des Profils des sarmatischen Tales habe ich entsprechend dem geringen Gefälle des erhaltenen Talstückes rekonstruiert. Beweise der sarmatischen Talanlage sind jene toten Talstücke auf Sätteln mit Schottern, die in der Laufrichtung eines Baches liegen, heute aber von ihm verlassen sind. (Siehe die Pfeile in den Blockdiagrammen Abb. 1 und 7 auf S. 77 und 85, die die Laufrichtung der sarmatischen Täler angeben.)

Der pontische See mit seiner Brandung ertränkte das sarmatische Talsystem fast ganz. Die Brandung präparierte die harten widerstandsfähigen Teile des Gebirges heraus und schuf so von den sarmatischen abweichende Oberflächenformen, so daß die nachpontische Talanlage gegenüber der sarmatischen Veränderungen erfahren mußte. Sie äußerten sich meistens darin, daß sich subsequente Talstücke zwischen die alten konsequenten des Sarmatikums einschoben. Daraus erklärt sich jene Erscheinung im Leithagebirge, daß von zwei Bächen, die eine lange Strecke parallel zueinander fließen, der eine plötzlich im rechten Winkel abbiegt und in seinen Nachbar mündet; das verlassene Talstück seines Unterlaufes liegt heute als Trockental da.

Wir unterscheiden daher drei Typen von Tälern:

1. Konsequente Täler, zum großen Teil aus dem Sarmatikum stammend.

2. Konsequente Täler mit subsequenten Talstrecken.

3. Trockentäler, und zwar:

a) Verlassene Unterläufe von Tälern;

b) Trockentäler mit intermittierenden Bachläufen.

Da die Gräben mit ihren Quellgebieten nur selten höher hinaufreichen als die pontische Seebedeckung (380—390 *m*), so haben die heutigen Talformen sicherlich der Hauptsache nach sich erst nach dem Rückzuge des pontischen Sees gebildet. Das habe ich im ganzen Gebirge bestätigt gefunden. Das sarmatische Talsystem schimmert nur in der Anlage des heutigen Talsystems durch, die heutigen Talformen aber sind ein Werk der nachpontischen Erosion.

Die Talformen spiegeln deutlich die Rückzugsphasen des pontischen Sees wieder. Die ältesten Talformen finden wir im Quellgebiet, die jüngsten an der Ausmündung ins Vorland. Bei jeder Grabenbegehung fällt der regelmäßige Wechsel von Talengen und Talweutungen, d. i. von Tobelstrecken und Talbodenstrecken, auf. Gleichzeitig wechselt das Gefälle des Baches: im Bereich der Talbodenstrecken fließt er mäandrierend träge dahin, auf den Tobelstrecken eilt er mit starkem Gefälle herab. Das Längsprofil zeigt einen ausgesprochenen Stufenbau, ist also weit von einer ausgeglichenen normalen Gefällskurve entfernt. Sieht man genauer zu, so zeigt sich, daß die Talböden in direkte Verbindung mit Strandplattformen treten. Jeder Talboden reichte früher weiter talabwärts, bis er in eine Strandplattform auslief; er ist erst nachträglich durch die Tiefenerosion des Baches zerschnitten worden (vgl. die Blockdiagramme S. 77 und S. 85). Talbodenreste lassen sich als Leisten bald am linken, bald am rechten Gehänge fast ununterbrochen bis zu derjenigen Strandplattform verfolgen, die sichtlich bei der Ausbildung jenes Talbodens als Erosionsbasis funktionierte. Höchst selten nur fehlen in einem Graben Leisten. Ich habe immer wieder durch Begehungen talaufwärts und talabwärts geprüft, ob diese Leisten nicht vielleicht doch zufällige Erscheinungen seien, hervorgerufen z. B. durch Härteunterschiede des Gesteins. Doch konnte ich stets aus ihrer Höhenlage und ihrer Anordnung den Zusammenhang jedes Leistensystems mit einem der Strandterrassensysteme erkennen, in das es talabwärts ausgeht. Es läßt sich ganz allgemein sagen:

Im Graben hat jede Strandterrasse ihren zugehörigen Talboden; die Strandterrasse oder genauer gesagt der Spiegel des stehenden Gewässers zur Zeit als die Brandung die betreffende Strandterrasse schuf, bildete für das Gewässer des Grabens bei der Ausarbeitung des Talbodens die Erosionsbasis. Als Beispiel sei hier ein Blockdiagramm des Hoferbach- und Teufelsgrabens eingefügt. Es ist typisch. Alle Gräben weisen einen analogen stufenförmigen Bau auf.

**Blockdiagramm des Hoferbach-Teufelsgrabens und des Soferlgrabens.** Ich habe versucht, im Blockdiagramm die Tal- und Terrassenformen in ihrem heutigen Zustand darzustellen; es ist aus dem auf Taf. I dargestellten Idealdiagramm des Gebirges an dessen Südostabfall herausgeschnitten. In Abständen von etwa 500 *m* zerlappen die tiefen Gräben die breiten Rücken, auf denen Strandterrasse-reste gut erhalten sind. Die Gräben greifen nicht ganz bis zur Wasserscheide zurück, sondern lassen eine unzerschnittene breite wasserscheidende Zone am Hauptrücken bestehen, die in ihrer Massigkeit unserem Gebirge den charakteristischen Zug verleiht. Die Wasserscheide knüpft sich dabei nicht an die höchsten Erhebungen, sondern an die breiten Gipfelniveaus. Dies ist begreiflich: gerade die tiefgründig verwitterten Hochflächen lassen die Niederschläge nicht oberflächlich abfließen, sondern saugen sie wie ein Schwamm auf und stellen so die Reservoirs dar, aus denen ständig fließende Schuttquellen die Bäche speisen. Diese Hochflächen sind daher auch nur nach Zeiten langdauernder Trockenheit, z. B. im Herbst oder bei Frost überschreitbar; sonst versinkt man im tiefen Morast. Von diesen Hochflächen strahlen Schuttgerinne nach beiden Abdachungen aus. Erst am Rand der Hochflächen gehen sie in echte Tobelformen über. Auch diese halten nicht lange an und schon bei der Isohypse 400 bis 380 *m* beginnen am Tobelgrund die ersten Talbodenreste sich einzustellen. Es sind das die ältesten Talböden, die dem höchsten Stand des pontischen Sees (Terr. 5) entsprechen. Weiter abwärts entspricht dann jeder Stillstandsphase des pontischen Sees ein Talboden. Sank später der See, so war der Bach gezwungen, in den zuletzt gebildeten Talboden einzuschneiden. So entstand der Tobel, in dem der Bach zum nächsten Talboden herabeilt. Der Talboden setzt nicht plötzlich ein, sondern es stellt sich zuerst am Grunde des Tobels eine Sohle von wenigen Metern Breite ein; sie nimmt dann talabwärts an Breite zu, bis sie sich schließlich zu einem breiten Talboden auswächst. Ich habe in der Tat für jede Strandterrasse von 385—390 *m* Seehöhe abwärts in jedem der 40 von mir begangenen

Gräben den zugehörigen Talboden gefunden. Manchmal war es freilich nicht ein ganzes Stück Talboden, sondern nur ein Rest oder es waren auch nur einige Gehängeleisten, die zur Strandterrasse hinleiten. Der Mensch zieht aus den Talbodenresten und Talleisten insofern Nutzen, als er seine Waldwege in der Regel auf ihnen anlegt. Die Gehänge sowie der zeitweise vom Bach benetzte steinige Tobelgrund werden gemieden. In der Tat haben die Tobel des Leithagebirges vielfach sehr steile Gehänge, in den tiefsten Teilen mit Böschungswinkeln zwischen 35 und 40°.

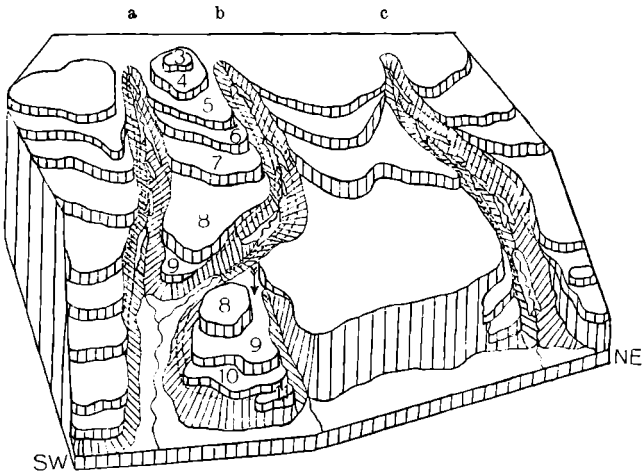


Abb. 1. Blockdiagramm des Hoferbach-Teufelsgrabens und des Soferlgrabens.

Die mit Nummern versehenen weißen Flächen stellen die Strandterrassen dar, die schmalen schraffierten Flächen den Steilabfall zwischen je zweien derselben. — Der Teufelsgraben (b) hat im Unterlauf seine konsequente Richtung aufgegeben: er ist von einem Seitenbach des Hoferbaches (a) angezapft worden. Der Pfeil gibt seine Laufrichtung zur Zeit des Sarmatikums an. Die zu den einzelnen Strandterrassen gehörenden Talbodenreste, als kleine weiße Flächen kenntlich, sind unter Benutzung von Talleisten, die nicht dargestellt werden konnten, durch gestrichelte Linien mit den Strandterrassen verbunden, zu denen sie zeitlich gehören. Am Talaustritt verwächst der große letzte Talboden mit der Terrasse 12, die schon dem Vorlande angehört. c Soferlgraben.

**Der Weingartgraben.** Im Längsprofil des Weingartgrabens stellt die unterste Linie das Bachbett, die mittlere den Weg, die oberste das Profil des Rückens dar, der den Graben begrenzt. Man sieht, wie der Weg stets von der oberen auf die tiefere Talleiste überspringt. Der Weingartgraben gehört dem „Kopfteil“ des Gebirges an und zieht von Süden nach Norden. Die Anlage des Entwässerungsnetzes ist im Kopfteil mit wenigen Ausnahmen radial. Die Erosion setzt hier schon am Rande der ziemlich ausgedehnten Terrasse 431—440 ein; diese ist die Trägerin der Wasserscheide, nicht der Sonnen-

berg. Zwei Hauptgräben, der Weingartgraben und der Mühlbachgraben, ziehen trotz der Nachbarschaft ihrer Ursprungsgebiete in entgegengesetzter Richtung. Die übrigen Gräben des Westabfalles sind klein und zeigen keine erwähnenswerten Formen; sie alle weisen Reste der sämtlichen Talböden auf und gehören zum Großteil in die Gruppe der Gräben mit intermittierenden Bachläufen. Während die beiden erstgenannten Gräben im Schichtstreichen einer Glimmerschieferzone eingesägt sind, überwinden die kleinen Randbäche Schichtköpfe.

Am Weingartgraben ist gut zu beobachten, wie vom Ursprung bis zur Hälfte des Verlaufs des Grabens eine Anzahl Seitengräben

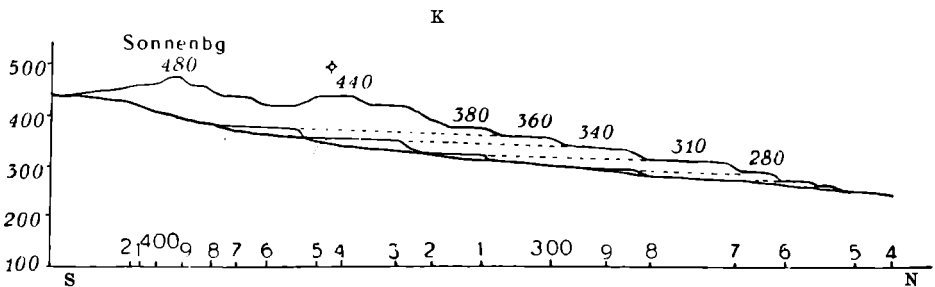


Abb. 2. Längsprofil des Weingartgrabens.

Horizontaler Maßstab 1 : 40.000, vertikaler Maßstab 1 : 16.000, 2 $\frac{1}{2}$ fache Überhöhung.

Die gestrichelten Linien deuten den Verlauf der einstigen pontischen Talböden an, die zu den einzelnen Strandterrassen gehören. Das K über dem Profil markiert das Kliff, das den Bereich der mediterranen Landschaftsformen (links) von dem der pontischen (rechts) abgrenzt; es entspricht dem Höchststand des pontischen Sees. Die Zahlen über dem Profil des begrenzenden Gebirgsrückens geben rund die Höhenlage der einzelnen Strandterrassen an, die Zahlen an der Grundlinie des Profils in ganzen Zehnern die Höhe des heutigen Bachprofils. Die über dem ziemlich glatt verlaufenden Profil des Baches gezeichnete Stufenlinie stellt das Profil des Weges dar, der durch das Tal geht; er benützt vielfach Talleisten und meidet nach Möglichkeit die Tobelgründe.

einmünden, weiter abwärts aber solche ganz fehlen. Die Gehänge des unteren Teiles des Hauptgrabens sind völlig unzerschnitten und geben sich in ihrer Steilheit und Frische als die jüngsten Gebilde zu erkennen. Die allmähliche Änderung im Verhalten und in den Formen der Seitengräben talabwärts zeigt auffällig die Zunahme der Frische und Jugendlichkeit der Formen vom Quellgebiet bis zur Mündung des Tales ins Vorland. Die Tobelform im Ursprungsgebiet geht talabwärts immer mehr und mehr in eine Regenrinnenform über, die beinahe einer Steinschlagrinne zu vergleichen ist. Schildern wir das im einzelnen:

Der Weingartgraben besitzt zwei Quellbäche, die aus der Terrasse 431—440 m entspringen. Bis zur Is. 380 zeigt er die reine Tobelform. Von hier talabwärts erscheint am linken Gehänge eine Tal-

leiste, die eine volljährige Buchenallee trägt; sie ist der Strandterrasse 380—390 *m* zugeordnet, die den äußersten Hochstand des pontischen Sees kennzeichnet. Bis 15 *m* tief unterhalb dieser Leiste reicht der Tobel hinab. Wo die Is. 360 *m* den Talboden schneidet und der erste rechte Seitengraben einmündet, erscheint im Tobelgrund ein neuer Talboden. Tobelgefälle 90<sup>0</sup>/<sub>00</sub>. Die Gehängeleiste zu Terrasse 360 *m* ist aber noch deutlich am linken Gehänge zu sehen. Sie wird vom Weg benutzt. Der Talboden im Tobel verbreitert sich und bei Is. 350 im Talgrund verläßt der Weg die obere Gehängeleiste und steigt auf den Talboden herab, den wir als zur Strandterrasse 340 *m* gehörend erkennen; er folgt ihr zwischen den zwei linken Seitengraben und der Wällischen Richtsteigallee. Der Talboden trägt weiter die breite

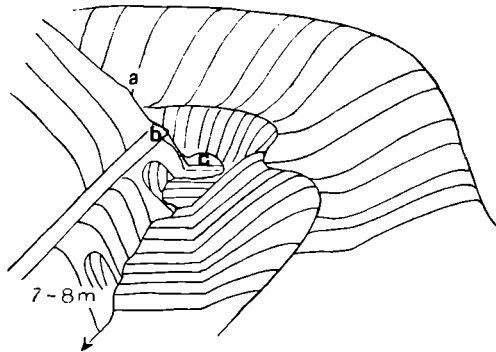


Abb. 3. Ansicht eines Teiles des Weingartgrabens, talaufwärts gesehen.  
Handzeichnung der Verfasserin.

a am Talgehänge deutlich kenntlicher Knick, der die Reste des Talbodens zur Strandterrasse 310 *m* veranschaulicht; b vom Wege benutzter Talbodenrest (Talleiste), zur Strandterrasse 280 *m* gehörend; c heutiger Talboden, zur Strandterrasse 260 *m* gehörend. Der Pfeil gibt die Laufrichtung des Baches an.

Buchenallee, während der Bach sich schon wieder in einem ungefähr 15 *m* tiefen Tobel eingeschnitten hat. Der Talboden in 352 *m* Höhe gehört zur Strandterrasse 340 *m*. Nun ändern sich die Verhältnisse. Die Talleiste zur Terrasse 340 *m* ist noch am linken Gehänge zu verfolgen; da zeigt sich schon am Ausgang des Tobels ein neuer, völlig unzerschnittener Talboden, beginnend bei Is. 330 *m*. Dieser Talboden läßt sich bis fast zur Is. 310 *m* verfolgen, wo er in die Strandterrasse 310 *m* ausläuft. Das Gefälle (30<sup>0</sup>/<sub>00</sub>) ist gering; es zeigen sich Mäander und verlassene Uferkonkaven. Hier ist deutlich zu erkennen, in welcher Weise der Bach seinen Talboden zerschneidet. Bei Is. 320 *m* ist der Wasserlauf 3 *m* tief in Windungen in den Talboden eingeschnitten; es beginnt die Zerschneidung des Talbodens und bei Is. 310 *m* ist vom Talboden nur mehr eine Gehängeleiste erhalten;



der Weg folgt schon dem neuen Talboden, der zur Strandterrasse 280 *m* gehört. Der Bach schleicht träge auf ihm dahin. Ein Holzschlag etwas unterhalb gestattete mir im Bilde festzuhalten, wie sich Talboden und Talbodenreste übereinanderschalten (Abb. 3). Trotzdem der Weingartgraben die tertiäre Kalkdecke durchschnitten hat — seine Sohle liegt heute im Grundgebirge — finden sich doch alle Talböden in Resten vor; der Kalkstein ist also hier ohne Einfluß auf die Entwicklung des Längsprofils. Im Weingartgraben lassen sich auch die Talböden zu den tieferen Strandterrassen von 260—265, 240—250 und 220—230 *m* gut erkennen. Der letzte Talboden ist in seiner ganzen Länge und Breite unzerschnitten (Jägerwiese K. 235); er geht ins Vorland über. Sein Gefälle beträgt 30<sup>0</sup>/<sub>00</sub>. Es wäre zu erwarten, daß dieser Talboden, der dasselbe Gefälle besitzt, wie der zur Strandterrasse 310 *m*, ebenfalls Mäander aufweisen würde; doch ist hier der Gesteinsuntergrund ein Hindernis: der Talboden ist in sarmatischen Kalksandstein eingeschnitten, also in ein wasserdurchlässiges Gestein. Der größte Teil des Wassers sickert ein. Daher ist die oberflächliche Entwässerung gering. Das versickerte Wasser aber ist naturgemäß an der Oberfläche des Talbodens wirkungslos. Es erscheint in zahlreichen Grundwasserquellen im Vorland wieder (so auch die Schwefelquelle von Brodersdorf).

Zusammenfassend kann ich sagen: Es wurden zu allen Strandterrassen die entsprechenden Talböden gefunden. Während die obersten schon zum großen Teil der Erosion zum Opfer gefallen und nur in kleinen Resten erhalten sind, ist von dem zur Strandterrasse 8 (310 bis 315 *m*) gehörenden Talboden abwärts meist mehr als nur eine Gehängeleiste erhalten.

**Kleine Gräben am Stein- und Lebzelterberg und an der Westseite des Gebirges.** Der Stein- und Lebzelterberg ist wohl randlich von Rinnen zerschnitten; doch führen die Rinnen nur bei Niederschlägen Wasser; sonst liegen sie trocken da. Am Nordabfall sind hier dem Grundgebirge in einer schmalen Zone sarmatische Kalkkonglomerate angelagert. In sie eingesenkt finden sich, dem Abfall entlang in einer Reihe angeordnet, 12 bis 15 etwa 1 *m* tiefe Dolinen, deren Boden 20 bis 30 *cm* hoch mit Humus bedeckt ist. Diese Dolinenreihe veranschaulicht im kleinen die erste Phase der Bildung eines subsequenten Tales. Niederschläge, die von dem aus Quarzit aufgebauten Gehänge weiter oberhalb oberflächlich abfließen, gelangen abwärts in das Gebiet des Kalkkonglomerates. Hier sickert das Wasser in den Zwischenräumen des Konglomerates ein und löst

dabei den Kalk auf — Dolinen entstehen. Diese können zu einer Tiefenlinie verwachsen und so ganze größere Kalkklötze vom benachbarten Grundgebirge isolieren. Die Dolinenreihe stellt sich so als der Beginn oder die erste Anlage eines subsequenten Tales dar (z. B. bei der „Platten“ bei Mannersdorf, vgl. das Blockdiagramm S. 85). Dolinen mit einem Durchmesser von 3 m und 1 bis 2 m Tiefe finden sich auch auf dem kahlen mesozoischen Dolomitvorsprung des Lebzelterberges.

Auf dem westlichen Vorland des Gebirges wirken die kurzen Bäche des Westabfalles eher akkumulierend als erodierend, so besonders der Lodischbach. Er fließt auf der Strandterrasse 280 m dahin, ohne in sie einzuschneiden. Auch die übrigen Bäche schneiden nur zwischen den Strandterrassen 240 m und 220 m merklich ein;

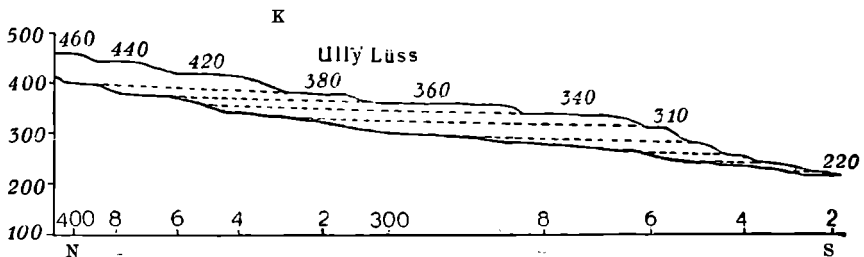


Abb. 4. Längsprofil des Mühlenbachgrabens.

Horizontaler Maßstab 1 : 40.000, vertikaler Maßstab 1 : 16.000,  $2\frac{1}{2}$  fach überhöht.

Die Zahlen (m) über dem Gebirgsrücken geben rund die Höhenlage der Strandterrassen an, diejenigen an der Grundlinie des Profils in Zehnern die Höhe des Bachprofils. K markiert das Kliff, das die höchste pontische Strandterrasse begrenzt und die mediterrane von der pontischen Landschaft trennt.

sie überwinden den Abfall der Terrasse bis zum Leithafluß in einfachen muldenförmigen Tälern.

Der **Mühlenbachgraben** zeigt ganz ähnliche Verhältnisse wie der Weingartgraben. Die Schuttgerinne reichen von der wasserscheidenden Terrasse 440 m bis zur nächst tieferen 420 m (siehe Abb. 4). Von hier an beginnt die Zerschneidung: es erscheint auf eine kurze Strecke ein Tobel, der bei Is. 400 m schon eine 2 bis 3 m breite Talsohle zeigt. Der erste linke Zufluß wird vom „Entensee“, einer Naßgalle, genährt; sein Tälchen hat reine Tobelformen. Von hier verfolgte ich einen achtfachen Wechsel von Talböden und Erosionstobeln bis zur Ausmündung des Grabens auf die Strandterrasse 220—230 m. Alle seitlichen Zuflüsse haben nur Rinnen oder Kerben im Gehänge gebildet. So gleicht der Mühlenbachgraben sowohl in seinen Groß- als auch in seinen Kleinformen seinem Gegenbruder, dem Weingartgraben.

**Kleinere Gräben, Buchgraben, Schwemmgraben.** Östlich vom Mühlenbachgraben finden sich mehrere kleinere Gräben, so der Nasser-, der Anton- und der Einsiedlergraben. Sie entsprechen in ihren Formen völlig den geschilderten. Während die Talböden oberhalb 310—315 *m* zerschnitten sind, sind sie unterhalb noch teilweise, im Einsiedlergraben bei K. 315 *m* sogar fast ganz erhalten.

Östlich schließt ein System von mehreren Gräben an, die anfangs parallel zueinander verlaufen, dann sich vereinigen und gemeinsam ins Vorland hinaustreten; es sind das Buchgraben, Trenckgraben usw. Hier scheint ebenfalls die sarmatische konsequente Talrichtung, bei der jeder Graben selbständig das Vorland erreicht, durch die post-pontische Talbildung mit ihren neu entstandenen subsequenten Talstücken modifiziert worden zu sein. Der südlichste dieser Gräben,

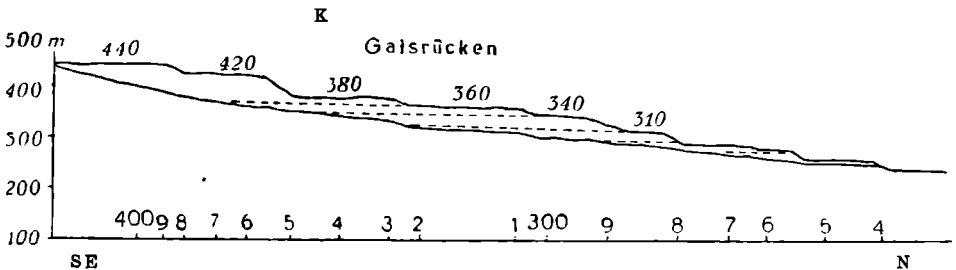


Abb. 5. Längsprofil des Schwemmgrabens.

Horizontaler Maßstab 1 : 40.000, vertikaler Maßstab 1 : 16.000,  $2\frac{1}{2}$  fach überhöht.

Die Zahlen (*m*) über dem Profil des Gebirgsrückens geben rund die Höhe der Strandterrassen an, diejenigen an der Grundlinie in Zehnern die Höhe des Bachprofils. K markiert das Kliff der höchsten pontischen Strandterrasse.

der Buchgraben, zeigt uns als erster in klarer Deutlichkeit die Aufeinanderfolge von Talboden- und Tobelstrecken. Bei Is. 380 *m* geht er aus dem Schuttgerinne in einen 7 bis 10 *m* tiefen Tobel über; von da abwärts finden sich bis zur Vereinigung mit seinem Quellbruder alle drei Talböden, nämlich die zu den Strandterrassen 360 *m*, 340 *m* und 310—320 *m* gehörenden. Der letzte Talboden wird durch den Zwiesel bei K. 320 *m* festgehalten. Die Aufzählung der weiteren Talbodenreste nach abwärts, sowie die der Nebengräben kann unterbleiben, da der Buchgraben für sie alle typisch ist.

Am gegenüberliegenden Gebirgsabfall breitet sich eine ausgedehnte Leithakalkdecke aus, in die sich mehrere kleine Bächlein eingesägt haben; von ihnen hat der Schwemmgraben die Decke durchschnitten; seine Sohle liegt heute im Urgestein; eine morphologische Auswirkung der Kalkdecke konnte auch hier im Längsprofil nicht festgestellt werden. Die Namen der beiden Quelläste dieses Baches,

Kohlbründlgraben und Zigeunergraben, wurden vom Volksmunde in trefflicher Charakterisierung des Ursprungsortes und der Beschaffenheit der Bäche gegeben. Ersterer entspringt als Schichtquelle zwischen Leithakalk und Urgestein; es ist ein richtiges „weißes Kalkbründl“, dessen Name auf der Karte wohl nur auf einem Mißverständnis des aufnehmenden Kartographen beruht, der das mundartliche „Kohli“ (gleich Kalk) für „Kohl“ nahm und so den Namen „Kohlbründl“, der ins Schriftdeutsch übertragen richtig „Kalkbründl“ lauten sollte, erfand. Den Zigeunergraben, der ein dunkles Urgesteinsbächlein birgt, benannte der Volksmund nach dem dunkel gefärbten Ursprungsort und dem dunklen Wasser; das Bründl ist nämlich in tiefgründig verwittertem, morastigem Glimmerschiefer gefaßt.

Auch der Schwemmgraben und seine zwei Quellbäche weisen

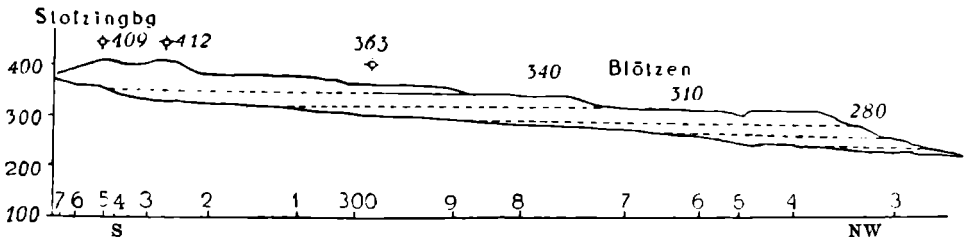


Abb. 6. Längsprofil des Neuwiesengrabens.

Horizontaler Maßstab 1 : 40.000, 2 $\frac{1}{2}$ fach überhöht.

Die eine voll ausgezogene Linie zeigt den in seiner Länge best erhaltenen sarmatischen Talboden. Er ist auf dem Blatt Loretto E 8 zwischen Sulzberg und dem Hohen Berg zu vergleichen.

Übrige Erklärung siehe vorige Figuren.

ähnliche Formen auf wie die bisher geschilderten. Der Kohlbründlgraben zeigt die Anfänge des Talbodens zur Terrasse 360 m, ebenso der Zigeunergraben. Im Zwiesel beider liegt der Talboden zur Terrasse 340 m.

Während in den vorher besprochenen Gräben sich eine kräftigere Zerschneidung der oberen Talböden durch steilwandige Tobel zeigt, gehen die Talböden von 340 m abwärts beinahe unzerschnitten ineinander über. Deshalb sind die Talböden hier leichter aufzufinden, und auch dort, wo sie beim Stadium 260 m zerschnitten sind, ist der Talbodenrest deutlich erhalten. K. 264 bestätigt dies. Gefälle im Tobel vom Talboden zur Strandterrasse 360 m zu dem von 340 m  $40\frac{0}{100}$ ; Gefälle des Talbodens, der zur Strandterrasse 310 m gehört,  $18\frac{0}{100}$ , des Talbodens zu 280 m  $30\frac{0}{100}$ , des Zerschneidungstobels zwischen den beiden letztgenannten Talböden  $40\frac{0}{100}$ .

Während der Schwemmgraben die Leithakalkdecke durch-

schnitten hat — eine morphologische Auswirkung fehlt auch hier — und dieselben Formen wie alle übrigen Gräben aufweist, scheint es, daß der Kohlgraben nur ein Produkt oberflächlicher Erosion im Leithakalk darstellt. Er ist bei weitem nicht so tief eingeschnitten. Am auffallendsten ist wohl die Tatsache, daß der Kohlgraben nicht bis zum Gebirgsrand eingeschnitten ist, sondern daß er auf der Terrasse 280—285 *m* ausmündet und sie nicht mehr zerschneidet.

**Neuwiesen, Stotzinger Bucht.** Als „Neuwiesen“ wird ein breiter, ebener Talboden bezeichnet, der an der Grenze zwischen Leithakalk und mediterranem Schotter verläuft. Der Talboden selbst ist mit verschwemmtem Schotter in Haselnuß- bis Kindskopfgroße überstreut.

Während der Abfluß der „Neuwiesen“ heute zwischen K. 361 und K. 357 dem Gebirgsrande zueilt, stellen sich zwei von der rezenten Talbildung völlig unbenützte Talungen, die in gleicher Richtung verlaufen, als Reste sarmatischer Täler dar, die beim Hochstand des pontischen Sees untergetaucht und beim Rückzug des Sees vom fließenden Wasser nicht wieder aufgefunden wurden. Die heutige Talbildung beginnt ungefähr bei Is. 360 *m*; der erste deutliche, beinahe völlig unzerschnittene Talboden ist bei Is. 320—330 *m* zu erkennen, er gehört zur Strandterrasse 310—315 *m*, Gefälle 20<sup>0</sup>/<sub>00</sub>. Die Schotterdecke enthält nur Grundwasser, das sich in der Mitte des wiesenbedeckten Talbodens in einem meist stagnierenden Tümpel sammelt. Daher keine Mäanderbildung. Am rechten Gehänge ist noch ein Rest des verlassenen Talbodens der Strandterrasse 340 *m* erhalten. An den Talboden zu Strandterrasse 310—315 *m* schließt nach einer Tobelstrecke der nächste in ununterbrochener Folge an. Er ist durch K. 292 fixiert. Unterhalb beginnt im Bachbett ein neuer, schon in Zerschneidung begriffener Talboden, in dem die vom verlassenen Tal heruntergeschwemmten Schotter zu finden sind. Bei der Dreifaltigkeitskapelle beginnt wieder ein neuer Talboden, der zur Strandterrasse 240—250 *m* gehört. Talbodenreste zur Strandterrasse 260—265 *m* sind auf beiden Gehängen bei den Steinbrüchen festzustellen. Unterhalb K. 265 wird ein überraschend ebener, von steilen Wänden begleiteter Talboden abgegrenzt; er zeigt diese Form, weil der tertiäre Kalk, der den Talboden und die Gehänge bildet, seine ursprünglichen Formen, die der Schluchtwände, bewahrt hat. Der Talboden ist mit einer billardglatten Rasendecke bedeckt und zeigt kein oberflächliches Gerinne — alles aus der Gesteinsbeschaffenheit erklärlich. Er gehört zur Strandterrasse 220 *m*. Gefälle 1<sup>0</sup>/<sub>00</sub>.

Den Abschluß zur Stotzinger Bucht bildet ein großer unzerschnittener tertiärer Kalkstock, die Blötzen und der Hohe Berg, mit einer ganz geringfügigen, kaum bemerkbaren Zertalung. Das aus tertiären Schichten aufgebaute Vorland der Stotzinger Bucht zeigt unsere Talbildung deutlicher ausgebildet und erhalten, denn sonst ein Teil des Vorlandes, so im Auergraben, wo der Talboden in die Kutscherbergterrasse K. 289 mündet. Im kleinen können wir hier vielfach Laufablenkungen studieren, ohne daß sarmatische Talanlagen dafür verantwortlich gemacht werden könnten.

Am Abfall entlang nach Nordosten fortschreitend, treffen wir

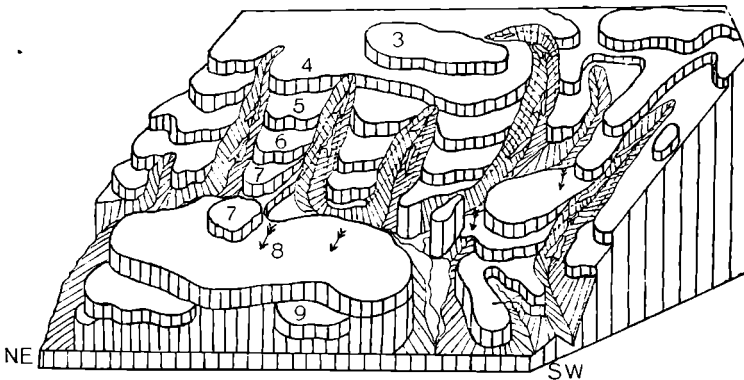


Abb. 7. Blockdiagramm zur Veranschaulichung der subsequenten Talanlagen im Hintergrunde der sogenannten „Platten“ (Stück der Strandterrasse 8, 310–315 m).

Terrasse 8 und 9 besteht aus Leithakalk, Terrasse 7 aus Quarzit, der kleine Terrassenrest im Südwesten, zu Terrasse 7 gehörend, aus einer quarzreichen Varietät des Glimmerschiefers; im Hintergrunde daher die Anlage des subsequenten Talzuges. — In nordöstlicher Richtung ein Zufluß zum Schweingraben, in südwestlicher jere unbenannten Gräben, die im Tal der „Wüste“ gemeinsam ins Vorland ausmünden. Im Südwesten der Limberggraben. — Die Pfeile geben die Richtung der sarmatischen Täler an.

Die Zerschneidung in dem dargestellten Gebiet des Nordwestabfalles des Leithagebirges ist stark. Talbodenreste sind meist nur als Leisten zu finden.

mehrere Systeme von Laufablenkungen parallel fließender Bäche zwischen den Isohypsen 360 m und 280 m. Auch hier haben wir die Erklärung dieser Erscheinung in dem Umstande zu suchen, daß die ursprünglich im Sarmatikum konsequent angelegten Täler nach Ertränkung im pontischen See und Wiederauftauchen aus ihm durch subsequente Talstrecken miteinander verbunden wurden.

**Sarmatische Talreste auf der „Platten“.** Am Gebirgsrande erreichen wir weiter nach Nordosten die „Platten“ genannte Terrasse, die in Abb. 7 durch ein Blockdiagramm dargestellt ist.

Im Hintergrunde der isolierten „Platten“terrasse entstand ein eigentümliches Entwässerungsnetz. An die oben S. 81 erwähnte

Dolinenreihe im Kalkkonglomerat erinnernd, möchte ich die Isolierung der Platten vom Grundgebirge folgendermaßen erklären: Die in gleicher Höhe dem Grundgebirge auflagernden mediterranen Schotter geben die einstige Verbindungsstelle der Platten mit dem Hintergebirge an. Heute ziehen fünf parallele Gräben in konsequenter Richtung abwärts, sammeln sich weiter unten in einem sogenannten subsequenten Talstück und münden gemeinsam als Tal „in der Wüste“ ins Vorland. In konsequenter Fortsetzung der Laufrichtung jener fünf Bäche können wir fünf verlassene, mit Schottern übersäte Sättel feststellen, die wir als die Reste des ursprünglichen sarmatischen konsequenten Entwässerungsnetzes erkennen. Zwei jener Sättel finden sich auf der „Platten“, einer im Zuge des heutigen Talausganges, einer bei K. 312 *m* südwestlich der „Platten“, der letzte endlich am „Kroatenberg“ zwischen K. 337 und K. 349. Wie das Blockdiagramm zeigt, finden wir hier auch Talböden, wenn auch nur von geringer Größe erhalten. Während im längsten Graben alle höheren Talböden auftreten bis hinauf zu dem, der zur Strandterrasse 380 *m* gehört (Gefälle 35<sup>0</sup>/<sub>00</sub>), lassen sich in den übrigen vier Gräben nur die Talböden bis zur Strandterrasse 340 *m* nachweisen, und auch diese fast immer nur in kleinen Resten, meist als Leisten. Tobelgefälle zwischen den Talböden zur Strandterrasse 340 *m* und zu der zu 310 *m* 100<sup>0</sup>/<sub>00</sub>. Talabwärts, besonders im subsequenten Talstück, werden diese Talbodenreste durch folgende Höhenzahlen gekennzeichnet: Haferwiese K. 284 zur Strandterrasse 280—285 *m* gehörend (Gefälle 30<sup>0</sup>/<sub>00</sub>), ferner auch das entgegengesetzte Laufstück mit Is. 290—300 *m*; weiter hinter der „Platten“ K. 266 *m* ein noch ganz deutlich erhaltener Talbodenrest zur Strandterrasse 260—265 *m* gehörend (Gefälle 9<sup>0</sup>/<sub>00</sub>). Dieser Talboden endet bei der Umbiegungsstelle des Baches zum Gebirgsrand. Abwärts folgt der 500 *m* breite, ebene Talboden, „Eremiten“ (K. 255) genannt, der zur Strandterrasse 240—245 *m* gehört (Gefälle 20<sup>0</sup>/<sub>00</sub>), und endlich der zur Strandterrasse 220—230 *m* gehörende Talboden, der im Vordergrund des Blockdiagramms stärker gezeichnet ist.

**Subsequente Talstücke im System des Schweingrabens.** Der nun folgende Schweingraben zeigt in seinem subsequenten Teil die entgegengesetzte Richtung wie das eben geschilderte Grabensystem. Der Schweingraben selbst entspringt mit zwei Bächen auf einem Paßniveau und zieht in konsequenter Richtung abwärts. Sein besterhaltener Talboden ist der zur Strandterrasse 340 *m* gehörende bei Is. 360 *m*. Gefälle 20<sup>0</sup>/<sub>00</sub>. Der Talboden zu Strandterrasse 310 *m* ist nur bei Is. 330 *m* erhalten, sonst verwischt und zerschnitten,

ebenso wie die tiefergelegenen Talböden. So sah ich bei der Einmündung des Großberggrabens in 290 *m* deutliche verlassene Uferkonkaven. Auf diesem Talboden ist ein kleines Jagdhaus angelegt. Der Weg steigt von hier immer am rechten Ufer verlaufend der Reihe nach auf die zu den Strandterrassen 260—265 *m*, 240 *m* und 220—230 *m* gehörenden Talbodenreste herab. Gefälle des Talbodens zur Terrasse 220 *m* 20‰. Der Großberggraben und die wenigen Seitengräben zeigen ganz frisch eingeschnittene Formen ohne Talböden.

Dem Schweingraben tributär ist noch ein System von Gräben, die in sarmatischer Zeit in konsequenter Richtung verliefen und damals bei K. 319 mündeten. Das zwischengeschaltete subsequente Talstück führt die Bäche dem Schweingraben zu. Im Stadium 280—285 *m* muß der Kalte Bründlgraben noch auf die Terrasse aus-

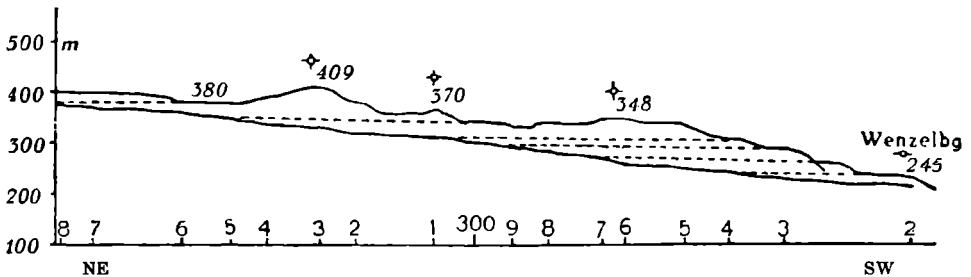


Abb. 8. Längsprofil des Groisbachgrabens. 1 : 40.000, 2<sup>1</sup>/<sub>2</sub>fach überhöht.

gemündet haben. Er hat weiter oben deutliche Talböden zu den Strandterrassen 340 *m* und 310—315 *m*. Im Strandterrassenstadium 260 *m* aber muß die Querverbindung zum Schweingraben schon gebildet gewesen sein. Wieder fanden wir alle Talböden bis zum Austritt des Baches ins Vorland.

Diesem Talsystem vorgelagert ist ein Trockental im tertiären und mesozoischen Kalk. Es zeigt ebenfalls die Talböden ganz deutlich. Wir haben hier eine fluviatile Stufenmündung vor uns.

Die Laufrichtung und Talanlage des Schweingrabens wiederholt sich in unmittelbarer Nähe noch zweimal, im Groisbach- und im Traxlergraben.

**Der Groisbachgraben** biegt in der Mitte seines Laufes im rechten Winkel ab. Der Oberlauf ist konsequent, der Unterlauf subsequent. Im Oberlauf und seiner gedachten, geradlinigen Fortsetzung abwärts gegen den Ort Kaisersteinbruch ist das sarmatische Tal angezeigt. Der Sattel zwischen Mülleranhöhe und Höllerlöhlberg liegt in seiner



unmittelbaren Richtung. Der Buchgraben, ein Trockental, ist der verlassene Unterlauf, der ein dürftiges Leben fristet, d. h. wenig Wasser führt. Erst beim Sinken des pontischen Sees kam jene Laufablenkung zustande. Der Graben fand damals den heutigen viel kürzeren Weg zum Gebirgsrand. Die Ursache ist hier in einer Anzapfung oder Subsequenz, an der Grenze zwischen Leithakalk und Urgestein, zu suchen. Der Graben hat drei Quellbäche, von denen der linke einen Tobel mit sehr schmalem Talboden ( $1\frac{1}{2}$  m breit) besitzt. Die zwei übrigen empfangen ihr Wasser von den schon mehrfach genannten schuttbedeckten ausgedehnten Gipfelniveaus. Ihre Schuttgerinne gehen zunächst in einen 3 bis 7 m tiefen Tobel über. Bei Is. 370 m zeigt sich schon die völlig unzerschnittene 2 m breite Talsohle, die der Strandterrasse 360 m entspricht. Der Talboden zur Strandterrasse 340 m ist bloß als Talleiste erhalten, diese aber ist unverkennbar. Das Gefälle an der Zerschneidungsstelle zwischen beiden Talböden ist  $57\frac{0}{100}$ . Von der Leiste talabwärts gelangen wir zu einer ungefähr 15 bis 20 m tiefen Zerschneidungsstelle, deren Gehänge so steil und unwegsam sind, daß ich hier mehrere Fuchsbaue antraf. Nun folgt ein interessantes Talstück, ein Talboden ohne Zweifel, der auf ungefähr 500 m in der Längenerstreckung ganz, weiterhin in Leisten teilweise erhalten ist. Gefälle  $34\frac{0}{100}$ . Er reicht von Is. 330 m bis Is. 310 m und gibt sich als zur Strandterrasse 310 m gehörend zu erkennen. Abwärts folgt wieder eine Zerschneidungsstelle mit einem 10 m tiefen Tobel. Jener Talboden ist einer der wenigen gut erhaltenen, die zu dem betreffenden Stadium gehören. Diese morphologische Kleinform drückt sich schon im Kartenbild aus. Auf dem Talboden schlendert der Bach in tragem Lauf dahin, während er ober- und unterhalb tief eingeschnitten ist. Im Zwiesel, wo weiter unterhalb der zweite rechte Seitengraben mündet, sind Reste des Talbodens zur Strandterrasse 280—285 m zu finden. Bald unterhalb, bei der Einmündung des zweiten linken Seitengrabens ist der nächste Talboden zur Strandterrasse 260—265 m anzutreffen. Nun treten die Gehänge näher aneinander heran, die Zerschneidungsstelle liegt vor uns. Bei Is. 250 m beginnt der zur Strandterrasse 240—250 m gehörende Talboden; Is. 240 m gibt die Zerschneidungsstelle an. Zwischen Is. 220 und 230 m läßt sich deutlich ein breiter Talboden erkennen. Weiter abwärts markiert die Mühle bei Sommerein die Zerschneidungsstelle dieses Talbodens.

Zusammenfassend müssen wir betonen, daß die Laufrichtung der Täler aus dem Sarmatikum sich mit der heutigen nicht deckt. Alle zu den einzelnen Strandterrassen-

stadien gehörenden Talböden konnten aufgefunden werden, teils zerschnitten, teils beinahe ganz erhalten.

Die Ausmündung des Groisbachgrabens ist für das Leithagebirge besonders charakteristisch. In einen ehemaligen weiten Mündungstrichter, dessen Niveau dem Stadium 280—285 *m* entspricht, sind Reste der unteren Terrassen, gleichsam den offenen Talausgang verstopfend, hineingelagert. Der Groisbach schneidet heute am Rande in diese Gebilde ein, so daß der kleine Einriß des heutigen Laufes beim Herantreten an das Gebirge völlig verdeckt erscheint, eine nicht auf diesen Fall beschränkte, sondern häufige Erscheinung bei den Gräben des Leithagebirges.

**Der Traxlergraben.** Im Weiterschreiten gelangen wir zum Leithakalkstock des Kolmberges, der beinahe völlig unzerschnitten ist. Es liegt dies in der Beschaffenheit des Kalkes, der die Niederschläge nur unterirdisch abführt. Die Wolfsbrunnenquelle an seinem Fuße dürfte eine Schichtquelle sein, die aus dem Kalk an dessen Sohle austritt.

Ganz besonderes Interesse erregt am nordöstlichen Rande des Kolmbergstockes der Traxlergraben. Seine Ursprungsgerinne ziehen gemäß der allgemeinen Abdachung im ersten Drittel ihres Laufes parallel zur Richtung des wasserscheidenden Hauptrückens. Denn hier an der Grenze zwischen „Rumpf- und Schwanzteil“ des Gebirges, wo der im allgemeinen um vieles niedrigere „Schwanzteil“ anschließt, der völlig unter Wasser lag, bis der Seespiegel auf 310—315 *m* herabgesunken war, blieb die radiale Anlage des Entwässerungsnetzes, wie sie sich in der Richtung benachbarter Quellbäche zeigt, solange aufrecht, bis mit dem Sinken des Seespiegels auf 280—285 *m* der größte Teil des „Schwanzes des Gebirges“ trocken gelegt wurde. Der Bach hatte nun die Wahl auf der Strandplattform zu dem einen oder dem anderen Abfall des Gebirges abzuschwenken. Zuerst scheint er bis zum Seespiegelstadium 260—265 *m* in gerader Richtung auf das Jägerbründl zugeflossen zu sein, dann aber den bei weitem kürzeren heutigen Weg eingeschlagen zu haben. Dieses junge Laufstück knüpft sich wieder an die Grenze zwischen Urgestein und tertiärem Kalk und muß als subsequent bezeichnet werden.

Kaum in einem Graben haben sich die ursprünglichen Kleinformen so schön erhalten, wie im Traxlergraben, zumal dieser jahrhundertlang in seiner Funktion als Grenzgraben zwischen Österreich und Ungarn vom Verkehr völlig gemieden wurde.

Seinen ständigen Zufluß erhält der Traxlergraben aus demselben Rückensumpf (Entenblöße) zwischen 380 und 360 *m*, der auch einen Quellbach des Groisbachgrabens speist. Die beiden linksseitigen

Nebengräben zeigen reine Tobelformen, die aus Schuttgerinnen entstehen. Der vom Entensee kommende Hauptgraben bildet nur auf eine ganz kurze Strecke von wenigen Metern einen Tobel. Um die Isohypse von 350 *m* beginnt der erste nur 3 bis 4 *m* breite Talboden. Die Talgehänge unmittelbar über der Talsohle tragen volljährige, reife Bäume, ein Zeichen, daß sie sichern Stand am sehr steilen Talgehänge haben. Auf diesem Talboden und auf den tieferen breiteren unzerschnittenen Talböden, die sich in großer Regelmäßigkeit bis zum Talausgang einstellen, konnte ich besonders typisch die morphologischen Wirkungen des Baches studieren. Gefälle an der Zerschneidungsstelle zwischen dem Talboden zur Strandterrasse 340 *m* und dem zu 310 *m* 50<sup>0</sup>/<sub>00</sub>; Gefälle des Talbodens zu 310 *m* 13<sup>0</sup>/<sub>00</sub>; Gefälle des Zerschneidungstobels von 310 auf 280 *m* 61<sup>0</sup>/<sub>00</sub> (eingesenkte Mäander), des Talbodens zu 280 *m* 25<sup>0</sup>/<sub>00</sub>, des Zerschneidungstobels von 260 auf 240 *m* 70<sup>0</sup>/<sub>00</sub>, des Talbodens zu 220 *m* 9<sup>0</sup>/<sub>00</sub>, des Zerschneidungstobels von 220 auf 180 *m* 70<sup>0</sup>/<sub>00</sub>. In trägem Lauf dahinfließend drängt der Bach bald da bald dort an das Seitengehänge, untergräbt es, bringt es zum Abrutschen, schafft sich dadurch einen natürlichen Stau, so daß er nun, von hier verdrängt, an anderer Stelle sein laterales Erosionswerk beginnt. Das wiederholt er in größeren Zeitabständen da und dort. Beweise dafür sind die unzähligen verlassenen Uferkonkaven am Seitengehänge. Der Bach fließt auf dem obersten Talboden in einem 1/2 *m* tief in den Talboden eingesenkten Bett. Bei den geschilderten lateralen Erosionsvorgängen wird der Talboden flächenhaft bearbeitet, ohne daß seine Höhe sich merklich ändert. Material, das bei der Lateralerosion und auch beim Abschwemmen vom Gehänge auf den Talboden gelangt, wird vor allem bei Hochwasser in Bewegung gesetzt, bei sinkendem Wasserstand aber wieder fallen gelassen, so daß ein intermittierender Transport am Talboden entlang stattfindet. Was an einer Stelle weggeschafft wird, wird talabwärts an einer anderen Stelle wieder abgelagert usw. Auf anderen Talböden bildet der Bach unregelmäßige Mäander mit allen ihren charakteristischen Erscheinungen. Hier und da ist eine Schlinge völlig abgeschnitten und der Altwasserarm außer Tätigkeit gesetzt. Doch kommt es auch vor, daß der Altwasserarm noch in Verbindung mit dem Bach bleibt und so eine Bifurkation auf 10 bis 15 Schritte anhält. Der ganze Talboden über dem Wasserspiegel ist nur oberflächlich trocken, in geringer Tiefe aber schon von Sicker- und Schuttwasser durchsetzt, so daß seine Überschreitung stets mit Schwierigkeit verbunden ist.

Da ich gerade im Vorfrühling, Ende Februar und Anfang März,

nach der großen Schneeschmelze des Jahres 1921 den Traxlergraben besuchte, konnte ich verfolgen, wie hoch der ganze Talboden beim Hochwasser überschwemmt gewesen war. Zur Zeit des Hochwassers ereignen sich die folgenschwersten morphologischen Vorgänge, z. B. das Abschneiden von Schlingen, Laufverlegungen, Bifurkationen. Dies sind Werke, die mehr oder weniger in einer kurzen Spanne Zeit, gleichsam plötzlich erfolgen. Bei der viel längere Zeit anhaltenden normalen Wasserführung muß dann der Bach dem durch das Hochwasser vorgezeichneten Laufe folgen. Der Bach kann dann nur in der oben geschilderten Weise auf seinen Talboden umbildend einwirken. Dieser Zustand kann lange Zeit, meist den ganzen Sommer über bis zur nächsten Schneeschmelze anhalten. Wenn auch einmal bei einem Gewitterregen plötzlich größere Wassermassen abfließen, so glaube ich doch, daß die Gewitterhochwasser weniger wirksam sind als die Hochwasser im Gefolge der Schneeschmelze. Auch die Schneeschmelze ist nicht immer für die Ausgestaltung des Grabens von Bedeutung, besonders, wenn sie langsam vor sich geht; in letzterem Falle sickert mehr Wasser in die Verwitterungsdecke ein, als oberflächlich abfließt, und wird erst allmählich wieder abgegeben. Auf diese Art werden die Schuttgerinne und Schuttquellen der Bäche und die Sumpfstellen auf den Terrassenflächen gespeist, so daß trotz des trockenen Klimas — es fallen nur etwa 700 mm Niederschlag im Jahre<sup>70)</sup>, was bei der großen sommerlichen Hitze nicht viel ist — manche Bäche sich über die lange Zeit der Dürre und den meist niederschlagsarmen Herbst und Winter ständig fließend behaupten können.

Ich habe die Erosionsvorgänge an den Talböden des Traxlergrabens so eingehend geschildert, um die Möglichkeit der Erhaltung so alter Talböden plausibel zu machen. Man wird nämlich von vornherein nicht leicht geneigt sein zuzugestehen, daß sich Talböden, die in der pontischen Zeit entstanden, in unverletzter Gestalt, d. h. unzerschnitten bis heute erhalten haben. Man wird vielmehr erwarten, daß in der langen Zeit seit dem Pontikum die Zerschneidung, die sich in der Tobelform ausdrückt, schon alle Talböden hätte aufzehren müssen. Da dies nicht der Fall ist, vielmehr Talbodenreste aus allen Stillstandslagen des weichenden pontischen Sees sich mehr oder weniger vollständig erhalten haben, muß ich annehmen, daß ihre ursprüngliche Ausdehnung und die geringe Wasserführung die Erhaltung begünstigt haben. Ich erinnere an die Schilderung der Vorgänge im Traxlergraben, wo heute noch nur die Lateralerosion gleichsam am Boden mähend flächenhaft arbeitet und dadurch die Form des

Talbodens als solche erhält. Die Zerschneidung eines Talbodens begann gleich, während der Spiegel des pontischen Sees von der Uferlinie, zu der als Erosionsbasis der Talboden gehört, bis zur nächsten Stillstandslage sank, und schritt jedenfalls während der nächsten Stillstandsperiode, bei der die nächst tiefere Strandterrasse ausgearbeitet wurde, ziemlich weit vor. Dabei verminderte sich das Gefälle des Tobels und so die Erosionskraft des Baches im Tobel und das weitere Einschneiden wurde immer langsamer. In den höher gelegenen, früher vom See freigegebenen Grabenteilen ist die Ausgleichung des Gefälles weiter vorgeschritten als in den tieferen, erst später trocken gelegten Teilen. Die Tobel sind infolge der geringen Höhenunterschiede in den späteren Rückzugslagen des pontischen Sees und des nach dem Unterlauf hin sich immer mehrenden Schutttransportes nicht hier, sondern im Mittellauf oder Oberlauf am wildesten. Die Jugend im Unterlauf der Gräben zeigt sich in der Steil-

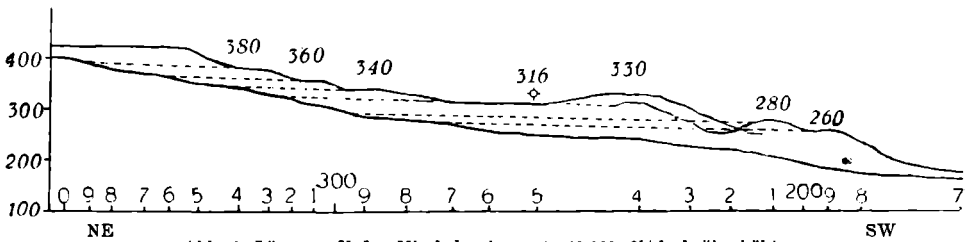


Abb. 9. Längsprofil des Mischelgrabens. 1 : 40.000, 2½fach überhöht.

heit der Seitengehänge, im Fehlen von Seitengräben und von schärferen Tobelformen.

**Gräben am Nordostende des Leithagebirges.** Wir sind hiemit am Nordostende des Gebirges angelangt, an dessen „Schwanzteil“, der sich, wie wir bei der Besprechung der Terrassen sahen, durch seine geringe Höhe deutlich vom Rumpf des Gebirges abhebt. Dennoch gelten auch für diesen Teil des Gebirges dieselben Gesetze der Talbildung. Wir haben hier zwar den niedrigsten Teil des Gebirges, zugleich aber auch an der Leitha und im Neusiedler See die tiefste Lage der Erosionsbasis. So kann es nicht wundernehmen, daß auch der Nordteil des Gebirges nicht unbedeutend zerschnitten ist. Die Dichte der Zertalung ist allerdings nur halb so groß wie im übrigen Gebiet. Das hängt damit zusammen, daß Urgebirgsgestein hier nur in ganz kleinen Partien an die Oberfläche tritt, die beherrschenden Höhen aber aus mesozoischen Kalksteinen sowie aus tertiären Schichten aufgebaut werden, die ebenfalls zum größten Teil aus

Kalk bestehen. Ich fasse die wenigen Gräben, die sich hier finden — Jägerbründlgraben, Poligraben, Zeilerbrunn und Hochleitengraben — in der Besprechung zusammen. Sie alle haben im Bereich des Oberlaufes breite Talbodenreste, im Mündungsgebiet steilere, näher zusammentretende frischere Gehänge. Das Gefälle der Talböden schwankt zwischen 3<sup>0</sup>/<sub>00</sub> und 10<sup>0</sup>/<sub>00</sub>; das Gefälle der Tobel ist rund 50<sup>0</sup>/<sub>00</sub>.

In dem Teil des Abfalls, den wir noch nicht geschildert haben, können wir zwei Typen von Gräben unterscheiden: da sind einerseits

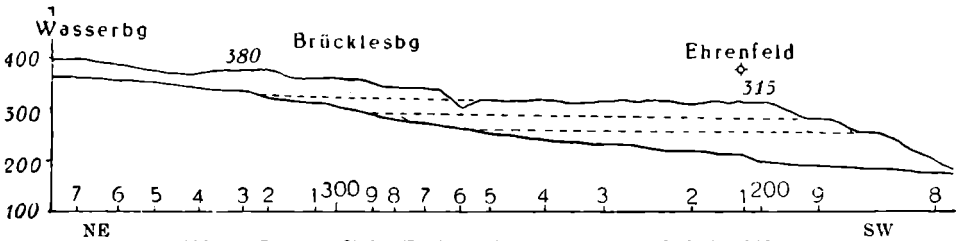


Abb. 10. Längsprofil des Teufelsgrabens. 1 : 40.000, 2<sup>1</sup>/<sub>2</sub>fach überhöht.

die gradlinigen konsequenten Gräben (Beispiel Mischelgraben, Abb. 9) und andererseits die zwei Grabensysteme des Teufelsgrabens (s. Blockdiagramm S. 77) und des Pfaffeneckgrabens (vgl. Abb. 11). Die

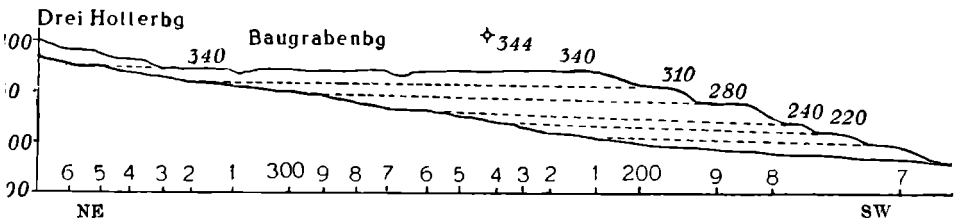


Abb. 11. Längsprofil des Pfaffeneckgrabens. 1 : 40.000, 2<sup>1</sup>/<sub>2</sub>fach überhöht.

Gräben des ersten Typus, dem alle übrigen Gräben vom Hutschengraben bis zum Pflockgraben zugerechnet seien, brauche ich nicht im einzelnen zu besprechen. Es mag genügen, drei Profile zu geben, die den Typus der Talform ausreichend veranschaulichen. Tobel und Talböden wechseln auch hier regelmäßig miteinander ab.

**Einfluß der tiefen Erosionsbasis am Neusiedler See auf die Talbildung.** Man sollte erwarten, daß sich die Nähe und die tiefe Lage der Erosionsbasis am Neusiedler See, besonders in den Gefällsverhältnissen der hier mündenden Gräben geltend machen würde. Doch ist das nicht allgemein der Fall. Allerdings muß man, da die Gräben

noch kein ausgeglichenes Gefälle besitzen, von einer ins Einzelne gehenden Vergleichung absehen. Aber große Züge ergeben sich doch.

Wie für die relativen Höhen des Leithagebirges (siehe S. 49) der Einfluß der Erniedrigung der Erosionsbasis durch die Erniedrigung des Gebirges aufgehoben wird, so setzt die Erosion hier im Bereiche der tiefen Erosionsbasis des Neusiedler Sees im Quellgebiet um beinahe den gleichen Betrag tiefer ein, als weiter im Süden, so daß die relativen Fallhöhen von der Quelle bis zur Mündung dieselben sind wie im Kopfteil des Gebirges bei höchster Lage der Erosionsbasis. Obwohl sich also in den Gräben der große Gefällbruch zum Neusiedler See nicht in dem Maße geltend macht, wie erwartet, so können wir doch sein Vorhandensein feststellen. Er äußert sich in folgenden morphologischen Erscheinungen der zum Neusiedler See ziehenden Gräben:

Die Schuttgerinne im Quellgebiet sind ganz kurz und gehen schon nach wenigen Metern in einen Tobel über, dessen Tiefe gleich auf 7—8 *m* wächst. Die Talbodenreste beschränken sich im Oberlauf in der Hauptsache auf Talleisten; zusammenhängende Talbodenreste finden wir nur im Unterlauf (vgl. Blockdiagramm Abb. 1, S. 77). Oft sind auch die Talleisten oberhalb der Tobelgehänge gänzlich aufgezehrt, so daß ein beinahe ununterbrochenes steiles Gehänge vom Tobelgrund bis zum begleitenden terrassierten Rücken ansteigt. Die größere Steilheit der Tobelgehänge wird schon durch deren mühevollere Begehung ersichtlich. Die Verkehrswege meiden diese Teile der Gräben.

Die Austrittsstelle der Gräben aus dem Gebirge ins Vorland zeigt eine auffällige Abweichung gegenüber der an anderen Teilen des Gebirgsfußes. Es fehlen die höheren eingebauten Trichtermündungen; ein freies, offenes Tal mit breitem Talboden, das gleichsohlig ins Vorland mündet, ist in den Gebirgsrand gerissen. Während an allen übrigen Teilen des Gebirges meist mit dem zur Strandterrasse 220—230 *m* gehörenden Talboden der Talausgang erreicht ist, liegt dieser Talboden im Nordostteil unseres Gebietes schon talaufwärts verschoben, im zweiten Drittel der ganzen Lauflänge der Täler.

Der Einfluß der tiefen Erosionsbasis spiegelt sich in den einzelnen Gefällszahlen wider. Es seien hier einige mitgeteilt.

Gefälle von zur Strandlinie 220 *m* gehörenden Talböden: Teufelsgraben 12<sup>0</sup>/<sub>00</sub>, Mischelgraben 20<sup>0</sup>/<sub>00</sub>, Rabensaubachgraben 30<sup>0</sup>/<sub>00</sub>, Talbodenrest zwischen Landlerstal und Wolfsbrumbach 9<sup>0</sup>/<sub>00</sub>.

Da in diesem Gebiet die Talböden meist nur als Talleisten er-

halten sind und die Tobelformen vorherrschen, so konnte ich in einer Reihe von Fällen das Tobelgefälle berechnen.

Gefälle von der Zerschneidungsstelle des oberen Talbodens bis zum nächsten Talboden: Hoferbachgraben: Tobel bis zum Talboden zu Strandterrasse 220 *m* 50<sup>0</sup>/<sub>00</sub>; Teufelsgraben: Tobel bis zum Talboden zu Strandterrasse 340 *m* 90<sup>0</sup>/<sub>00</sub>; Wagnergraben: Tobel bis zum Talboden zu Strandterrasse 280 *m* 90<sup>0</sup>/<sub>00</sub>; Pfaffeneckgraben: Tobel bis zu Strandterrasse 310 *m* 90<sup>0</sup>/<sub>00</sub>; Seitengraben des Mischelgrabens von K. 324 bis zum Talboden zu 220 *m* 130<sup>0</sup>/<sub>00</sub>.

Bilden wir das Mittel aus dem Gefälle der Tobelstrecken und dem der Talböden, dann ergeben sich folgende Werte: Tobelstrecken 90<sup>0</sup>/<sub>00</sub>, Talböden 18<sup>0</sup>/<sub>00</sub>.

Das Gefälle der Tobelstrecken ist hier bedeutend größer, als wir es S. 90, für die Tobelstrecken des Traxlergrabens erhalten haben (65<sup>0</sup>/<sub>00</sub>), während das Gefälle der Talböden ungefähr gleich ist (16<sup>0</sup>/<sub>00</sub>).

**Allgemeines über Gefällsverhältnisse und den Erhaltungszustand der Talböden.** Eine tabellarische Zusammenstellung der Gefällsverhältnisse aller Gräben des Leithagebirges führte zu dem Ergebnis, daß trotz gewisser Unterschiede doch am Südostabfall, wie am Nordwestabfall ungefähr gleich große Talboden- und Tobelgefälle herrschen, sobald man Gräben von ungefähr gleicher Länge vergleicht. Die tiefere Erosionsbasis konnte die Gefällsverhältnisse nicht wesentlich beeinflussen. Es kam hier, wie wir eben gesehen haben, nur zu einer größeren Aufzehrung der Talböden; das Gefälle an sich wurde nicht verändert. So sind von den zur Strandterrasse 310 *m* gehörenden Talböden beinahe in jedem Graben des Kopf- und Rumpfteils merkliche Reste unversehrt erhalten, während sie im Gebiet der tiefsten Erosionsbasis mit ganz seltenen Ausnahmen ganz zerschnitten sind. Im allgemeinen sind die zu den Strandterrassen 380, 360 und 340 *m* gehörenden Talböden mehr zerstört und meist nur aus Talleisten zu rekonstruieren. Das Tobelgefälle schwankt zwischen 100 und 50<sup>0</sup>/<sub>00</sub>. Nirgends sinkt es unter 50<sup>0</sup>/<sub>00</sub> herab. Es scheint das die unterste Gefällsgrenze im Tobel zu sein. Die Tobel schneiden in das Gestein des Untergrundes ein; ihre Gehänge sind fast immer mit einer Schuttdecke überzogen, aber infolge des trockenen Klimas, im Gegensatz zu denen des Wienerwaldes, in den seltensten Fällen von Rutschungen heimgesucht. Das Gefälle der Seitenbäche ist weit größer und beträgt 130<sup>0</sup>/<sub>00</sub> und mehr.

In einigen Fällen zeigt sich ein Gefälle von 40<sup>0</sup>/<sub>00</sub>. Diese Fälle sind immer eigener Art: 40<sup>0</sup>/<sub>00</sub> tritt nur bei Talböden auf, die nicht



regelrechte Tobel sind, sondern durch eine flächenhafte Abtragung zerschnitten werden.

Für die Berechnung des Gefälles der Talböden wurden vorwiegend die besser erhaltenen des Nordwestabfalles benutzt. Die Talböden zu den Strandterrassen von 380 bis 310 *m* zeigen das größte Gefälle mit 30<sup>0</sup>/<sub>00</sub>, in der Talrichtung, also nicht entlang des Bachlaufes, gemessen. Die Abflachung der Talböden kann bei den tiefer gelegenen bis zu 5<sup>0</sup>/<sub>00</sub> gehen. Am häufigsten kommen die Fälle zwischen 10 und 30<sup>0</sup>/<sub>00</sub> vor. Obwohl wir stets breite Talböden vor uns haben, weisen doch nur die wenigsten echte Mäanderbildungen auf. Es scheint ein Gefälle zwischen 10 und 20<sup>0</sup>/<sub>00</sub>, etwa 17<sup>0</sup>/<sub>00</sub>, gemessen in der Talrichtung, für Mäanderbildung am geeignetsten zu sein, wenn auch gelegentlich schon bei 30<sup>0</sup>/<sub>00</sub> sich Anzeichen von Mäandern einstellen. Daß trotz günstiger Gefällsverhältnisse sich nicht in jedem Fall Mäander bildeten, kann durch verschiedene Umstände verursacht sein. Häufig ist es die Wasserdurchlässigkeit des Untergrundes; schottriger oder kalkiger Boden entzieht dem Bach zu viel Wasser durch Einsickern. Dann greift oft auch die regulierende Hand des Menschen, der seine Wege gern auf breiten Talböden ins Gebirge führt, in die natürlichen Verhältnisse des Talbodens störend ein.

Aus den Gefällen der Tobelstrecken und der Talböden, die ich für alle Gräben des Leithagebirges mit Ausnahme der kleinsten berechnet habe, habe ich Mittel gebildet. Es ergibt sich aus 26 Tobelstrecken für die Tobel ein mittleres Gefälle von 73<sup>0</sup>/<sub>00</sub>, aus 27 Talböden für diese ein mittleres Gefälle von 24<sup>0</sup>/<sub>00</sub>. Nicht berücksichtigt sind bei dieser Berechnung die schrägen, in flächenhafter Abtragung begriffenen Talböden, von denen schon oben die Rede war. Sie sind keine normalen Talböden mehr und auch keine Tobelstrecken, sondern ein Zwischending zwischen beiden. Ihr Gefälle wurde zu 40<sup>0</sup>/<sub>00</sub> gefunden.

Am seltensten sind Talböden, die zu den Strandterrassen 380 *m*, 360 *m* und 340 *m* gehören. Immerhin habe ich sie an mehreren Stellen angetroffen. Dagegen gibt es vollerhaltene, unzerschnittene Talböden zu allen Strandterrassen bis zu der von 310 *m* abwärts in großer Zahl. Am Nordwestabfall mit seiner relativ hohen Erosionsbasis sind Talböden abwärts bis zu Terrasse 220 *m* zu beobachten, am Südostabfall bis zu Terrasse 160 *m*. Die Talböden, die ins Vorland ausgehen, sind am breitesten und schönsten erhalten; denn die Zerschneidung, die vom Vorland ausging, war nur gering und konnte meist nur einen kaum 1 *m* tiefen Tobel eingraben.

Die besterhaltenen hochgelegenen Talbodenreste finden sich in jenen Gräben, die schon im Pontikum durch besondere Länge vor den anderen ausgezeichnet waren und es auch heute noch sind. Am viel kürzeren Südostabfall ist der Erhaltungszustand der höchsten Talböden mangelhafter als am breiteren Nordwestabfall; dort mußte die Zerschneidung der Talböden viel energischer vor sich gehen, als hier. Gut erhaltene Talböden beginnen am Nordwestabfall vom Stadium 310 *m* an abwärts, am Südostabfall vom Stadium 220 *m*. Von da an talabwärts folgt ein breiter Talboden auf den anderen bis zum Talausgang. Auf einem solchen kam es bei Donnerskirchen zur Entstehung einer größeren Siedlung, der größten Talbodensiedlung unseres Gebirges. Eine Dorfzeile erstreckt sich hier auf dem Talboden  $\frac{3}{4}$  *km* weit in das Gebirge hinein. Die Zerschneidung ist im allgemeinen, wie wir schon S. 94 ff. erwähnten, im Mittelstück der Gräben am stärksten. Im Oberlauf ist auch bei günstigen Gefällsverhältnissen der Wassermangel der Zerschneidung ungünstig. Der Unterlauf ist aber erst verhältnismäßig spät durch Schwinden des pontischen Sees ins Leben getreten, später als der Mittellauf oder gar der Oberlauf, und daher sind die Talböden hier weniger zerschnitten.

Damit kommen wir zur Frage nach der Wasserführung der Bäche. Wie schon erwähnt, sind die Gipfelniveaus die Hauptwasserspeicher; dazu gesellen sich die ausgedehnten tieferen Terrassenflächen mit ihren Sumpfwiesen (Entensee usw.). Von den weiten Terrassenflächen sickert das Schuttwasser nach den Seiten zu den Gräben und auch über den Steilabfall. Am Übergang der Terrassenflächen zum Steilabfall treten eigentümliche, teils parallele, teils radial verlaufende Regenrinnen auf. Sie lassen sich am besten mit den Rinnen vergleichen, wie sie Kinder mit ihren Geräten in feinem Sand ziehen. Es sind gleichsam natürliche Abzugskanäle der Terrassenflächen. Die reichliche Zufuhr an Schuttwasser von hier ist für die Gräben des Leithagebirges nicht ohne Bedeutung. Es erklärt sich dadurch die Tatsache, daß ein einästiger Bach, der von keinem Seitenbach Wasserzufuhr erhält, allein durch die ihm aus den Schuttgerinnen zuströmenden Wassermengen zu einem 1— $1\frac{1}{2}$  *m* breiten Bach anwachsen kann. Das Schuttwasser der beiden Gehänge bildet hier die Hauptzufuhr. Das Vorhandensein von Schuttwasser und die Zufuhr von solchem zum Bach ist am besten auf den Talbodenstrecken zu beobachten. Hier entspringen gelegentlich Quellen mit so starker Wasserführung, daß das dahinter liegende Gehänge untergraben und zum Abrutschen gebracht wird (Traxlergraben). Eine solche Schuttquelle führt sogar

an manchen Stellen zur Bildung eines Bächleins, das nun auf dem Talboden in den Hauptbach einmündet.

Im allgemeinen herrschen Bäche mit ständiger Wasserführung vor. Viele sind schon auf der Karte als solche zu erkennen, besonders, wenn sie in ihrem Ursprungsgebiet ein gefaßtes Bründl haben. Im südwestlichsten und im nordöstlichsten Teil des Gebirges dominieren dagegen Bäche mit intermittierender Wasserführung. Die Trockentäler, die von gar keinem Bach durchflossen werden, knüpfen sich an durchlässige Gesteine oder sind verlassene Stücke sarmatischer Täler. Die reichste Wasserführung und daher die stärkste Zerschneidung haben die Gräben des Rumpfteiles. Die geringe Ausdehnung der Gipfelniveaus im Halsteil und der verhältnismäßig große Wassermangel bewirken, daß der schmale Rücken des Halsteiles noch völlig unzerschnitten ist.

Die Gefällsverhältnisse der Gräben bestätigen unseren Ausspruch, daß das Leithagebirge seit der Bildung der Strandterrassen von keinen Dislokationen mehr ergriffen worden ist. Nirgends zeigen sich, von dem mit den Strandterrassen im Zusammenhang stehenden Stufenbau der Gräben abgesehen, in diesen Unregelmäßigkeiten im Gefälle oder in den Talformen, die auf tektonische Bewegungen innerhalb des Leithagebirges selbst weisen würden. Die Formen der Gräben und Täler des Leithagebirges sind in ihrer Entstehung innig mit den Rückzugsphasen und der Tätigkeit der tertiären Meere verknüpft und finden durch sie ihre restlose Erklärung.

### **Zusammenfassung.**

Rings um das Leithagebirge herum lassen sich Strandterrassen verfolgen, entstanden durch die Brandung stehender Gewässer. Wir zählen im ganzen 16 solche Terrassensysteme, das höchste in 480 bis 490 *m* Seehöhe, das tiefste in 120 *m* Seehöhe, nur wenige Meter über dem Niveau des Neusiedler Sees (113 *m*). Diese Terrassen beherrschen in dem Maße die Formen des Leithagebirges, daß man es direkt als Terrassengebirge bezeichnen kann, ein Ausdruck, den schon Hassinger darauf angewendet hat.

Jede Strandterrasse hat rings um das Gebirge herum die gleiche Höhe über dem Meer; ihre Höhe entspricht genau der Höhe einer bestimmten Strandterrasse am Westrand des Wiener Beckens. Auch der Höhenabstand der einzelnen Strandterrassen voneinander ist im Leithagebirge ebenso groß wie an der Westseite des Wiener Beckens. Die Terrassenfolge des Leithagebirges entspricht also vollkommen der von Hassinger am Alpenrand bei Wien gefundenen. Ich lasse

hier die Höhen der Terrassensysteme sowie deren Bezeichnung durch Zahlen nach Hassinger und nach mir folgen, soweit Hassingers Terrassen des Randes des Wienerwaldes im Leithagebirge und die Terrassen des Leithagebirges am Rand des Wienerwaldes auftreten.

Seehöhe	485	460	440	420	390	360	340	315	285	265 <i>m</i>
Hassinger	X	IX	VIII	VII	VI	V	IV	III	II	I
Roth-Fuchs	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10

Aus der Übereinstimmung in der Höhe desselben Terrassensystems rings um das Leithagebirge herum, wie auch an der Ostseite des Wiener Waldes ergibt sich mir im Gegensatz zu Hassinger, daß seit der Ausbildung der Terrassen hier keine Dislokation eingetreten ist, die die relativen Höhenverhältnisse geändert hätte.

Daß der Leithakalk im Leithagebirge in sehr verschiedenen Höhen vorkommt, erklärt sich durch das allmähliche Ansteigen des Meeres der II. Mediterranstufe, das gelegentlich durch Stillstandslagen unterbrochen wurde. Die Ablagerung der Sedimente folgte dem Anstieg des Meeres. Die mehrfach zu beobachtende Wechsellagerung von Leithakalk, der als Lithothamnienrasen in geringen Tiefen entstanden sein muß, und terrigenen Sanden und Tegeln der Mediterranzeit erklärt sich dadurch, daß beim Steigen des Meeres eine Strandplattform, die mit Lithothamnienbänken besetzt war, in größere Tiefe geriet, hier die Lithothamnien abstarben und auf ihnen Sand und Tegel zur Ablagerung kamen. Diese Ablagerung verursachte mancherorts eine solche Erhöhung des Meeresbodens, daß dieser wieder in den Bereich der Lebenszone der Lithothamnien emporrückte, die sich nun hier wieder ansiedelten. So kam, ohne daß man, wie es bisher geschah, zur Annahme von abwechselnden Hebungen und Senkungen des Gebirges zu greifen braucht, der Leithakalkmantel zustande, der das Gebirge bis hoch hinauf einhüllte und von dem zwischen Loretto und Eisenstadt noch ein zusammenhängendes Stück erhalten ist.

Die größte Breite und beste Entwicklung zeigt die Terrasse, die einem stehenden Gewässer in 385—390 *m* Seehöhe entspricht; trefflich ausgebildet ist auch das Kliff, das sie aufwärts begrenzt. Diese Terrasse markiert den höchsten Stand des pontischen Sees. Nirgends finden sich oberhalb dieses Niveaus pontische Ablagerungen; solche treten erst unterhalb, besonders von 360 *m* abwärts, auf. Alle Terrassen oberhalb 385—390 *m* muß ich im Gegensatz zu Hassinger, der sie auch auf den pontischen See zurückführt, als Strandplattformen deuten, die während Stillständen im Sinken des

Meeres der II. Mediterranstufe entstanden sind. Sie schneiden sowohl ins Grundgebirge als auch in Leithakalk ein. Für ihr mediterranes Alter spricht auch, daß die im mittleren Teil des Gebirges in diesen Höhen vorkommenden mediterranen Strandgerölle völlig unberührt in ihrer ursprünglichen Lage geblieben sind, während sie auf den Terrassen von 385—390 *m* abwärts ausgeräumt oder umgelagert wurden. Für das mediterrane Alter sprechen auch die nachgewiesenen Reste verlassener Talstrecken, deren Sohle mit umgelagerten mediterranem Schottergeröll erfüllt ist. Sie finden sich um die Is. 360 *m* geschart, wo sie blind endigen; oberhalb 380 *m* setzen sie sich nicht mehr fort. Es sind unter den Höchstspiegel (390—385 *m*) des pontischen Sees getauchte sarmatische Täler, die nach dem Rückzug des pontischen Sees nicht mehr vom fließenden Wasser aufgesucht wurden. Auch das Fehlen von Talböden in den Gräben, wie sie im Zusammenhang mit den einzelnen pontischen Strandterrassen von 385 *m* an abwärts auftreten, spricht für ein sehr viel älteres, also vorpontisches Alter dieser hohen Strandterrassen.

Das Gesagte gibt uns die Möglichkeit, zwei klar umrissene und voneinander scharf unterschiedene morphologische Landschaftstypen im Leithagebirge zu erkennen:

1. Die spät- und nachmediterrane Landschaft im Bereich der alten Gipfelniveaus.
2. Die spät- und nachpontische Landschaft im Bereich der jungen Terrassenflächen.

Die spät- und nachmediterrane Landschaft umfaßt jene Teile des Gebirges, die außerhalb des Bereiches des pontischen Sees lagen; sie stellt sich uns als miozäne Rumpflandschaft dar. Ihr hat die Brandung des mediterranen Meeres den Stempel aufgedrückt. Die rezenten Wirkungen der Erosion und Denudation sind hier verschwindend. Durchweg sind die Böschungen gering. Dicker Schutt, vielfach versumpft, kleidet Gehänge und Terrassenflächen aus. An die breiten Rücken der Gipfelniveaus knüpft die Wasserscheide an, der gerade die höchsten, mehr isolierten Erhebungen vielfach nicht angehören. Diese Wasserscheidenlandschaft zeigt auch pflanzengeographisch ein eigenartiges Bild. Hochmoore mit ihrer charakteristischen Flora bieten sich dem Blicke dar. Sie wären des Studiums wert.

Aus diesen breiten wasserdurchtränkten, schuttbedeckten Gipfelniveaus, die nie versiegende Wasserspeicher darstellen, entspringen Schuttgerinne, die sich bald, noch in den höchsten Teilen des Ge-

birges, zu tobelförmigen Tälchen von 5 bis 7 *m* Tiefe vereinigen und als Quellgerinne vieler Täler des Leithagebirges erscheinen.

Die Gebirgsteile, die von den Gewässern des pontischen Sees bedeckt wurden, tragen dagegen die durch die Brandungsarbeit dieses Sees geschaffenen viel jüngeren und schärfer ausgeprägten Züge, die durch die seither wirksame Talbildung wesentlich bereichert worden sind. Die Bildung der heutigen Täler und Talformen begann hier in der Zeit des Pontikums, und zwar gleich nach dem Einsetzen des Rückzuges des pontischen Sees. Die meisten Täler nehmen ihren Urprung erst in jener Höhe, die dem Höchststand des pontischen Sees entspricht. Vielfach benutzen sie dabei aus dem Sarmatikum stammende Talfurchen, so daß das sarmatische Talsystem noch in der Anlage des heutigen durchschimmert.

Wenn es gestattet ist, aus den erhaltenen sarmatischen Talbodenresten auf das Gefälle des ganzen Tales zu schließen, so ergeben die Längsprofile für die Zeit des Sarmatikums ein äußerst geringes Gefälle und die rekonstruierten Talsohlen streichen hoch über dem heutigen Fuß des Gebirges in die Luft aus. Das läßt schließen, daß der Fuß unseres Gebirges beim Schwinden des Meeres der zweiten Mediterranstufe zu Beginn des Sarmatikums weit höher hinauf als heute von Sedimenten umkleidet war, deren Ausräumung erst später durch die Brandung des pontischen Sees erfolgte.

Der Gang der Entwicklung in den Tälern oder Gräben ist innig mit den Rückzugsstadien des pontischen Sees verbunden. Jeder Stillstandslage des Sees entspricht die Ausbildung eines Talbodens in den Tälern; jeder neu einsetzende Rückzug des Sees leitet die Zerschneidung des während der vorangegangenen Stillstandslage geschaffenen Talbodens ein. Die Talböden treten uns noch heute entweder ganz oder doch wenigstens in Form von Talleisten teilweise erhalten entgegen. Dieser Stufenbau ist charakteristisch für alle Gräben des Leithagebirges.

Die obersten Talböden zeigen sich im Bereich der Isohypsen 380 bis 400 *m*, also in einer Höhe, die unter Berücksichtigung des Gefälles der Tälchen dem Höchststand des pontischen Seespiegels entspricht. Von hier talabwärts bis zum Gebirgsrande wechseln im Längsprofile des Tales stark geneigte Tobel- und fast horizontale Talbodenstrecken regelmäßig miteinander ab, entsprechend den Rückzugsstadien und den Stillstandslagen des Sees.

Die Tobel sind in manchen Fällen nur schwach und wenig tief ausgebildet, in andern Fällen sehr stattlich; ihre Tiefe schwankt dementsprechend zwischen 1 *m* und 20 *m* und mehr. Die Breite der

Talböden ist ebenfalls recht verschieden. Sie schwankt zwischen 3 *m* und 100 *m*.

Kaum einer von den zahlreichen Bächen des Leithagebirges vermag unter voller Wahrung seiner Wasserführung über das Vorland dahinzufließen. Der größere Teil des Wassers sickert in die wasserdurchlässigen sandigen Sedimente ein. Einzelne Bäche nur münden nordwestlich vom Gebirge in verschlepptem Lauf in den Leithafluß. Am Südostabfall erreichen kaum zwei oder drei das Ufer des Neusiedler Sees; die Mehrzahl versickert auch hier in den wasserdurchlässigen Sedimenten des Vorlandes. Den Wasserspeicher für die Bäche des Vorlandes bilden die Terrassenstücke aus Leithakalk.

Ein wichtiges Ergebnis, von dem wir noch nicht gesprochen haben, sei zum Schluß hervorgehoben.

Soweit wir die nach dem Schwinden des Meeres der II. Mediterranstufe in der Zeit des Sarmatikums gebildeten Täler verfolgen konnten, war ihr Längsprofil bereits vollkommen ausgeglichen. Es hat also die Zeit des Sarmatikums genügt, um die Täler und Gräben des Leithagebirges die ausgeglichene Normalkurve erreichen zu lassen. Allerdings mündeten sie in weit größerer Höhe ins Vorland hinaus, als heute die postpontischen Gräben. Ganz anders die Täler und Gräben, die nach Schwinden des pontischen Sees entstanden sind. Sie zeigen noch alle, wie wir gesehen haben, einen ausgesprochenen Stufenbau und die Normalkurve ist noch lange nicht erreicht. So kommen wir zu dem Schluß, daß die ausgleichende Erosionsleistung des fließenden Wassers während der Dauer des Sarmatikums größer gewesen ist, als die Erosionsleistung während der ganzen Zeit, die vom Schwinden des pontischen Sees bis heute verflossen ist. Ist es gestattet, aus den verschiedenen Erosionsleistungen auf die Zeitdauer zu schließen, so ergibt sich das überraschende Resultat: Die seit Schwinden des pontischen Sees bis heute verfllossene Zeit ist kürzer als die Zeit, die vom Schwinden des Meeres der II. Mediterranstufe bis zum Beginn der pontischen Zeit verflossen ist.

### Literaturverzeichnis.

1. Czjzek J., Geologische Verhältnisse der Umgebung von Hainburg, des Leithagebirges und der Ruster Berge. Jahrb. k. k. Geol. Reichsanstalt III, 4. Heft, S. 31. Wien 1852.
2. Fuchs Th., Über Anzeichen einer Erosionsepoche zwischen Leithakalk und sarmatischen Schichten. Sitzb. Wiener Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl., CXI, Abt. I, Wien 1902.

3. Hassinger H., Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. Pencks Geogr. Abh. VIII, Heft 3. Wien 1905.
4. — Die Mährische Pforte und ihre benachbarten Landschaften. Abh. d. k. k. Geogr. Ges. XI, Heft 2. Wien 1914.
5. — Beiträge zur Physiogeographie des inneralpinen Wiener Beckens und seiner Umrandung. Penck-Festband der Bibliothek geogr. Handbücher. Stuttgart 1918.
6. Hoernes R., Bau und Bild der Ebenen Österreichs. In C. Diener, R. Hoernes, F. E. Sueß und V. Uhlig: Bau und Bild Österreichs. Wien und Leipzig 1903.
7. Kittl E., Geologische Beobachtungen im Leithagebirge. Verhandl. k. k. Geol. Reichsanstalt 1882, Wien 1882, S. 292.
8. Roth von Telegd L., Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Umgebung von Kismarton (Eisenstadt) 1:144.000. Budapest 1884.
9. — Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Länder der ungarischen Krone, 1:75.000, Blatt Kismarton (Eisenstadt). Budapest 1903.
10. Schaffer F. X., Geologischer Führer für Exkursionen im inneralpinen Wiener Becken II, Sammlung geologischer Führer Nr. XIII. Berlin 1908.
11. Stur D., Geologie der Steiermark. Graz 1871.
12. Unger, Beiträge zur näheren Kenntnis des Leithakalks. Denkschr. Wiener Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl., XIV, Wien.
13. Vettters H., Die kleinen Karpathen als geologisches Bindeglied zwischen Alpen und Karpathen. Verhandl. k. k. Geolog. Reichsanstalt 1904, Wien 1904. S. 134.
14. — Die geologischen Verhältnisse der weiteren Umgebung von Wien. Wien 1910.

### Anmerkungen.

1) Siehe auch das Kapitel über die geologischen Verhältnisse S. 34. — 2) Vettters, L. 14, S. 63. — 3) Ebenda, S. 8. — 4) Ebenda, S. 8, 9. — 5) L. 6, S. 949. — 6) Czjžek (S. 42) nahm an, daß sich das Gebirge allmählich gehoben habe, ohne daß sich irgend ein Teil viel aus dem Wasser erhoben hätte. Daher keine bestimmte Höhe der Strandlinien. Hassinger (L. 3, S. 91) gibt die Höhe der mediterranen Strandlinien mit 300 bis 350 *m* Höhe an. Die höhere Lage der Strandlinien (440 *m*) im südlichen Wiener Becken sei durch tektonische Verbiegung zustande gekommen. Die im Leithagebirge in 454 *m* Seehöhe auftretenden Leithakalke müßten durch die erwähnte Hebung, nachdem sie am Strande des Mediterranmeeres entstanden waren, in ihre heutige Höhe und andererseits die bis zu 150 *m* Tiefe verfolgten Leithakalkmassen durch eine postmiozäne Senkung in die heutige tiefe Lage gebracht worden sein. Schaffer (S. 89ff.) kommt infolge seiner Untersuchungen im Leithagebirge der Lösung der Frage näher. Er meint, daß im Leithagebirge bei einem Höchststand des mediterranen Meeres in über 450 *m* nur die höchsten Teile als winzige Inseln trocken gelegen hätten; nach ihm wäre also eine tektonische Bewegung nicht anzunehmen. Vettters (L. 14, S. 9) schließt sich der Anschauung Schaffers an. — 7) L. 4, S. 98ff. — 8) Vettters, L. 14, S. 9. — 9) Fuchs, L. 2. — 10) Zur Begründung dieser Annahme siehe Kap. II. — 11) L. 3, S. 153. — 12) Vettters, L. 14, S. 10. — 13) Über die Altersbestimmungen dieser Strandterrassen siehe S. 47. — 14) Hassinger,

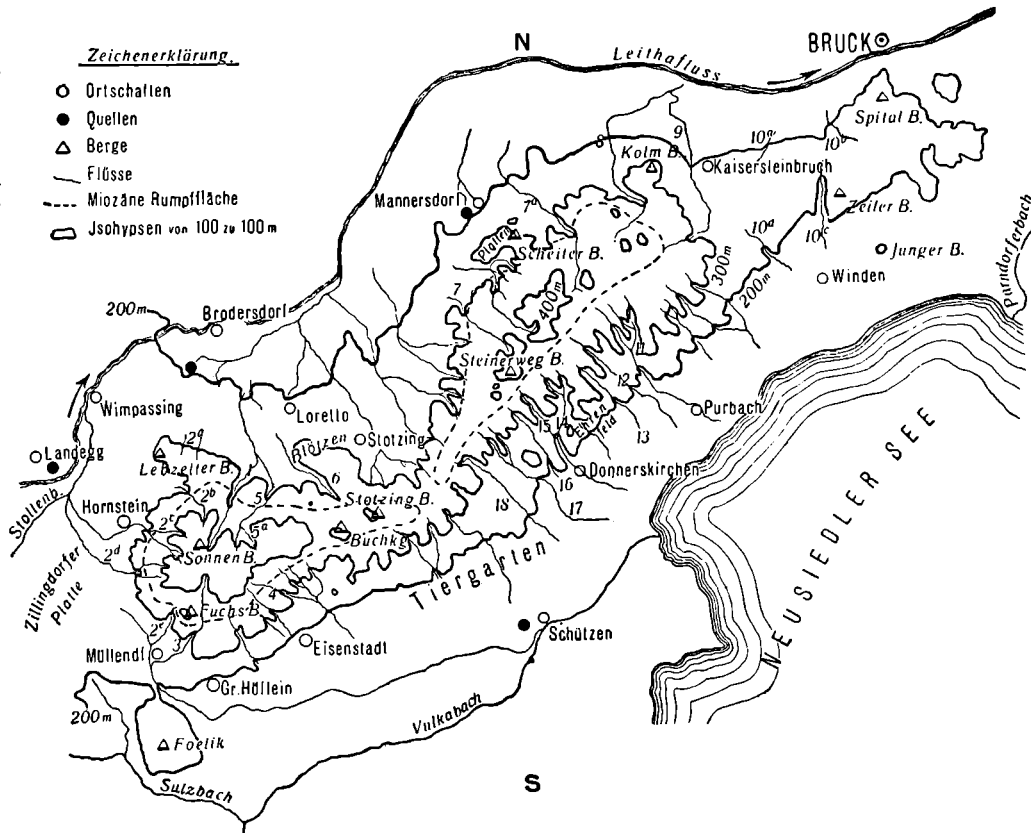


L. 3, S. 191. — <sup>15)</sup> Czjžek, S. 35ff. — <sup>16)</sup> L. 8 und 9. — <sup>17)</sup> L. 10, S. 33ff. — <sup>18)</sup> Roth, L. 8, S. 11, 12. — <sup>19)</sup> Ebenda, S. 13. — <sup>20)</sup> Czjžek, S. 44. — <sup>21)</sup> L. 13, S. 134, 142, 143. — <sup>22)</sup> Roth, L. 8, S. 15, 16, 18. — <sup>23)</sup> L. 1, S. 44. — <sup>24)</sup> L. 14, S. 64. — <sup>25)</sup> Schaffer, S. 89. — <sup>26)</sup> Unger, S. 13 bis 38. — <sup>27)</sup> L. 11, S. 584. — <sup>28)</sup> Schaffer, S. 86ff. — <sup>29)</sup> Kittl, S. 292ff. — <sup>30)</sup> Czjžek, S. 50. — <sup>31)</sup> Geolog. Spezialkarte 1 : 75.000. — <sup>32)</sup> Roth, L. 8, S. 30. — <sup>33)</sup> L. 1, S. 49. — <sup>34)</sup> L. 7, S. 295. — <sup>35)</sup> L. 10, S. 70ff. — <sup>36)</sup> Bis 1908, in welchem Jahr Schaffers Führer (L. 10) erschien, waren nur zwei Stellen in geringer Seehöhe zwischen Bruck und Winden bekannt, wo alle drei tertiären Meeres- bzw. Seeablagerungen in primärer Lagerung übereinandergeschichtet zu sehen waren. Vgl. Fuchs, S. 271, Kittl, S. 292. — <sup>37)</sup> Schaffer, S. 61ff. — <sup>38)</sup> Schaffer, S. 42. — <sup>39)</sup> Roth, L. 8, S. 31. — <sup>40)</sup> Ebenda, S. 30. — <sup>41)</sup> Ebenda, S. 42. — <sup>42)</sup> L. 10. — <sup>43)</sup> Roth, L. 8, S. 41. — <sup>44)</sup> L. 10, S. 38. — <sup>45)</sup> Roth, L. 8, S. 51. — <sup>46)</sup> Schaffer, S. 37. — <sup>47)</sup> Roth, L. 8, S. 52. — <sup>48)</sup> Ebenda, S. 54. — <sup>49)</sup> Penck, Morphologie der Erdoberfläche, Bd. II, S. 576. Stuttgart 1891. — <sup>50)</sup> L. 3. — <sup>51)</sup> L. 4, S. 91. — <sup>52)</sup> L. 3, S. 191; L. 5, S. 174. — <sup>53)</sup> Hassinger, L. 3, S. 190. — <sup>54)</sup> Ebenda, S. 191. — <sup>54a)</sup> Schaffer, S. 42. — <sup>55)</sup> Ebenda, S. 38. — <sup>56)</sup> Roth, L. 8, S. 29. — <sup>57)</sup> Hassinger, L. 5, S. 174. — <sup>58)</sup> Hassinger, L. 5, S. 172. — <sup>59)</sup> Ebenda. — <sup>60)</sup> Hassinger, L. 3, S. 191. — <sup>61)</sup> Hassinger, L. 5, S. 175. — <sup>62)</sup> Ebenda. — <sup>63)</sup> Im Kolmberg soll sich auch eine ausgedehnte, noch unbegangene Höhle befinden. — <sup>64)</sup> Roth, L. 8, S. 67. — <sup>65)</sup> Die Platten bei Mannersdorf war bis vor 50 Jahren beinahe völlig kahl. Die Fondsgüterverwaltung Mannersdorf ließ unter Leitung des Forstrates F. X. Fuchs einen Bestand aufforsten, der heute als stattlicher Mittelwald die ganze Hochfläche deckt. Es kam auch schon zur Humusbildung. Die Bilder von Mannersdorf (Blätter des Vereines für Landeskunde von Niederösterreich) zeigen die Platten noch kahl. — <sup>66)</sup> L. 10, S. 39. — <sup>67)</sup> Ebenda. — <sup>68)</sup> Schon Schaffer hat durch eine positive Bewegung der Strandlinie bis 450 m hinauf die hochgelegenen Leithakalkvorkommnisse erklären wollen. — <sup>69)</sup> Schaffer, S. 38. — <sup>70)</sup> Swarowsky, Die hydrographischen Verhältnisse des Burgenlandes, Burgenland-Festschrift (Zeitschrift „Deutsches Vaterland“), Wien, 1920, S. 49ff.

**Inhaltsverzeichnis** siehe S. 106.

## Erklärung der Zahlen der Karte.

- 1 Weingartgraben
- 2a—e Kleine Gräben am Stein- u. Lebzelterberg und an der Westseite des Gebirges
- 3 Mühlenbachgraben
- 4 Buchgraben
- 5 Schwemmgraben
- 6a Kohlbründlgraben
- 6 Neuwiesengraben
- 7 Limberggraben
- 7a Schweingraben
- 8 Groisbachgraben
- 9 Traxlergraben
- 10a—d Gräben am Nordostende des Leithagebirges
- 11 Pfaffeneckgraben
- 12 Mischelgraben
- 13 Soferlgraben
- 14 Teufelsgraben
- 15 Hoferbachgraben
- 16 Rabensaubachgraben
- 17 Wolfsbrunngraben
- 18 Landlerstal



Kartenskizze des Leithagebirges 1:250.000.

Viele Bäche versiegen, ehe sie die Leitha oder den Neusiedler See erreichen.

## Inhaltsverzeichnis

der Abhandlung über das Leithagebirge von Gabriele Roth-Fuchs.

**Vorwort** S. 29.

**Einleitung** S. 31.

Lage und Grenzen S. 31. — Landschaftlicher Charakter S. 33.

**Kap. I. Die geologischen Verhältnisse** S. 34.

Übersicht S. 34. — Verbreitung der Gesteine S. 36. — Gneis und Glimmerschiefer S. 36. — Mesozoikum S. 37. — Tertiäre Ablagerungen S. 38. — Sedimente der II. Mediterranstufe S. 38. — Sarmatische Schichten S. 41. — Pontische Sedimente S. 42. — Quartär S. 43.

**Kap. II. Die Strandterrassen des Leithagebirges** S. 43.

Hassingers Ergebnisse S. 43. — Übersicht über die Strandterrassen des Leithagebirges S. 44. — Blockdiagramm S. 46. — Einzelschilderung der Terrassen S. 48 (Terrasse 1 S. 49, 2 S. 49, 3 S. 49, 4 S. 51, 5 S. 52, 6 S. 53, 7 S. 54, 8 S. 56, 9 S. 57, 10 S. 59, 11 S. 61, 12 S. 62, 13—16 S. 64). — Ergebnisse: Terrassen und Gestein S. 64. — Strandterrassen im Landschaftsbild S. 67. — Alter der Strandterrassen S. 67. — Mediterrane Abrasion und Sedimentation S. 70. — Formen des prämediterranen Leithagebirges S. 71. — Abwesenheiten von jüngeren Dislokationen S. 72.

**Kap. III. Die Täler und Gräben des Leithagebirges** S. 73.

Allgemeines über Talbildung im Leithagebirge S. 73. — Blockdiagramm des Teufelsbachgrabens und des Hoferbachgrabens S. 76. — Der Weingartgraben S. 77. — Kleine Gräben am Stein- und Lebzelterberg und an der Westseite des Gebirges S. 80. — Der Mühlenbachgraben S. 81. — Kleinere Gräben, Buchgraben, Schwemmgraben S. 82. — Neuwiesen, Stotzingerbucht S. 84. — Sarmatische Talreste auf der Platten S. 85. — Subsequente Talstücke im System des Schweingrabens S. 86. — Der Groisbachgraben S. 87. — Der Traxlergraben S. 89. — Gräben am Nordostende des Gebirges S. 92. — Einfluß der tiefen Erosionsbasis am Neusiedlersee auf die Talbildung S. 93. — Allgemeines über Gefällsverhältnisse und den Erhaltungszustand der Talböden S. 95.

**Zusammenfassung** S. 98.

**Literaturverzeichnis** S. 102.

**Anmerkungen** S. 103.

**Kartenskizze des Leithagebirges**, 1 : 250.000, S. 105.

**Hierzu Tafel I** (Blockdiagramm und Profile des Leithagebirges).

# Zur Morphologie der Salzburger Alpen.

Von

**Dr. Erich Seefeldner.**

Es ist eine heute kaum ernstlich bestrittene Ansicht, daß die Kalkplateaus unserer Alpen mit ihren vom Schichtbau unabhängigen flachwelligen Hügel- und Kuppenlandschaften und Augensteinfeldern die Reste einer einst weiter ausgedehnten alten Landoberfläche miozänen Alters darstellen. Zuerst hat N. Krebs<sup>1)</sup> diese Auffassung für Teile der niederösterreichischen Kalkvoralpen vertreten; 1913<sup>2)</sup> konnte er sie auf Grund der bis dahin erschienenen Arbeiten<sup>3)</sup> auf die Kalkplateaus der salzburgischen und österreichischen Kalkhochalpen ausdehnen und die Entstehung dieser Abtragungsflächen in die Zeit zwischen dem Oligozän und der zweiten Mediterranstufe setzen. Die Untersuchungen G. Götzingers<sup>4)</sup> und eine Reihe von Arbeiten aus der Wiener Geographenschule, über die unlängst Ed. Brückner<sup>5)</sup> berichtet hat, haben seither eine breitere Beobachtungsbasis für die Frage der alten Landoberflächen geschaffen. Zusammenfassend konnte Ed. Brückner<sup>5)</sup> sagen, daß die Ostalpen „kein Faltengebirge, sondern ein Schollengebirge“ sind, das zwar ursprünglich gefaltet, dann aber zu einer Hügellandschaft abgetragen wurde, und durch Schollenbewegungen, Verbiegungen und flache Aufwölbungen seine heutige Höhenlage und seinen Charakter als Gebirge erhalten hat. Es ist dies eine Ansicht, die bei großen Verschiedenheiten in den Einzelheiten

---

<sup>1)</sup> N. Krebs, Die nördlichen Alpen zwischen Enns, Traisen und Mürz, Pencks geogr. Abh. VIII/2, Wien 1903.

<sup>2)</sup> N. Krebs, Länderkunde der österreichischen Alpen, 1913.

<sup>3)</sup> Ed. Brückner, Das Alter der alpinen Landschaftsformen, Jahresber. Geogr. Ges. Bern. XII, 1906/7; E. Rotter, Bericht über die Exkursion des Geographischen Seminars der Universität Wien auf die Raxalpe am 29. Juli 1907. Geogr. Jahresber. aus Österreich VII, 1909.

<sup>4)</sup> Vgl. die folgende Fußnote.

<sup>5)</sup> Ed. Brückner, Alte Züge im Landschaftsbild der Ostalpen, Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin 1923, Vgl. auch die dortigen Literaturangaben.

doch eine gewisse Ähnlichkeit mit der Auffassung hat, wie sie F. Leyden<sup>6)</sup> auf Grund seiner Untersuchungen in den bayerischen Alpen vertritt.

Ein Gebiet, das zweifellos in hervorragendem Maße geeignet ist, die mit der Frage der Kalkplateaus in Zusammenhang stehenden Probleme einer Lösung näher zu bringen, stellen die Salzburger Alpen dar. Die Salzburger Kalkalpen haben vor kurzem durch F. Machatschek<sup>7)</sup> eine eingehende und umfangreiche Darstellung erfahren, durch die eine wertvolle Grundlage für weitere morphologische Forschungen in diesem Alpenteil geschaffen worden ist. Wenn wir nun trotzdem im folgenden daran gehen, eine Reihe von Beobachtungen mitzuteilen, die wir im Laufe mehrerer Jahre auf so mancher in verschiedene Teile der Salzburger Alpen unternommenen Exkursion machen konnten, so sind wir uns vollkommen dessen be-

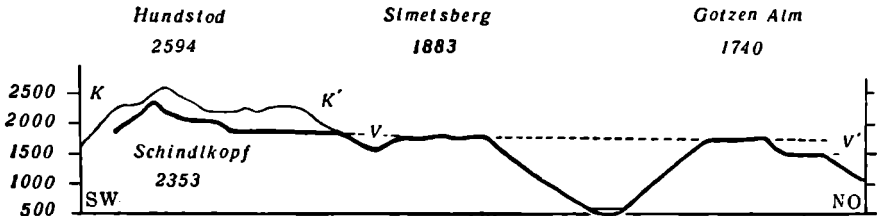


Abb. 1. Schematisches Profil durch das Steinerne Meer.

Maßstab: Längen und Höhen 1:125.000.

K K' Kuppenlandschaft der Hundstodgruppe, V V' alte Landoberfläche der Gotzenalm.

wußt, daß diese noch vielfacher Ergänzung bedürfen und nichts Abgeschlossenes darstellen; aber es scheint uns, daß unsere Beobachtungen immerhin geeignet sein können, die von Machatschek gemachten, die sich in wesentlichen Punkten mit den unseren decken, zu ergänzen.

Wir beginnen unsere Beobachtungen bei der Gotzenalm am Ostufer des Königsees, jenem über 1700 m hohen Hochplateau, das im O durch den reichgegliederten Abfall des Hagengebirges, im W und S durch die steil zum Königsee, bzw. Obersee hinunter führende Trogwand begrenzt ist. Das Plateau der Gotzenalm<sup>8)</sup> (Warteck

<sup>6)</sup> F. Leyden, Die Entwicklung der Alpen zum Hochgebirge. Geol. Rundsch. XIII, 1922.

<sup>7)</sup> F. Machatschek, Morphologische Untersuchungen in den Salzburger Kalkalpen. Ostalpine Formenstudien, Abtg. I, Heft 4, Berlin, 1922.

<sup>8)</sup> Spezialkarte der Berchtesgadener Alpen 1:50.000, herausg. v. D.u.Ö.A.V. 1885—1887; Österr. Spezialkarte 1:75.000, Blatt Hallein und Berchtesgaden, Salzburg, St. Johann i. P., Bad Ischl-Hallstadt; Bayerische Generalstabskarte 1:50.000, Blatt Berchtesgaden und Königsee.

1740 *m*, Bärenköpfl 1710 *m*, Kirchenbichl 1717 *m*, Klausberg 1715 *m*, Gotzentauern 1858 *m*) wird teils aus Dachsteinkalk, teils aus Liaskalk, teils aus Juramergeln aufgebaut, und hat den Charakter einer welligen Hügellandschaft. Die Hochfläche ist an keinen geologischen Horizont geknüpft und ist, wie an der die W-fallenden Schichten schneidenden Oberfläche des Gotzentauern zu sehen ist, vom Schichtbau unabhängig, daher als Abtragungsfläche aufzufassen. Wir sehen in ihr den Rest einer alten Landoberfläche, fast könnte man sagen, eines alten Talbodens, in den nachträglich das Königseetal eingesenkt worden ist.

In welchem Verhältnis steht nun diese Abtragungsfläche zu den sie umgebenden Kalkplateaus? Da zeigt es sich, daß die Hochfläche der Gotzenalm, deren ursprüngliche Höhe man mit 1750 *m* sicher nicht zu hoch veranschlägt, in unzweifelhafter Weise eine Fortsetzung im Steinernen Meer findet (Fig. 1). Am Nordrand desselben liegt nämlich zwischen den mächtigen Stöcken des Hundstod (2594 *m*)—Schneiber (2329 *m*) einerseits und des Funtenseetauern (2578 *m*) andererseits eine breite Lücke, die von einem zwischen 1800 und 1900 *m* gelegenen Hügelland (Simetsberg 1883 *m* und Glunkererkopf 1932 *m* bilden darin die höchsten Erhebungen) eingenommen wird. Dieses ist in seinen Großformen vom SW-Fallen der Schichten völlig unabhängig. Seiner Breite wie seiner Höhenlage und morphologischen Beschaffenheit nach muß es als Fortsetzung der breiten Abtragungsfläche der Gotzenalm gelten. Die beiden flankierenden Stöcke der Hundstodgruppe und des Funtenseetauern aber, die den Charakter einer durch Glazialwirkung teilweise umgestalteten Kuppenlandschaft tragen, sind von der tiefer gelegenen alten Landoberfläche in der Gegend des Simetsberges durch steile, infolge glazialer Unterschneidung scharf herausgearbeitete Abstürze getrennt. Was die oben erwähnte morphologische Ähnlichkeit der Hügellandschaft in der Gegend des Simetsberges mit der Hochfläche der Gotzenalm anlangt, so muß natürlich von den hier im Dachsteinkalk weitaus stärker ausgebildeten Karsterscheinungen abgesehen werden. Es braucht nicht erwähnt zu werden, daß in diese alte Landoberfläche nachträglich eine Reihe von Tälern eingesenkt wurden, die in der Folge durch Verkarstung und Eiswirkung umgestaltet worden sind (Funtenseetalung—Saugasse, Grünsee—Sagereckalm).

Aus der Gegend des Simetsberges läßt sich unsere alte Landoberfläche — natürlich auch hier infolge Verkarstung in ein Gewirr von Karstmulden und flachen Kuppen aufgelöst — in südwestlicher Richtung weiter verfolgen. Sie umgibt, auf etwa 1900 *m* an-

steigend, die Karstmulde der Schönbichlalm (1880 *m*) in weitem Umkreis und wird am Süd- und Westrand des Steinernen Meeres von einem um 200—300 *m* höheren Plateau überragt, in das sie fingerförmige Ausläufer entsendet. Diesem gehört außer dem Westrand auch der ganze Südteil des Steinernen Meeres zwischen Hollermaishorn (2319 *m*), Breithorn (2490 *m*), Schönfeldspitze (2651 *m*) und Rotwandl (2242 *m*) an. Die Gipfel am West- und am Südrand überragen dabei dieses höhere Plateau nur unbedeutend. Wie man beim Alhorn sehen kann, wären sie ohne Wirkung der Eiszeit und ohne die Rückwitterung des Südrandes rundliche Kuppen, die das nördlich vorgelagerte Plateau um 200—300 *m* überragten. Dieses entsendet vom Rotwandl einen Ausläufer gegen N, dessen nördlichster und auffallendster Punkt die glazial unterschnittene Kuppe des Viehkogels (2157 *m*) ist. Er bildet die Ostgrenze der in der Gegend der Schönbichlalm festgestellten alten Landoberfläche. Unmittelbar westlich von Viehkogel und Rotwandl greift diese in Form eines durch nachfolgende Verkarstung in eine Reihe von Dolinen aufgelösten Tales weit nach S zurück.

Gleichsam einen zweiten Ast entsendet die alte Landoberfläche, die uns in der Gegend des Simetsberges begegnet ist, in südlicher Richtung. Beiderseits des Hochtroges des Bayr. Baumgartls setzt sie sich, an der Westseite vom Viehkogel (2157 *m*), wie an der Ostseite vom Schottmalhorn (2281 *m*) und P. 2307 überragt, über das Schönfeld fort, wo sie auf über 2000 *m* ansteigt und in Form eines nachträglich durch Verkarstung umgestalteten Tales endigt. So wie bei der Schönbichlalm ist sie auch hier eingesenkt in ein höheres Plateau, dem sich auf der Westseite außer dem Viehkogel (2157 *m*) und Rotwandl (2242 *m*) die Karrenwildnis zwischen diesem und der glazial unterschnittenen Schönfeldspitze (2651 *m*) ebenso einordnen, wie an der Ostseite das Schottmalhorn (2281 *m*) und P. 2307.

Es liegt also eine alte Landoberfläche vor, die sich von der Gotzenalm mit etwa 1750 *m* über den Simetsberg ins Innere des Steinernen Meeres verfolgen läßt und dort, in mehrere Äste aufgelöst, auf 1900 *m* und mehr ansteigt. Wenn man von diesem starken Ansteigen gegen S wie von den durch nachträgliche Verkarstung geschaffenen Unebenheiten absieht, ergeben sich für diese alte Landoberfläche Höhenunterschiede von weniger als 100 *m*. Sie hatte also den Charakter eines Hügellandes.

Über diese alte Landoberfläche aber ragen allenthalben, zwischen ihren Verzweigungen wie an den Rändern des Steinernen Meeres, größere Höhen mit Plateaucharakter auf. Sie haben ein wesentlich

stärkeres Relief, das jedoch nicht das Werk junger Verkarstung ist, sondern alte Züge im Antlitz des Gebirges darstellt. Es handelt sich um eine Kuppen- und Mittelgebirgslandschaft. Dieser Charakter ist in der Hundstodgruppe und im Funtenseetauern unverkennbar, tritt uns aber auch in dem südwestlich der Linie Schönfeldspitze—Rotwandl—Schindlkopf gelegenen Plateauteil entgegen, wenn man sich die präglaziale Topographie wiederhergestellt denkt. Da auch diese Kuppenlandschaft, wie dies Machatschek<sup>9)</sup> für das ganze Plateau des Steinernen Meeres gezeigt hat, von der muldenförmigen Lagerung der Schichten wie von gelegentlich auftretenden Verwerfungen unabhängig ist, haben wir in ihr ebenfalls eine alte Landoberfläche zu sehen, die natürlich älter ist als die in sie eingesenkte.

Es treten uns also auf dem Plateau des Steinernen Meeres die Reste zweier durch Höhenlage und Aussehen voneinander deutlich zu trennende alte Landoberflächen entgegen: eine ältere, die den Charakter einer Kuppen- und Mittelgebirgslandschaft hat und der die Gipfel und die höheren Plateauteile angehören, und eine jüngere, in jene eingesenkte mit Hügellandcharakter.

Aus der verästelten Gestalt und dem geringen Relief der tieferen der beiden alten Landoberflächen ergibt sich der Schluß, daß sie nichts anderes darstellt, als das verästelte und stark erniedrigte Sammelgebiet zweier Quellflüsse der Königseeache, zu einer Zeit, als die Erosionsbasis am Alpenrand noch wesentlich höher lag als heute, aber schon tiefer als zur Zeit der Kuppenlandschaft. Der westliche der beiden Quellflüsse wurde selbst wieder durch strahlenförmig angeordnete Quellbäche gespeist, die sich in der Gegend der Schönbichlalm vereinigten; von dem östlichen war sein Einzugsgebiet durch den Höhenzug Viehkogel—Rotwandl getrennt. Im Gegensatz zum Mittelgebirgscharakter der höheren alten Landoberfläche ist man versucht, die tiefere als Verebnungsfläche zu bezeichnen. Wenn wir deshalb im folgenden der Kürze halber von „Verebnungsfläche“ im Gegensatz zur „Kuppenlandschaft“ sprechen, so möchten wir freilich den Begriff Verebnungsfläche nicht allzu wörtlich gefaßt sehen (Fig. 2).

Eine neuerliche Senkung der Erosionsbasis hat nämlich die Ausgestaltung der Hügellandschaft zu einer wirklichen Verebnungsfläche gehindert. Diese Senkung der Erosionsbasis vollzog sich in mehreren Absätzen, oder zum mindesten mit wechselnder Geschwindigkeit. Das erkennen wir an den Resten tiefer gelegener alter

---

<sup>9)</sup> A. a. O., S. 60.



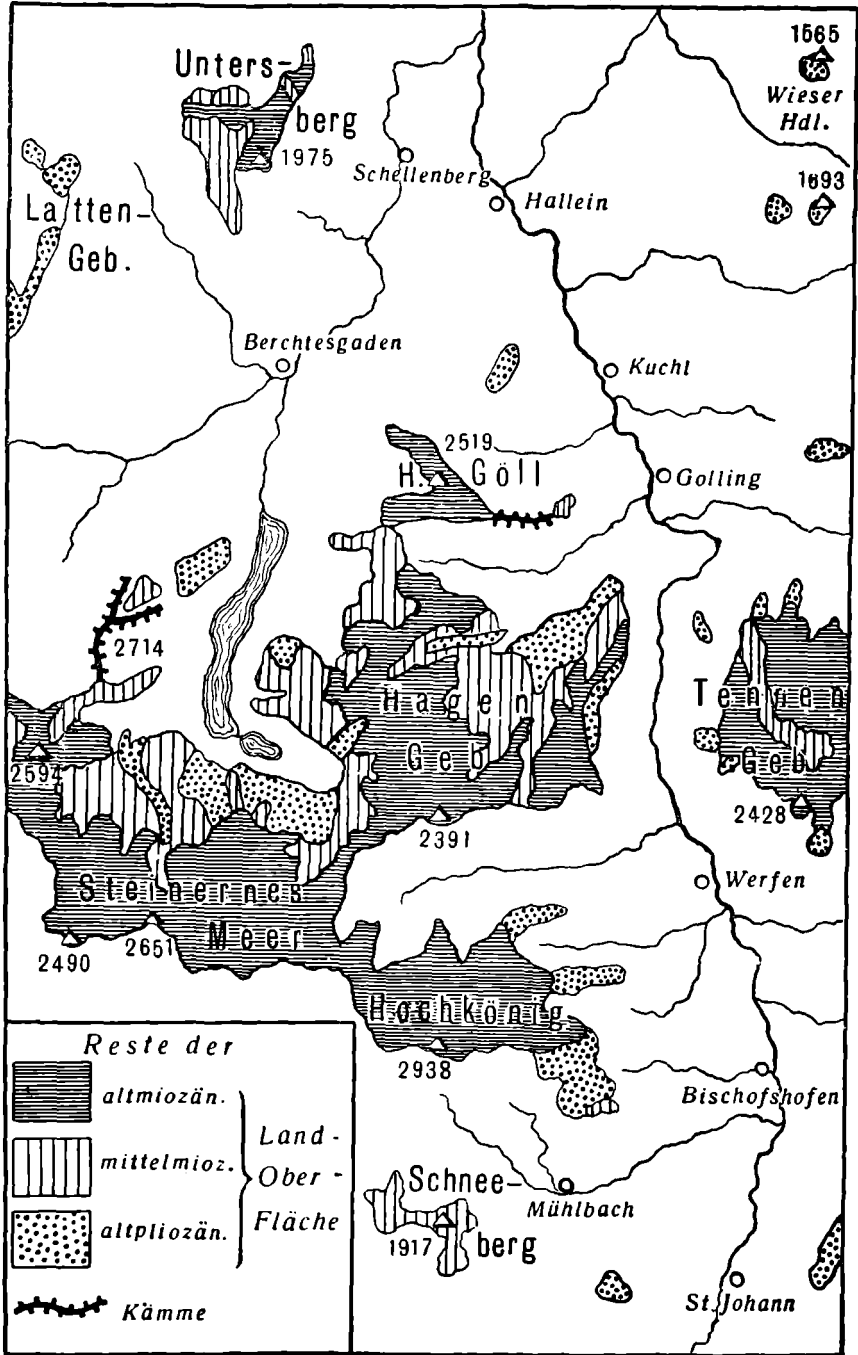


Abb. 2. Verbreitung der alten Landoberflächen in den Salzburger Kalkalpen. 1: 250.000.  
Altmiozän = „Kuppenlandschaft“, mittelmiozän = „Verebnungsfächen“, altpliozän = 1400 m Niveau

Talböden, die uns an den Ufern des Königsees entgegentreten. Die Sohle derselben mag am Königsee in 1400 *m*, in 1300—1250 *m*, in 1150—1100 *m* und in 900—850 *m* (präglazial) anzusetzen sein<sup>10</sup>) Anfangs vollzog sich die Senkung der Erosionsbasis so langsam, daß es zur Ausbildung regelrechter Täler kommen konnte, die nun in die Hügellandschaft eingesenkt wurden. So entstand das Funtenseetal, dessen Sohle im Bayr. Baumgartl in zirka 1800 *m*, zwischen Glunkererkopf und Hirsch in 1680 *m* lag und am Königsee auf den Talboden hinauslief, dessen Sohle dort in etwa 1400 *m* anzusetzen ist. Ihm entspricht auch das Tal, in dem der Grünsee (1505 *m*) liegt. Dann ging aber die Senkung der Erosionsbasis so rasch vonstatten, daß die bis dahin oberirdisch fließenden Bäche über den Karstwasserspiegel gerieten und versiegten, was auch die Verkarstung jener Täler wie des ganzen Plateaus zur Folge hatte.

Für die weitere Ausgestaltung des heutigen Formenschatzes war zweifellos noch die Eiszeit von großer Bedeutung. Doch würde eine Betrachtung dieser Verhältnisse zu weit führen.

Wir haben uns somit den Entwicklungsgang der Oberflächenformen des Steinernen Meeres schematisch folgendermaßen vorzustellen:

1. Ausbildung einer Kuppen- und Mittelgebirgslandschaft;
2. Senkung der Erosionsbasis; Entstehung einer im Mittel um 300 *m* in die Kuppenlandschaft eingesenkten Hügellandschaft unter gleichzeitiger teilweiser Zerstörung der ersteren;
3. Neuerliche Senkung der Erosionsbasis; sie vollzieht sich erst langsam (Entstehung des Funtenseetales), dann rasch (so daß Verkarstung eintritt), doch mit in der Folge wechselnder Geschwindigkeit;
4. Umgestaltung durch die Eiszeit (Karbildung, Zuschärfung mancher Kuppen zu Graten, Rundbuckellandschaft usw.).

Das Gefälle, welches die „Verebnungsfläche“ aufweist, ist zweifellos größer, als es ursprünglich gewesen sein kann. Das gleiche gilt auch von dem Gefälle des Funtenseetales, wie es sich aus der oben angegebenen Sohlenhöhe ergibt. Wir kommen daher, ähnlich wie

---

<sup>10</sup>) Dem 1400-Niveau gehören an: Wasseralm (1414 *m*) und die sich westlich daran anschließende Terrasse südlich des Obersees in 1400—1500 *m*, Regenalm (1494 *m*), Seeaualm (1462 *m*), Kührint (1458 *m*); dem 1250—1300-Niveau: Sagereckalm (1364 *m*), Kauner Holzstube (1335 *m*), Büchsenkopf (1292 *m*), Sommerbichl (1288 *m*); dem 1100—1150-Niveau: Terrasse nördlich der Holzstube Fischunkel in 1150 *m*, Terrasse westlich Kauner Holzstube in über 1100 *m*, unter dem Archenkopf und bei der Unteren Herrenröintalm in über 1100 *m*; dem präglazialen Talboden gehören an: Terrasse südlich der Schrainbachmündung in 800—900 *m* an der Rabenwand und Falkensteinwand in über 800 *m* und bei der Klingeralm (916 *m*).

Machatschek, der die Unterscheidung zweier verschieden alter Landoberflächen nicht gemacht hat, zur Annahme einer (nur wesentlich schwächeren) Schrägstellung des Plateaus nach N. Davon abgesehen, möchten wir im Steinernen Meer jungen Bewegungen keine große Bedeutung einräumen. Alle größeren Höhengsprünge erklären sich nach der von uns vertretenen Auffassung sehr einfach als Grenzen verschieden alter Landschaftsformen. Die einzige Stelle, wo man an eine junge Störung denken könnte, ist der Südfuß von Hundstod, Gjaidtschneid und Schneiber. Doch ist die steile Südwand derselben — ähnlich wie dies bei der Ostwand des Schneiber gegen die Saugasse und bei der Stuhlwand an der Westseite des Funtenseetauern ausschließlich der Fall ist — zum guten Teil die Folge starker glazialer Unterschneidung. Sie ist verständlich, wenn man bedenkt, daß die gesamte Eismasse, die das westliche Steinerne Meer bedeckte und die im S eine Breite von 8 km hatte, am Nordrand durch die genannten Stöcke auf eine Breite von nicht ganz 4 km zusammengedrängt wurde.

Für die hier vorgetragene Auffassung von der Existenz zweier verschieden alter Landoberflächen im Plateau des Steinernen Meeres lassen sich auch aus anderen Teilen desselben Beweise erbringen. In der Hundstodgruppe gehören Gr. Hundstod (2594 m), Kl. Hundstod (2277 m), Gjaidtschneid (2239 m, 2270 m), Schneiber (2329 m), Gjaidkopf (2266 m) und Grasköpfl (2092 m) der „Kuppenlandschaft“, die breite Mulde zwischen Rotleitenschneid und Grasköpfl in 1800 bis 1900 m, die im Hintergrund in das Kar der Hundstodgrube übergeht, sowie die sanften Hänge zwischen Hirschwiese und Hachelköpfen in 1800—2000 m der jüngeren Landoberfläche an. Im östlichen Steinernen Meer, das mit seinen zwischen 2200 und 2600 m sich bewegenden Höhen größtenteils der „Kuppenlandschaft“ angehört, ist die jüngere „Verebnungsfläche“ bei der Blauen Lacke (1834 m) und der Vord. Wildalpe (1978 m) vorhanden.

Der Fluß, dessen Tätigkeit die Entstehung des breiten Tales zuzuschreiben ist, von dem uns noch heute Reste im Gotzenalmplateau entgegentreten, wurde also aus dem Steinernen Meer durch mehrere Quellläste gespeist: einen kleinen, aus der Gegend der Wildalm kommenden, und zwei größere, selbst wieder mehrfach verzweigte, die zwischen Funtenseetauern und Schneiber das Steinerne Meer verließen; ein vierter endlich kam von der Nordostseite des Gr. Hundstod und ging am Südfuß der Hachelköpfe entlang, um sich am Südende des heutigen Königsees mit den anderen zu vereinigen.

Der von der Wildalm kommende Quellbach wurde von seinem

westlichen Nachbar durch den Funtenseetauern getrennt. Dieser senkt sich nach N mit erst steilen, dann aber sanft geneigten Flächen, in die mehrere Kare eingesenkt sind, auf etwa 1800 *m* herab (Moosscheibe 1815 *m*, Kuhscheibe über 1800 *m*), von wo ein plötzlicher Absturz zum Obersee hinunter führt. Diese vom Schichtbau unabhängigen, sanft geneigten Flächen, die Machatschek<sup>11)</sup> als „ein steileres, nach N abgebogenes Glied der alten Landoberfläche“ auffaßt, finden nach unserer Ansicht zweifellos jenseits des Oberseetropes ihre Fortsetzung im alten Talboden der Gotzenalm und gehören somit als Gehängeflächen der jüngeren der beiden alten Landoberflächen an.

Auch aus dem Hagengebirge hat jener Vorläufer der Königseeache einige, wenn auch kleine Zuflüsse erhalten. Die zu Karen umgestalteten Quelltrichter derselben treten uns oberhalb des Trogschlusses der Fischunkel bei der Bärensunkalm (1891 *m*), in der Bärensunk (1802 *m*) und In der Schreck (1778 *m*) entgegen, schon außerhalb derselben gelegene sanft geneigte Gehängeflächen bei der Hanauerlaubalm (1876 *m*, 1913 *m*) und am Wildpalfen (1935 *m*); sie werden überragt von dazwischen vorspringenden Kuppen, wie Kahlersberg (2350 *m*), Vord. Kragen (2173 *m*), Wildalmriedel (2275 *m*), Gr. Teufelshorn (2361 *m*) usw. Auch bei der Rotspielalm (zirka 1800 *m*) greift das Gotzenalmplateau zwischen Fagstein (2164 *m*) und einen Ausläufer des Reinersberges (2169 *m*), beim Roßfeld (etwa 1850 *m*) zwischen Hohes Laafeld (2070 *m*), Fagstein (2164 *m*) und Schlumwand (2097 *m*) hinein. Endlich treten auch in der Gegend des Torrenner Joches in etwa 1800 *m* deutliche Reste derselben alten Landoberfläche auf, der das Plateau der Gotzenalm angehört; sie werden im N von der Kuppenlandschaft des Brett (2337 *m*), im S von der des Schneibsteins (2275 *m*) überragt. Wir unterscheiden also auch hier am Westrand des Hagengebirges zwischen einer höher gelegenen Kuppenlandschaft und einer mit zahlreichen Ausläufern in diese eingesenkten alten Landoberfläche.

An der Westseite des Königseetales sind uns hingegen keine Reste der alten Landoberflächen erhalten, von der jüngeren nicht als Folge der unterdessen gegen W verschobenen Lage des heutigen Tales, von der älteren nicht, weil die Nähe des Königsee- und des Wimbachtales am Watzmann zur Ausbildung eines scharfen Grates geführt hat.

Die Tatsache, daß das Gotzenalmplateau fingerförmig in den

<sup>11)</sup> A. a. O., S. 61.

Westabfall des Hagengebirges hineingreift, verbietet es uns, in ihm einen abgesunkenen Teil des Hagengebirgsplateaus zu sehen, wie dies Machatschek<sup>12)</sup> getan hat. Es scheint uns eine derartige Auffassung auch deshalb nicht angängig, weil am Westrand des Hagengebirgsplateaus, wie bereits angedeutet wurde und noch des näheren gezeigt werden soll, eine Kuppenlandschaft vorliegt, während das Gotzenalmplateau mit seinem viel geringeren Relief den Charakter eines Hügellandes hat.

Nach dieser Betrachtung der Verhältnisse am Westabfall des Hagengebirges wenden wir uns nun der Hochfläche selbst zu. Daß das Plateau des Hagengebirges eine Abtragungsfläche ist, welche die Schichten schneidet, ist bereits von Machatschek<sup>13)</sup> betont worden. Doch muß man auch hier zwei verschieden hoch gelegene, verschieden aussehende und verschieden alte Landoberflächen unterscheiden (Fig. 2 und 3).

Am Westrand tritt, wie gezeigt wurde, das tiefere Gotzenalm-

---

<sup>12)</sup> Machatschek a. a. O., S. 67 ff., hat dafür die Staffelbrüche verantwortlich gemacht, die von E. Böse, Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias, I, Z. d. D. geol. Ges., Bd. 50 (1898), hier — übrigens auch zur Erklärung der Entstehung des Königseetales — angenommen worden sind. Es will uns indessen scheinen, daß die Annahme F. F. Hahns (Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns, Mitt. d. geol. Ges. in Wien, Bd. VI, 1913, S. 344f.) von O-fallenden Schuppenflächen mehr Wahrscheinlichkeit für sich hat. Dies deshalb, weil zunächst die unteren dieser Staffelbrüche, welche die Entstehung des Königsees erklären sollen, wie Machatschek mit Beziehung auf A. Penck, A. i. E., S. 313, selbst betont, nicht nachweisbar sind, besonders aber mit Rücksicht auf die Zwischenlagerung von Lias und Jura zwischen Dachsteinkalk an der Hohen Bahn, auf die Überlagerung des Lias durch Dachsteinkalk, wie dies am Nordabfall des Fagstein deutlich zu sehen ist, endlich auf die Überlagerung der Werfener Schichten und des Muschelkalkes direkt durch Dachsteinkalk im Landtal. Ähnliche gegen W gerichtete Bewegungen sind zudem weiter nördlich am Jenner, wie in der Scharitzkehl durch Böse nachgewiesen. Der Morphologe wird, gleichgültig, ob es sich um Brüche oder Schuppen handelt, über die Tatsache nicht hinweggehen dürfen, daß am Westabfall des Hagengebirges ein wiederholter Wechsel von hartem, wandbildendem Dachsteinkalk und weichen, sanft geböschten und mit grünen Almwiesen bedeckten Liasmergeln eintritt. Dieser mehrfache Gesteinswechsel hat zur Ausbildung von zahlreichen, freilich nicht fortlaufenden Denudationsterrassen geführt, die den Westabfall des Hagengebirges gliedern und so mannigfach, ja geradezu verwirrend gestalten. Mit Rücksicht auf die geschilderten Verhältnisse ist auch bei der Rekonstruktion alter Talböden große Vorsicht am Platz. So scheint es z. B. sehr fraglich, ob die Terrasse des Strubkopf (1242 m), die Machatschek als alten Talbodenrest anspricht, nicht eher als eine Denudationsterrasse aufzufassen ist, die durch Zwischenlagerung von weichem Lias und Jura zwischen Dachsteinkalk, der unterhalb und oberhalb ansteht, bedingt ist.

<sup>13)</sup> A. a. O., S. 66.

plateau zu den dasselbe überragenden Kuppen des Schneibstein (2275 *m*), Reinersberg (2203 *m*), Fagstein (2164 *m*), Kahlersberg (2350 *m*) usw. in Gegensatz. Diese „Kuppenlandschaft“ erlangt nun im südwestlichen Teil des Hagengebirgsplateaus größere Ausdehnung und umfaßt das ganze Gebiet zwischen Kahlersberg (2350 *m*), Wildalmriedel (2275 *m*), Raucheck (2391 *m*) und Lengtalschneid (2242, 2161 *m*). Denselben Charakter haben auch die Tanntalköpfe (2207, 2342, 2324 *m*) und deren nördliche Fortsetzung, auch Hochgeschirr (2261 *m*), Schottwies (2251 *m*) und Riffelkopf (2251 *m*), sowie dessen nördliche Ausläufer. Überall herrscht, soweit nicht durch Karbildung, glaziale Unterschneidung oder durch Rückwitterung des Ost- und Südrandes des Plateaus steile Wände und scharfe Gipfel entstanden sind, der Charakter einer Mittelgebirgslandschaft mit Höhenunterschieden von 200—300 *m*.

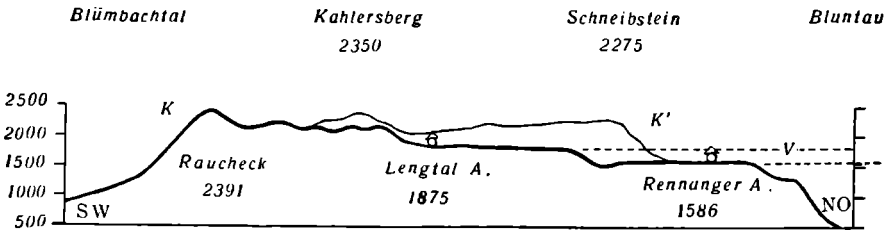


Abb. 3. Schematisches Profil durch das Hagengebirge.  
Maßstab: Längen und Höhen 1 : 125.000.  
K K' Kuppenlandschaft, V Verebnungsfläche.

Der nordöstliche Teil des Plateaus dagegen und ein Teil des Inneren wird von einer tiefer gelegenen alten Landoberfläche eingenommen, die, wenn man sich die nachträglich durch Talbildung und Verkarstung entstandenen und durch Gletscherwirkung umgestalteten Täler und Dolinen wieder ausgefüllt denkt, nur relative Höhenunterschiede von kaum 100 *m* aufweist, also den Charakter eines Hügellandes hat. Sie tritt uns besonders deutlich im NO bei der Hochfüllingalm (1750—1800 *m*) entgegen, nimmt aber auch den nordwestlichen Teil des Plateaus bis zu dem 200—300 *m* hohen Steilabfall ein, mit dem Reinersberg und Kahlersberg gegen O abfallen. Nach S reicht sie bis zu dem etwa 250 *m* hohen Steilhang, mit dem sich die Lengtalschneid (2242, 2161 *m*) zur Lengtalm (1875 *m*) senkt. Im Gegensatz zu der umgebenden „Kuppenlandschaft“ mag auch hier für diese tiefere alte Landoberfläche die Bezeichnung „Verebnungsfläche“ gebraucht werden. Die Höhe derselben nimmt von der Hochfüllingalm, wo sie etwa 1800 *m* beträgt, gegen das Innere ziemlich

beträchtlich zu, so daß sie bei der Grafingschlimmelalm gegen 1950 *m*, bei der Lengtalalm etwa 1900 *m* erreicht.

Daß diese „Verebnungsfläche“ jünger ist als die „Kuppenlandschaft“ ringsum und nicht etwa einen nachträglich abgesunkenen Teil der letzteren darstellt, wird zunächst durch ihre morphologische Verschiedenheit bewiesen, sodann aber auch dadurch, daß die „Verebnungsfläche“ zwei sich talartig verschmälernde Ausläufer in die höhere „Kuppenlandschaft“ entsendet. Der eine derselben wird durch die Karsttalung des Roßfeld (1900 *m*) gebildet, der andere ist an der Ostseite der Hochwies oberhalb der Schönbichlalm in fast 1900 *m* sowie weiter südlich in der etwas über 1900 *m* hoch gelegenen Talung zwischen Pitzkogel (2241 *m*) und Schottwies (2251 *m*) erhalten. Zwischen diesen beiden Ausläufern der „Verebnungsfläche“ hat sich die Hochwies (2185 *m*) als nach N vorgeschobener Vorposten der „Kuppenlandschaft“ erhalten. Freilich ist sie an ihren Flanken durch glaziale Wirkung ebenso untergraben, wie dies auch an der Westseite des nördlichsten Ausläufers der Kuppenlandschaft, am Tristkopf (2107 *m*) der Fall ist.

Eine auf die Ausbildung der „Verebnungsfläche“ folgende Senkung der Erosionsbasis hat auch hier zur teilweisen Zerstörung derselben geführt, teils durch Einsenkung von Tälern (Vd. Schlummalalm 1481 *m*, Gerinnalm 1489 *m*), teils durch Verkarstung. Stillstandsperioden, bzw. Zeiten besonders langsamer Senkung der Erosionsbasis werden uns durch Terrassen in 1500 *m* (westlich Rennangeralm und beiderseits des Beergrabens) und in über 1200 *m* (Gratzalpe 1249 *m*) bewiesen.

Somit zeigt sich eine mehrfache Analogie zum Steinernen Meer: Hier wie dort eine Kuppenlandschaft, in die eine jüngere mehrfach verästelte Landoberfläche eingesenkt ist. Hier wie dort handelt es sich bei der letzteren offenbar um das Sammelgebiet der Quellflüsse eines größeren Flusses, der das Plateau in nordöstlicher Richtung verließ. Hier wie dort weist die Verebnungsfläche ein unverhältnismäßig großes Gefälle auf, das auf eine spätere Schrägstellung schließen läßt. Hier wie dort endlich haben Verkarstung und Eiszeit den Formenschatz des Gebirges noch bereichert.

Die südliche Fortsetzung der Kuppenlandschaft des Hagengebirges bildet das Hochkönigplateau<sup>14)</sup>. Die Höhen am Nordrand (Eibleck 2394 *m*, Tenneck 2455 *m*) sind unwesentlich höher als die am Südrande des Hagengebirges und steigen nach S bis auf im

---

<sup>14)</sup> Vgl. Machatschek a. a. O., S. 54.

Mittel 2800—2900 *m* an (Hochkönig 2938 *m*, Bratschenkopf 2850 *m*, Hochseiler 2781 *m*). Die auffallend rasche Höhenzunahme nach S, die weitaus stärker ist als beim benachbarten Steinernen Meer, deutet wohl auf eine starke Schrägstellung gegen N nach Ausbildung der Kuppenlandschaft. Für das Vorhandensein einer jüngeren, in die Kuppenlandschaft eingesenkten Landoberfläche fehlen hier alle Anzeichen.

Das Tennengebirgsplateau, dem nur eine kurze Betrachtung gewidmet sei, ist von Machatschek<sup>15)</sup> als eine wellige Karsthochfläche beschrieben worden, die Höhenunterschiede von höchstens 400 *m* aufweist und von dem nach N immer stärker werdenden Schichtfallen unabhängig ist. Der Charakter der Mittelgebirgslandschaft tritt besonders in der Gegend zwischen Raucheck (2408 *m*) und Tirolerkopf (2314 *m*), ferner im Wieselstein (2298 *m*) und Knallstein (2231 *m*) und endlich in der Bleikogelgruppe (2409 *m*) hervor. Dazwischen liegen weniger stark modulierte Hochflächen in etwa 2200 *m*.

In diese der „Kuppenlandschaft“ des Steinernen Meeres und des Hagengebirges gleichzustellende alte Landoberfläche ist nun das langgezogene durch Verkarstung und Eiswirkung umgestaltete Tal der Vord. und Hint. Pitschenbergalm<sup>16)</sup> eingesenkt (Fig. 2). Die Höhe dieses Tales beträgt auf dem die beiden Almböden trennenden Riegel 1885 *m* in den innersten Verzweigungen (Ebental und Kar nordwestlich Streitmandel) bereits etwa 2100 *m*. Am Nordrand des Plateaus lag die Talsohle in etwa 1800 *m*, also gleich hoch wie die „Verebnungsfläche“ am Nordrand des Hagengebirges, mit der wir das Pitschenbergtal infolgedessen für gleichaltrig ansehen. Offenbar erhielt der Fluß, dessen Sammelgebiet uns in der Verebnungsfläche des Hagengebirges begegnet ist — das Salzachtal zwischen Hagengebirge und Tennengebirge bestand damals, wie später zu zeigen sein wird, noch nicht — auch aus dem Tennengebirge einen Zufluß.

---

<sup>15)</sup> A. a. O., S. 70ff.

<sup>16)</sup> Im Pitschenbergtal finden sich Urgebirgs- und Quarzgerölle in großer Menge, besonders zwischen Ob. und Unt. Pitschenbergalm, wo sie förmlich in Haufen auftreten. Der Durchmesser der gut gerundeten, glänzenden, typischen Augensteine schwankt zwischen 5 *mm* und 5—6 *cm*. Die Lage in dem gegen S abgeschlossenen Tal beweist, daß sie nicht auf primärer Lagerstätte liegen, sondern vom höheren Plateau heruntergeschwemmt worden sind. Auf solche Weise sind sie auch in die große Eishöhle gelangt. (Bericht über die Eishöhle im Tennengebirge, erstattet von O. Lehmann, J. Pia usw., Sitz.-Ber. Akad. d. W. Wien, math.-nat. Kl. 1921, und F. Machatschek, Die Eisriesenhöhle im Tennengebirge, Zeitschr. d. Ges. f. Erdk., Berlin 1921.)



An der Nordostseite des Tennengebirges ist zwischen Langwand (2261 *m*), Bleikogel (2409 *m*), Edelweißkopf (2033 *m*) und Tagweide (2126 *m*), welche alle der „Kuppenlandschaft“ angehören, eine breite Fläche<sup>17)</sup> von dreieckiger Gestalt, der Griebkessel, um etwa 250 *m* eingesenkt. Sie senkt sich von etwa 2000 *m* gegen NO auf 1700—1800 *m* und entspricht sowohl ihrer Höhenlage wie ihrer morphologischen Eigenart nach durchaus den „Verebnungsflächen“ im Steinernen Meer und im Hagengebirge. Wir müssen uns also vorstellen, daß auch hier ein allerdings kleiner Fluß sein Sammelgebiet hatte, der das Tennengebirge in nordöstlicher Richtung verlassen hat, also wohl ein Nebenfluß eines Lammervorläufers gewesen ist. Das große Gefälle dieser kleinen Verebnungsfläche weist auch hier auf spätere Schrägstellung.

In Kürze sei nun noch untersucht, inwieweit sich die von uns im Steinernen Meer, im Hagengebirge und im Tennengebirge gemachte Beobachtung vom Vorhandensein zweier verschieden alter Landoberflächen in den Salzburger Alpen anderwärts bestätigt.

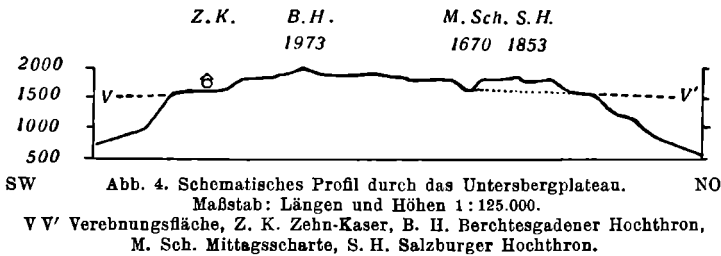
Die „Kuppenlandschaft“ tritt uns zunächst in typischer Ausbildung im westlichen Teil des Göllstockes entgegen (Hoher Göll 2519 *m*, Brettriadel, Hohes Brett 2337 *m*). Östlich von den Archenköpfen dagegen hat die beiderseitige Wandverwitterung aus den Kuppen größtenteils scharfe Grate geschaffen. Auch der Hohe Göll selbst stürzt gegen NO in das Kar des Wilden Freithof mit steilen Wänden ab. Die kleinen Plateauflächen an der Göllscheibe (1751 *m*) möchten wir indessen der „Verebnungsfläche“ zuweisen. Vielleicht darf man auch das breite Kar im Hintergrund des Alpeltales, dessen Boden in etwa 1900 *m* liegt, als einen alten, ihr angehörigen, glazial umgestalteten Quelltrichter ansehen.

Die am weitesten nach N vorgeschobenen und gleichzeitig deutlich erkennbaren Vorposten unserer beiden alten Landoberflächen treffen wir hart am Alpenrand, auf dem Untersbergplateau (Fig. 2 und 4). An der Westseite desselben begegnet uns bei den Zehn-Kasern (1593 *m*) eine kleine Hochfläche, deren Höhe sich zwischen 1550 und 1600 *m* bewegt (Archenkopf 1568 *m*, Feuerbühel 1561 *m*, Reisenkaser 1505 *m*); das ist um etwa 300 *m* niedriger als die breiten rundlichen Kuppen und Rücken des Berchtesgadener Hochthron

---

<sup>17)</sup> Machatschek a. a. O., S. 73, spricht von einem geräumigen Kar. Doch kann wohl die Eiszeit allein für die Entstehung eines derartig breiten Kares nicht verantwortlich gemacht werden. Es muß vielmehr schon vor der Eiszeit eine breite in die Umgebung eingesenkte Fläche vorhanden gewesen sein, die infolge der Gletscherwirkung noch schärfere und steilere Ränder erhalten hat.

(1973 *m*), Raucheck (1854 *m*) und Hochtram (1841 *m*), zwischen welche die Hochfläche der Zehn-Kaser auch einen kleinen sich zuspitzenden Ausläufer entsendet. Der Hochfläche der Zehn-Kaser entsprechen auf der Nordseite des Untersberges eine Reihe von terrassenartigen Vorsprüngen: auf dem westlichsten liegen die Vier-Kaser (1590 *m*), ein zweiter, östlich davon liegt in 1560 *m*, ein dritter in 1550 *m*, dann folgt die Klingeralm (1522 *m*), und ein letzter nördlich unterhalb des Zeppezauerhauses in 1600 *m*. Mit diesen Terrassenflächen darf man zweifellos auch das in das höhere Plateau um 250 *m* eingesenkte Karsttal der Mittagsscharte (1659, 1670 *m*) in Verbindung bringen, das heute infolge der Rückwitterung der Ostwand des Untersberges in die Luft hinausstreicht. Machatschek<sup>18)</sup>, dessen Beobachtungen wir übrigens sonst durchaus bestätigen können, hat die tieferen, 1500—1600 *m* hoch gelegenen Plateauteile als Reste von Talböden aufgefaßt, welche der höheren Kuppenlandschaft zu-



gehören. Der deutliche Gehängeknick, welcher die Terrassenflächen von dem höheren Plateau scheidet, vor allem aber die steilen Wandungen, mit denen die Mittagsscharte in das höhere Plateau eingesenkt ist, veranlassen uns aber, auch hier zwei verschieden alte Landoberflächen zu unterscheiden. Wir stellen die tiefere den „Verebnungsflächen“ auf den Kalkplateaus gleich, die höhere der „Kuppenlandschaft“. Die breite Terrasse bei den Zehn-Kasern läßt uns geradezu den Schluß ziehen, daß jene Königseeache, deren Sammelgebiet uns in den „Verebnungsflächen“ im Steinernen Meer begegnet ist, ihren Weg von der Gotzenalm an den Alpenrand an der Westseite des Untersberges genommen hat. Daß sich dabei für die Strecke Gotzenalm—Untersberg ein Gefälle von 200 *m* (10<sup>0</sup>/<sub>00</sub>) ergibt, deckt sich mit den bezüglich des Gefälles der „Verebnungsflächen“ gemachten Beobachtungen: auch hier erweist es sich als zu groß, als daß es das ursprüngliche sein könnte.

<sup>18)</sup> A. a. O., S. 98.

Während uns in der Wimbachgruppe scharfe Grate entgegen-treten und daher von der Kuppenlandschaft nichts, übrigens auch von der jüngeren Landoberfläche nur spärliche Reste (z. B. Watzmannkar) erhalten sind, begegnen uns auf dem Plateau der Reiteralm wieder deutlich zwei verschieden hoch liegende Plateauteile: ein nördlicher Teil mit 1600—1700 *m* Höhe und ein südlicher, von ersterem durch einen etwa 400 *m* hohen Steilabfall getrennter Teil, die sogenannten Steinberge, mit Höhen zwischen 2000 und 2300 *m*. Die Zukunft muß lehren, ob die Ansicht Machatscheks, der die verschiedene Höhenlage der beiden Plateauteile auf eine Abbeugung ein und derselben alten Landoberfläche zurückführen will, zutrifft, oder ob es sich nicht vielmehr auch hier, wie es uns scheinen will, um zwei verschieden alte Landoberflächen handelt<sup>19)</sup>.

Im niedrigsten der Kalkplateaus, dem Lattengebirge, lassen sich ebenfalls zwei verschieden hoch gelegene Hochflächen unterscheiden<sup>20)</sup>. Eine tiefere Verebnung liegt in 1200—1260 *m*, eine höhere in rund 1450 *m*. Über diese ragt am Ostrand die Thörlschneid auf (1629 *m*, Thörlkopf 1702 *m*, Karkopf 1737 *m*, Großschlegel 1702 *m*). Beide Verebnungen entsprechen indessen Talniveaus, die auch sonst im Saalach- und Salzachgebiet anzutreffen sind: das höhere dem Niveau, das uns am Königsee in 1400 *m*, im Hageengebirge in 1500 *m* begegnet ist, das jüngere entspricht dem am Königsee in 1250—1300 *m*, im Hageengebirge in über 1200 *m* (Gratzalm) gelegenen.

Wir glauben im vorangegangenen den Beweis erbracht zu haben, daß auf den Plateaus der Salzburger Kalkalpen zwei voneinander deutlich zu scheidende alte Landoberflächen vorliegen, eine ältere mit dem Charakter einer Kuppenlandschaft und eine jüngere, die, ehe die Verkarstung einsetzte, das Aussehen einer Hügellandschaft mit so geringem Relief hatte, daß wir sogar von „Verebnungsflächen“ sprechen könnten. Da die letztere in die erstere um durchschnittlich 300—500 *m* eingesenkt ist, muß der Ausbildung der jüngeren eine Senkung der Erosionsbasis um etwa 300 *m* vorangegangen sein.

---

<sup>19)</sup> Unsere Beobachtungen im Gebiete der Reiteralm stammen aus der Zeit vor Erscheinen der Arbeit Machatscheks. Wir hatten leider hier noch keine Gelegenheit, unsere damaligen Beobachtungen zu überprüfen. Die Verwerfungen Gilitzers, Geologischer Aufbau des Reiteralpgebirges, Geogn. Jh. 1912, die Machatschek a. a. O., S. 89 ff., als Stütze für seine Auffassung heranzieht, sind anscheinend aus der Topographie erschlossen und daher nicht beweiskräftig.

<sup>20)</sup> Vgl. Machatschek a. a. O., S. 92 ff.

Aus den Neigungsverhältnissen, bzw. Höhenlagen der noch vorhandenen Reste der beiden alten Landoberflächen ergibt sich für beide ein großes Gefälle gegen den Gebirgsrand (Fig. 5). Die tiefere hat auf der Strecke Steinernes Meer—Gotzenalm ein mittleres Gefälle von 25<sup>0</sup>/<sub>00</sub>, im Inneren des Hagengebirges von 20<sup>0</sup>/<sub>00</sub>, im Griebkessel des Tennengebirges gar über 30<sup>0</sup>/<sub>00</sub>. Weiter draußen ist das Gefälle, wie natürlich, zwar kleiner (Gotzenalm—Untersberg Westrand und Hoch-Füllingalm—Untersberg Nordrand 10<sup>0</sup>/<sub>00</sub>), aber auch das ist viel zu groß, um das ursprüngliche zu sein; beträgt doch das Gefälle der Salzach von Golling bis Salzburg heute nur 1·8<sup>0</sup>/<sub>00</sub>.

Auch die Höhen der „Kuppenlandschaft“ nehmen auffallend rasch gegen N. ab. Am Südrand des Hochkönigs<sup>21)</sup> beträgt die durchschnittliche Höhe der Gipfel 2800 *m*, am Südrand des Steinernen Meeres 2500—2600 *m*, am Nordrand des Hochkönigplateaus 2400 *m*, im Hagengebirge durchschnittlich 2300 *m*, in der Linie Göll—Watzmann 2500 bis über 2700 *m*, am Untersberg endlich nur 1900 *m*. Nun darf man sicherlich bei einer Kuppenlandschaft aus diesen Tatsachen keine allzu weitgehenden Schlüsse ziehen. Aber auch wenn man die größere Höhe von Göll und Watzmann als eine lokale, in den Unebenheiten einer Kuppenlandschaft begründete Erscheinung ansieht, zeigt sich eine mittlere Höhenabnahme, die nicht die Folge der natürlichen Minderung des Reliefs gegen den Gebirgsrand sein

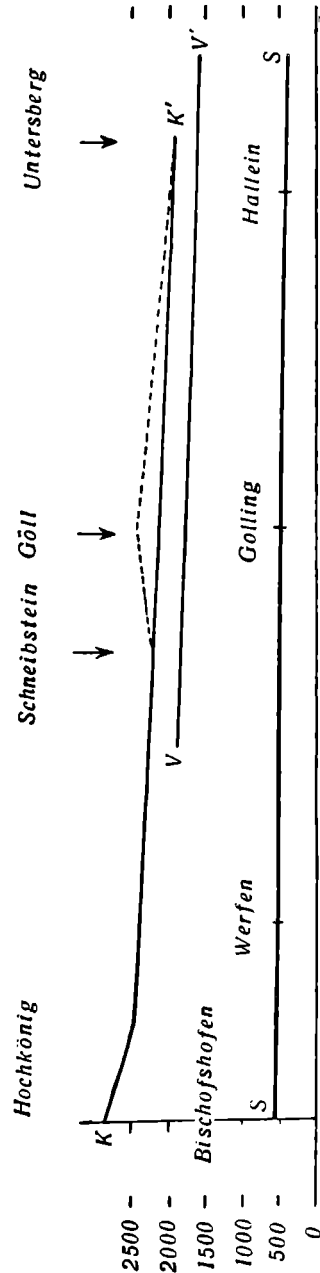


Abb. 5. Schematische Darstellung der Neigungsverhältnisse der Kuppenlandschaft (K, K') und der Verebnungsfläche (V, V'). S. S. heutige Salzach. Maßstab: Längen 1 : 250.000, Höhen 1 : 125.000.

<sup>21)</sup> Vgl. die Gipfelflurkarte Machatscheks.

kann. Im Zusammenhalt mit der raschen Höhenabnahme im Hochkönig ergibt sich jedenfalls eine Schrägstellung, verbunden mit einer Aufbiegung des Südrandes der Kalkalpen. Wenn man aber das Anschwellen der Gipfelflur in der Linie Göll—Watzmann nicht als ursprünglich ansehen wollte, müßte man außerdem an eine Aufwölbung in dieser Gegend denken<sup>22)</sup>. Bei der tieferen der beiden alten Landoberflächen wird man dagegen mit der Annahme einer einfachen Schrägstellung gegen N jedenfalls das Auslangen finden.

Mit unserer Unterscheidung zweier verschieden alter Landoberflächen in den Salzburger Alpen stehen wir im Widerspruch zu Machatschek. Es sei daher kurz darauf hingewiesen, daß auch in anderen Teilen der Alpen ein ähnlicher Entwicklungsgang nachgewiesen ist. F. Leyden<sup>23)</sup> hat im Gebiet westlich der Saalach durch Gipfelplateaus und Verebnungsflächen ein Niveau in 1700 *m* Höhe nachgewiesen, das sich bis an den Alpenrand auf 1400 *m* senkt. Machatschek glaubte dafür in den Salzburger Alpen kein Seitenstück finden zu können; wir zweifeln indessen nicht, daß diese „Eckenbergphase“ mit unserer tiefer gelegenen alten Landoberfläche (1750—1800 *m*, am Alpenrand 1500 *m*) identisch ist.

Daß uns die Verhältnisse im östlichen Nachbargebiet, im Dachstein, ganz ähnlich zu liegen scheinen, kann kein Beweis für die Richtigkeit unserer Anschauung sein, soll aber immerhin erwähnt werden.

W. Schmidt<sup>24)</sup> unterscheidet in der Entwicklung der Kalkplateaus zwei Zyklen: die Zeit der Augensteine, wohl entsprechend unserer „Kuppenlandschaft“, und den sogenannten „Altzyklus“, zweifellos entsprechend unseren „Verebnungsflächen“<sup>24a)</sup>.

---

<sup>22)</sup> In diesem Falle könnte man an ein in veränderter Form sich abspielendes Wiederaufleben der Torrenner Joch—Hocheis—Hundstodlinie (Hahn a. a. O., S. 344; C. Lebling, Über die Herkunft der Berchtesgadener Schubmasse, Geol. Rundsch. V., 1914, S. 16 ff.) denken, welche auffallenderweise südlich jener Zone großer Gipfelhöhen verläuft.

<sup>23)</sup> Machatschek a. a. O., S. 43; F. Leyden, Die Entwicklung der Alpen zum Hochgebirge, Geol. Rundsch. XIII, 1922; F. Leyden, Grundfragen alpiner Formenkunde, Geol. Rundsch. XV, 1924.

<sup>24)</sup> W. Schmidt, Zur Oberflächengestaltung der Umgebung Leobens, Sitz-Ber. d. Akad. d. W., Abt. I, math-nat. Kl., Bd. 129, 1920.

<sup>24a)</sup> Die Zeit der Augensteine ist nach Schmidt und anderen Wiener Forschern sicher älter als die sogenannte Raxlandschaft, die der „Kuppenlandschaft“ Seefeldners entspricht. Diese ist erst aus der Augensteinlandschaft hervorgegangen, welche wir uns nach dem verarmten Geröll als eine ausdruckslose, überaus schwach nach N geneigte Fastebene vorstellen müssen. Anmerkung der Redaktion.

Im Raxgebiet konnte D. Baedeker<sup>25)</sup> feststellen, daß dort ein Talsystem rund 200 *m* in eine ältere Landschaft eingesenkt ist, und ähnlich hat H. Slanar<sup>26)</sup> in den Seetaler Alpen zwei verschiedene Abtragungsniveaus unterschieden, deren Höhe um 200 *m* verschieden ist. Somit ergibt sich für mehrere Gebiete der Ostalpen ein ähnlicher Entwicklungsgang wie für die Salzburger Alpen.

Auf die Ausbildung der tieferen unserer beiden alten Landoberflächen folgte eine neuerliche Senkung der Erosionsbasis. Sie führte dort, wo die alten Landoberflächen im Kalkstein lagen, wie wir sahen, nur anfangs zur Talbildung, bald aber zur Verkarstung unter gleichzeitiger Erhaltung der Großformen; wo sie dagegen in weichem, wasserundurchlässigem Gestein lagen (Berchtesgaden, Osterhorngruppe) zu ihrer Zerstörung infolge intensiver Talbildung. Terrassenreste, die uns in den so entstandenen Tälern in verschiedenen Niveaus entgegentreten, zeigen, daß sich diese Senkung der Erosionsbasis nicht mit gleichbleibender Geschwindigkeit vollzogen hat.

Wir wollen darauf verzichten, diese alten Talbodenreste im einzelnen zu verfolgen, zumal dies durch Machatschek<sup>27)</sup> geschehen ist, dessen Beobachtungen sich diesbezüglich mit den unseren im wesentlichen decken. Wir beschränken uns vielmehr darauf, die mutmaßliche Höhenlage dieser alten Talböden anzugeben, wie sie sich durch Rekonstruktion der alten Talquerschnitte ergibt.

Golling (Königsee)	Salzburg	Niveau
1400 <i>m</i> (1400 <i>m</i> )	> 1300 <i>m</i>	I
1150 <i>m</i> (1250 <i>m</i> )	1000 <i>m</i>	II
900 <i>m</i> (1100 <i>m</i> )	800 <i>m</i>	III
< 700 <i>m</i> ( 850 <i>m</i> )	> 700 <i>m</i>	IV (präglazial)
< 600 <i>m</i> ( 780 <i>m</i> )	> 600 <i>m</i>	V (interglazial)

Entsprechende Ruheperioden in der Erosionstätigkeit der Flüsse wurden von Machatschek auch im Lammer- und Saalachgebiet festgestellt; sie finden sich auch in den kleinen Nebentälern<sup>28)</sup>. Besondere Bedeutung kommt dem von uns mit I bezeichneten Niveau

<sup>25)</sup> D. Baedeker, Beiträge zur Morphologie der Gruppe der Schneebergalpen, Geogr. Jb. a. Ö. XII, 1922, S. 36 f.

<sup>26)</sup> H. Slanar, Geomorphologische Probleme in den östlichen Zentralalpen, Mitt. d. geogr. Ges. 1916, S. 281 f., und Ed. Brückner, Z. Ges. f. Erdk., Berlin 1923, S. 86.

<sup>27)</sup> A. a. O., S. 146 ff.

<sup>28)</sup> Ähnliche und leidlich entsprechende Absätze hat F. Leyden a. a. O. XIII in den bayerischen Alpen festgestellt.

zu. Es erreicht im Saalachgebiet große Ausdehnung — wir begegnen ihm bereits im Lattengebirge, am Königssee und im Hagengebirge — wie auch in den Kalkvoralpen östlich der Salzach. Dort lassen zahlreiche kleine Gipfelplateaus (z. B. der Gaisberg 1286 *m*) sowie breite Schulterflächen mit diesen aufgesetzten flachen Gipfeln darauf schließen, daß die Voralpen östlich der Salzach in diesem Stadium eine ziemlich weitgehende Einebnung — wenn auch noch nicht bis zur Rumpffläche — erfahren haben.

Wir wollen nun der Frage nach dem Alter der verschiedenen Formenelemente, die uns in den Salzburger Alpen begegnet sind, nähertreten. Machatschek<sup>29)</sup> hat darauf hingewiesen, daß der Schlier, feinkörnige Sandsteine und sandige Mergel, welche im Untermiozän im Alpenvorland zur Ablagerung kamen, ein stark abgetragenes Hinterland voraussetzt. Er betrachtet daher den Schlier als eine der Ausbildung der Kuppenlandschaft korrelierte Ablagerung. Somit ist die Entstehung der Kuppenlandschaft ins Untermiozän zu setzen. In ähnlicher Weise gelangt er zum Schluß, daß die im Hangenden des Schlier auftretenden Hausruckschotter, die hauptsächlich aus Quarz- und Urgebirgsgeröllen bestehen, aber auch Kalk- und Flyschgerölle enthalten und ins Obermiozän gesetzt werden, das stratigraphische Äquivalent der beginnenden Erosion seien. Daher wird dem obersten Talboden, dessen Höhe wir in etwa 1400 *m* angesetzt haben (Niveau I), ein obermiozänes Alter zugeschrieben.

Wir möchten zum Zwecke der Altersbestimmung unserer „Ver-ebnungsflächen“ die Ergebnisse A. Winklers<sup>30)</sup> heranziehen. Sie sind zwar im O der Alpen gewonnen und deshalb nicht von vornherein auf unser Gebiet anwendbar. Da aber Winkler ein ganz ähnliches Bild vom Entwicklungsgang der Alpen entwirft, wie es sich uns für die Salzburger Alpen ergeben hat, mag der Schluß aus der Gleichartigkeit auf die Gleichaltrigkeit der Vorgänge gestattet sein, um so mehr, als sich dabei eine gewisse Übereinstimmung mit den Altersbestimmungen Machatscheks ergibt.

---

<sup>29)</sup> A. a. O., S. 265.

<sup>30)</sup> A. Winkler, Gedanken über die tektonische und morphologische Entwicklung der Ostalpen im Jungtertiär, Geol. Rundsch. XIV, 1924; derselbe, Das jungtertiäre Landschaftsbild in den Ostalpen und seine formengebenden Kräfte, Votr., geh. i. d. Vers. D. Naturf. u. Ärzte, Innsbruck 1924. Vgl. zum Folgenden auch W. C. Gümbel, Die miozänen Ablagerungen im oberen Donaugebiet, Sitz.-Ber. d. Bayr. Akad. d. W., math.-phys. Kl., München 1887, S. 221ff.; derselbe, Geologie von Bayern, II, S. 277ff, 1894; Penck-Brückner, Alpen im Eiszeitalter, S. 82f.; H. Cornelius, Über die Gerölle der bayrischen Nagelfluh, Verh. d. geol. St. A. 1920.

Winkler führt den mehrfachen Wechsel von Zeiten weitgehender flächenhafter Abtragung mit Zeiten kräftiger Zerschneidung des Gebirges, wie er auch in unserem Gebiet an der Existenz verschiedener ineinander eingesenkter alter Landoberflächen und Talböden zu erkennen ist, auf Transgressionen, bzw. Regressionen des die Erosionsbasis bildenden Meeres am Alpenrand zurück. Auch bei einer gleichmäßig sich vollziehenden Hebung des Gebirges muß ein gleichzeitiges Auf- und Abschwanken des Meeresspiegels einen derartigen Wechsel in der Erosionstätigkeit der Flüsse herbeiführen. Denn ein Steigen des Meeresspiegels wird die Wirkung einer gleichzeitigen Hebung des Gebirges teilweise oder ganz aufheben, bei einer Senkung werden sich beide Vorgänge in ihrer Wirkung summieren; im ersteren Fall wird flächenhafte Abtragung mehr oder weniger überwiegen, im letzteren Fall werden die Flüsse eine rege Erosionstätigkeit entfalten. Als Zeiten der Transgression, somit als Zeiten vorwiegend flächenhafter Abtragung bezeichnet Winkler die Schlierphase im höheren Altmiozän und das Altplozän; eine Überflutung von geringerer Bedeutung wird in den Beginn des Mittelmiozäns gesetzt. Allgemein erkennbare Regressionen (Zeiten der Erosion) finden im Beginn des Mittelmiozäns (vor Einsetzen der mittelmiozänen Transgression), an der Wende vom Miozän zum Plozän und im höheren Plozän statt.

Der altmiozänen Transgressionsphase weist Winkler die Entstehung der Hochflächen der Kalkalpen mit den Augensteinschottern zu. Das trifft zweifellos, wie oben gezeigt wurde, auch bei uns zu. Die Erosionsphase, die Winkler an der Wende des Miozäns zum Plozän annimmt, äußert sich bei uns in der Bildung der Hausruckschotter, für die Machatschek mit Tausch<sup>31)</sup> ein obermiozänes Alter annimmt, während G. Götzinger<sup>32)</sup> sie ins Plozän setzt. Wir bezeichneten sie oben mit Machatschek als das stratigraphische Äquivalent der beginnenden Erosion und halten sie daher mit einer kleinen Abweichung gegenüber Machatschek für gleichaltrig mit der Zeit vor Ausbildung des obersten Talbodens (Niveau I).

Zwischen der Augensteinphase und dieser „vorpontischen“ Erosionsphase hat nun Winkler eine zu Beginn des Mittelmiozäns (an der Basis der II. Mediterranstufe) einsetzende Regression mit nachfolgender Transgression festgestellt. Das entspricht vollkommen

---

<sup>31)</sup> A. v. Tausch, Über Funde von Säugetierresten in den lignitführenden Ablagerungen des Hausruckgebirges, Verh. d. geol. R. A. 1883.

<sup>32)</sup> Verh. d. geol. St. A. 1921, Jahresbericht.



unserer Vorstellung von einer auf die Ausbildung der altmiozänen Kuppenlandschaft folgenden kurzen Erosionsphase, auf die dann eine Periode vorwiegend flächenhafter Abtragung folgte, die zur Entstehung der „Verebnungsflächen“ in den Kalkplateaus führte. Wir halten diese deshalb für mittelmiozän. Zusammenfassend ergibt sich somit für die Entwicklung der Salzburger Alpen folgendes Schema:

Stufe	Vorgang	Ablagerung	Morphologische Wirkung
Ob. Altmiozän	Transgression	Schlier, Augensteine	Kuppenlandschaft
Beginn des Mittelmiozäns (Basis der II. Mediterranstufe)	Regression	—	Teilweise Zerstörung der Kuppenlandschaft durch Talbildung
Mittelmiozän (II. Mediterranstufe)	Transgression	Graue, Schlierartige Mergel und Sande	Verbreiterung der so geschaffenen Täler zu „Verebnungsflächen“
Obermiozän	Regression	Quarzgerölle und Konglomerate mit Braunkohlen (obere Süßwassermolasse) Hausruckschotter	Talbildung bis zum Niveau I (1400 m)
Altpliozän	Transgression	} Hangende Partien der Hausruckschotter	Ausbildung des Niveau I
Oberpliozän	Regression		Erosion in mehreren Absätzen (Niveau II, III)
Präglazial	—	—	Präglazialer Talboden (Niveau IV)

Die „Verebnungsflächen“, die uns auf allen Kalkplateaus der Salzburger Alpen begegnet sind, werden überall gegen S von mehr oder weniger steilen Abfällen, die sie gegen die „Kuppenlandschaften“ begrenzen, umschlossen. Nirgends ist in diesen eine Lücke vorhanden, welche zeigen würde, daß die Flüsse, welche für die Entstehung der „Verebnungsflächen“ verantwortlich zu machen sind, aus den Zentralalpen Zufluß erhalten hätten.

Auch im Durchbruchstal der Salzach zwischen Werfen und Golling fehlen alle Anzeichen für das Vorhandensein von Resten eines den unmittelbar benachbarten „Verebnungsflächen“ entsprechenden breiten alten Talbodens, wie man einen solchen in einer Zeit vorwiegend flächenhafter Abtragung bei einem so großen aus dem Inneren des Gebirges kommenden Fluß wie der Salzach erwarten

sollte. Vielmehr reichen sowohl im Tennengebirge wie im Hagengebirge die Kuppenlandschaften unmittelbar bis an den Rand des Salzachtales und werden dort wie mit dem Messer von einem unvermittelt einsetzenden Absturz scharf abgeschnitten, der von 2300—2400 *m* im Tennengebirge, von 2100—2250 *m* im Hagengebirge bis zu den Gehängeverflachungen herunterführt, welche dem altpliozänen Talboden (Sohlenhöhe in 1450—1500 *m*) zugehören. Wir müssen daraus schließen, daß das Salzachtal zur Zeit jener mittelmiozänen Landoberfläche noch nicht bestanden hat.

Ganz ähnlich wie im Salzachtal liegen die Verhältnisse auch im Saalachdurchbruch. Auch dort sind von einem über dem altpliozänen liegenden Talboden keine Spuren festzustellen. Nur zwischen den Leoganger und Loferer Steinbergen, wo Leyden<sup>33)</sup> seine „Eckenbergphase“ zu finden glaubt, wäre zur Zeit der mittelmiozänen Landoberfläche die Existenz eines aus dem Innern des Gebirges an dessen Rand hinaus führenden Flusses denkbar.

Da, wie oben erwähnt, zur Zeit der „Verebnungsflächen“ auch über die Kalkplateaus keine Flüsse aus den Zentralalpen geflossen sein können, kommen wir zu dem Schluß, daß im Mittelmiozän, mindestens vom Westrand der Leoganger Steinberge bis einschließlich zum Tennengebirge kein aus dem Innern des Gebirges kommender Fluß die Kalkalpen gequert haben kann. Die Durchbruchstäler des Paß Lueg und der Hohlwege müssen erst nach dieser Zeit entstanden sein.

Die heutige Lammersenke ist die erste Stelle, wo damals eine Querung der Kalkalpen durch einen Fluß aus dem Innern des Gebirges möglich ist. Selbst wenn keine Spuren entsprechender alter Landschaftsformen vorhanden wären, wäre das hier kein Beweis gegen die Existenz eines solchen Flusses. Denn die Lammersenke ist ebenso, wie dies Machatschek vom Abtenauer Becken betont<sup>34)</sup>, das Ergebnis der Ausräumung junger Schichten. Denn schon in der Gosauzeit bestand hier wahrscheinlich eine Lücke im Zuge der Triaskalke, da die Becken von Gosau und Abtenau über die Gegend von St. Martin und Annaberg mit dem offenen Meer im S in Verbindung gestanden haben dürften. Sicher aber drang eine Meeresbucht im Mitteleozän aus dem Alpenvorland über Abtenau bis in die Gegend von Radstadt vor<sup>35)</sup>. Weiche Gosauschichten

<sup>33)</sup> A. a. O. XV, S. 201.

<sup>34)</sup> A. a. O., S. 142.

<sup>35)</sup> F. Trauth, Das Eozänvorkommnis bei Radstadt i. P., Denkschr. d. Akad. d. W., Wien, math.-nat. Kl.-Bd. 95, 1918, S. 5.

und ebenfalls nicht sehr widerstandsfähige sandige Kalke des Eozäns müssen also die heutige Lammersenke erfüllt haben, bis es infolge der gegen Ende des Miozäns einsetzenden starken Erosionstätigkeit der Flüsse zur Ausräumung dieser wenig widerstandsfähigen Schichten und zur Zerstörung der etwa in ihnen vorhandenen alten Landschaftsformen gekommen ist. Es ist mit Rücksicht auf die Tatsache, daß hier im Zuge der Triaskalke schon damals eine Lücke vorhanden war, in der leichter zerstörbare Gesteine auftraten, geradezu wahrscheinlich, daß im Mittelmiozän hier ein aus den Zentralalpen kommender Fluß seinen Weg genommen hat. Dies auch mit Rücksicht darauf, daß die „Verebnungsfläche“ an der Nordostecke des Tennengebirges ihrer ganzen Gestalt und ehemaligen Entwässerungsrichtung nach einen östlich des Tennengebirges aus dem Gebirge herauskommenden größeren Fluß voraussetzt.

Wenn wir nun auch im Paß Lueg und in den Hohlwegen keine Reste jener mittelmiozänen Landoberfläche finden, so treten uns doch in beiden Durchbruchstätern alle jene Niveaus entgegen, die wir am Nordrand des Gebirges unterscheiden konnten, vom altpliozänen angefangen bis zum interglazialen. Sie lassen sich — wie später zu zeigen sein wird, freilich etwas deformiert — durch den ganzen Pongau, ja sogar bis in die innersten Teile der Tauerntäler, verfolgen. In der Gegend von St. Johann i. P. ist die Höhe dieser alten Talböden wie folgt anzusetzen: Niveau I (altpliozän) zirka 1450 *m*, II zirka 1200 *m*, III zirka 1000 *m*, IV (präglazial) zirka 800 *m*, V (interglazial) zirka 700 *m*.

Nun zeigen sich aber südlich des Salzachdurchbruches oberhalb dieser alten Talbodenreste wieder deutliche Spuren einer alten Landoberfläche. Ihr gehören zunächst eine Reihe von Riedelflächen an, welche am Südabfall des Tennengebirges vorspringen. Es sind dies: Pieschlinghöhe (1832 *m*), Trameralm (1814 *m*, 1887 *m*), Korein (1848 *m*); sie schneiden mit ihrer Oberfläche die infolge Verschuppung steil nach N fallenden Werfener Schichten, Muschelkalk und Ramsaudolomit ab. In ihrer östlichen Fortsetzung liegen die von Werfener Quarzit gebildeten und deshalb stärker abgetragenen Gsengplatten (1727 *m*); noch östlicher, bereits am Südfuß des Dachstein, hat Machatschek<sup>36)</sup> diese alte Landoberfläche am Roßbrand (1768 *m*), Durchat (1728 *m*) und Brandriedel (1724 *m*) festgestellt.

In gleicher Höhe treten uns aber auch südlich der Längstal-

---

<sup>36)</sup> A. a. O., S. 161.

strecke der Salzach unzweideutige Reste einer alten Landoberfläche entgegen in der glazial gerundeten Kuppenlandschaft des Arlberges (1782 *m*) und des Sonntagkogels (1845 *m*) zwischen Groß- und Kleinarltal. Sie findet in über 1900 *m* auch rund um den Kitzstein (2034 *m*) und um den Saukarkopf (2043 *m*) eine Fortsetzung, deren Gipfel infolge glazialer Unterschneidung an der Schlifffgrenze um so schärfer über diese alte Landoberfläche aufragen. Eine ähnlich gestaltete Landschaft wie auf der Höhe des Arlberges findet sich auch westlich des unteren Gasteinertales in dem langen vom Bernkogel nach N vorspringenden kuppigen Riedel, der im Rauchkögerl (1805 *m*) endet und sein Gegenstück in mehreren, ebenfalls rund 1800 *m* hoch liegenden Terrassen findet, die von der Kuppenlandschaft in der Gegend des Haßbeck (2118 *m*) gegen das Gasteinertal vorspringen. Beiderseits des Rauristales endlich sind die Riedel des Anthaupten (1926 *m*), der Moosalm (zirka 1800 *m*) und noch

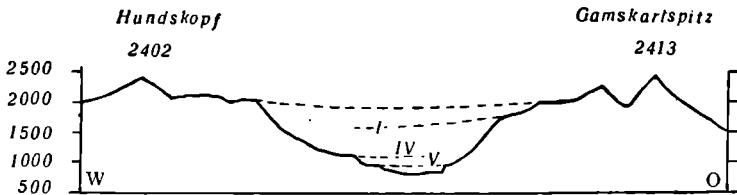


Abb. 6. Querprofil durch das Gasteinertal. Maßstab: Längen und Höhen 1:125.000.

westlicher der Plattenkogel (1818 *m*) als Reste derselben alten Landoberfläche aufzufassen.

Die alte Landoberfläche, die uns so in unverkennbaren Resten am Nordrande der Hohen Tauern entgentritt, wobei sie die ziemlich steil nach N fallenden Klammkalke und Quarzite abschneidet, setzt sich, wie schon im Großarltal angedeutet wurde, auch weiter in die Tauern hinein fort.

Wir wählen, um das Aussehen dieser alten Landoberfläche in den Hohen Tauern zu untersuchen, das Gasteinertal<sup>37)</sup> als Beispiel. Wir haben am Eingang desselben bereits die etwa 1800 *m* hoch gelegenen Terrassen westlich des Haßbeck sowie den breiten Riedel des Rauchkögerl (1805 *m*) kennen gelernt. In entsprechender Höhe finden sich, besonders am rechten Talgehänge, eine ganze Reihe von breiten gegen die Talmitte vorspringenden Riedeln, die wir als

<sup>37)</sup> Österr. Spezialkarte 1: 75.000 St. Johann i. P. und Hofgastein; Karte des Sonnblick und Umgebung, hg. v. D. u. Ö. A. V. 1892; Karte der Ankogel-Hochalmspitzgruppe, hg. v. D. u. Ö. A. V. 1909.

Reste eines alten Talbodens (Fig. 6) auffassen dürfen. Es sind dies die Riedelflächen westlich des Fulseck (1862 *m*), westlich des Aukopf (1877 *m*), am Hörndl (1981 *m*), gegenüber am Wachtberg (1933 *m*) und Guggenstein (1971 *m*), endlich an der Köttschachmündung bei P. 1893 *m*, südlich unterm Throneck (2214 *m*). Außerdem finden sich im Hintergrund einiger, vornehmlich westlicher Seitentäler, z. B. des Luggauertales und des Wiednertales, auffallend breite Kare mit flachen Böden, die sich als flach geneigte Schulterflächen beiderseits der in sie eingesenkten Trogtäler talauswärts fortsetzen; die Schulterflächen wieder gehen, so am Wachtberg (1933 *m*) und am Guggenstein (1971 *m*), in jene von uns im Gasteinertal festgestellten Talbodenreste über. Daraus ergibt sich, daß die Böden der genannten Kare dem gleichen Formensystem angehören wie die erwähnten Talbodenreste, und wir sehen daher in jenen breiten, sanft geneigten, halbkreisförmig um die Trogschlüsse sich herumziehenden Flächen nichts anderes, als der alten Landoberfläche zugehörige, sehr flache und breite Talenden, die infolge nachträglicher Erosion zerschnitten und außerdem glazial umgestaltet worden sind. Nach dieser Erkenntnis zögern wir nicht, auch die breiten Karböden rings um den Mauskarkopf in 1900—2100 *m* Höhe als glazial umgestaltete Reste unserer alten Landoberfläche zu deuten. Dieser gehört ferner die westlich Badgastein rings um den Stubnerkogel (2245 *m*) herumziehende Gehängeleiste in 1800—1900 *m* an (Ob. Zitteraueralm 1865 *m*, Stubneralm 1807 *m*, Jungeralm 1865 *m*); sie setzt sich auch in den breiten Verflachungen im Hintergrunde des Angertales in über 2000 *m* fort. Schließlich treten uns am Westabfall des Graukogels flache Gehängepartien zwischen 1900 und 2100 *m* entgegen. Aus allen diesen Resten jener alten Landoberfläche läßt sich die Höhe der Talsohle des damaligen Gasteinertales annähernd an der Mündung zu 1750—1800 *m*, bei Hofgastein zu zirka 1900 *m*, bei Badgastein zu zirka 1800 *m* ermitteln<sup>38)</sup>.

Aus diesen Beobachtungen ergibt sich für das Gasteinertal zur Zeit jener alten Landoberfläche folgendes Bild: Ein bis Badgastein etwa 6 *km* breites Tal, das wie heute zahlreiche kleine Nebentäler aufnahm, welche in breiten und flachen Mulden ihre Quellen hatten, wird von 300—500 *m* hohen Gipfeln überragt. Diese haben die Form bald flacher, bald etwas steilerer Kuppen, weisen jedoch keine Wände auf — wo heute schärfere Gipfformen auftreten, sind sie aus-

<sup>38)</sup> Auf die aus diesen Höhen sich ergebenden Schlüsse soll erst später eingegangen werden.

schließlich das Werk der Eiszeit — und trennen das Einzugsgebiet des Gasteinertales von dem seiner Nachbartäler.

Oberhalb Badgastein — wir wählen, um das Aussehen der Quelltäler zur Zeit jener alten Landoberfläche zu untersuchen, als Beispiel das Naßfeldtal — finden sich am Radhausberg in 1950 bis 2100 *m* sanft geneigte Flächen, die in die westlich anschließende Terrasse des Blumfeld (1986 *m*) übergehen und um den Kreuzkogel sich herumziehend, auf der Ostseite des Naßfeldes eine Fortsetzung in der breiten mit Rundbuckeln bedeckten Fläche des Ödenkars (2200—2400 *m*) finden. Dieser entsprechen auf der Südseite des Naßfeldes die Karböden des Höllkares und seiner nordwestlichen Nachbarn in 2100—2400 *m*. Wir haben uns demnach damals im Naßfeld — das gleiche ließe sich auch für das Anlaufftal und das Kötschachtal zeigen — ein etwa 2 *km* breites Tal vorzustellen, über dessen in über 2000 *m* anzusetzender Sohle sich die Gipfel mit erst sanften, dann steiler werdenden Hängen erhoben; diese waren zweifellos höher als heute, so daß sie die Talsohle um mindestens 1000 *m* überragt haben. Wie die Landschaft damals im einzelnen ausgesehen hat, läßt sich nicht sagen. Denn es ist sicher, daß das damalige Relief durch die Eiszeit eine ganz gewaltige Umgestaltung in dem Sinne erfahren hat, wie dies A. Aigner<sup>39)</sup> und N. Krebs<sup>40)</sup> ausgesprochen haben.

Die sanft geneigten Gehängeflächen westlich des Ödenkares, am Radhausberg, bei der Ob. Zitteraueralm und am Westabfall des Graukogels, weist N. Creutzburg<sup>41)</sup> seinem „Firnfeldniveau“ zu, das er hier wie in der benachbarten Ankogelgruppe festgestellt hat. Wir erkennen also, daß — was sich übrigens auch in den anderen Quelltälern des Gasteinertales zeigen ließe — unsere alte Landoberfläche mit diesem Firnfeldniveau identisch ist.

Zu einem ähnlichen Bild vom Aussehen der alten Landoberfläche kommen wir auch im Gr. Arltal. Auch dort gestatten eine Reihe von breiten, gegen die Talmitte vorspringenden Riedeln und Gehängeterrassen in 1800—1900 *m* die Verfolgung der alten Landoberfläche aus der Gegend des Saukarkopf, wo wir sie bereits er-

---

<sup>39)</sup> A. Aigner, Die Vorzeitformen in den ostalpinen Zentralketten, Siegers-Festschrift 1924, S. 28.

<sup>40)</sup> N. Krebs, Klimatisch bedingte Bodenformen in den Alpen, Votr., geh. a. d. 88. Vers. D. Naturf. u. Ärzte, Innsbruck 1924. Geogr. Zeitschr. 1925, S. 99.

<sup>41)</sup> N. Creutzburg, Die Formen der Eiszeit im Ankogelgebiet, Ostalp. Formenst. II/1, 1921.

wähnt haben, bis in die innersten Teile der Quelltäler. Dort tritt sie uns, ähnlich wie in den westlichen Seitentälern des Gasteiner-tales, in Form von in großem Bogen um den Talschluß sich herum-ziehenden, sanft geneigten Gehängeflächen entgegen, die wir hier wie dort als die durch nachträgliche Erosion zerschnittenen und glazial umgestalteten Talursprünge aus der Zeit jener alten Landoberfläche auffassen. Sie sind uns im Toferer- und Reitalpental in 1800—2000 *m*, im Hubtal in über 2000 *m* erhalten. Über diese Flächen ragen die Gipfel bis 2300—2600 *m*, im innersten Teil auch höher auf, auch hier, nur wo glaziale Wirkung erkennbar ist, mit scharfen Formen. So wie im Gasteinertal ergibt sich also das Bild eines 5—6 *km* breiten, nach innen schmaler werdenden Tales, dessen Sohle von 1750—1800 *m* am Nordausgang nach innen auf über 2000 *m* ansteigt und von Mittelgebirgskuppen mit relativen Höhen von 300—500 *m* und mehr überragt wird.

Unter den Resten der alten Landoberfläche finden sich noch deutliche Reste von tiefer gelegenen alten Talböden (Fig. 6), welche sich in fünf Niveaus einordnen und ihrer Form und Höhenlage nach, wie sich an der Mündung der Tauerntäler zeigt, den alten Talböden entsprechen, die uns an der Salzach begegnet sind. Das oberste, auffälligste dieser Niveaus, das im Gasteinertal von 1500 *m* an der Mündung bis in die Quelltäler verfolgbar ist<sup>42)</sup> und im Naßfeld auf 1900 *m* ansteigt, entspricht dem altploziänen Talboden (Niveau I). Etwa 200 *m* tiefer liegen die Reste eines alten Talbodens, dessen Sohle von 1250 *m* auf etwa 1500 *m* ansteigt<sup>43)</sup> und bei Lend an unser Niveau II anschließt. Wiederum um etwa 200 *m* tiefer folgt ein dritter<sup>44)</sup>, wie sich an der Mündung der Gasteiner Ache zeigt, entsprechend unserem Niveau III. Ein vierter endlich<sup>45)</sup>, der von

---

<sup>42)</sup> P. 1496 der Originalaufnahme (bei der Wallner Kapelle nordöstlich Rauchkögerl), Hauferbaueralm (1596 *m* östlich Dorfgastein), Bodenalm (1643 *m* nördlich Kötschachmündung), Stuhlalm (1786 *m* östlich Bockstein) und Terrasse 1950 *m* östlich Valerieschutzhaus im Naßfeld (Karte d. Sonnblickgruppe d. D. u. Ö. A. V.).

<sup>43)</sup> P. 1274 westlich oberhalb Klamm P. der Originalaufnahme, Terrasse westlich Hofgastein (1320—1400 *m*), Unt. Zitteraueralm (1532 *m*), Heißalm (1607 *m* südlich Kesselfall).

<sup>44)</sup> Trossenwand der Originalaufnahme (1119 *m* bei Unterberg), sanfte Gehängeflächen beiderseits Laderding (<1100 *m*), Windischgrätzhöhe (1255 *m*) und Kohlmeisteralm (1273 *m*) beiderseits Badgastein.

<sup>45)</sup> Terrassenfläche über 900 *m* oberhalb Klammstein am linken Gehänge, Terrassen in über 1000 *m* beiderseits Hofgastein, Terrassen in zirka 1200 *m* beiderseits Bockstein.

<sup>46)</sup> Besonders deutlich westlich Laderding in 890 *m* und bei Hofgastein in über 900 *m*.

900 auf 1200 *m* ansteigt, entspricht dem präglazialen (Niveau IV), ein fünfter<sup>46)</sup>, etwa 50 *m* über dem heutigen, also 850—900 *m* hoch gelegener dem interglazialen Niveau V<sup>47)</sup>.

Aus den geschilderten Verhältnissen im Gasteiner- und Groß-Arltal ergibt sich, daß die alte Landoberfläche, deren Reste uns im S des Salzachlängstales begegnen, sich in Form breiter Täler in die Tauerntäler hinein verfolgen läßt und dort an das „Firnfeldniveau“ Creutzburgs anschließt. In gleicher Höhe wie am Nordrand der Hohen Tauern haben wir oben auch am Südfuß des Tennengebirges und des Dachsteins Reste einer alten Landoberfläche festgestellt. Es liegt nahe, diese als Reste ein und derselben alten Landoberfläche aufzufassen. Die Vermutung wird dadurch zur Gewißheit, daß uns auch in der dazwischen liegenden Schieferzone, wenn auch kleine, so doch deutliche Reste dieser alten Landoberfläche entgegenreten, welche die Brücke zwischen den ausgedehnteren Resten im N und im S der Schieferzone schlagen. So begegnen uns am Kl. Schneeberg (1917 *m*), besonders aber am Kollmannsegg (1851 *m*), ferner östlich des Hönigkogels (1854 *m*) und am Kuchlkopf (1914 *m*) Gipfelplateaus, die durch ihre Breite, gelegentlich aber auch durch ihnen aufgesetzte Kuppen zeigen, daß es sich nicht um zugerundete Schneiden, sondern um Reste einer alten Landoberfläche handelt. Über die letztgenannten kleinen Plateaus erhob sich der Gr. Hundstein (2116 *m*) mit flachen Hängen um etwa 200 *m*. Es handelt sich also auch in der Schieferzone nicht um eine Rumpffläche, sondern um eine wellige Landschaft, in der die Talsohlen unter 1800 *m* anzusetzen sein mögen, somit relative Höhenunterschiede von gegen 300 *m* vorhanden waren. Jedenfalls war aber das Relief der alten Landoberfläche hier weitaus ausgeglichener als in den Tauern. Daß uns von dieser alten Landoberfläche in der Schieferzone nur wenige und nicht ausgedehnte Reste erhalten sind, weil die Gipfel meist unter das Niveau derselben abgetragen und zu abgerundeten Schneiden geworden sind, ist bei der leichten Zerstorbarkeit des Pinzgauer Phyllits selbstverständlich. Die spärlichen vorhandenen Reste führen aber im Zusammenhalt mit den ausgedehnteren am Nord- und am Südrand zur Erkenntnis, daß jene alte Landoberfläche die ganzen Dientner Schieferalpen umfaßt hat, sich aber im allgemeinen nur in den härteren Triaskalken und Klammkalken an den beiden Rändern erhalten hat. Wir zweifeln nicht, daß es sich dabei um

---

47) Ein Vergleich der Höhenlage dieser alten Talböden bei Lend und St. Johann i. P. ergibt für alle ein starkes Ansteigen derselben oberhalb St. Johann; darauf einzugehen würde indes zu weit führen.



dieselbe alte Landoberfläche handelt, welche weiter westlich durch B. Rinaldini<sup>48)</sup> in den Kitzbühler Alpen nachgewiesen worden ist.

Die alte Landoberfläche, die uns so in der Schieferzone und in den Hohen Tauern entgegentritt, findet gegen N einen unvermittelten Abschluß durch den steilen Südrand der Kalkalpen. Diese erheben sich in Form einer 500—1000 *m* hohen Mauer über die stellenweise bis unmittelbar an den steilen Absturz heranreichenden Reste der alten Landoberfläche. Derselbe ist zwar durch Steinschlagrinnen und undeutliche, schutterfüllte Kare gegliedert, verläuft aber im wesentlichen durchaus gerade. Von einem fingerförmigen Hineingreifen der in der Schieferzone vorhandenen alten Landoberfläche in den sie von der Kuppenlandschaft auf den Kalkplateaus trennenden Abfall ist keine Rede.

Zur Erklärung dieses die Schieferalpen von den Kalkplateaus trennenden Steilabfalles gibt es, so viel wir sehen, folgende Möglichkeiten:

1. Die auf den Kalkplateaus auftretende alte Landoberfläche ist identisch mit der in den Schieferalpen vorhandenen; der Steilabfall, der beide trennt und nach der allgemeinen, zweifellos berechtigten Auffassung in seiner gegenwärtigen Form ein Denudationsrand ist, ist als eine großartige Landstufe anzusehen, welche infolge der Unterlagerung des den Absturz bildenden Dachsteinkalkes durch die weichen Schichten der unteren Trias und des Phyllits in ständigem Rückwärtswandern begriffen ist. Dadurch wurde der Zusammenhang zwischen den verschiedenen Teilen der alten Landoberfläche auf den Kalkplateaus einerseits und den Schieferalpen anderseits zerrissen. Diese Erklärungsmöglichkeit wäre aber nur dann wirklich gegeben, wenn die Reste der alten Landoberfläche in der Schieferzone erst in einiger Entfernung vom zurückgewanderten Steilrand und in nicht allzu verschiedener Höhe aufträten. Beides trifft jedoch nicht zu. Denn die Reste der alten Landoberfläche liegen bei der Trameralm (1842 *m*) unmittelbar unter dem 500 *m* hohen Südabfall des Tennengebirges, am Kolmansegg (1851 *m*) in nicht viel größerer Entfernung unter dem um 1000 *m* höheren Hochkönig, am Brandriedel (1724 *m*) unmittelbar unter der Südwand des dort etwa 2600—2700 *m* hohen Dachsteinplateaus.

2. Somit bleibt, wenn man an der Gleichaltrigkeit der beiden Landoberflächen festhalten will, nur die Möglichkeit, den Steilabfall

---

<sup>48)</sup> B. Rinaldini, Die Kitzbühler Alpen, Ostalpine Formenst. II/3, 1923.

zwar im einzelnen als Denudationsrand aufzufassen, aber doch als tektonisch bedingt und die alte Landoberfläche in den Schieferalpen als abgesunkenen Teil der Kuppenlandschaft auf den Kalkplateaus anzusehen. Es ist dies auch die Ansicht Machatscheks<sup>49)</sup>. Sie erklärt in einfacher Weise den im wesentlichen geraden Abfall, der beide trennt. Doch scheint uns die Ansicht von der Gleichaltrigkeit der Kuppenlandschaft auf den Kalkplateaus mit der alten Landoberfläche in den Schieferalpen deshalb nicht zutreffend zu sein, weil wir Reste jener altmiozänen Kuppenlandschaft am Nordrande der Hohen Tauern in Form der die alte Landoberfläche um etwa 300 *m* überragenden Kuppen in der Umgebung des Haßeck (2118 *m*) und im Heukareck (2096 *m*) zu erkennen glauben. Daraus würde sich der Schluß auf eine

3. Möglichkeit ergeben, daß nämlich die alte Landoberfläche in der Schieferzone jünger ist als die der Kuppenlandschaft auf den Kalkplateaus und in der Gegend des Haßeck. Wir würden jedoch nicht wagen, dies auf Grund dieser Beobachtung, die noch anderwärtiger Bestätigung bedarf, zu behaupten — zumal am Südrand der Kalkalpen von einer für verschieden alte Landoberflächen charakteristischen Verzahnung nichts zu sehen ist — wenn uns nicht eine andere Tatsache gestatten würde, das Alter der in der Schieferzone vorliegenden Abtragungsfäche festzustellen.

Um dieses zu ermitteln, möchten wir von der Tatsache ausgehen, daß die alte Landoberfläche in den Schieferalpen in ungefähr gleicher Höhe liegt, wie die mittelmiozänen Verebnungsflächen am Nordrand des Tennen- und Hagengebirges, nämlich in rund 1800 *m*. Darüber ragt hier wie dort die „Kuppenlandschaft“ der Kalkplateaus um 500, bzw. 1000 *m* auf. In 1400—1450 *m* aber, also rund 400 *m* unter jenen alten Landoberflächen, haben wir hier wie dort den altplozänen Talboden anzusetzen. Wir können in dieser auffallenden Tatsache nicht das Spiel eines Zufalls sehen, sondern müssen schließen, daß die „Verebnungsflächen“ sowohl, wie die alte Landoberfläche in der Schieferzone zu einer Zeit entstanden sind, in der die Erosionsbasis um 400 *m* höher lag als im Altplozän, aber schon wesentlich tiefer als zur Zeit der „Kuppenlandschaft“. Daraus ergibt sich, daß die alte Landoberfläche südlich der Kalkalpen gleichaltrig mit den Verebnungsflächen“ auf denselben, also mittelmiozän ist.

Daß damals das Salzachquertal, wie oben gezeigt wurde, noch

---

<sup>49)</sup> A. a. O., S. 138 ff., 161.

nicht bestanden hat, infolgedessen zwischen der mittelmiozänen Landoberfläche am Nordrand der Kalkalpen und jener in der Schieferzone durch dieses keine Verbindung bestanden haben kann, kann kein Hindernis für unsere Auffassung sein; denn für die Flußerosion und Abtragung im Innern des Gebirges bildete die Spiegelhöhe des Gewässers im Alpenvorland genau so die Erosionsbasis, wie für die am Rande, gleichgültig, auf welchem Weg die zentralalpinen Flüsse dasselbe erreicht haben. Ja wir müssen sogar sagen: Die mittelmiozäne Transgressionsphase, die am Nordrand der Alpen zur Entstehung so ausgedehnter Abtragungsflächen geführt hat, mußte sich in allen Teilen des Gebirges, in denen die Wirkung der Transgression nicht etwa durch eine gleichzeitig sich abspielende Hebung wenigstens teilweise aufgehoben wurde, in einem Überwiegen flächenhafter Abtragung äußern. Auch in der Schieferzone kann, ja muß es also im Mittelmiozän zur Bildung einer Abtragungsfläche gekommen sein, wenn anders eine Verbindung zum Mittelmiozänmeer bestanden hat und die Schieferzone nicht in starker Hebung begriffen war. Daß das erstere der Fall war, wird man nicht bezweifeln können, und nach unseren obigen Ausführungen dürfte damals durch die Lammersenke eine Verbindung zwischen Alpenrand und Gebirgsinnerem hergestellt worden sein. Daß die Schieferzone im Mittelmiozän ein zum mindesten relativ stark gesenktes Gebiet darstellt, wird auf anderem Wege unten zu beweisen sein. Auch aus dieser Überlegung ergibt sich also der Schluß, daß die alte Landoberfläche in der Schieferzone und in den Hohen Tauern, somit auch Creutzburgs Firnfeldniveau ins Mittelmiozän zu setzen ist<sup>50)</sup>. Die Verbindung zwischen der mittelmiozänen Landoberfläche am Nordrand der Kalkalpen und der gleichaltrigen in der Schieferzone mag man sich in der breiten Lammerlücke in Gestalt einer etwa 1800 m hoch gelegenen Abtragungsfläche vorstellen, die sich jedoch infolge ihrer Zusammensetzung aus weichen Schichten nicht erhalten hat.

Mit der Annahme, daß die alte Landoberfläche in der Schieferzone mittelmiozän, somit jünger als die Kuppenlandschaft der Kalkplateaus sei, steht nun die Tatsache scheinbar in Widerspruch, daß beide nicht in der für verschieden alte Landoberflächen charakte-

---

<sup>50)</sup> Von den verschiedenen Altersbestimmungen, die bisher für dieses versucht worden sind (Leyden a. a. O. XIII: altpliozän; Klebelsberg, Die Hauptoberflächensysteme der Ostalpen, Verh. d. geol. B. A. 1922: altmiozän = den Kalkhochflächen; Winkler: mittelmiozän, a. a. O., Vortrag), bestätigt sich somit die Ansicht Winklers.

ristischen Form miteinander verzahnt sind. Um auf diese Frage näher eingehen zu können, müssen wir etwas weiter ausholen.

Die Verfolgung der mittelmiozänen Landoberfläche auf den Kalkplateaus hat uns gelehrt, daß im Mittelmiozän mindestens vom Westrand der Leoganger Steinberge bis zur Lammer kein zentralalpiner Fluß die Kalkalpen gequert haben kann, wenigstens nicht auf oberirdischem Weg. Im Altmiozän dagegen hatten nach der allgemein geltenden und durch die Augensteinfunde, die auf allen unserer Kalkplateaus gemacht worden sind, bestätigten Annahme die Flüsse ihren Weg über die Kalkalpen genommen. Was mag der Grund sein, daß sie im Mittelmiozän ihren Oberlauf verloren haben und zu Alpenrandflüssen geworden sind?

Bevor wir die Frage beantworten, sei daran erinnert, daß die Gipfelhöhen der Kuppenlandschaft auf den Kalkplateaus uns den Schluß auf eine Schrägstellung derselben nach Ausbildung jener Kuppenlandschaft, verbunden mit einer besonders starken Hebung des Südteiles der Kalkalpen, gestattet haben.

Wir möchten diese beiden Tatsachen in ursächlichen Zusammenhang bringen und die Änderung in den Entwässerungsverhältnissen im Mittelmiozän auf eine in dieser Zeit einsetzende rasche Hebung der Kalkalpen zurückführen, die mit einer Schrägstellung gegen N verbunden und im S besonders groß war, offenbar so groß, daß die aus den Zentralalpen kommenden Flüsse sich fast ausnahmslos nicht behaupten konnten und entweder ihren Lauf auf unterirdischem Wege fortsetzen oder am Südrande der sich hebenden Kalkalpen entlang nehmen mußten. Freilich, nicht alle hatten bei einer solchen Hebung der Kalkalpen gleiches Spiel. Diejenigen, deren Weg in der sich hebenden Zone über Triaskalk führte — und bei fast allen war dies der Fall — konnten mit einer raschen Hebung nicht Schritt halten. Ein Fluß aber, dessen Weg über weiches, wasserundurchlässiges Gestein ging, hatte auch bei gleich großer und gleich rascher Hebung leichtere Arbeit und konnte seinen Weg quer über das sich hebende Gebirge behaupten. Diesen Vorteil hatte nun die Lammer allen anderen Flüssen voraus, denn ihr Bett lag, wie oben gezeigt wurde, in weichem Gestein. Sie konnte sich infolgedessen als einziger Fluß ihren Weg nicht nur offen halten, sondern sie mag auch durch subse quente Nebenflüsse, deren Entwicklung in der Schieferzone durch die Hebung der Kalkalpen noch begünstigt wurde, manchen Nachbarn an sich gezogen haben und dadurch um so erosionskräftiger geworden sein.

Gegenüber den sich mächtig heraushebenden Kalkalpen erscheint

die Schieferzone als relativ gesenkt. Wir verstehen infolgedessen auch nach unseren obigen Ausführungen, daß sich im Mittelmiozän in der Schieferzone eine Abtragungsfläche bilden konnte, die im südlichen, damals stark gehobenen Teil der Kalkalpen fehlt<sup>51</sup>). Die geringe Widerstandsfähigkeit der Schiefer und die Tätigkeit der subsequenten Flüsse hat dabei sicher fördernd mitgewirkt. Es ist auch verständlich, daß diese mittelmiozäne Landoberfläche, während deren Ausbildung sich die Kalkalpen rasch emporhoben, im N von einem Steilabfall überragt wurde, an dem es zu keiner Verzahnung kommen konnte.

Eine am Südrand starke, gegen N rasch ausklingende Hebung der Kalkalpen macht nicht nur die im Mittelmiozän einsetzende Änderung in den Entwässerungsverhältnissen und die Entstehung einer breiten Längsfurche in der Schieferzone verständlich, sondern erklärt uns auch mehrere Erscheinungen auf den Kalkplateaus. Wir verstehen, warum, wie oben gezeigt wurde, die Höhe der Kuppenlandschaft am Südrand der Kalkalpen so groß ist, dann aber rasch abnimmt. Wir verstehen aber auch, daß, während sich der südliche Teil der Kalkalpen so gewaltig hob, gleichzeitig an ihrem Nordrande eine Abtragungsfläche entstehen konnte, die in den „Verbnungsflächen“ ziemlich weit ins Innere der Kalkplateaus zu verfolgen ist. Dabei wirkte allerdings außer der geringeren Hebung auch die größere Nähe der Erosionsbasis mit. Die nach Winkler sich im Mittelmiozän vollziehende Transgression war eben offenbar so groß, daß sie die geringe Hebung, welche die Kalkalpen im N erfuhren, aufhob, jedoch zu klein, um die große Hebung im S aufheben zu können. Daher konnte es am Nordrande der Kalkalpen zur Ausbildung einer Abtragungsfläche kommen, aber nicht im S.

In der Schieferzone hatte diese alte Landoberfläche, wie oben gezeigt wurde, ein ziemlich ausgeglichenes Relief, in die Hohen Tauern dagegen setzte sie sich in Form breiter Täler fort, die im Hintergrund von den Gipfeln um 1000 *m* überragt wurden. Darin wird man wohl nicht bloß die Folge der natürlichen Zunahme des Reliefs gegen das Gebirgsinnere sehen dürfen, sondern wird schließen müssen, daß, während sich jene mittelmiozäne Landoberfläche ausbildete, nicht nur die Kalkalpen, sondern auch die Zentralalpen

---

<sup>51</sup>) So wird die Bildung der der zweiten Mediterranstufe zugewiesenen limnisch-fluviatilen Tertiärschichten verständlich, die an verschiedenen Stellen der Ennsfurche (F. Trauth, Die geologischen Verhältnisse an der Südseite der Salzburger Kalkalpen, Mitt. d. geol. Ges. in Wien IX, 1916, S. 85), wenn auch heute wohl nicht mehr in ihrer ursprünglichen Lage, auftreten.

in einer gegen den Hauptkamm zunehmenden Hebung begriffen waren, so daß die damalige Landoberfläche dort ein stärkeres Relief erhalten mußte als am Nordrand der Tauern oder gar in der Schieferzone.

Die Verhältnisse liegen also im Mittelmiozän folgendermaßen: Eine am Nordrand der Alpen sich abspielende Transgression führt in jenen Teilen des Gebirges, in denen die durch das Ansteigen des Meeresspiegels eingeleitete Hebung der Erosionsbasis nicht durch eine gleichzeitige Hebung des Gebirges wenigstens teilweise aufgehoben wird, zum Überwiegen flächenhafter Abtragung. Das war am Nordrand der Kalkalpen und in der Schieferzone der Fall, in abgeschwächtem Maß auch in den Hohen Tauern. Der südliche Teil der Kalkalpen dagegen stellt im Mittelmiozän eine Hebungszone dar, in welcher es nicht zur Bildung von Abtragungsf lächen kommen konnte. Eine zweite schwächer ausgebildete Hebungszone scheint im Innern der Hohen Tauern vorzuliegen. In beiden Fällen hat die Hebung offenbar gegen S an Intensität zugenommen.

Wenn es gestattet ist, aus der Gipfelflur der Kuppenlandschaft (Fig. 5) im Zusammenhalt mit diesen Erkenntnissen Schlüsse auf die tektonischen Vorgänge zu ziehen, die sich im Mittelmiozän abgespielt haben, so würden sich drei von N flach ansteigende im großen und ganzen W—O streichende Antiklinalen ergeben: eine mit der Achse in der Linie Göll—Watzmann — sofern man nicht das Ausschwellen der Gipfelflur dort in der oben angedeuteten Weise erklären will —, eine zweite, besonders stark ausgesprochene im Südteil der Kalkalpen mit sehr steilem Südflügel und eine dritte, deren Achse wohl am Hauptkamm der Hohen Tauern anzunehmen ist. Den Antiklinalen entsprechen Synklinalen in der Schieferzone und eventuell im nördlichen Steinernen Meer und im Hagengebirge. Wer die letztere gelten läßt, wird es um so begreiflicher finden, daß gerade dort im Mittelmiozän breite Verbnungsflächen entstehen konnten, die verhältnismäßig weit drinnen im Gebirge liegen.

Ähnliche mit einer Schrägstellung der Kalkalpen verbundene Vorgänge haben auch noch in der Zeit nach dem Mittelmiozän stattgefunden. Das geht aus der Tatsache hervor, daß die von uns auf den Kalkplateaus nachgewiesene mittelmiozäne Landoberfläche, wie oben gezeigt wurde, eine Schrägstellung erfahren hat<sup>52)</sup>.

---

<sup>52)</sup> Das Gefälle von  $10^0/_{00}$ , das Machatschek a. a. O., S. 282, aus der Höhendifferenz der alten Landoberfläche in der Schieferzone (1800 m) und am Nordrand des Untersberges (1500 m) berechnet, bezieht sich, wie nach allem, was

Eine Verfolgung der alten Talböden im Salzachquertal zeigt sogar, daß es im Salzachgebiet zu ganz jungen Störungen gekommen ist, die wir als ein in abgeschwächter und etwas veränderter Form sich abspielendes Fortleben jener älteren tektonischen Vorgänge deuten können. Machatschek<sup>53)</sup> hat beobachtet, daß die alten Talböden durchwegs ein zu großes Gefälle aufweisen, und hat darin, wie in der Tatsache, daß die Übersteile mit abnehmendem Alter abnimmt, „den Einfluß einer allmählich ausklingenden Aufwölbung“ gesehen. Wir glauben indes auf Grund unserer Beobachtungen zu noch weitergehenden Schlüssen berechtigt zu sein. Eine möglichst genaue Rekonstruktion der alten Talböden ergibt nämlich (Fig. 7) für diese folgende Höhenlage:

	Salzachknie	Gefälle ‰	s. Werfen	Gefälle ‰	Stegenwald	Gefälle ‰	Salzburg
I	1450 ± 50	0	1450 ± 50	0	1450 ± 50	5	1280 ± 50
II	1150 ± 50 (Außerfelden)	0	1150 ± 50	0	1150 ± 50 (Golling)	4·5	1000 ± 50
III	1000 ± 25	9	850 ± 25	— 14	980 ± 25	4·8	820 ± 25
IV	800 ± 20 (präglazial)	6	700 ± 20	— 9	780 ± 20	2·4 <sup>54)</sup>	700 ± 20
V	700 ± 10 (interglazial)	6	600 ± 10	— 4·4	640 ± 10	1·2 <sup>54)</sup>	600 ± 10
heute	585	3·4	530	+ 3·3	500	2·4	420

Man erkennt, daß die tiefer gelegenen Talböden (III, IV, V) vom Salzachknie bei St. Johann bis südlich Werfen ein Gefälle aufweisen, das größer ist als das heutige, von hier bis Stegenwald dagegen steigen die alten Talböden flußabwärts an, von Stegenwald an folgt wieder ein talauswärts gerichtetes Gefälle, das im Verhältnis zu dem der Salzach zu groß ist. In allen Fällen ist es um so größer, je älter der Talboden ist. Die beiden älteren Talböden (I und II) müssen mit Rücksicht auf die Unsicherheit der Rekonstruktion (große Talbreite, daher große Entfernung der Talbodenreste) aus der Betrachtung ausscheiden; aber so viel läßt sich wohl sagen, einer-

bisher gesagt wurde, wohl klar ist, nicht auf die altmiozäne, sondern auf unsere mittelmiozäne Landoberfläche. Das Gefälle von 45‰, das Machatschek für die Strecke Untersberg—Schlier bei Laufen berechnet, dürfte nach unserer Auffassung zu klein sein, da der Schlier nicht den „Verebnungsflächen“ am Untersberg in 1500 m, sondern der Kuppenlandschaft in 1800 m korrelat ist.

<sup>53)</sup> A. a. O., S. 282.

<sup>54)</sup> Das geringe Gefälle des präglazialen und des interglazialen Talbodens auf dieser Strecke ist auf eine junge Aufwölbung zurückzuführen, welche diese beiden unterhalb Golling mit dem Scheitel in der Gegend Tauglmündung-Hallein erfahren haben. Sollte das etwa ein Zeichen des Fortdauerns der an der Linie Göll—Watzmann im Mittelmiozän möglicherweise vorhandenen Hebung sein?

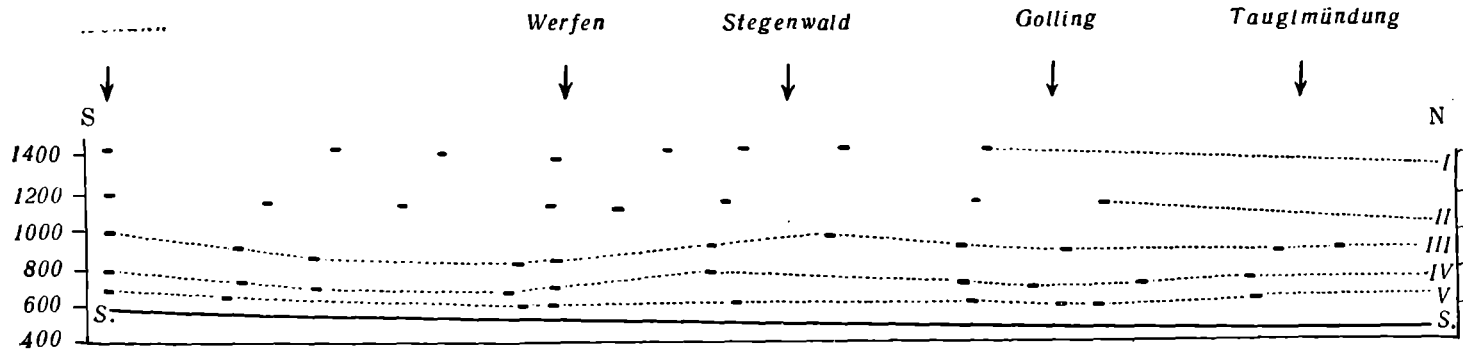


Abb. 7. Längsprofil durch die alten Talböden im Salzachtal. Maßstab: Längen 1:250.000, Höhen 1:40.000.

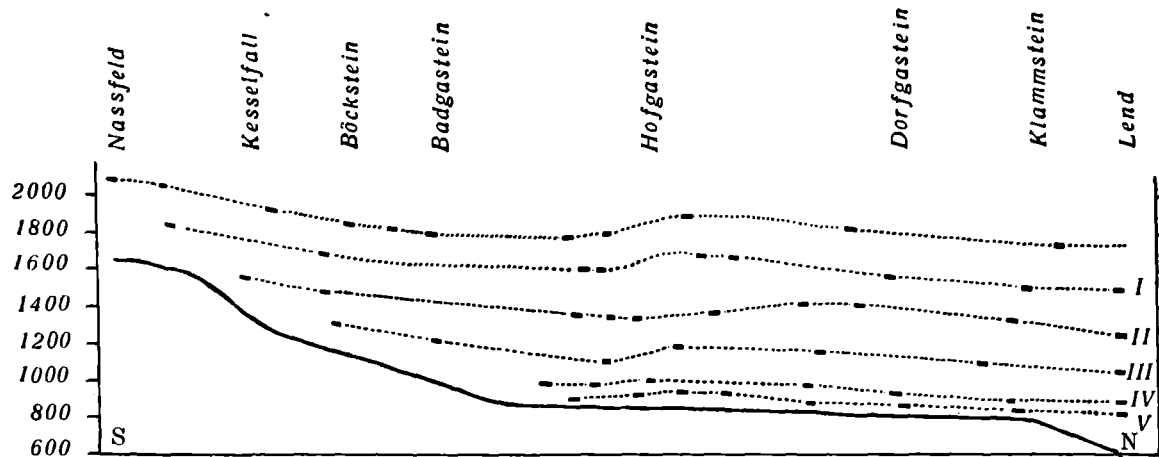


Abb. 8. Längsprofil durch die alten Talböden im Gasteinertal. Maßstab: Längen 1:250.000, Höhen 1:40.000.



seits, daß auch sie vom Paß Lueg zum Alpenrand ein auffallend großes Gefälle haben, anderseits, daß sie schwerlich eine größere Hebung erfahren haben dürften als das Niveau III.

Ähnlich scheinen die Verhältnisse im Saalachtal zu liegen, wo Machatschek<sup>55)</sup> auf die Tatsache aufmerksam gemacht hat, daß in den Hohlwegen die Reste seines obermiozänen (unseres altpliozänen) Talsystems höher liegen als beim Eintritt des Flusses in die Enge, eine Beobachtung, die uns auch für die tieferen Terrassen zuzutreffen scheint.

Wir erkennen aus diesen Beobachtungen, daß die Salzburger Kalkalpen noch in junger Zeit eine Aufwölbung erfahren haben, deren Achse sich gegenüber dem Mittelmiozän etwas gegen N verschoben hat und aus den Hohlwegen über den Königsee nach Stegenwald verläuft<sup>56)</sup>, während es anderseits in der Schieferzone zu einer Einmündung gekommen ist. Diese Bewegungen stellen ein verkleinertes Abbild der Vorgänge dar, die sich, wie wir oben sahen, im Mittelmiozän abgespielt haben. Was den Zeitpunkt dieser jungen Bewegung anlangt, so ist dessen Bestimmung durch die Tatsache erschwert, daß die beiden älteren Talböden sich nicht mit hinreichender Genauigkeit rekonstruieren lassen. Daß die Hebungsbeträge um so größer sind, je älter die Talböden sind, ist ein Beweis dafür, daß die älteren der Hebung länger ausgesetzt waren als die jüngeren, mit anderen Worten, daß es sich nicht um einen einmaligen, sondern um einen längere Zeit hindurch anhaltenden Vorgang handelt. Der Beginn dieser Bewegung mag nach Ausbildung des Niveaus III anzusetzen sein, da die älteren Talböden, wie oben erwähnt, nicht stärker disloziert zu sein scheinen wie dieser. Ihr Ende ist frühestens in der Eiszeit anzunehmen; vielleicht dauert sie indessen noch in der Postglazialzeit an, was zwar in hohem Grade wahrscheinlich ist, aber vorerst noch unentschieden bleiben muß.

Eine ähnliche Erscheinung, wie sie uns im Paß Lueg begegnet ist, treffen wir auch im Gasteinertal. Eine Rekonstruktion der alten Talböden, wie sie hier infolge der geringeren Talbreite auch für die höheren Talböden, einschließlich des der alten Landoberfläche zugehörigen, wenigstens annähernd genau möglich ist, zeigt ein starkes Ansteigen sämtlicher alter Talböden einschließlich des inter-

---

<sup>55)</sup> A. a. O., S. 285.

<sup>56)</sup> Wir schließen dies aus der Höhenlage der alten Talböden im Saalachtal und aus der Tatsache, daß an der Königssee-Ache die alten Talböden gebirgseinwärts statt sich zu nähern, auseinanderrücken, was auch dort auf eine Hebung deutet.

glazialen von der Mündung des Gasteinertales (Fig. 8) bis in die Gegend zwischen Laderding und Hofgastein. Sodann tritt ein rückläufiges Gefälle ein, um ungefähr an der Kötschachmündung einem großen, talauswärts gerichteten, gebirgseinwärts immer größer werdenden Gefälle<sup>57)</sup> Platz zu machen. Wir erkennen darin die Wirkung einer jungen Aufwölbung in der Gegend von Hofgastein, die offenbar bis mindestens in die Eiszeit angedauert hat. Auf die Aufwölbung in der Gegend von Hofgastein folgt eine Einmuldung in der Gegend der Kötschachmündung, und dann eine starke Aufbiegung gegen den Hauptkamm der Alpen. Vielleicht darf man damit auch das rasche Ansteigen der Gipfelflur südlich von Badgastein in Zusammenhang bringen. Auch hiebei handelt es sich offenbar um ein Fortleben jener Hebung, die wir hier im Mittelmiozän wahrscheinlich gemacht zu haben glauben.

Wenn sich diese im Salzachtal und im Gasteinertal gemachten Beobachtungen auch anderwärts bestätigen sollten, so ergäbe sich der Schluß, daß die Salzburger Alpen bis in ganz junge Zeit eine Wellung erfahren haben, derart, daß sich in den Kalkalpen ein Wellenberg<sup>58)</sup>, in den Schieferalpen ein Wellental, in den Hohen Tauern zwei durch ein Wellental getrennte Wellenberge gebildet haben. Die Vorstellung, zu der wir so gelangen, scheint uns im Einklang zu sein mit dem Großfaltenwurf, wie ihn A. Penck<sup>59)</sup> für die Alpen vertritt. Für die Salzburger Alpen hat Machatschek<sup>60)</sup> eine Einmuldung in der Schieferzone und eine Aufwölbung in den Zentralalpen vermutet, wobei er sich auf die Beobachtung stützte, daß sich in der Schieferzone die einzelnen Erosionsstockwerke zusammendrängen, während sie ihm in den Zentralalpen wieder auseinander zu treten schienen. Durch unsere Beobachtungen wird die Vermutung zur Gewißheit und außerdem das Fortbestehen dieser Bewegungen bis in ganz junge Zeit erwiesen.

---

<sup>57)</sup> Wie übermäßig groß das Gefälle der alten Talböden hier ist, mag daraus erkannt werden, daß das Gefälle der alten Landoberfläche vom Naßfeld bis Badgastein  $28\frac{0}{100}$  beträgt, das des altpliozänen Talbodens  $20\frac{0}{100}$ , während das der Ache  $53\frac{0}{100}$  beträgt; letztere bildet aber auf dieser Strecke drei Wasserfälle und ist überhaupt ein typischer Hochgebirgsbach.

<sup>58)</sup> Die Aufwölbung nördlich Golling eingerechnet zwei!

<sup>59)</sup> A. Penck, Die Gipfelflur der Alpen, Sitz.-Ber. d. preuß. Akad. d. W. 1919; A. Penck, Das Antlitz der Alpen, Vortr., geh. a. d. 88. Vers. D. Naturf. u. Ä. zu Innsbruck 1924.

<sup>60)</sup> A. a. O., S. 139 f., 285.

Wenn wir also die Zeit vom mittleren Miozän bis zur Gegenwart überblicken, so zeigt sich in diesem ganzen Zeitabschnitt immer wieder die Tendenz zur Hebung der Kalkalpen, zur Senkung der Schieferzone und zur Hebung der Zentralalpen.

Welcher Art waren nun die tektonischen Vorgänge, welche die Kalkalpen im Mittelmiozän betroffen haben? Wir sprachen bisher von asymmetrischen Antiklinalen. Es ist aber die Frage, ob man mit dieser Annahme zur Erklärung der Verhältnisse am kalkalpinen Südrand das Auslangen finden wird. Denn bei der Tatsache, daß uns Reste der mittelmiozänen Landoberfläche, wie oben erwähnt wurde, unmittelbar unter dem Südabsturz der Kalkalpen begegnen, müßte man hier geradezu an eine sehr steile Flexur, wenn nicht gar, wie dies auch geschehen ist, an Verwerfungen, die aber nicht nachweisbar sind, denken<sup>61</sup>). Wir möchten daher eine andere Möglichkeit ins Auge fassen.

F. Trauth<sup>62</sup>), der die Verhältnisse am Südfuß der Kalkalpen vom Hochkönig bis zum Dachstein untersucht hat, ist zu dem Ergebnis gekommen, daß es in dem südlichen Vorland der Kalkalpen, der sogenannten Werfen—St. Martinen Region, zunächst zur Bildung von mehreren nordfallenden Schuppen von Werfener Schichten, Muschelkalk, Ramsaudolomit, gelegentlich auch Dachsteinkalk gekommen ist; diese Schuppen wurden dann durch eine im Salzachtal zwischen dem Flachen-Berg bei Werfen und Sulzau in einer Breite von 9 km erschlossene, nordfallende Über-, bzw. Unterschiebungsfläche überfahren<sup>63</sup>). Diese Überschiebung der Kalkalpen über ihr südliches Vorland, hält Trauth „für den Schlußakt einer postgosauischen — vielleicht sogar posteozenen — Bewegungsphase“, während Hahn<sup>64</sup>) sie für jungoligozän oder miozän hält. Spengler<sup>65</sup>) endlich setzt diese Bewegungen ins Paläozän, ist aber zur Erklärung des Unterschiedes in der Höhenlage des Miozäns am

---

<sup>61</sup>) Nach Hahn a. a. O., S. 309, sind am Tennengebirge eher Spuren eines Einsinkens desselben in seine Unterlage zu beobachten.

<sup>62</sup>) Mitt. d. geol. Ges. Wien 1916, S. 77ff.

<sup>63</sup>) Ähnlich scheinen die Verhältnisse auch am Südfuße des Steinernen Meeres zu liegen; auch dort spielen Verwerfungen nur eine untergeordnete Rolle (vgl. J. Pia, Geologische Skizze der Südwestecke des Steinernen Meeres, Sitz-Ber. d. Akad. d. W., math.-naturw. Kl., Abt. I, 132. Bd., 1923.

<sup>64</sup>) A. a. O., S. 317.

<sup>65</sup>) E. Spengler, Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes, Mitt. d. geol. Ges. Wien 1918, S. 65 (Fußnote).

Stoderzinken und bei Wörschach geneigt anzunehmen, „daß im Jungtertiär . . . einige dieser Überschiebungsflächen wieder neu auflebten“. An solch ein Wiederaufleben und Fortdauern der Überschiebung der Kalkalpen über ihr südliches Vorland längs jener oben erwähnten großen Überschiebungsfläche im mittleren Miozän möchten wir zur Erklärung der oben geschilderten Verhältnisse glauben.

Denn die Annahme eines derartigen Auflebens dieser Überschiebung gestattet uns, alle in Betracht kommenden Erscheinungen zu erklären: Ein Heraufgleiten der Kalkalpen längs einer nach N fallenden Überschiebungsfläche muß zu einer im S stärkeren Hebung der Kalkalpen und einer Schrägstellung derselben führen. Gleichzeitig findet damit auch die Tatsache eine Erklärung, daß am Südrand des Hochkönigplateaus so ausnehmend große Höhen erreicht werden und der Südrand der Kalkalpen dort am weitesten gegen S reicht: offenbar ist die Überschiebung hier am weitesten gegen S vorgedrungen, was bei geneigter Schubbahn auch eine größere Höhe der Kalkalpen erzeugen mußte. Ebenso verständlich ist es auch, daß die aus dem Innern des Gebirges herauskommenden Flüsse angesichts der solcherart heranrückenden und emporwachsenden Kalkalpen ihren Weg nicht beibehalten konnten. Schließlich ist es unter der Annahme einer derartigen Überschiebung leichter erklärlich, daß sich im Mittelmiozän im N der Abtragungsfläche der Schieferalpen ein Abfall bilden konnte, der keine Ansätze zu einer Verzahnung der beiden Landoberflächen, die er trennt, aufweist. Denn man denke sich die in der Schieferzone in Entstehung begriffene Abtragungsfläche von N her durch die Kalkalpen überschoben auf einer von den weichen Schichten der unteren Trias gebildeten Schubbahn: dann wird der darüber hinweggeschobene Dachsteinkalk ständig dem Absturz über der weichen Unterlage unterliegen. So wird sich ein Steilrand entwickeln, dessen Lage und Aussehen von dem Verhältnis zwischen Rückwitterung und Vorrückung der Überschiebung abhängig ist. Wenn nicht die Rückwitterung stärker ist als die Vorrückung, was bei einem Vorgang, der den zentralalpinen Flüssen ihren Weg versperrt, nicht anzunehmen ist, so wird sich ein ständig sich erneuernder Steilabfall bilden, in den die alte Landoberfläche in den Schieferalpen keine Ausläufer entsenden kann.

Wir möchten unsere Betrachtungen nicht schließen, ohne unter den vielen Fragen, die in den Salzburger Alpen der Lösung harren, auf eine hinzuweisen: auf die Frage des Salzachdurchbruches.

Das Salzachquertal bestand im Altplozän, aber noch nicht im Mittelmiozän. Welches waren die Vorgänge, die in der Zwischenzeit zur Bildung des Durchbruchstales geführt haben? Wir können nur eine Vermutung äußern. Vielleicht wäre es denkbar, daß seit jener mittelmiozänen Hebung der Kalkalpen ein gut Teil der zentralalpinen Gewässer seinen Weg auf unterirdischem Weg durch die Kalkalpen nahm. Am Nordrand des Tennengebirges mögen dann eine Reihe von mächtigen Karstquellen hervorgekommen sein. Eine von diesen könnte sich aus der Gegend des heutigen Paß Lueg immer weiter nach rückwärts verlegt haben, bis schließlich die Mauer der Triaskalke durchschnitten war. Doch die Lösung dieser Frage muß der Zukunft vorbehalten bleiben. Jeder Lösungsversuch wird aber von der Tatsache ausgehen müssen, daß das Salzachtal im Mittelmiozän noch nicht bestanden hat.

### Zusammenfassung der Ergebnisse.

1. Auf den Plateaus der Salzburger Kalkalpen treten uns die Reste zweier durch Höhenlage und morphologische Beschaffenheit deutlich zu scheidender alter Landoberflächen entgegen: eine Kuppenlandschaft, die dem Altmiozän angehört, und eine in sie eingesenkte Landoberfläche mit Hügellandcharakter, die dem Mittelmiozän zugewiesen wird.

2. Die mittelmiozäne Landoberfläche kam nur am Nordrand des Gebirges und in der Schieferzone zur Ausbildung; von dort setzte sie sich in Form breiter Täler in die Hohen Tauern fort, wo sie im Hintergrund der Täler von bis 1000 *m* hohen Gipfeln überragt wurde.

3. Die im Altmiozän aus den Zentralalpen quer über die Kalkplateaus führende Entwässerung hörte im Mittelmiozän auf. Eine Ausnahme bildete die Lammer; dagegen hat das Salzachquertal damals noch nicht bestanden.

4. Die Ursache dieser Wandlung war eine starke Hebung des Südrandes der Kalkalpen im Mittelmiozän, verbunden mit einer Schrägstellung derselben nach N. Diese Hebung hinderte die Ausbildung der mittelmiozänen Landoberfläche im Südteil der Kalkalpen und führte zur Entstehung einer breiten Längsfurche in der Schieferzone. Eine schwächere, ebenfalls gegen S an Intensität zunehmende Hebung ist auch für die Hohen Tauern wahrscheinlich.

5. Die Schrägstellung der Kalkalpen hat auch nach dem Mittelmiozän angehalten.

6. Die im Gefolge einer an der Wende des Miozäns einsetzenden, mit wechselnder Geschwindigkeit sich vollziehenden Senkung der Erosionsbasis entstandenen alten Talböden weisen Verbiegungen auf, welche zeigen, daß die im Mittelmiozän festgestellten Bewegungen in abgeschwächtem Maß bis mindestens in die Eiszeit fortbestanden haben.

7. Das Durchbruchstal der Salzach ist erst in der Zeit nach dem Mittelmiozän, aber vor dem Altpliozän entstanden.

Salzburg, März 1925.

Nachtrag. Die in einer Provinzstadt unter den gegenwärtigen Verhältnissen besonders großen Schwierigkeiten in der Literaturbeschaffung bringen es mit sich, daß mir zwei wichtige Arbeiten erst während der Drucklegung des vorliegenden Aufsatzes zugänglich geworden sind, so daß sie unberücksichtigt bleiben mußten. Es sind dies: W. Penck, Morphologische Analyse, Geogr. Abhandlungen von A. Penck, II/2, 1924, und A. Winkler, Über die Beziehungen zwischen Sedimentation, Tektonik und Morphologie in der jungtertiären Entwicklungsgeschichte der Ostalpen, Sitz.-Ber. Akad. d. W. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, Bd. 132, H. 9/10, 1924. Erst während des Druckes erschienen ist R. Schwinner, Geologisches aus den Niederen Tauern, Z. d. D. u. Ö. A.-V., 1924.

---

# Die Rax.

Von

**Dr. Norbert Lichtenecker.**

Durch die Mannigfaltigkeit seiner Formen hat dieser „Hausberg“ der Wiener Touristen seit jeher starkes geographisches Interesse erregt. Um so verwunderlicher ist es, daß ihm noch keine Monographie gewidmet wurde; es liegt lediglich ein kurzer Bericht<sup>1)</sup> über die Exkursion vor, die das Geographische Institut der Wiener Universität unter Führung von Prof. Dr. Eduard Brückner im Jahre 1907 auf die Rax unternahm. Im Rahmen einer größeren morphologischen Untersuchung hat Dietrich Baedeker<sup>2)</sup> auch im Bereiche dieser Gruppe gewonnene Studienergebnisse veröffentlicht. Im Jahre 1922 fand abermals eine dreitägige Exkursion des Wiener Geographischen Instituts unter Führung von Prof. Dr. Brückner statt. Dazu kommt eine weitere ergebnisreiche Institutsexkursion, die im Juni 1925 unter Leitung von Prof. Dr. Otto Lehmann gleichfalls die Untersuchung der Rax zum Ziele hatte.

Es sollen hier in Kürze die formenkundlichen Ergebnisse dieser Studienwanderungen zusammengefaßt werden<sup>3)</sup>. Es empfiehlt sich, einleitend jene Route anzugeben, auf der man bei dreitägiger Wanderung bequem Einblick in den Formenschatz der Rax gewinnen kann: Payerbach—Nordrand der Weitung von Reichenau—Hirschwang—Kaiserbrunn—Großes Höllental—Gaisloch—Ottohaus—Scheibwiese—Gaislochboden—Klobentörl—Scheibwaldhöhe—Habsburghaus—Ludwighaus—Heukuppe—Zahmes Gamseck—Gamsecker Hütte—Naßkamm—Altenberg—Kapellen im Mürztal (—Mürzzuschlag). Leichtere, aber geographisch nicht ganz so dankbare An- und Abstiegsvarianten

---

<sup>1)</sup> Cand. phil. Elsa Rotter, Bericht über die Exkursion des geogr. Seminars der Universität Wien auf die Raxalpe am 29. Juni 1907. Geogr. Jahresbericht aus Österreich, VII. Bd., 1909, S. 122—125.

<sup>2)</sup> Beiträge zur Morphologie der Gruppe der Schneebergalpen. Geogr. Jahresbericht aus Österreich, XII. Bd., 1922, S. 5—100.

<sup>3)</sup> Eine ausführlichere Arbeit über die Rax behält sich der Verfasser vor.

bei sonst gleichbleibender Route sind: Wachthüttelkamm (statt des benachbarten Großen Höllentales); Schlangenweg—Prein—Payerbach (statt des Abstieges nach Kapellen). Neben der Benützung des Spezialkartenblattes Mürzzuschlag (4955) ist vor allem der Gebrauch der Freytagschen Karte der Raxalpe (1:25.000) zu empfehlen. Der letzteren sind die im folgenden angeführten Ortsangaben entnommen.

**Der innere Aufbau.** Mit ihm hat sich zuerst Geyer<sup>4)</sup> eingehend beschäftigt, später Kober<sup>5)</sup> und Ampferer<sup>6)</sup>. Dem Letztgenannten verdanken wir eine Reihe vorzüglicher Profile der Rax.

Über den Phylliten, Quarzporphyren und Grünschiefern der Grauwackenzone liegt konkordant Verrucano, darüber als unterstes Schichtglied der Raxtrias Werfener Schiefer mit Grauwacken. Die höheren Teile des Gebirges baut eine mächtige Serie von Breccien-dolomit und meist hellen, rötlichen, fast fossilleren Kalken auf.

Der ganze Schichtkomplex fällt im allgemeinen gegen NNW. Die gesamte Trias müssen wir der hochalpinen Decke zurechnen; für eine durchgehende tektonische Zweiteilung finden sich keine Anhaltspunkte. Doch treten einzelne kleine fremde Schubfetzen darin auf, so unter der Scheibwaldmauer, ferner an der Westseite des Großen Höllentals nahe seiner Mündung ins Schwarzatal, wo Gosau in die Raxkalke eingeklemmt erscheint, die von Ampferer irrtümlich als transgredierend beschrieben worden ist<sup>7)</sup>. Schließlich ist zwischen dem gegen das Altenberger Tal abgesunkenen Hohen Gupf und dem Gamseck eine kleine Deckscholle von Werfener Schiefer mit dunklem, brecciösem Dolomit im Hangenden erhalten geblieben.

Morphologische Bedeutung haben vor allem zwei Tatsachen: die Basis der Rax bilden undurchlässige, wenig witterbeständige Gesteine, in deren Bereich sich die felslosen tieferen Hangteile mit den kleinen Rückfallskuppen finden, die den Ost- und Südfuß begleiten. Darüber bauen harte und durchlässige Gesteinsmassen die Hochfläche und ihre steilen Außenabfälle auf.

Der intensiven Zerschneidung der tieferen Saumregion entsprechend weichen die Denudationsränder der Rax rasch gegen die inneren Teile der Gruppe zurück.

---

<sup>4)</sup> Beiträge zur Geologie der Mürztaler Alpen und des Wiener Schneeberges. Jahrb. d. Geol. R.-A. Wien, 1889.

<sup>5)</sup> Unter anderm: Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. Denkschrift d. Akad. d. Wissensch., mathem.-naturw. Klasse, Wien, 1912.

<sup>6)</sup> Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreich. Gosauablagerungen. Ebenda, Bd. 96, Wien, 1918.

<sup>7)</sup> Vgl. Anm. 6, S. 9.



Die zweite im Landschaftsbild wichtige geologische Erscheinung ist die, daß bröcklicher Brecciendolomit und der härtere Riffkalk — Bankung ist selten — sich häufig wechselseitig ablösen. Daß für die Art der Schuttüberstreuung sich daraus Folgen ableiten lassen, hat Ampferer<sup>8)</sup> dargetan: Unter den ostschauenden Kalkwänden der Heukuppe finden sich ebenso wie weiter im Osten Halden von festverkittetem Schutt, während zwischen Predigtstuhl und Preinerwand lose Schuttmassen den Fuß der dolomitischen Felsabstürze umsäumen. Hier finden sich auch Wildbachtrichter, in denen steile Runsen zusammenlaufen und die so ein völlig anderes Bild gewähren, als etwa die Karstformen des Großen Höllentales oder des Großen Kesselgrabens. Daß auch in den Formen der Hochfläche dieser Gesteinswechsel seinen Ausdruck findet, darauf kommen wir noch zurück.

**Die Entwässerung.** Die hydrographischen Verhältnisse spiegeln die Verschiedenartigkeit der am Aufbau beteiligten Gesteine wider. Die Hochfläche und die Steilabfälle sind verkarstet; den Wasserscheiden zwischen den umgebenden Tälern: Reißtal, Schwarzatal, Altenbergertal und der „Prein“ kommt nur orographische Bedeutung zu. Hoffer<sup>9)</sup>, der das Areal der Hochfläche mit  $28 \text{ km}^2$  errechnet hat, gibt als Ausmaß des oberirdisch abflußlosen Gebietes rund  $33 \text{ km}^2$  an. Nur zur Zeit der Schneeschmelze führen einzelne der west- und ostwärts niederziehenden Gräben Wasser, selten auch bei sommerlichen Wolkenbrüchen. Anders gestalten sich die Verhältnisse rings um den Fuß der Heukuppe und am Südostabfall: An der Grenze zwischen den Werfener Schiefen und den hangenden Kalken treten zahlreiche Quellen auf, die größere Bäche zu speisen vermögen. Dieser Schichtquellhorizont gibt ein deutliches Bild von dem Verlauf jener Gesteinsgrenze: Er sinkt von den Quellen bei der Reißtalerhütte (südlich der Heukuppe, rund  $1500 \text{ m}$ ) bis zur Enge der Reißtalklamm auf der Westseite der Rax. Die Anlage dieser Klamm geht darauf zurück, daß die Gesteine, die in der Schneealm die Naßwand aufbauen, hier das Reißtal als Härtestufe queren. Der Werfener Schiefer der schon erwähnten, im Sattel zwischen Gupf und Gamseck erhaltenen Deckscholle ergibt einen zweiten höheren, räumlich begrenzten Quellhorizont, dessen stärkste Wasseraustritte in der Nähe der Gamseckerhütte bei rund  $1335 \text{ m}$  liegen. Aber auch am Südost-

---

<sup>8)</sup> Vgl. Anm. 6, S. 27.

<sup>9)</sup> Hoffer M., Unterirdisch entwässerte Gebiete in den nördl. Kalkalpen. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 1906 und 1909.

abfalle der Rax treten an der Liegendgrenze der Kalke Quellen<sup>10)</sup> auf, so u. a. bei dem neuen Naturfreundehaus in rund 1350 *m*, weiters im Norden die Jahnquelle am Törlweg in einer Höhe von nur mehr 1100 *m*, bis die roten und grünen Schiefer südlich Hirschwang unter der Sohle des Schwarzatales verschwinden; aber schon an dessen linkem Gehänge, am Südfuße des Feuchters, tauchen sie wieder empor, wo sie durch den Bau der Hirschwanger Materialbahn aufgeschlossen worden sind.

Alle übrigen Quellen im Bereiche der Rax sind Kluftquellen. Die stärksten treten unmittelbar oder nur wenige Meter über dem Spiegel der Schwarza, bzw. des Naßbaches auf: die Höllentalquelle (542 *m*) und die Reißtalquelle (726 *m*). Beide sind ebenso wie die wasserärmere Albertquelle und die Übelquelle der Ersten Wiener Hochquellenleitung tributär. Weder diese noch die zahllosen kleineren Karstquellen im Talgrunde haben, wie man heute noch vielfach hört, etwas mit dem Auftreten einer Schichtgrenze zu tun: nirgends im Naßtal oder Schwarzatal stehen die Basisschiefer an.

Auf der Hochfläche fehlen Quellen völlig, an den Steilabfällen sind sie selten; zu ihnen gehören<sup>11)</sup> das Kohlbergbrünnl (1313 *m*, am Törlweg), das Gflötzbrünnl (1500 *m*, am Schlangenweg) und das Bachinger Brünnl (unter der Preinerwand, 1300 *m*). Eine weitere Quelle nennt Baedeker aus dem Kesselgraben (1200 *m*) und zwei der Lage nach nicht näher bezeichnete von dem Steilhang, der von der Grünschacheralpe gegen das Schwarzatal herabzieht. Sämtliche hier angeführten Quellen wären noch des näheren zu untersuchen.

Verhältnismäßig reich an Kluftquellen ist das Große Höllental. So tritt bei dem mit terra rossa verschmiertem Gaisloch (rund 1250 *m*) Wasser aus, darüber eine starke Quelle bei etwa 1310 *m*. Von der Teufelsbadstube ist die Wödlquelle (1200 *m*), vom Alpenvereinssteig die Jahnquelle (1420 *m*) zu nennen. Siehe Fig. 3. Das Wasser aller dieser Quellen versiegt nach kurzem Lauf.

**Die Hochfläche.** Schon seit langem fiel der Gegensatz zwischen den tief eingeschnittenen Tälern und der von ihnen umsäumten Hochfläche auf. Das mäßige NNW-Fallen der Trias in Übereinstimmung mit der im allgemeinen gleich gerichteten Abdachung der Oberfläche der Rax führte zunächst zu der Auffassung, daß man es mit einer Schichthochfläche zu tun habe. Selbst wenn die Rax aus gebankten Kalken und nicht aus meist schichtlosem Riffkalk

---

<sup>10)</sup> Mitunter ist ihr Austritt durch mächtige Schuttmassen verdeckt, so daß sie erst in viel geringerer Höhe als Schuttquellen erscheinen.

<sup>11)</sup> Vgl. Baedeker, S. 29—32.

aufgebaut wäre, würde doch die Hügellandschaft der Hochfläche beweisen, daß hier eine vom Schichtbau unabhängige Landoberfläche vorliegt<sup>12)</sup>. Aus diesen Erwägungen heraus hat Ed. Brückner gelegentlich der erwähnten Exkursion im Jahre 1907 die Hochfläche der Rax als Einebnungsfläche im Sinne Davis' bezeichnet<sup>13)</sup>. An der Verwerfung der Lechnermauern, die schon von G. Geyer als solche erkannt worden war, sei der Ostteil der Rax abgesunken, bzw. der Westteil gehoben und beide schief gestellt worden. Die fortschreitende Hebung habe schließlich zur Verkarstung und damit zur Konservierung der alten Landoberfläche geführt.

Götzinger hat daran anknüpfend gelegentlich seiner Untersuchungen „Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der östlichen Kalkhochalpen“<sup>14)</sup> die auf der Rax im Bereiche der Hochflächentäler gefundenen Augensteine mit diesen Ebenheiten in Verbindung gebracht. Baedeker ist in seiner schon zitierten Arbeit<sup>15)</sup> über diese Auffassungen nicht hinausgekommen und hat sie durch Einführung zweier Karstzyklen nicht unwesentlich kompliziert.

Die Beobachtungstatsachen. Zwei Formengruppen lassen sich auf der Hochfläche mühelos unterscheiden: eine Mittelgebirgslandschaft von mäßiger Reliefenergie (im Durchschnitt etwa 200 *m*) breitet sich zwischen den Steilrändern aus. Flache Muldentälchen trennen die einzelnen Kuppen voneinander. Diese Formen, die der Erosion oberflächlich abrinnder Wässer ihre Entstehung verdanken, sehen aus der Ferne an manchen Stellen wie von Narben bedeckt aus: Karstrichter oder größere Karstmulden sind in sie eingebettet.

Aber diese Kuppenlandschaft hat ihren ursprünglichen Zusammenhang verloren. Mitunter wird sie durch Felswände oder Steilhänge unterbrochen, jenseits der sie sich in anderer, oft um 200 bis 300 *m* verschiedener Höhenlage fortsetzt. In diese Steilhänge sind schmale Gräben eingekerbt, die manchmal auch noch in die flachen Muldentäler oberhalb zurück-

---

<sup>12)</sup> Gelegentlich der Exkursion im Juni 1925 wurde an dem von Dolinen zerstörten rechten Hang des N-S-Tales unmittelbar westlich der Scheibwaldhöhe festgestellt, daß dort ausnahmsweise gut entwickelte und steil gegen OSO einfallende Kalkbänke die Oberfläche in einem Winkel von etwa 25° schneiden. Bei dieser Gelegenheit sei bemerkt, daß die Isohypsenführung der Freytagschen Karte der Rax, 1:25.000, im W und S der Scheibwaldhöhe unrichtig ist.

<sup>13)</sup> Vgl. E. Brückner, Das Alter der alpinen Landschaftsformen. Jahresbericht der Berner Geogr. Ges., XXI (1906/07).

<sup>14)</sup> Mitt. der Geogr. Ges. Wien, 1913.

<sup>15)</sup> S. 68—73.

gegriffen haben. Auf Abb. 2 übersieht man einen Teil des Grünschachers — so heißt die östliche Kuppenlandschaft — von der Tiefenlinie unter den Lechnermauern bis nahe dem östlichen Plateaurand: Im Hintergrund die ruhigen Formen des Jakobskogels (1738 *m*), des Mitterkeils (1727 *m*) und des Weißenkogels (1761 *m*), davor das hochgelegene Muldental des Lochbodens und der Scheibwiese. Im Vordergrund der den Lechnermauern gegenüberliegende Steilhang ( $S_1 S_1$ ), von Gräben ( $G_1 G_2$ ) durchfurcht, die auf eine schiefe Platte ( $P P$ ) (1600 *m* im Südwesten, 1560 *m* im Nordosten) zurückgreifen, welche ihrerseits vom Weißenkogel durch einen kleinen Steilhang ( $S_2$ ) getrennt wird. Dieser geht weiter im Südwesten — schon rechts außerhalb des Bildes — in eine kleine Reihe von Felswandeln über, die vom Seeböndl bis zum Schröckenfuchskreuz ziehen. An ihrem Fuß münden auf die genannte Plattform kurze steile Gräben, die in den zwischen Weißenkogel und Preinerwand gelegenen Teil der Kuppenlandschaft zurückgefressen haben. Hinter der Ochsenhalterhütte (im Bilde links) macht sich dieser schmale Steilhang nicht mehr geltend. Umgekehrt endet der tiefere Steilhang im Südwesten bereits an der Linie Seeböndl—Bärengarbe. Die östliche Rax wird also durch zwei Stufen in drei ungleich hoch gelegene Teile zerlegt. Zu dem am tiefsten gelegenen Streifen (1500 *m* im Südwesten, 1400 *m* im Nordosten), dem Gaislochboden, setzt die Westhälfte der Rax mit den mächtigen Lechnermauern ab. Überwindet man die Lechnermauern, den, wie auf Abb. 1 und auf dem schematischen tektonischen Diagramm ersichtlich ist, bedeutendsten Steilhang innerhalb der Raxhochfläche, so steigt man von der breitgewölbten Scheibwaldhöhe (1944 *m*) nach Norden oder Westen abermals über eine Treppe zum Plateaurand ab. Die Kuppenlandschaft setzt mit einem Steilhang gegen die Ebenheit des Oberen Scheibwaldes (rund 1600 *m*) ab, von wo eine zweite Stufe zu der fast ungegliederten, gegen Osten geneigten Platte des Unteren Scheibwaldes (rund 1400 *m*) führt. Gegen Norden steigt man zum Kloben (1600 bis 1700 *m*), von diesem zum (Unteren) Kesselboden (gegen 1400 *m*) ab. Auch hier erfahren die trennenden Steilhänge eine unbedeutende Gliederung durch schmale Gräben, die sich auf den tiefer gelegenen Absätzen nicht oder nur in Form breiter Mulden mit geringem Gefälle fortsetzen.

Der Raum zwischen der Heukuppe (2009 *m*) und dem Dreimarkstein (1946 *m*) muß für sich betrachtet werden. Das Karl-Ludwig-Schutzhaus steht auf einem breiten Talboden (ca. 1800 *m*) der

Kuppenlandschaft, von dem man gegen Nordwesten in das steilhangige V-Tal des Bärengrabens absteigt. Dieser und vor allem seine östlichen Seitentäler haben die Hochfläche stark zerschnitten, so daß von den Flachformen nur einzelne Reste erhalten geblieben sind. Zu ihnen gehört die Verflachung des Hüttenriegels mit der Grasbodenalm (1640—1660 *m*) nahe dem westlichen Plateaurand, ferner das gegenüberliegende Ebenfeld (1705—1740 *m*), die Fläche bei Kote 1742 *m* und der Schneekogel (1760 *m*)<sup>16</sup>). Auffallend ist die Tatsache, daß der Krummtalgraben und das südlich folgende Seitentälchen des Bärengrabens zuerst westwärts ziehen, dann aber plötzlich im rechten Winkel gegen das Haupttal umbiegen.

Im Bereiche der Kuppenlandschaft ist der Querschnitt der Gehänge derart, daß die Profilinie nach unten zu steiler und dann wieder flacher wird. Die flachen Muldentäler sind mit Karsttrichtern verschiedener Größe besetzt und zeigen meist eine geringe Verschmierung mit rotem Lehm. Die größten Karstmulden sind im Bereich der südlichen Fortsetzung des Großen Höllentales, des Gaislochbodens, angereichert. Oft lassen sich Dolinenreihen mit zeitweiligen Unterbrechungen auf große Strecken hin verfolgen. Eine solche Linie zieht auch vom Klobenkar östlich der Haberfeldkuppe vorbei (vgl. Abb. 3), ist in dem schon erwähnten Tälchen westlich der Scheibwaldhöhe und anschließend beim Roßboden zu verfolgen und tritt im Westen noch am Trinksteinboden in Erscheinung. Möglicherweise ist die nur selten ganz apere Dolinenreihe des Schneegrabens am Nordhang der Heukuppe ihre weitere Fortsetzung. Ebenso liegt am Grünsbacher die Dolinenkette östlich des Hofhalkogels und die der Looswiese in einer Linie, wobei noch eine sehr auffällige Tatsache bemerkbar wird: das Muldental Lochboden—Scheibwiese (Abb. 2) verengt und versteilt sich gerade dort, wo es von dieser Linie gequert wird.

Eiszeitliche Formen treten wenig in Erscheinung, sie sollen zuletzt besprochen werden.

Die Entwicklung der Formen auf der Hochfläche. Den Schlüssel zu ihrer Erklärung bieten die Erosionsgräben<sup>17</sup>), deren Auftreten sich auf die Steilhänge beschränkt, welche die einzelnen, ungleich hoch gelegenen Teile der Kuppenlandschaft voneinander trennen. Die Entstehung dieser Gräben ist daher nur auf lokale Ursachen

---

<sup>16</sup>) Das Ebenfeld und die Verflachung beim Habsburghaus sind durch einen niedrigen Steilhang voneinander getrennt, der in südöstlicher Richtung auskeilt (siehe Diagramm).

<sup>17</sup>) wobei vorläufig der Raum Heukuppe—Dreimarkstein ausgenommen wird.

zurückzuführen; sie können mit einer allgemeinen Lageänderung der Erosionsbasis außerhalb der Rax nichts zu tun haben. Diese Überlegung zwingt zu dem Schluß, daß die heute ungleich hohen Teile der Raxhochfläche ebenso viele Schollen (Fig. 1 u. Abb. 1) vorstellen. Die in geringer Meereshöhe durch oberflächliche Entwässerung geformte Küppenlandschaft erlitt Dislozierungen, teilweise sehr rasche, denn die Lechnermauern oder die Stufe zwischen Seeböndl und Schröckenfuchskreuz sind heute noch ansehnliche Felswände. An anderen Linien erfolgte die Absenkung der tieferen Scholle so langsam, daß an Stelle einer Wand sogleich ein steiler

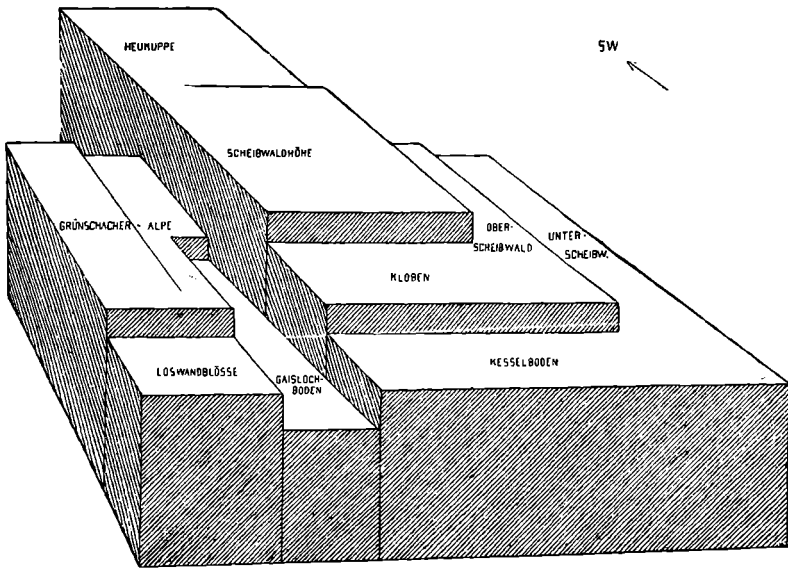


Fig. 1. Schema der jungen Schollentektonik der Rax.

Hang erstand: Die Felswand kam gar nicht zur Ausbildung, sondern sofort ihr Nachfolger, eben der Steilhang<sup>18)</sup>. Gleichzeitig entwickelten sich in diesem die schmalen Gräben, die nach dieser Auffassung von oben nach unten gewachsen sein müssen, d. h. ihr unterster Teil ist der jüngste, der dem oberen Rande der Stufe benachbarte Teil der älteste. Dafür spricht vor allem die von oben bis unten ziemlich unveränderte Breite<sup>19)</sup> der Gräben (Abb. 2). Sie greifen nur wenig auf die höhere Scholle zurück und

<sup>18)</sup> In unserem Schollendiagramm werden der Einfachheit halber Felshang und Steilhang nicht unterschieden.

<sup>19)</sup> Mitunter sind die Gräben sogar an der oberen Kante des Steilhanges breiter und tiefer als weiter unten.

geben damit einen wichtigen Anhaltspunkt für die Entwicklungsgeschichte der Formen: Das Absinken der tieferen Schollen führt die Verkarstung der höheren herbei. Wie untereinandergelegene Stufen beweisen, hat sich dieser Vorgang wiederholt.

Mit dem Zuendegehen der Schollenbewegung ist die gesamte Hochfläche der Rax zur Karstlandschaft geworden.

Es lassen sich auch Fälle anführen, in denen die Fortsetzung eines Muldentales auf der tieferen Scholle erkennbar ist. Auf Abb. 3 sieht man die Kuppenlandschaft im Bereich der Haberfeldkuppe; ein altes Tal (M) ist hier im obersten Teil noch vorzüglich erhalten, weiter unten ist es durch einen V-Graben bis auf einzelne Terrassenreste (T) zerstört. In seiner Fortsetzung — schon rechts außerhalb des Bildes — steigt man über das Klobenkar zum Tal-schluß des Großen Kesselgrabens herab und jenseits zu dem breiten ebenen Sattel (1560 *m*) bei der Futterhütte (zwischen Kloben und Oberem Kesselboden) empor. Dieser Sattel kann nur als die Fortsetzung des Muldentales der höheren Scholle angesehen werden, zumal wenn man das Augenmerk auf die beider-seits korrespondierenden Höhen richtet: Im Westen Waxriegel 1908 *m*, Haberfeldkuppe 1860 *m* — Kote 1585 *m* (Oberer Kesselboden); im Osten Scheibwaldhöhe 1944 *m*, Kote 1913 *m* — Kloben 1695 *m*. Auf der höheren und auf der tieferen Scholle sind die Erhebungen im Osten des alten Tales höher als im Westen. Der Graben, der das genannte Muldental an der Stufe zerstört hat, bricht über dem Klobenkar ab und gehört zu den oben erklärten Formen. An der Stufe über der im Gebiet der westlichen Rax am tiefsten gelegenen Scholle (Unterer) Kesselboden—Schütterboden (weiterhin Unterer Scheibwald) liegt der felsige Talschluß des unteren Großen Kesselgrabens, eines Karstsacktales, dessen Form uns im Großen Höllental—Gaisloch wieder begegnet. In der genauen Fortsetzung dieser Stufe liegt am Nordabhänge des Grünschachers die Speckbacherhütte. Nördlich von ihr breitet sich die Ebenheit der Loswandblöße (1366 *m*) aus, die wir daher als der gleichen tiefsten Scholle<sup>20)</sup> zugehörig betrachten. Es sei noch bemerkt, daß der obere nach NW gerichtete Teil des Kesselgrabens mit V-förmigem Querschnitte der Verwerfung zwischen der Scholle der Scheibwaldhöhe und der des Kloben folgt.

---

<sup>20)</sup> Dazu ist zu bemerken, daß diese Auffassung es überflüssig macht, die Kalkmasse der Rax an deren Nordwestecke für doppelt so mächtig zu erachten als an der Heukuppe.

Eine Sonderstellung nehmen im Südwesten der Rax der Bärengraben und seine Seitentäler ein, die vor allem durch die Größe der Form auffallen. Auch hier trifft man kein oberflächlich rinnendes Wasser an, aber Karsttrichter sind verhältnismäßig selten. Die Hochfläche verläuft in dem Gebiet zwischen Gamseck—Karl-Ludwig-Haus einerseits, Habsburghaus—Preinerwand anderseits in grusigem Brecciendolomit. Es ist nicht zu unterscheiden, ob die Entstehung des Bärengrabens auf das Absinken einer tieferen, einst im Westen benachbarten Scholle zurückgeht — die Nachbarschaft des Unteren Scheibwaldes nördlich davon und die Verwerfung zwischen Gamseck und Gupf lassen diese Möglichkeit offen — oder auf eine Hebung des Gebirgsstockes im ganzen, wie dies Baedeker meint. Jedenfalls war diese energische Eintiefung in die Kuppenlandschaft nur möglich infolge der Beschaffenheit des Gesteins. Auch Dolomitgebiete<sup>21)</sup> können schließlich verkarsten, wenn fortschreitende Hebung die Klüfte vermehrt und eine entsprechende Höhenlage die Bildung einer starken Humusdecke verwehrt.

Stellen wir uns die abgesunkenen Schollen in ihre ursprüngliche Lage gebracht vor, so ergeben sich zwei wasserscheidende Rücken, die den beiden Bergzügen Preinerwand—Jakobskogel einerseits und Heukuppe—Haberfeldkuppe anderseits entsprechen. Sie gehören den höchstgelegenen Schollen an und in diesen Räumen weist die Kuppenlandschaft die bedeutendsten Höhenunterschiede auf. Im Bereiche der heute am tiefsten gelegenen Schollen sind sie am geringsten. Die flachen Muldentäler ziehen von dem Kamme Preinerwand—Jakobskogel westwärts, beiderseits des Schwaigriegels (1642 *m*) nordwärts und beim Ottohaus ist noch ein flacher nach Osten offener Talschluß erhalten.

Auf der westlichen Rax verlaufen die Täler der Kuppenlandschaft ebenfalls gegen Westen und Norden; doch lassen Restformen erkennen, daß eine kurze Abdachung von der Scheibwaldhöhe ostwärts führte.

Wie erklärt sich nun die Entstehung dieser Landschaft? Das oben konvexe, unten konkav werdende Hangprofil der Kuppen, besonders an der Heukuppe gegen das Karl-Ludwig-Haus und in der Gegend der Scheibwaldhöhe<sup>22)</sup> zu beobachten, gibt uns einen An-

---

<sup>21)</sup> Hier haben wir es, genauer gesagt, mit stark dolomitierten Kalken zu tun; auch der obere Teil des Großen Kesselgrabens liegt im gleichen Gestein, wie man unter anderm an dem das Klobenkar abschließenden Felsriegel, den Karwänden selbst und den Runsen westlich davon feststellen kann.

<sup>22)</sup> Siehe Abb. 3.



haltspunkt dafür. Solche Formen konnten nicht durch Einebnung eines höheren Gebirges, sondern nur infolge einer Hebung geschaffen werden, die zur Zerschneidung einer ursprünglich noch flacheren Landschaft führte<sup>23)</sup>.

Von ihr sind keine Reste erhalten. Doch läßt sich außer der notwendigen Tatsache, daß ihre Reliefenergie noch kleiner war als die ihres Nachfolgers, noch etwas von ihr aussagen. Von Götzingen und Baedeker sind auf dem Grünschacher einzelne Augensteine entdeckt worden. Vor kurzem<sup>24)</sup> wurde auf dem vom Hofhaltkogel (1685 m) gegen den Kerschböndlsattel herabziehenden Hang in einer Höhe von 1670 m ein ganzes Augensteinlager, meist aus flachen Quarzschottern bestehend, gefunden. Diese Gerölle zentralalpiner Herkunft treten also auch auf den Kuppen, nicht nur in den flachen Tälern auf. Sie sind Überbleibsel aus einer Zeit, wo sie in der älteren, in keinen Formen mehr erhaltenen Landschaft — für sie wurde der Name Augensteinlandschaft vorgeschlagen<sup>25)</sup> — von Süden her verfrachtet wurden. Das Schottermaterial weist also auf andere Abdachungsverhältnisse hin, als wir sie in der Kuppenlandschaft kennen gelernt haben. Jene Hebung, die die Augensteinoberfläche zerstörte, hat also nicht nur naturgemäß die Schaffung einer größeren Reliefenergie zur Folge gehabt, sondern auch eine Veränderung der Abdachungsverhältnisse. Die Kuppenlandschaft<sup>26)</sup> ist also nicht durch eine überall gleichmäßige Hebung geschaffen worden, sondern durch asymmetrische Aufwölbungen. Über ihre Anordnung gibt das Schema der Fig. 2 Aufschluß. Die stärkste Aufwärtsbewegung hat, wie die Linien gleicher Hebung angeben, im Raume Heukuppe—Scheibwaldhöhe einerseits und Preinerwand—Jakobskogel andererseits stattgefunden<sup>27)</sup>.

Wie der untere konkave Teil der Kuppenprofile beweist, kamen diese Aufwölbungen wieder zur Ruhe. Darauf setzt eine Intensivierung der Bewegung ein, aber in veränderter

---

<sup>23)</sup> In diesem Zusammenhange müssen wir Baedekers Entwicklungsfolge ablehnen.

<sup>24)</sup> Gelegentlich einer Exkursion der Wiener Geogr. Gesellschaft, die der Verfasser Ende Juni 1925 auf die Rax führte.

<sup>25)</sup> Darüber u. d. f. vgl. Lichtenecker, Das Bewegungsbild der Ostalpen. Die Naturwissenschaften, 1925, 13. Jahrg., Heft 35.

<sup>26)</sup> Vgl. Anm. 25. — Da gerade auf der Rax dieses Problem zuerst eingehend studiert wurde, haben wir jene Kuppenlandschaft, die sich auf den Hochflächen der östlichen Kalknordalpen so häufig verfolgen läßt, als Raxlandschaft bezeichnet.

<sup>27)</sup> Vgl. S. 159, 2. Absatz.

Form: Die randlichen Teile werden zwar abermals weniger gehoben als die obengenannten, doch treten Verwerfungen auf. Die Zunahme der Geschwindigkeit und Stärke der Beanspruchung bei diesen Bewegungen führt deshalb gleich bei ihrem Einsetzen zur Verkarstung der höheren Teile: Das Kluftsystem nimmt an Ausdehnung zu und seine Adern werden geräumiger. Die oberirdische Entwässerung erlahmt. Auch die eben entstehenden Gräben der trennenden Steilhänge verkarsten bald.

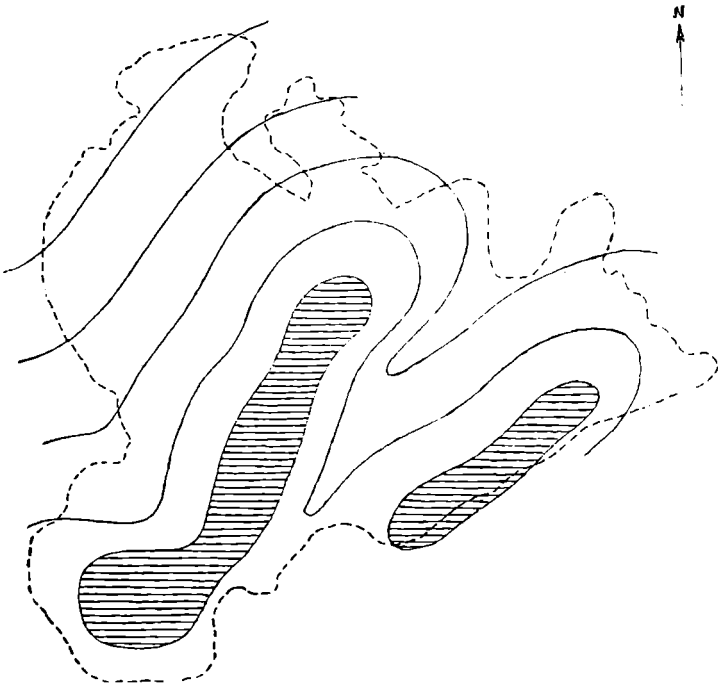


Fig. 2. Isanabasenkärtchen. Maßstab 1 : 100,000.

Die unterbrochene Linie bezeichnet den Steilrand der Hochfläche. Die geschlossenen Linien verbinden Punkte gleicher Hebung bei der Schaffung der Kuppenlandschaft. Schematische Darstellung.

Seit dieser Zeit erfuhr und erfährt die Hochfläche nur mehr durch Denudation und Karstvorgänge Veränderungen, ein wenig auch durch die eiszeitliche Vergletscherung.

Es ist klar, daß dann, wenn sich ein Steilhang zwischen zwei Schollen nach einer Richtung hin verschmälert, wie das auf dem Grünschacher zu beobachten ist (Fig. 1 u. Abb. 2), eine der beiden Schollen auch schiefgestellt worden sein muß. Bei dem angeführten Beispiel ist der Betrag so gering, daß man aus den Böschungsverhältnissen der Formen nicht erkennen kann, welche Scholle die Schiefstellung betraf.

Dagegen kann eine Verbeulung, die jünger als die Entwicklung der Kuppenlandschaft ist, im Bereich des Bärengrabens festgestellt werden. Daß dessen östliche Seitentäler eine plötzliche Richtungsänderung erfuhren, wurde schon erwähnt. Das oberste Talstück des Krummtalgrabens (Namen!) verläuft gegen einen breiten Sattel am Ebenfeld, der der Rest eines verlassenen Tales zu sein scheint (siehe Abb. 4). Außer der Konvergenz der genannten Gräben spricht auch die tiefere Lage der Ebenheit am Hüttenriegel dafür, daß in deren Gegend die Hochfläche vor dem Einschneiden des Bärengrabens eingewalmt worden ist.

Die Tatsache, daß der Untere Scheibwald trotz seiner Ostabdachung so gut wie keine Gliederung erkennen läßt, legt auch hier den Gedanken an eine Schiefstellung nahe, die erst nach Einsetzen der Verkarstung erfolgte. Schließlich sei noch der Roßboden beim Dreimarkstein erwähnt. Eine langgestreckte (in der Freytagschen Karte unrichtig wiedergegebene) Mulde wird gegen NW durch einen etwas höheren Sattel, gegen SO nur durch eine unbedeutende Schwelle abgeschlossen. Um eine Uvala im Sinne Baedekers handelt es sich nicht: Geschoßrichter, die von Artillerieübungen im Weltkrieg herühren, schließen den durchaus steinig und nur wenig verschmierten Boden auf. Vielleicht ist der Roßboden ein ursprünglich gegen SO führendes und später in umgekehrter Richtung schief gestelltes Tal.

Lassen sich auch, wie oben angegeben, Verbeulungen<sup>28)</sup>, der schon verkarsteten Hochfläche hie und da teils beobachten, teils vermuten, so muß betont werden, daß im großen und ganzen die Schollenbewegung vornehmlich an vertikalen Bruchflächen vor sich ging, wobei die verschieden starke Hebung der Schollen parallel zur Oberfläche erfolgte. Die Kuppenlandschaft ist nicht von allgemeinen Schiefstellungen betroffen, sondern durch Aufwölbungen geschaffen und später in der angegebenen Weise zerstückelt worden.

Bei der weiteren Hebung des Gebirges haben sich nur die wasserreichsten Flüsse behaupten können, in unserem Gebiet Schwarzza und Naßbach. Ihre Täler haben nicht nur deshalb überall steile und geschlossene Hänge, weil diese rasch in harte Gesteine eingragt werden, sondern auch weil größere Seitentäler infolge der weit vorgeschrittenen Verkarstung fehlen, die Zerschneidung des Gebirges also auf ganz schmale Säume beschränkt bleibt. Dort ist sie allerdings, wenn genügend Wasser zur Verfügung steht, entsprechend

---

<sup>28)</sup> Sie sind in unserem Diagramm (Fig. 1) der Übersichtlichkeit halber nicht angedeutet.

der Aufwärtsbewegung des Gebietes intensiv. Häufig ist z. B. die Schlucht der Schwarza zwischen den seltenen Strecken mit schmaler Talsohle in ihrem tiefsten Teil klammartig verengt und dann beweist die gute Erhaltung großer Kolke, trotzdem diese an den Wänden oft 20 und mehr Meter über dem heutigen Flußspiegel liegen, daß die Tiefenerosion bis in die Gegenwart bedeutend ist. Naßtal und Schwarzatal folgen tektonischen Linien, denn jenseits von ihnen liegen die Reste der Raxlandschaft in anderen Höhen als in unserem Gebiete.

Daß auch der Schneeberg eine Schollenlandschaft darstellt, ist bekannt. Wenn Baedeker die Hochfläche des Fegenberges (1184 *m*) westlich des Naßtales als den am wenigsten gehobenen Rest der Kuppenlandschaft bezeichnet, so muß man ihm ebenso beipflichten, wie seiner Anschauung, daß das Alpel (1602 *m*) im Bereich einer den Ochsenboden mit der Gahnshochfläche verbindenden Flexur gelegen ist. Daß aber die Bruchlinie, der die Lechnermauern entsprechen und an der das Große Höllental liegt, im Schwarzatal umbiegt und gegen den Krummbachsattel zieht, ist unrichtig. Sie findet ihre unmittelbare Fortsetzung in der den Kuhschneeberg vom Hochschneeberg trennenden Verwerfung.

Auf der Schneealm ist die Kuppenlandschaft ausgezeichnet erhalten, desgleichen in kleinen Resten auf den nördlich von ihr gelegenen Bergen. Die Gipfelregion des Wechsel<sup>29)</sup> und Stuhleck gehört ihr wie der übereinstimmende Formenschatz beweist, ebenfalls an. Wie der Verfasser feststellen konnte, ist ein Rest der Raxlandschaft auch auf der Kampalpe (1535 *m*) im Talschlußbereich des Oberen Adlitzgrabens noch unversehrt geblieben.

**Die Karstformen.** Größere Höhlen sind von der Rax nicht bekannt geworden. In diesem Zusammenhang sei darauf hingewiesen, daß die aus Riffkalk bestehenden Gebirgsteile unter sonst gleichen Umständen viel höhlenärmer sind als die aus gebankten Kalken aufgebauten Stöcke, wie sie weiter im Westen vorherrschen. Es ist begreiflich, daß ausgeprägte Schichtflächen die unterirdischen Wasserwege vermehren. Trotzdem ist die Rax durchaus nicht arm an Karstformen. Verhältnismäßig selten sind wohlausgebildete Kluftkarren, desgleichen Karstschlote.

**Dolinen.** Am häufigsten treten kleinere oder größere Karsttrichter in Erscheinung. Die Tieferlegung und damit die Erweiterung der Dolinen erfolgt unter dem sie bedeckenden Schutt, dessen Nach-

---

<sup>29)</sup> Brückner E., Alte Züge im Landschaftsbild der Ostalpen. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde in Berlin. Jahrgang 1923, Nr. 3 u. 4.

sacken man manchmal deutlich beobachten kann. Rutscht mehr Material nach, als durch das Schlundloch von den Wassern fortgeführt werden kann, dann wird der Trichtergrund mit Lehm verstopft, so daß sich nach Regenwetter Lachen ansammeln können. Mitunter kann man sehen, daß sich am Hang der Doline neue Schlucklöcher öffnen. Schneiden die allmählich tiefer gelegten Trichterhänge eine Kluft an<sup>30)</sup>, so versickert ein Teil des Wassers schon hier. Diese Schlucklöcher können, wenn sie mit genügend großen Klüften in Verbindung stehen, gegenüber dem am Grunde des Trichters eine Bevorzugung erfahren, da hier, wenn auch nur ein kleinerer Teil der Wasser durch sie fortgeführt wird, der Schutt niemals so wie am tiefsten Punkte angereichert werden kann. Wenn das tiefste Schluckloch verschmiert wird, müssen sie schließlich die weitere Gestaltung der Doline beherrschen; asymmetrisch geformte Karstrichter auf ebenem Boden und bei flacher Lagerung finden in dieser Entwicklung ihre Erklärung.

Treten an einem Hang Dolinen übereinander auf, dann erfahren sie meist eine Streckung der in der Fallinie gelegenen Achse und es entwickelt sich allmählich ein schmaler, lang gestreckter Einriß<sup>31)</sup>. Zwischen einem solchen und den später zu behandelnden Karstsack-tälern gibt es keine genetischen Beziehungen, wie Baedeker annimmt<sup>32)</sup>.

Wir haben gelegentlich der Schilderung der Hochfläche die wiederholt zu beobachtende Kettenanordnung der Karstrichter erwähnt. Dabei fällt auf, daß diese Dolinenreihen stets an den ostschauenden Hängen der flachen Muldentäler am besten entwickelt sind und dort eine bedeutende Versteilung der Hangböschung herbeiführen. Dabei ist nicht zu verkennen, daß ihr Auftreten mit lang dahinziehenden Klüften in Verbindung steht. Einer solchen sitzen die tiefen Dolinen östlich der Haferfeldkuppe (Abb. 3, D D), westlich der Scheibwaldhöhe, am Roßboden und am Trinksteinboden auf. Sie versteilen hier stets die westlichen Hänge von nordsüdlaufenden Muldentälern. Die Tatsache, daß im Bereich derartiger Linien die Täler der Kuppenlandschaft, aber auch die großen Brüche parallel zu ihnen verlaufen, macht es wahrscheinlich, daß schon zur Zeit der

---

<sup>30)</sup> oder es erweitert sich eine schon weiter oben vorhandene Kluft gegen unten mehr und mehr, so daß sie erst allmählich als Abzugskanal zu funktionieren beginnt.

<sup>31)</sup> Zum Beispiel der Schneegraben am Heukuppen<sup>st</sup>nordhang. Vgl. Baedeker, Seite 16.

<sup>32)</sup> Vgl. Baedeker, S. 17—18.

Ausbildung der Kuppenlandschaft das Auftreten selbständiger kleiner Hebungswellen<sup>33)</sup> westlich von den gleichgerichteten Zonen bedeutendster Aufwölbung die Anlage dieser nordost-südwestwärts führenden Talzüge verursacht haben. Auf eine solche lokale Hebung jener Zeit geht m. E. als antezedentes Talstück die Verengung und Versteilung des Muldentälchens zurück, dem Lochboden und Scheibwiese<sup>34)</sup> angehören. Otto Lehmann<sup>35)</sup> ist der Meinung, daß es sich in diesem Falle um eine jüngere Flexur im Zuge der später einsetzenden Schollentektonik handelt.

Man fragt sich, warum die innerhalb dieser tektonisch beanspruchten Zonen auftretenden Klüfte gerade an den oben bezeichneten Hängen von Dolinen besetzt werden. Wir bringen diese Erscheinung mit den Westwinden in Zusammenhang, die über die Hochfläche wehen, im Winter auf den luvseitigen Hängen den Schnee abblasen und auf der Leeseite, in unserem Falle an den ostschauenden Hängen in großen Massen anhäufen. Hier verschwindet er in der warmen Jahreszeit zuletzt, hier stehen etwa vorhandenen Klüften die größten Wassermengen zum Abtransport zur Verfügung, hier können sich Karstformen besonders gut entwickeln.

Die größten Karstmulden finden sich, wie schon erwähnt, auf der tiefsten Scholle der Rax unterhalb der Lechnermauern. Angesichts der Tatsache, daß sie innerhalb eines Grabeneinbruches liegen (Fig. 1), ist ihre Größe begreiflich. Sie erfahren von den westlich benachbarten Hängen her starke Zuschüttung.

Baedeker hat u. a. auch von der Rax eine Karstform beschrieben, die als Uvala bezeichnet und als völlig verschmierte alte Doline erklärt wird. Nirgends läßt sich, auch nicht bei der Scheibwiese, deren Verhältnisse von Baedeker nicht entsprechend geschildert werden, eine so tiefe Verschmierung nachweisen. Wohl tritt in den Muldentälern terra rossa auf, die auch heute noch, besonders bei der Schneeschmelze, verschwemmt wird; stets aber ist diese Lockerschicht nur geringmächtig. Wir müssen auch die Theorie zweier Karstzyklen im Sinne Baedekers als unbegründet ablehnen.

Die Karsttäler. Ihr vorzüglichster Vertreter ist in unserem Gebiete das Große Höllental (Fig. 3). Steile Felswände begleiten es; über die Gaislochstufe erreicht man die Scholle des Gaislochbodens.

---

<sup>33)</sup> Sie sind in unserem Isanabasenkärtchen nicht berücksichtigt.

<sup>34)</sup> Vgl. S. 155 u. 156.

<sup>35)</sup> Exkursion im Juni 1925.

Mitunter, so am Talausgang, berühren sich die von der Felsumrahmung herabziehenden, zu breiten Halden verwachsenen Schutthalden im Talgrund. Langsam steigt man über diese südwärts an, wobei ein im Herbst 1915<sup>36)</sup> entstandener Wildbachriß, von einem kleinen Schotterkegel abgeschlossen, Aufschluß über das Material des Talbodens gibt. Unter einer dünnen Humusdecke ist eine mehr als 1 m mächtige Lage von kleinem mit rotem Lehm vermischten Blockwerk angerissen, die talauf schuttärmer und lehmreicher wird. Am nördlichen Ende des Risses erscheint darunter eine sehr harte Wildbachschutt-

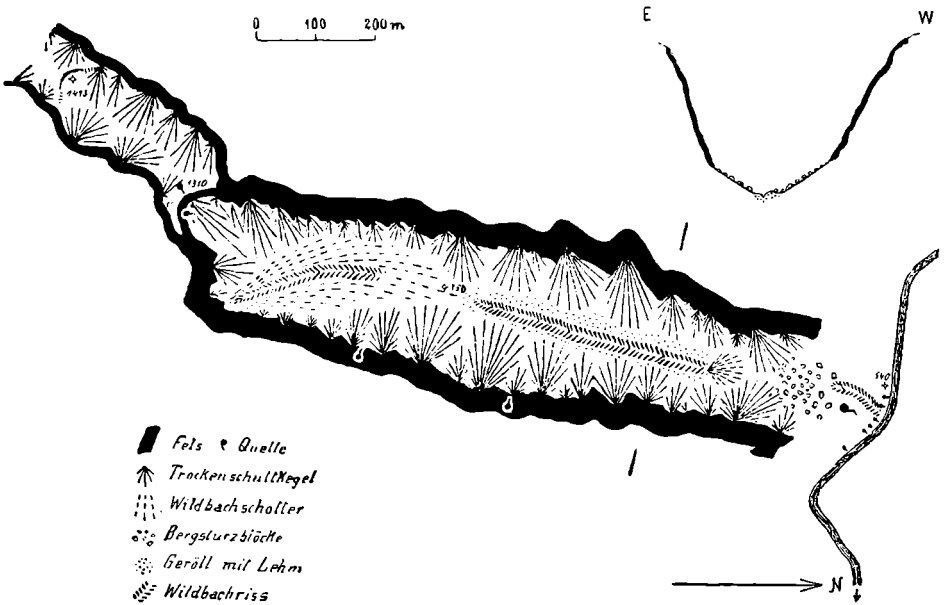


Fig. 3. Das Große Höllental.

breccie, deren Platten talaus fallen. Südwärts verschwindet die Lehmschicht unter einem rezenten Wildbachschuttkegel, der vom rechten Gehänge her die Talmitte erreicht.

Zwischen dem erwähnten Wildbachriß und der vom Westen herabziehenden Schutthalde erstreckt sich ein schmaler, blockbestreuter Längsrücken. An der Straße unmittelbar am Talausgang tritt die (gefaßte) Höllentalquelle aus. Von hier steigt man über eine 20 m hohe Felsstufe, die von einem trockenen Bachbett zerschnitten wird, zur Schwarza hinab, an der zahlreiche kleine Kluftquellen anzutreffen sind. Die Gaislochquelle und die darüber befindliche, ebenso die

<sup>36)</sup> Vgl. die auf S. 151 zitierte Arbeit Ampferers, S. 40 u. 41.

Quellen an der Ostseite des Großen Höllentals wurden schon genannt<sup>37)</sup>. Die beiderseitigen Felswände setzen sich südlich des Gaisloches fort. Das begleitende Kärtchen gibt die angeführten Verhältnisse wieder, wobei die Felshänge und die Trockenschuttkegel schematisiert dargestellt sind. Der oben erwähnte Längsrücken liegt im Bereich der Punkte westlich des unteren Wildbachrisses.

Ein Karstsacktal ist auch der untere Teil des Großen Kesselgrabens; er wird zwischen Schütterboden und Unterem Kesselboden durch einen Felshalbkreis abgeschlossen.

Diese Täler haben einen nur ihnen eigentümlichen Entwicklungsgang. Ihre Form, dem Trog eines glazial ausgearbeiteten Tales nicht unähnlich, hat ebenso wie die mitunter mehrfach im Längsprofil auftretenden Stufen nichts mit Gletscherwirkung zu tun. Zu ihrer Erklärung gehen wir von der durch zahlreiche Beobachtungen erhärteten Anschauung Otto Lehmanns<sup>38)</sup> aus, daß es auch im selben Kalk nicht einen einheitlichen Karstwasserspiegel gibt, sondern einzelne Höhlennester, Kluftsysteme, die durch teils an und für sich weniger zerklüftete, teils durch tektonisch minder beanspruchte Räume voneinander getrennt sind<sup>39)</sup>.

Stellen wir uns vor, daß die Talhänge eines Flusses in einem von solchen Grundwassernestern durchsetzten Kalkgebiet infolge der überall wirksamen Denudation zurückweichen. Gemäß unserer Annahme würde ein solches Grundwassernest früher oder später abgeschlossen werden, wobei eine Kluftquelle angerissen wird. Die Folge ist die Bildung eines Seitentales. Die Kurve seines Talgrundes wird viel rascher durchhängen als die eines nicht durch eine Karstquelle gespeisten Tales, da bei dem ersteren schon vom Talursprung an eine größere Wassermenge zur Verfügung steht.

Das Vorhandensein solch starker Wasseradern im Bereich einer sonst wasserarmen Landschaft macht die steilen Wände der Karstsacktäler begreiflich. Die Breite dieser Täler ist eine Funktion

---

<sup>37)</sup> Vgl. S. 153 u. Fig. 3.

<sup>38)</sup> O. Lehmann. Über Quellen und Grundwasser. Geogr. Jahrb. a. Österr. XIII. Bd., Wien, 1925. Vgl. S. 19, Anm. <sup>30)</sup>; „Vgl. F. Kerner, a. a. O., S. 153, für Mitteldalmatien, A. E. Forster für Krain (Mitt. Geogr. Ges. Wien, 1922, S. 29). Auch die Ergebnisse der Expedition der Wiener Akademie der Wissenschaften in die „Eisriesenwelt“ im Tennengebirge sprechen dafür: Ausführlicher Bericht usw. IV. Morphologische Beobachtungen von O. Lehmann (Speläolog. Jahrbuch III 3/4 1922, 83f. 94.)“

<sup>39)</sup> Ihre Isolierung ist natürlich auch durch undurchlässige Gesteine der Umgebung möglich.



der in ihnen vorhandenen Wassermasse, mit anderen Worten: sie hängt ab von den Verhältnissen des oberflächlich angezapften Höhlennestes. Je stärker die Quelle oder die Quellen, die hier austreten, desto geräumiger das Karstsacktal, desto breiter auch der felsige Talschluß. Die Steilheit der Felsumrahmung wird bestimmt durch das Verhältnis zwischen Erosionswirkung der vorhandenen Wassermasse und dem Ausmaß der Hangverwitterung in der Umgebung.

Damit ist bereits gesagt, daß Karstsacktäler entsprechend der Variabilität der beiden genannten Umstände verschieden breite Querschnitte und verschiedene Gefällsprofile haben können.

Es kann aber auch ein anderer als der in unserer Annahme gesetzte Fall eintreten: Auch ein ursprünglich fluviatil angelegtes Tal kann bei seiner Tieferlegung ein Höhlennest anschneiden. Reißt es dabei eine Kluftquelle an<sup>40)</sup>, so erfolgt an dieser Stelle des Tallängsprofils eine plötzliche mehr oder minder starke Vermehrung der Wassermenge. Dort muß sich (sofern die im Gebiete wirksamen Hebungsverhältnisse überhaupt eine weitere Tiefenerosion gewährleisten) eine je nach der Quantität der der Kluft entströmenden Wassermasse größere oder kleinere Stufe im Längsschnitt entwickeln. Ein solcher Fall liegt im Großen Kesselgraben vor.

Häufiger geschieht es wohl, daß in einem Karstsacktal bei seiner Tieferlegung weiter talabwärts im Talgrunde Kluftquellen angeschnitten werden und so Anlaß zur Stufenbildung geben. Dazu kommt es um so leichter, je mehr sich die einzelnen Kluftsysteme, infolge starker Hebung des Gebirges, nach unten zu ausdehnen. Die Kluftquelle, die am höchsten austrat und Anlaß zur Bildung des Karsttales gab, wird darum schließlich versiegen, die Quellen im Bereiche der Stufe darunter werden in ihrer Wasserführung manchmal sogar verstärkt. Der Beginn der Wasserführung rückt daher in Karstsacktälern (wenn das Gebiet gehoben wird) talabwärts.

So liegen die Verhältnisse im Großen Höllental. Die beiden Quellen im Bereich des Gaisloches — eines verstürzten und von terra rossa verschmierten Höhlenausganges — sind klein. Eine ursprünglich viel größere Wassermasse muß hier die Entstehung der hohen Felsstufe bewirkt haben. Der eigentliche längst wasserlose Talschluß

---

<sup>40)</sup> Bei dieser Annahme ist auch noch die Möglichkeit denkbar, daß hier nicht eine wasserführende, sondern eine wasserschluckende Kluft getroffen wird. Dann entwickelt sich der oberhalb gelegene Teil des Tales weiter, der untere wird fossil: Lurloch bei Peggau in Steiermark, Tal des Höllsees im östlichen Dachsteingebiet.

liegt 500 *m* südlich davon (siehe Fig. 3). Heute sehen wir die mächtige Höllentalquelle in geringer Höhe über dem Flußspiegel des Schwarzatales austreten.

Das Große Höllental liegt in der unmittelbaren Fortsetzung des Gaislochbodengrabens, des tektonisch am stärksten beanspruchten Gebietes der Rax. Noch im Bereich des Schneebergmassivs macht sich diese Störungszone geltend<sup>41)</sup>. Zahlreiche Klüfte öffnen sich an den Talwänden. Quellen sind hier häufiger als sonst. Die Breite des Tales hängt mit der Breite des Grabenbruches und damit mit einem entsprechend ausgedehnten Kluftsystem zusammen.

**Die Eiszeit.** Die diluviale Vergletscherung der Rax war gering und dementsprechend treten eiszeitliche Formen nur wenig in Erscheinung. Von einer einzigen Stelle sind mit Sicherheit als glazial anzusprechende Ablagerungen bekannt geworden. Penck und Baedeker geben den Fund von gekritzten Geschieben am Ausgang des Großen Höllentales in einer Höhe von 580 *m* an. Gelegentlich der Institutsexkursion im Jahre 1923 wurden solche unter der Gartenmauer des Hoyosschen Jagdschlusses (Schwarzatal) gesammelt. Der Gletscher, der hier endete, nahm seinen Ursprung in der Karstmulde (1460 *m*) unterhalb der Bärengrube in den Lechnermauern; entsprechend seinem nahen Zungenende dürfen wir uns die Mächtigkeit des Eisstromes im Höllental nicht zu groß vorstellen. Demzufolge kann die Talform durch ihn nur eine geringe Verbreiterung und Vertiefung erfahren haben. Der geradlinige Verlauf des Großen Höllentales geht auf seine tektonische Anlage zurück und hat mit einer Streckung durch den Gletscher nichts zu tun.

Es ist wahrscheinlich, daß die früher erwähnte lehmige Geröllanlage im Talgrund Moränenmaterial darstellt. Dagegen halten wir die Felstrümmer, die den Talausgang bedecken, nicht für eine Blockendmoräne, sondern für Bergsturzböcke, da solche auch den unteren Teil der beiderseitigen Halden bedecken.

Baedeker spricht die Sättel und Stufen<sup>42)</sup> zwischen den einzelnen Karstmulden auf der Scholle des Gaislochbodens irrigerweise als glaziale Konfluenzstufen und -Riegel an.

Außer dem Höllentalgletscher gab es auf der Rax nur noch zwei Kargletscher. Die Lechnerwände<sup>43)</sup> umschließen das Klobenkar,

---

<sup>41)</sup> Vgl. S. 163.

<sup>42)</sup> Vgl. unseren Abschnitt über die Hochfläche, bzw. über die Karstformen.

<sup>43)</sup> Nicht zu verwechseln mit den Lechnermauern!

dessen Boden von einem zweifach durchbrochenen Felsriegel<sup>44)</sup> (1590 *m*) abgeschlossen wird. Eine kleine, nur angedeutete Firnmulde liegt westlich davon. Am Nordhang der Heukuppe öffnet sich ein Kar, dessen Rückwände (entgegen der Darstellung auf der Freytagschen Karte) nur im Osten gut entwickelt sind, wo ihr Fuß von einer kleinen Firnmoräne<sup>45)</sup> umgeben wird. Der größte Teil des Karbodens (1600 *m*) ist von Schuttströmen bedeckt.

Schließlich ist in den Wildbachtrichter des Siebenbrunnkessels am Südostabfall der Rax eine kleine, undeutlich ausgebildete eiszeitliche Firnmulde in rund 1500 *m* Höhe eingesenkt.

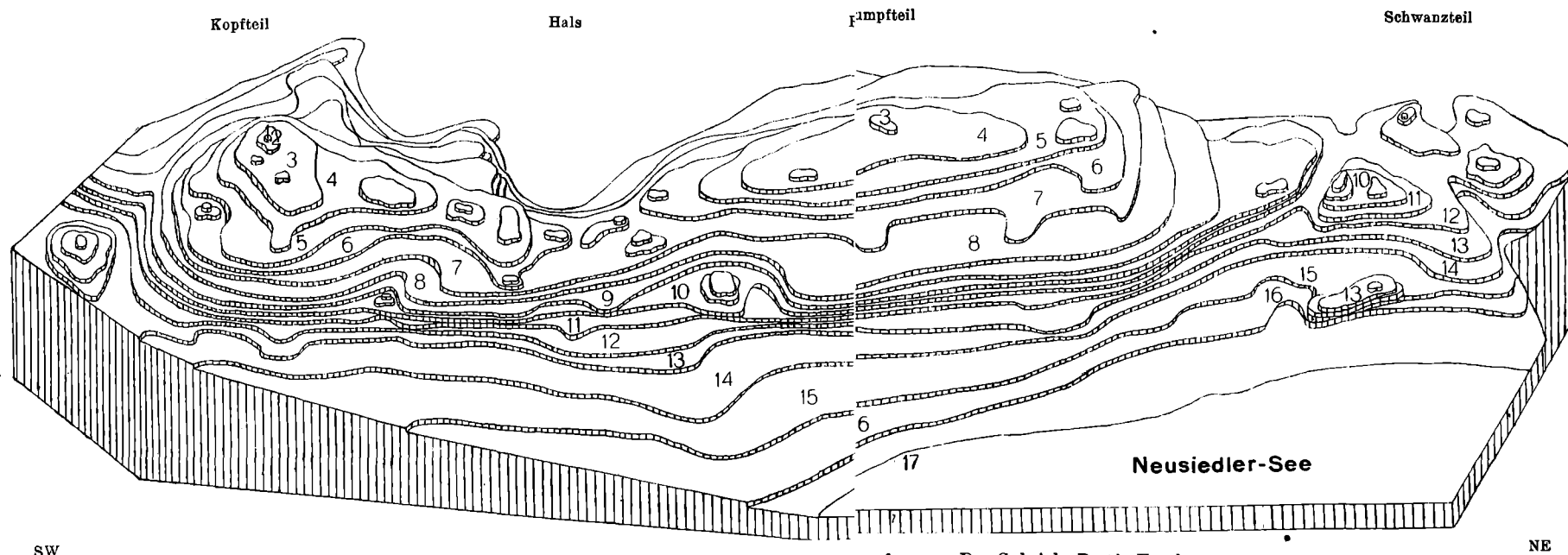
**Nachtrag.** Auf S. 158 ist nach der 4. Zeile von oben folgende Ergänzung einzuschalten: Das „Absinken“ der Schollen ist natürlich nur als ein relatives zu verstehen (vgl. S. 161 oben): Bei der Zerstückelung der Raxlandschaft (= Kuppenlandschaft) wurden die heute tiefstgelegenen Schollen im Verhältnis zu den höheren nur sehr wenig oder gar nicht gehoben. — Auch wenn steile Flexuren den Schollenbruch vertraten, konnten sich in ihrem Bereich Erosionsgräben analog den oben geschilderten entwickeln, sofern die Abbeugung nur genügend langsam vor sich ging. Ein solcher Fall liegt in der Gegend des Habsburghauses vor: Die Scholle des Oberen Scheibwaldes keilt nördlich der Zikafahneralm aus und an den Abstürzen westlich der Schutzhütte erkennt man eine Flexur, welche die im Bereich der Scheibwaldhöhe gelegene Kuppenlandschaft mit der Ebenheit des Unteren Scheibwaldes verbindet. (Im Schollendiagramm nicht berücksichtigt. Vgl. Taf. 3, Abb. 4.)

---

<sup>44)</sup> Anstehender Dolomit nicht Moräne, wie Baedeker meint.

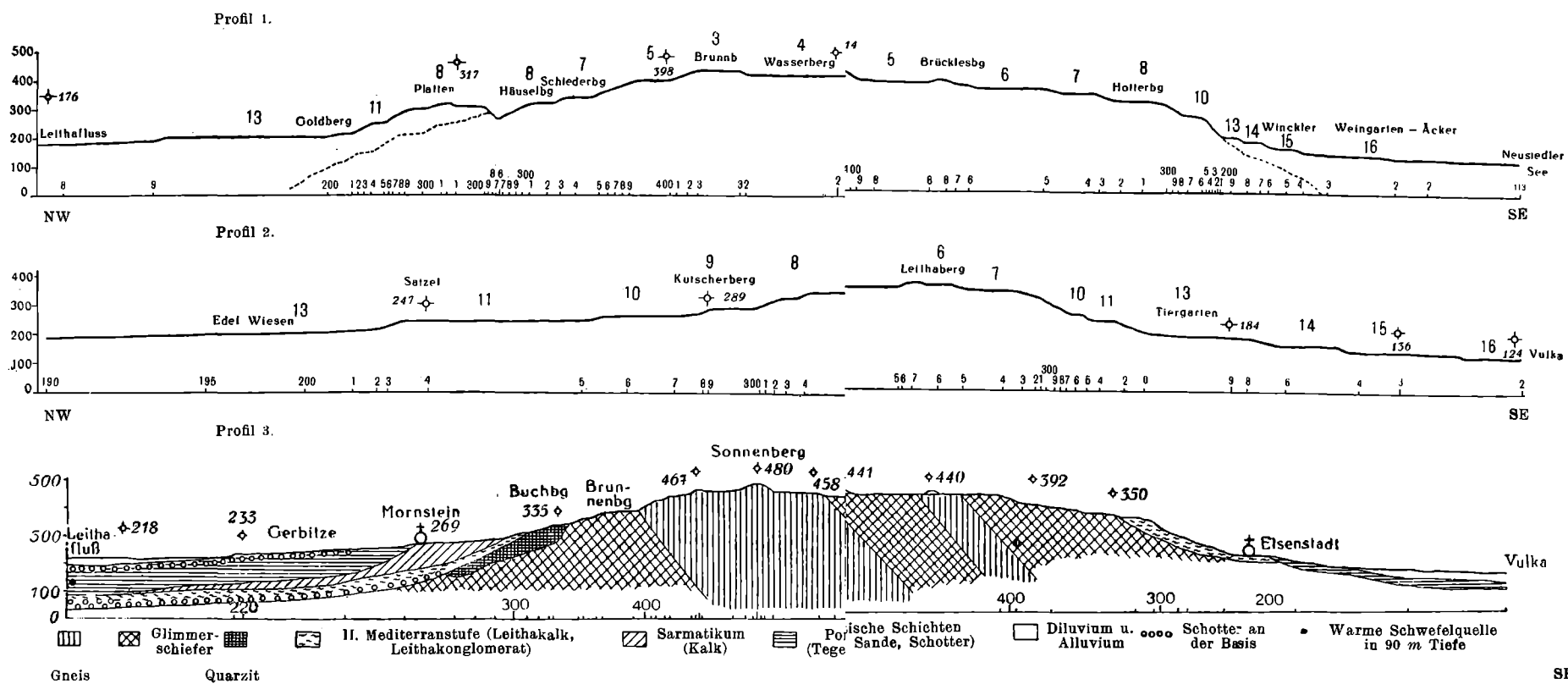
<sup>45)</sup> Eine solche entsteht am Fuße von Schutthalden dadurch, daß im Winter die Blöcke, die von den überragenden Felswänden herabstürzen, über den schneebedeckten Schutthang gleiten und an dessen Fuß so allmählich einen niedrigen Wall aufbauen.

Zur Beachtung: Auf den Lichtbildern liegen die in der Beschreibung und im Text angeführten Stellen im Schnittpunkt von Senkrechten, die bei den zugehörigen gleichlautenden Ziffern oder Buchstaben vom Rand ins Bildinnere gefällt werden.



SW NE  
**Ideales Blockdiagramm des Leithagebirges, entworfen von Dr. Gabriele Roth-Fuchs.**

Die Strandterrassen wurden, nach den heute noch erhaltenen Terrassenresten rekonstruiert, in ihrer ursprünglichen Ausdehnung dargestellt. Insbesondere sind alle Gräben und Schluchten fortgelassen, die sie heute zerschneiden. Die Zahlen auf den Flächen, die die Strandterrassen darstellen, geben die Nummern der Terrassen wieder (s. S. 47).



**Drei Querprofile durch das Leithagebirge, entworfen von Dr. Gabriele Roth-Fuchs.**

Profil 1 ist durch den Rumpfteil des Gebirges gelegt, Profil 2 durch den Halsteil, das geologische Profil 3 durch den Kopfteil.

In allen Profilen geben die Zahlen an der Basis, auf 10 m abgerundet, die Höhe des vertikalen Punktes des Profils an. Die aufrechten Zahlen über den Profilen beziehen sich auf die Nummern der Terrassen (S. 47), die kursiven Zahlen auf den Höhennoten. Die strichlierten Linien im Profil 1 stellen ungefähr die Auflagerung der Neogenbildungen auf dem Grundgebirge des Leithagebirges dar.

Das geologische Profil 3 ist nach den Aufnahmen von L. Roth von Telegd gezeichnet.

Horizontaler Maßstab 1 : 55.000, vertikaler Maßstab 1 : 22.000, Überhöhung 2 1/2 fach.



Phot. N. Lichtenecker.

Abb. 1. Die Hochfläche der Rax vom Klosterwappen (Hochschneeberggipfel) aus. Blick gegen SW. 1 Großes Höllental, 2 Klobenkar (Text S. 155, 157, 165).

Die Erklärung der Zahlen und Buchstaben am Rand siehe S. 170.

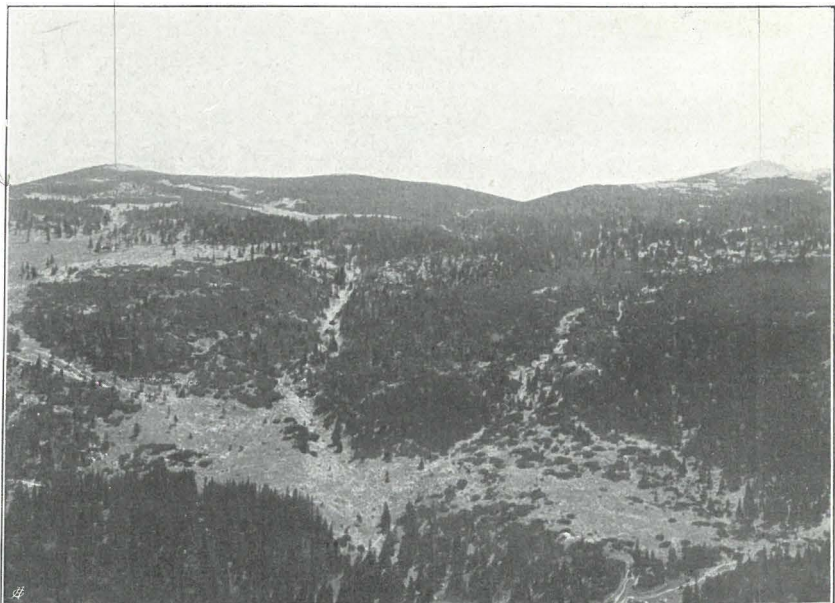
1

8

4 G<sub>1</sub>

G<sub>2</sub>

2 GB



Phot. N. Lichtenecker.

Abb. 2. Der Grünshacher (zwischen Jakobskogel 1 und Weissenkogel 2) vom Klobentörl aus. Blick gegen SE. 3 Lochboden, 4 Scheibwiese. S, S<sub>1</sub> und S<sub>2</sub>, S<sub>2</sub>, Steilhang, G<sub>1</sub>, G<sub>2</sub> Gräben, PP schiefe Platte, GB Gaislochboden (Text S. 155—157, 161).

Verlag von Franz Deuticke, Leipzig und Wien.

1

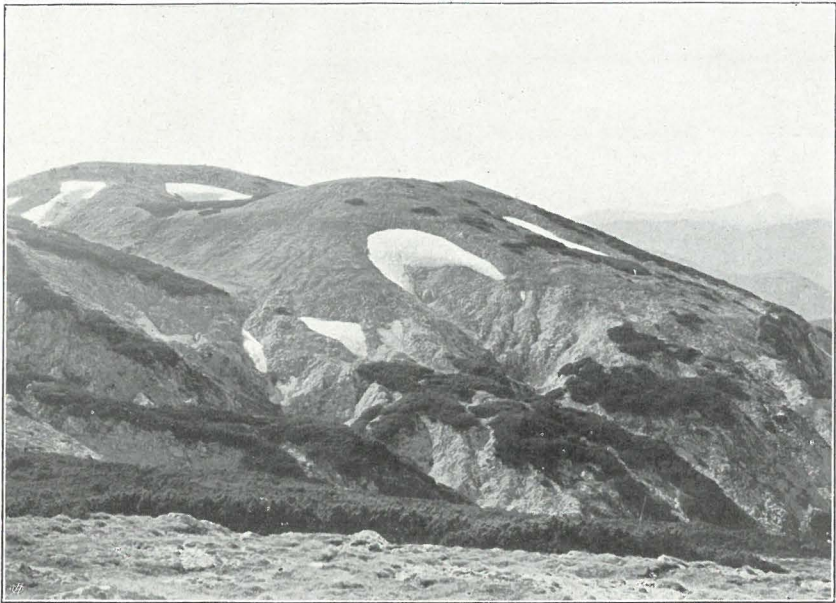
M

2

T

V

K



1

M

D

2

K

D

T

V

Phot. N. Lichtenecker.

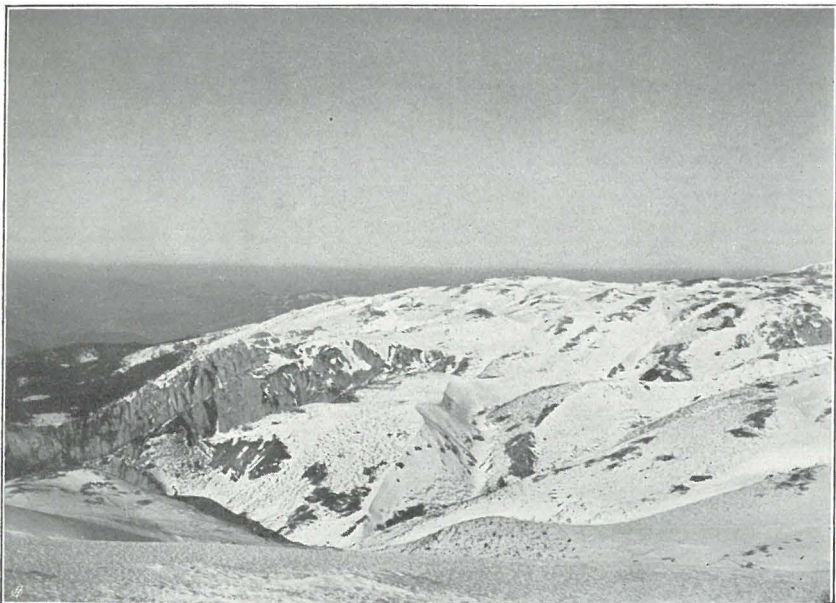
Abb. 3. Waxriegel (1) und Haberfeldkuppe (2) von Osten. M Muldental, T Terrassenreste, V Erosionsgraben, DD Dolinenreihe, K oberster Teil der Rückwand des Klobenkars (Text S. 156, 158, 164).

H

F

E

K



F

E

II

K

Phot. N. Lichtenecker.

Abb. 4. Die östlichen Seitentäler des Bärensgrabens von der Heukuppe aus. Blick gegen NNE. K Krummtalgraben, H Hüttenriegel, E Ebenfeld, F Flexur (Text S. 156, 159, 162).