

Geographischer Jahresbericht

aus

Österreich

Herausgegeben vom
Geographischen Institut an der Universität in Wien
durch dessen Vorstände

Hugo Hassinger und Johann Sölch

XIX. Band

Mit 8 Tafeln auf Kunstdruckpapier

Wien
Franz Deuticke
1938

Norbert Lichtenecker †

Ein tragisches Geschick hat den Verfasser dieser Arbeit, der jahrelang den „Geographischen Jahresbericht aus Österreich“ betreute, in der Blüte seiner Jahre von uns gehen lassen, ehe er seine für die geomorphologische Erforschung der Ostalpen wegweisende Arbeit zum Abschluß bringen konnte. Noch hat er die Korrektur ihres ersten Teiles besorgt und wir durften hoffen, im nächsten Jahr den zweiten Teil seines Werkes hier zum Abdruck bringen zu können. Nun ist diese Hoffnung jäh zerstört worden und wertvolle Beobachtungen und Gedanken über die Gestaltung des Alpenkörpers werden nicht wissenschaftliches Gemeingut werden. Auch die Gletscherkunde, an der Lichtenecker arbeitete, werden wir vermissen. Ein schmerzlicher Verlust für unsere Wissenschaft, der der Verblichene stets so gewissenhaft und hingebungsvoll gedient hat.

Unsere tiefe Trauer und unser aufrichtiger Dank gelten aber nicht nur dem Forscher, sondern auch seiner menschlichen Persönlichkeit. Fünfzehn Jahre hat der Verblichene mit größter Berufstreue dem geographischen Institut der Universität Wien gedient, jahrelang als anregender und begeisternder Lehrer gewirkt, sich als treuer Freund, stets hilfsbereiter Berater und guter Kamerad der Besten aus unserer Hörerschaft und nicht zuletzt als aufrechter deutscher Mann erwiesen.

Ehre seinem Andenken!

Die Herausgeber.

Beiträge

zur

morphologischen Entwicklungsgeschichte der Ostalpen

I. Teil:

Die nordöstlichsten Alpen

von

Norbert Lichtenecker

Wien

Franz Deuticke

1938

Vorwort.

Diese Arbeit ist der erste Teil einer Untersuchung, die sich über größere Teile der Ostalpen erstreckt, ohne daß sie aber den Zweck verfolgte, eine in sich geschlossene regionale Entwicklungsgeschichte des Gebirges zu geben. Das ist heute noch gar nicht möglich. Sie soll vielmehr an ausgewählten Beispielen den Problemen nachgehen, vor die insbesondere die Verfolgung der ältesten Formen den alpinen Morphologen stellt.

Eine Untersuchung dieser Art hat ihren Ausgang dort zu nehmen, wo viele gleichaltrige oder jüngere, durch ihren Fossilinhalt verhältnismäßig leicht zeitlich einzuordnende Ablagerungen so nahe als möglich an die ältesten Formeneinheiten herantreten, die überhaupt im Gebirge noch erhalten sind. Das ist in der Umrahmung der Leithabucht, des südlichen Teiles des Wiener Beckens, der Fall. Mit ihr beschäftigt sich daher der hier vorliegende erste Abschnitt der gesamten Arbeit.

Als Einführung habe ich an den Anfang meiner Darlegungen eine Übersicht und Kritik jener Vorstellungen und Begriffe gestellt, wie sie in der Literatur, die sich mit der Formenkunde der Alpen beschäftigt, entwickelt worden sind.

Wer einen ganz gedrängten Überblick über die Ergebnisse der gesamten Arbeit gewinnen will, findet ihn auf S. 98 bis 105 der kleinen, im Band Mitteleuropa des Handbuches der Geographischen Wissenschaften erschienenen Länderkunde von Österreich.

Wien, Herbst 1933.

Der Verfasser.

Inhalt.

	Seite
Gipflflur, Gipflflurentreppe, Stockwerklandschaft, Systeme, Niveaus, Firnfeldniveau, Piedmonttreppe	1
Die alte Landschaft auf den Stöcken der Schneeberggruppe	11
Die Raxlandschaft in den Kalkvorpalen am Westrand der Leithabucht	23
Die morphologische Entwicklung des Wienerwaldes	39
Der Gebirgsabfall am Westrand der Leithabucht	48
Die Raxlandschaft in der südlichen und östlichen Gebirgsumrahmung der Leithabucht	63
Zusammenfassender Überblick; Schlußfolgerungen	74
Schriftenverzeichnis	79

Gipfelflur, Gipfflurentreppe, Stockwerklandschaft, Systeme, Niveaus, Firnfeldniveau, Piedmonttreppe.

Als eines der bedeutsamsten Probleme der alpinen Morphologie betrachtet die zeitgenössische Literatur das der Gipfelflur. A. Penck (1, S. 261f.), der diesen Ausdruck für die, aus einiger Ferne betrachtet, recht einheitlich aussehenden Höhen der Gipfel in den Alpen geprägt hat, vertritt den Standpunkt, die andauernde Hebung eines Krustenteils würde das Gefälle der Flüsse mit der Zeit so vermehren, daß die Gerinne schließlich imstande wären, dieser Hebung das Gleichgewicht zu halten. O. Lehmann (2, S. 8f.) hat darauf hingewiesen, daß diese Hypothese unbewiesen und widerlegbar ist: Die wasserarmen Gerinne an den Zwischentalscheiden vermögen erst zu erodieren, wenn ihnen genügend Schuttmaterial von den Hängen her zur Verfügung steht, mit anderen Worten, für die Erniedrigung der Zwischentalscheiden ist das Ausmaß der Verwitterung und des Schutttransportes an den Gehängen, nicht aber die Gefällsvermehrung der äußersten Verästelungen des Talnetzes im gehobenen Gebiet maßgebend. Naturgemäß ist auch die Steilheit der Gehänge der Zwischentalscheiden der gleichen Abhängigkeit unterworfen. Ist nun — führt Lehmann aus — die dauernde Hebung eines Krustenteils nur um ein geringes rascher als die Erniedrigung der Zwischentalscheiden, so müssen diese allmählich an absoluter Höhe zunehmen. Für diesen Fall, möchte ich hinzufügen, würden die Gipfel des Gebirges an Höhe gewinnen, gleichgültig, ob es sich bei der — stets als dauernd wirksam vorausgesetzten — Höherschtung um eine parallele Hebung, eine Aufwölbung oder eine Schrägstellung handelt. Allerdings wird bei den erstgenannten Bewegungsarten die Zunahme der absoluten Höhen rascher erfolgen als bei der letztangeführten, da nur bei der Schrägstellung überall im gehobenen Krustenteil das Gefälle der der Schräge konsequenten Gerinne im gleichen Maße zunimmt. Bei dieser Bewegungsart wird also jener Punkt der Gerinne, wo diesen hinreichend Schuttlast von den Talhängen zukommt und wo sie selbst genügend große Gefälle zu deren Abtransport besitzen, am weitesten gebirgeinwärts liegen.

Lehmann leitet aus seiner oben erwähnten Überlegung mit vollem Recht den Schluß ab, daß es ein „oberes Denudationsniveau“ im Penckschen Sinne im allgemeinen nicht geben kann. Es ist nur denkbar für den einen Fall, daß ein Gebiet eine Hebung erfährt von der Art, daß die Abtragung der Zwischen-

talscheiden genau so rasch erfolgt als die Tieferlegung der Gerinne (nebenbei bemerkt, bei sehr starker Hebung — an eine solche denkt ja Penck — kann dies gar nicht der Fall sein!). Aber auch dann könnte ein oberes Denudationsniveau nur in Erscheinung treten, wenn gerade Talhänge von den Flüssen emporführen bis zu den Wasserscheiden. Sölch und nach ihm Leutelt (7, 335) haben ganz richtig darauf hingewiesen, daß dies in den Alpen ganz und gar nicht der Fall ist. Noch sinnfälliger wird die Notwendigkeit, den Penckschen Erklärungsversuch für die Gipfflur der Alpen abzuweisen, aus der Beobachtung heraus, daß ganze Gruppen der Kalkalpen von Hochflächen überspannt werden, daß aber auch innerhalb der Zentralalpen im Bereich der Gipfflur Flachformen auftreten. Sie gewinnen an absoluter Höhe, während die Täler tiefer gelegt werden. An den Austrittsstellen nahezu aller großen Flüsse findet ja gegenwärtig Erosion statt. Ganz schwache Abtragung an vielen Punkten der Gipfflur und gleichzeitige kräftige Erosion in den Talgründen läßt die relativen Höhen eines Gebirges größer werden. Hebung (in irgendeiner Form) ist die Voraussetzung dafür. Sie muß nicht unbedingt noch in der Gegenwart stattfinden, sie muß aber mindestens bis vor ganz kurzem wirksam gewesen sein. Praktisch genommen ist das das gleiche und so darf man (mit eben jener Einschränkung theoretischer Natur) sagen, daß die Alpen noch heute an absoluter Höhe gewinnen.

Die Versuche, die Gipfflur graphisch darzustellen, wie sie z. B. von Levy (3, S. 94 und Tafel 8) und Krebs (4, S. 44) für einen großen Teil der Alpen unternommen worden sind, führen deutlich vor Augen, daß das Ausmaß, in dem die Gipfel der Zwischentalscheiden zum Entwurf der Linien gleicher Gipfelhöhe herangezogen werden, bestimmend ist für das Ergebnis solcher Karten. Die Gipfflurkarte eines Krustenteils kann in einem Extremfall einfach einer gewöhnlichen Isohypsenkarte der betreffenden Landschaft entsprechen, im anderen nur die Höhen der höchsten Erhebungen des Gebirges durch wenige Linien umfassen.

Nachdem Sölch (5, S. 197) 1925 der Meinung Ausdruck verliehen hatte, es frage sich doch, ob man in den Alpen nicht am Ende mit mehreren Gipffluren zu tun habe, kamen 1929 Richter (6, S. 149f.) und Leutelt (7, S. 330f.), ganz unabhängig voneinander, zu der Anschauung, daß in den Alpen eine Reihe von Gipffluren vorliege, eine Gipfflurentreppe, wie sich Richter ausdrückt, während Leutelt die Gipfel als „Glieder der alpinen Stockwerklandschaft“ bezeichnet. Richter führt mehrere Beispiele für übereinander liegende Gipffluren an, von denen hier einige genannt seien, um die morphologische Verschiedenwertigkeit der einzelnen Formgruppen kurz zu beleuchten: Die Gipfel des Wettersteingebirges (2700 bis 2900 m) und der benachbarten Mieminger Kette werden der höchsten „echten Gipfflur“ zugerechnet, das „Platt“ (2400 m) dem (nach Richter) „genetisch jüngeren Firnfeldniveau“; in den Ötztaler Alpen seien die entsprechenden Gipfelhöhen bei 3500 bis 3600 m, bzw. 3000 bis 3200 m gelegen. Die Hochflächen des Höllengebirges, der Reiteralm und des Lattengebirges gehören nach Richter der tieferen, die Gipfel des Watzmann und Hochkalter, ferner Dachstein und Totes Gebirge der „echten“ Gipfflur an. (In einer jüngeren Arbeit [8, S. 238f.] stellt der genannte Autor Höllen-

gebirge, Dachstein und Totes Gebirge wieder gemeinsam in eine der vier Gipfelfluren, die er in den Alpen unterscheidet.)

Unter der Stockwerklandschaft versteht Leutelt die verschiedenen Gipfelfluren, Altflächen und Talterrassen in den Alpen, die nach ihm verschieden hohe und verschieden alte „Stockwerke“ der Landschaft aufbauen. Schon aus der Bezeichnung der eben genannten Formengruppen geht hervor, daß es sich dabei um Erscheinungen handelt, die im morphologisch-genetischen Sinn etwas ganz Verschiedenes sind.

„Stockwerk“ ist nur ein neuer Name für das, was Klebelsberg (9) und Levy (10) als System, Sölch (11) u. a. als Niveau bezeichnet haben. Auch diese Bezeichnungen sind für genetisch verschiedenartige Oberflächenformen verwendet worden. Abgesehen davon, bedeutet der Ausdruck „Niveau“ seinem Sinne nach eigentlich eine Fläche bestimmter Höhe. Er ist, so allgemein verwendet, ebenso unbrauchbar für den Morphologen wie im besonderen die Bezeichnung Firnfeldniveau, die Creutzburg (12) geprägt hat. Er faßt damit jene flachen, von niedrigen Graten umspannten Firmulden zusammen, die im Zentrum der Ankogel-Hochalmgruppe häufig vorkommen, rechnet aber die an diese Firmulden anschließenden, heute eisfreien Karterrassen und die in ungefähr gleicher Höhe liegenden Kare mit steileren Böden und höherer Gratumrahmung ebenfalls dazu. Auch hier handelt es sich, genau genommen, um kein „Niveau“ und überdies gehören die zuletzt erwähnten Kare genetisch einer anderen Formengruppe an als die „Firnfelder“ und die an diese anschließenden Flachhänge, die ebenso wie jene Kare über den Steilhängen des von Creutzburg bekanntlich als Hochtal bezeichneten Hochtroges liegen, weshalb sie der genannte Autor unter einem gemeinsamen Namen zusammengefaßt hat; dagegen wäre an sich nichts zu sagen, wenn der Name richtig gewählt wäre. Gerade weil er aber etwas anderes besagt, als er besagen soll, geistert er, Irrtümer erzeugend und Verwirrung anstiftend, durch die alpin-morphologische Literatur. Es scheint, daß viele Autoren, die den Namen verwenden, darauf vergessen haben, daß Firnfelder an und für sich schon durch die Weiße des Firns flacher aussehen, als sie wirklich sind, und daß zweitens — was wichtiger ist — hier immerhin bedeutende Massen von Firn und Eis, sie mögen nicht allzu selten 100 bis 200 m mächtig sein (die Annahme von kleineren Mächtigkeiten macht bei größeren Talfernern den Haushalt des Gletschers unbegreiflich), den Boden von Großkaren bedecken.

Der Name „Firnfeld“ wird bedauerlicherweise als pars pro toto-Bezeichnung für die relativ flachen, von mäßig hohen Graten umrahmten vergletscherten Großkare gebraucht, die so häufig im Innern vieler Alpengruppen vorkommen. Daß diese — wie sie richtig heißen müssen — „Firnfeldkare“ und die entsprechenden Großkare ohne rezente Eisbedeckung im Herzen der Ankogel-Hochalm-Gruppe die Nachfolger von Flachformen alter Anlage sind, damit hat Creutzburg sicher recht, und dieser Satz gilt auch für die übrigen Gebirgsteile, wo analoge Erscheinungen zu beobachten sind.

Die Unterschiede in der Höhenlage der Gipfelflur innerhalb der Alpen, die verschieden hohe Lage von benachbarten Kalkalpenhochflächen wird von vielen alpinen Morphologen mit einer ruckweisen Hebung des Gebirgskörpers

erklärt: Die einzelnen Stockwerke, Systeme, Niveaus seien das Ergebnis von Erosionsstillständen zu Zeiten erlahmender Aufwärtsbewegung. Selten hört man etwas Genaueres über die Hebungsart. Eine Ausnahme macht ein Erklärungsversuch, den W. Penck (13, 14) für analoge Erscheinungen im Bereich der deutschen Mittelgebirge, aber auch für das Gebiet der Kalkalpen zwischen Inn und Saalach (13, S. 192) unternommen hat: ein Hebungstypus besonderer Art schaffe die Form der sogenannten Piedmonttreppe. A. Winkler hat in seinen Studien an der Ostabdachung der Alpen diesen Formenschatz wiederzuerkennen vermeint und für ihn auch den von W. Penck geprägten Namen verwendet. Aus diesem Grunde, aber auch weil es den Anschein hat, als ob bei manchen morphologischen Arbeiten über die Ostalpen oder einzelne Teile davon hinsichtlich der Darlegung der Entwicklungsgeschichte an Ähnliches gedacht würde, ohne daß direkt von einer „Piedmonttreppe“ die Rede ist, soll das Problem der Piedmonttreppe hier kurz behandelt werden.

Im Schwarzwald, Harz und Fichtelgebirge kommen Rumpfflächen vor, die staffelförmig übereinander liegen; die höchste umgibt ein zentral gelegenes Bergland. Dieser Formenschatz entwickelt sich nach der Anschauung von W. Penck dann, wenn ein Krustenteil von einer stetig beschleunigten Aufwölbung (= nach W. Penck: Aufwölbung mit wachsender Amplitude) betroffen wird, die immer weitere Räume ergreift (W. Penck spricht von „Vergrößerung der Phase“), wobei nirgends in den Penckschen Ausführungen ausdrücklich davon die Rede ist, ob die Verbreiterung der Aufwölbung konstant oder in getrennten Zeitabschnitten erfolgt. Es scheint aber (vgl. das folgende Zitat), daß W. Penck an eine stetige Verbreiterung der Aufwölbung gedacht hat.

Ein Krustenteil, der einer solchen Aufwölbung unterliegt, wird von W. Penck als Gewölbe bezeichnet: Die Uoberfläche (sie muß als sehr flach vorausgesetzt werden), die da aufgewölbt wird, erfährt naturgemäß an ihrem Scheitel eine stärkere Hebung als an den randlichen Gebieten. Hier haben aber die nach außen führenden Gerinne die größten Wassermengen; daher wird die Zerschneidung der Randteile rascher vor sich gehen als im Innern und es muß sich somit am Rand der Aufwölbung — der als stetig beschleunigt angenommenen Aufwärtsbewegung zufolge — ein Primärrumpf entwickeln, der „gegen den Gewölbescheitel in ein zertaltes Bergland übergeht. Solche Rumpfflächen nennen wir Piedmontflächen. Wird die Hebung rascher und das Gewölbe breiter, so gerät die Piedmontfläche in den Bereich lebhafterer Aufwärtsbewegung und wird zertalt und gegen den hinausgeschobenen Rand des Gewölbes finden sich nun die Zonen der langsamen Hebung, in denen eine neue, tiefere, die erhobene und zerschnittene alte umsäumende Piedmontfläche entsteht. Beide Flächen sind durch steilere Abfälle, durch je einen konkaven (unten) und konvexen (oben) Gefällsbruch voneinander getrennt. Diese Abfälle und überhaupt stufenförmig übereinander angeordnete Piedmontflächen bedeuten nicht im geringsten, daß die Hebung ruckweise vor sich geht, sondern lediglich stetiges Rascherwerden derselben! Die jüngere Piedmontfläche ist die Erosions- und Denudationsbasis, in bezug auf welche die gebirgseinwärts fortschreitende Zertalung und Auflösung der höheren Verebnungsfläche fortschreitet. In sie sieht man die tiefere

Fläche in Form breiter, nach oben schmaler werdender Täler eingreifen und die Scheiden zwischen solchen Tälern werden schließlich aufgelöst in einzelne Berge, die man oft weit vor dem Abfall als Inselberge der tieferen Piedmontfläche — ganz unabhängig von der Gesteinsbeschaffenheit! — aufsitzend findet“ (14, S. 91).

Wenn ich hier W. Penck wörtlich zitiere, so geschieht das deshalb, weil an dieser Stelle seiner ganzen Ausführungen über die Piedmonttreppe ein kurzes zusammenhängendes Bild der Entwicklung gegeben ist.

Zu dem Erklärungsversuch W. Pencks ist folgendes zu sagen:

1. Bei einer Aufwölbung mit wachsender Amplitude wird am Scheitel des Gewölbes die Uoberfläche weniger stark zerschnitten als an den randlichen Teilen; denn erstens sind in deren Bereich die Wassermassen der Gerinne größer und zweitens wird hier das Gefälle der nach außen führenden Flüsse rascher vergrößert als im Innern des aufgewölbten Krustenteils. Zufolge der als stetig beschleunigt angenommenen Hebung wird ein Primärrumpf das Gewölbe überziehen, doch werden an dessen Scheitel Reste der Uoberfläche zunächst in größerem Ausmaß erhalten bleiben als in den randlichen Gebieten, wo sie aber an den Wasserscheiden zwischen den radial angeordneten Hauptgerinnen ebenfalls noch einige Zeit erhalten sein werden, wenn auch nicht in so großer Ausdehnung; denn in den äußersten Talverzweigungen an den die Hauptgerinne trennenden Wasserscheiden gibt es ebenso viel oder so wenig Erosion wie am Scheitel des Gewölbes. Da aber hier das Gefälle der Seitenbäche infolge des in den randlichen Teilen am raschesten fortschreitenden Einschneidens der Hauptgerinne rascher vergrößert wird als das Gefälle der obersten Teile der gegen den Gewölbescheitel zurückreichenden Hauptgerinne, werden an den radial nach außen führenden Zwischentalscheiden die Reste der Urlandschaft eher durch den entstehenden Primärrumpf aufgezehrt werden als am Scheitel des gehobenen Krustenteils. Daraus ergibt sich, daß der Gewölbescheitel rascher an absoluter Höhe gewinnen muß als die Randgebiete; mit anderen Worten: Die relative Höhe des Scheitels über den Außenzonen des Gewölbes nimmt zu.

2. Wenn die Phase der Aufwölbung dauernd größer wird, so werden die an den Außenrändern des Gewölbes neu zuwachsenden Teile stets das größte innerhalb des Gewölbes vorkommende Gefälle besitzen und hier stehen der Erosion stets auch die großen Wassermengen zur Verfügung. Hier werden also immer neue, Primärrumpfcharakter tragende Randteile dem bisherigen Gewölbe angegliedert: aber zwischen ihnen und den älteren Teilen des Rumpfes besteht hinsichtlich der Wasserführung der Gerinne nicht mehr jener ausschlaggebende Gegensatz, der zwischen dem Scheitel und den unmittelbar an ihn gegen außen anschließenden Gewölbeteilen vorhanden ist. Das heißt, die älteren Randteile des ursprünglichen Gewölbes können über die jüngeren, weiter draußen angegliederten nicht diskontinuierlich emporwachsen. Niemals kann es da zur Bildung einer Stufe kommen, die zwei verschiedene Rumpfflächen trennt. Die hier angegebene Entwicklung findet statt, gleichgültig, ob das Wachsen der Amplitude rascher vor sich geht als die Vergrößerung der Phase oder um-

gekehrt; doch wird im ersten Falle es eher als im zweiten dazu kommen, daß — was ja bei stetig beschleunigter Aufwärtsbewegung einmal eintreten muß — der Primärrumpf abgelöst wird durch eine Landschaft größerer Reliefenergie, die zwar auch durch konvexe Hangformen ausgezeichnet ist, aber nicht mehr als Rumpf angesprochen werden kann.

Zwei Irrtümer enthält die von W. Penck abgeleitete Entwicklung der Piedmonttreppe. Es wurde schon unter 1. darauf hingewiesen, daß nur im unmittelbaren Bereich des Gewölbescheitels ein stärkeres Wachsen der absoluten Höhen gegenüber den knapp daran nach außen anschließenden Gewölbeteilen nachweisbar ist. Dazwischen liegt ein Anstieg der Gipfelflur. Aber weiter draußen im Bereich der stets neu angegliederten Gewölbeteile gibt es das nicht mehr. Nirgends kann dort innerhalb des Gewölbes eine Fläche von Endrumpffarakter entstehen, denn dauernd wird durch die Aufwölbung überall das Gefälle der nach außen führenden Gerinne vergrößert. Dieser Satz allein schon widerlegt die Theorie der Piedmonttreppe. Ein weiterer Mangel der W. Penckschen Ableitung soll anschließend besprochen werden: Es sei einmal vorausgesetzt, daß — was im voranstehenden als unrichtig abgelehnt wurde — eine Auflösung in einzelne Rumpfflächen stattfände, von denen die tiefere stets die Erosions- und Denudationsbasis der höheren darstelle; W. Penck betont, daß die die einzelnen Piedmontflächen trennenden Stufen Talhänge seien oder doch aus solchen hervorgegangen wären. Es kann sich dabei naturgemäß nur um Hänge von solchen Tälern handeln, die Nebentäler der vom Gewölbescheitel nach außen führenden Haupttäler sind. Es ist nun durchaus nicht einzusehen und von W. Penck auch in keiner Weise durch Gründe bekräftigt worden, warum die Wasserscheiden zwischen den radialen Hauptgerinnen gerade an einer Linie so tief gelegt werden sollen, daß eine immerhin ziemlich einheitliche Stufe die tiefere von der höheren Piedmontfläche trennt.

Es gilt hier nicht, die häufig vorkommende treppenförmige Anordnung von Rumpfflächen in den deutschen Mittelgebirgen zu erklären, sondern es war zu prüfen, ob die Theorie der Piedmonttreppe, die W. Penck auch auf Teile der Alpen anwendete, richtig ist. Selbst wenn sie, was nicht der Fall ist, sich als richtig herausgestellt hätte — der von W. Penck geschilderte Formenschatz ist in jenem kalkalpinen Gebiet gar nicht vorhanden, worüber später zu sprechen sein wird.

Die Theorie der Piedmonttreppe ist trotz ihrer einfach aufzudeckenden Unrichtigkeit sehr häufig zu entwicklungsgeschichtlichen Erklärungen herangezogen worden. Die meisten Autoren (vgl. 16, S. 340) änderten die Theorie insofern ab, als sie sprunghafte Änderungen der Hebungintensität, bzw. mehrfachen Hebungstillstand annehmen. Noch in jüngster Zeit hat W. M. Davis (15) unter besonderem Hinweis auf die Entwicklung des Schwarzwaldes die Forderung nach Annahme einer durch Stillstände unterbrochenen Hebung aufgestellt.

Nimmt man aber länger dauernde Unterbrechungen der Aufwölbung an, dann ergibt sich 1. daß sich mindestens die Ränder des Gewölbes während jedes Stillstandes in einen Endrumpf verwandeln müssen, der bei später wieder einsetzender Aufwärtsbewegung wieder die konvexen Formen des Primärrumpfes

anzunehmen gezwungen ist (unter der Voraussetzung, daß zwischen den Stillständen eine stetig beschleunigte Aufwölbung vor sich geht; denn sonst müssen gerade Hänge aus dem Endrumpf hervorgehen); 2. daß in diesem Falle im Bereich der jeweiligen, ja stets längere Zeit hindurch fixierten Ränder des Gewölbes Flexuren im Schichtbau vorhanden sein müssen. (Es versteht sich von selbst, daß Hebungsstillstände Hand in Hand gehen müssen mit sprunghafter Verbreiterung der Phase.) Auch bei der Annahme von Unterbrechungen der Aufwölbung eines Krustenteils ist also der von W. Penck geschilderte Formenschatz nicht erklärbar.

In letzter Zeit hat H. Spreitzer (16) eingehend zum „Problem der Piedmonttreppe“ Stellung genommen. In verdienstvoller Weise stellt er die Literatur zusammen, die sich bisher damit beschäftigt hat, und weist besonders darauf hin, daß das Gewölbe auch eine langgestreckte Achse haben kann, was übrigens schon aus den Schriften W. Pencks hervorgeht und überdies an sich schon ohne weiteres verständlich ist.

Spreitzer nimmt zur Erklärung des Formenschatzes einer Piedmonttreppe an, daß ein Gewölbe mit zunehmender Phase in stetig gleichförmiger Hebung emporwächst. Nach seiner Meinung entsteht dann im Bereich des Gewölbescheitels ein Bergland, an den Rändern ein Primärrumpf. Bei den von Spreitzer gemachten Annahmen entsteht aber gerade am Scheitel ein Primärrumpf, der nach außen in eine Rumpffläche übergeht, die durch flache gerade Hänge ausgezeichnet ist, also ein Formengebilde, das nicht als Primärrumpf bezeichnet zu werden pflegt. Jedenfalls hat dieser Rumpf nicht die Hangformen, die W. Penck als charakteristisch für den peripheren Teil seiner Piedmontflächen anführt.

Spreitzer argumentiert weiter: „Dort, wo die Flüsse an der Grenze des orographisch hervortretenden Berglandes auf den randlichen Teil des Gebildes übertreten, besitzen sie die ganze Kraft der Erosion, die ihnen durch das Gefälle der dahinter ansteigenden Erhebung gegeben ist. Sie können mithin so lange dem Anwachsen des Gewölbes entgegenarbeiten und eine Primärrumpffläche ausbilden, bis diese eine solche Breite erreicht, daß die auf ihr dahinströmenden Flüsse in der Art von Tieflandsflüssen nicht mehr die Kraft der Tiefenerosion haben. Der Aufwölbungsvorgang geht aber nach unserer Voraussetzung gleichförmig weiter und so wird es nach Erreichung einer bestimmten Breite der randlichen Primärrumpffläche möglich, daß die immer neu sich angliedernden randlichen Zonen des Gewölbes auch orographisch wieder in die Höhe wachsen. Aber die erst angelegte Fläche ist nunmehr der unmittelbaren Wirkung der allgemeinen Erosionsbasis entzogen. Sie bildet sich selbständig weiter und ist eine Piedmontfläche. Dieser Wechsel im Kräftespiel genügt jedenfalls, um die Entstehung der Form zu erklären“ (16, S. 348).

Ganz abgesehen davon, daß Spreitzer ebenso wie W. Penck es unberücksichtigt läßt, daß die Aufwölbung — ganz gleich, ob es sich um eine stetig beschleunigte oder stetig gleichförmige Aufwärtsbewegung handelt — die Gefälle der nach außen führenden Hauptgerinne stets überall zu versteilen bestrebt ist, so daß es nicht vorkommen kann, daß irgendwo im Bereich des ganzen Gewölbes „die Flüsse in der Art von Tieflandströmen nicht mehr die Kraft zur Tiefen-

erosion haben“, ganz abgesehen davon also, stellt Spreitzer in seinen weiteren Ausführungen ein ganz unmögliches Gesetz auf: ein Fluß erfahre durch die Verteilung seines Gefälles (also nach ihm zwischen Bergland und Piedmontfläche, bzw. an den Stufen zwischen den einzelnen Piedmontflächen) „eine Verstärkung der Erosionskraft, die in dem unteren Teil der Steilstrecke gewiß größer ist als in dem oberen, denn erst hier kommt die Wirkung der Beschleunigung mit zur Geltung“ (wobei Spreitzer eine im Bereich der Gefällsteile unverändert groß gebliebene Wassermenge annimmt). Das gibt es aber nur beim freien Fall eines Gerinnes, also bei einem frei stürzenden Wasserfall, und auch hier nur bis zu einer gewissen Grenze, jenseits der Zerstäubung und damit wieder Verminderung der Fallgeschwindigkeit eintritt, und dann nur noch für ganz kurze Laufstrecken bei Gerinnen in glatten Halbzylinderröhren, solange nämlich laminare Bewegung herrscht und nicht die durch die Beschleunigung schließlich eintretende Turbulenz auch da relativ bald diese Beschleunigung wieder aufzehrt. Bei Gerinnen in gewöhnlichen Bach- oder Flußbetten wird aber die jeweils entstehende Beschleunigung sofort wieder aufgezehrt und in Reibung umgesetzt, so daß bei gleichbleibendem Gefälle und gleichbleibender Wassermasse auch auf noch so langen Strecken überall gleich starkes Tiefereinschneiden herrscht. Es ist ganz klar, daß die Höhe einer Gefällsteile ganz ohne Einfluß auf die Erosion unterhalb von ihr gelegener Laufstrecken bleibt (abgesehen von lokaler Kolkbildung unter jäh stürzenden Gerinnen).

Spreitzer hat für die Entstehung der Formen der Piedmonttreppe außer der hier abgelehnten noch zwei andere Möglichkeiten angeführt. Die Piedmonttreppe könne noch entstehen: a) bei verschiedener petrographischer Beschaffenheit der unmittelbaren Erosionsbasis, wobei die Aufwölbung nicht unbedingt bei größer werdender Phase vor sich gehen müsse, b) bei öfterem Klimawechsel. Da diese Voraussetzungen allzu hypothetischer Natur sind und sich vom „Problem der Piedmonttreppe“ allzu weit entfernen, will ich mich hier mit ihnen nicht befassen. Wichtiger ist, daß nach Spreitzer für den eben eingehend besprochenen Fall einer Aufwölbung bei stetig gleichförmiger Hebung und größer werdender Phase angibt, daß zeitweise Hemmungen in der Hebungintensität die Ausbildung der Piedmonttreppe besonders begünstigen müssen. Hierzu ist nur zu wiederholen, was ich bereits (S. 7) angeführt habe, daß nämlich der Formenschatz einer Piedmonttreppe mit der Annahme einer Aufwölbung, die Hebungsunterbrechungen erfährt, auch nicht erklärt werden kann.

Es scheint mir noch notwendig, auf eine spezielle Frage näher einzugehen, die Spreitzer in seiner Abhandlung aufgeworfen hat (16, S. 343f.). Sie lautet: „Gibt es . . . tatsächlich so eindeutige Merkmale für Primär- und Endrumpfflächen, wie W. Penck annimmt?“ Ich führe im nachstehenden die Fälle an, die Spreitzer zum Zweck der Erörterung dieser Frage beleuchtet, und füge jeweils meine Stellungnahme zu seinen Ausführungen bei:

1. Aus einem flachen Endrumpf können bei einer Hebung, wenn sie stärker ist als die exogenen Kräfte, konvexe Formen entstehen und doch hat diese Fläche „Endrumpfnatur“.

Das ist unrichtig: die entstehende Fläche ist ein Primärrumpf. Wir müssen ein Gebilde dieses Formenschatzes ein für allemal so nennen; es ist das

Ergebnis der aufsteigenden Entwicklung,¹⁾ die sein Vorfahre, in diesem Fall ein Endrumpf, mitmacht.

2. Wenn ein flacher Endrumpf als Horst parallele Hebung erfährt, „wird wohl am Rande des Horstgebirges sogleich die zerstörende Kraft der Flüsse ihre Arbeit beginnen. Weiter gegen das Innere aber folgt zunächst eine Zone mit nur geringer Tiefenerosion, in der die Form der Ebenheit erhalten bleibt, während sich die Flüsse zugleich schon einigermaßen einschneiden. Wiederum haben wir dasselbe Bild: [gemeint ist: wie bei 1., der Verf.] eine Endrumpfebene, von der konvexe Hänge zu den erst schwach eingeschnittenen Tälern hinabführen“.

Hier ist zu entgegnen: Bei dieser Entwicklung entsteht im Gegensatz zum vorher erwähnten Fall überhaupt kein Primärrumpf. Die in die Ränder des Horstes tief eingeschnittenen Täler engen das Areal des gehobenen Endrumpfes immer mehr ein, bis der ganze Horst zertalt ist. Erfährt er keine neue Hebung irgendwelcher Art, dann überzieht schließlich ein neuer Endrumpf das ganze Gebilde.

3. Ein Endrumpf wird so langsam aufgewölbt, daß die exogenen Kräfte mit der Hebung überall Schritt halten können. „Es wandelt sich in diesem Falle der Endrumpf in einen Primärrumpf.“

¹⁾ H. Louis versucht in einem interessanten Aufsatz (Probleme der Rumpflä-chen und Rumpftreppen, Verh. u. wiss. Abh. d. 25. D. Geographentages 1934, S. 118, speziell S. 126) zu erweisen, daß im Mittel- und Flachrelief des humiden Klimagebiets das Hangprofil der gleichförmigen Entwicklung im Sinne von W. Penck nicht, wie dieser meint, gerade, sondern konvex sei. Auf einen geraden Hang müsse die Schuttmächtigkeit nach abwärts zunehmen, so daß eine gleichmäßige Verwitterung und Abtragung des Anstehenden in den oberen und unteren Teilen nicht stattfinden könne; dagegen vermöge eine konvexe Hangneigung durch nach abwärts sich steigernde Schuttbewegung ein Schuttprofil von annähernd gleichmäßiger Mächtigkeit zu erzeugen, wodurch eine auf allen Hangteilen gleichstarke Verwitterung und Abtragung des Anstehenden möglich werde.

Dazu ist zu bemerken, daß an einem gedachten geraden Hang zwar in den oberen Teilen die mechanische Verwitterung besonders groß ist, aber auch die innere und äußere Reibung des bewegten Schuttes. Weiter unten am Hang ist der Schutt kleiner, gerundeter, ferner die Feuchtigkeit größer und damit auch die chemische Verwitterung, so daß hier die Beweglichkeit des Schuttes größer ist. Es kann daher sehr wohl ein Gleichgewicht in der Rückverlegung des Hanges bewirkt werden, indem bei nach unten zunehmender Geschwindigkeit des Schutttransports ein Ausgleich in der Richtung geschaffen wird, daß eben die Mächtigkeit des Bodenprofils unverändert bleibt.

Im übrigen endet jeder Hang gegen unten früher, als man beim Anblick einer Erhebung vorerst glauben möchte, an einer Verschneidung, in der dann andere Bedingungen gegeben sind.

Die in jedem Relief gewiß nicht selten vorkommenden geraden Hänge sind ein Beweis für diese Ableitung. Denn sie müßten ja sonst nur zufällige Augenblicksgebilde sein. Außerdem kann man in der Natur am geraden Hang keineswegs eine Zunahme der Hangschuttmächtigkeit gegen unten beobachten, wobei von den obersten Teilen der Schneiden abzusehen ist, die ja auch, wie W. Penck ausgeführt hat, deshalb immer eine mehr minder breite Zuru-ndung besitzen, die nicht größer werden kann.

Es geht darum nicht an, konvexe Gehänge in unseren Klimagebieten für das Charakteristikum der gleichförmigen Entwicklung anzusehen. Sie bringen stets eine aufsteigende Entwicklung zum Ausdruck.

Auch das ist unrichtig. In diesem Falle bleibt, wie schon die Voraussetzung begründet, die absteigende Entwicklung sozusagen stationär: der Endrumpf behält seine Formen, er bleibt ein Endrumpf.

4. Es kann „vorkommen, daß ein in einem früheren Zyklus gebildeter Primärrumpf, dessen Untergrund sich schon lange in tektonischem Ruhezustand befunden hat, neuerlich aufgewölbt wird und nun ein neuerlicher Primärrumpf den ersten ablöst“.

Ein Irrtum: der alte Primärrumpf, dessen Untergrund der Voraussetzung gemäß sich „schon lange in tektonischem Ruhezustand“ befindet, muß demzufolge schon vor der neuen Aufwölbung ein Endrumpf geworden sein. Aus diesem Endrumpf entsteht durch die neue Hebung ein Primärrumpf (= Fall 1).

Zusammenfassend kann man sagen, daß alle bisher von der morphologischen Literatur gebotenen Erklärungen für die Entstehung jenes Formenschatzes, den W. Penck Piedmonttreppe genannt hat — ich ziehe den Ausdruck Rumpfflächentreppe vor — fehlgegangen sind. Es ist nicht Aufgabe dieser Arbeit, für das häufige Vorkommen dieses Formenkomplexes in dem deutschen Mittelgebirge eine andere, neue Erklärung zu bieten. Aber es muß eindringlich darauf hingewiesen werden, daß Rumpfflächentrepfen auch in den Alpen sehr oft zu beobachten sind; ihre Erklärung soll im Laufe der folgenden Ausführungen gegeben werden. Wie in den Alpen wird man auch in den deutschen Mittelgebirgen mehr als bisher der Auffassung Raum geben müssen, daß nicht einfache „Gewölbe“ den Grundzug jener Tektonik ausmachen, die aus Krustenteilen Gebirge schafft. Zwischen einer Großfalte und einem Gewölbe besteht auch nicht der prinzipielle Unterschied, den W. Penck (14, S. 84) zwischen diesen beiden tektonischen Gebilden sehen wollte; alle einfachen Bewegungstypen der Erdkruste sind durch mannigfache Übergänge untereinander verbunden.

Die Anhänger der Piedmonttrepentheorie in ihrer ursprünglichen oder einer abgeänderten Fassung betonen stets sehr eindringlich, daß von der tieferen Rumpffläche Täler eindringen in die nächsthöhere. In den Ostalpen ist es A. Winkler, der in seinen Arbeiten immer wieder auf diese Beobachtung aufmerksam macht und betont, darin einen Beweis für die Entwicklung von Piedmonttreppen im W. Penckschen Sinne zu sehen. Ich will dieser Anschauung hier nur ganz kurz folgende Überlegung gegenüberhalten: Wenn eine Rumpffläche von einer Verbiegung oder einem Bruch derart betroffen wird, daß zwei ungleich hoch liegende Flächenteile aufscheinen, dann müssen stets von dem tieferen Flächenstück Täler in das höhere zurückgreifen. Man erkennt schon aus dieser einfachen Überlegung, daß das geschilderte Verhalten von Tälern kein Beleg für die unbedingte Annahme eines Entwicklungsganges sein kann, wie ihn die Piedmonttrepentheorie lehren möchte.

Die Literatur über die Oberflächenformen der Alpen ist bereits so angeschwollen, daß es mir nötig schien, die wichtigsten Begriffe und die damit zusammenhängenden Vorstellungen hier anzuführen.

Das Problem der älteren morphologischen Entwicklungsgeschichte des Gebirges ist heute scharf umrissen. Auf der einen Seite stehen die Vertreter jener Anschauung, die in der ungleichen Höhenlage flachhangiger Formen im Bereich der Gipfflur das Ergebnis eines mehrzyklischen Hebungs-, bzw. Erosions-

vorganges sehen, auf der anderen jene Formenkundler, die darin den Ausdruck individueller tektonischer Verstellung erkennen.

Die alte Landschaft auf den Stöcken der Schneeberggruppe.

Bevor die Deckenlehre auch in den Ostalpen Anwendung fand, wiesen die Geologen den nordöstlichen Kalkhochalpen eine ziemlich komplizierte Bruchtektonik zu. Die faziellen Unterschiede, oft auf engstem Raum sich geltend machend, blieben eine offene Frage. Dagegen schien sich in den Rahmen der damaligen Anschauung die staffelförmige Übereinander-Anordnung der einzelnen Kalkklötze sehr wohl einzufügen. Die verschiedenen Kalkhochflächen wurden — übereinstimmend von Geologen und Geographen — zunächst als „Schichttafelschollen“ bezeichnet. Mit dieser Anschauung brach E. Brückner, der im Jahre 1907 (17, S. 123f.) darauf hinwies, daß die „Plateaus“ im Bereich der nahe dem Südende des Wiener Beckens gelegenen Schneeberggruppe hügelige Rumpflächen darstellen. Diese und benachbarte Gruppen der Kalkhochalpen boten ein ausgezeichnetes Studienobjekt und die Untersuchungen über die ältere morphologische Entwicklung der Ostalpen nahmen häufig immer wieder von diesem Gebiet ihren Ausgang.

Die Erkenntnis, daß auch in diesem Teil der Alpen übereinandergeschobene Decken das Gebirge aufbauen, brach sich ungefähr zur gleichen Zeit Bahn, als von geographischer Seite her Götzinger (18, 19, 20) das Studium der Kalkhochflächen aufnahm und zu neuen Erkenntnissen kam, dabei sein Beobachtungsmaterial (21 bis 27) allmählich erweiternd.

Götzinger gelangte zu folgenden Ergebnissen, die für die damalige Zeit einen sehr großen Fortschritt bedeuten:

1. Die Hochflächen der nordöstlichen Kalkhochalpen stellen eine etwa im Altmiozän angelegte Kuppenlandschaft mit lokalen Verebnungsflächen dar, die durch fluviatile Lateralerosion zu erklären sind. Zur Zeit der Entstehung der flachen Kuppen muß das Grundwasser sehr viel höher unter der damaligen Landoberfläche gestanden haben als heute.

2. Auf diesen Verebnungsflächen finden sich gelegentlich Augensteine (Flußgerölle aus Quarz, Quarziten, verschiedenen kristallinen Schiefen). Diese sind, wie Simony, der die Augensteine im Dachsteingebiet entdeckte, schon 1851 annahm, einst aus der Gegend der Zentralalpen nach Norden transportiert worden. Sie sind Restschotter auf dazugehörigen Verebnungsflächen. Wo die Augensteine nicht auf Verebnungsflächen liegen, sind diese, insbesondere durch Verkarstung, später abgetragen worden.

3. Die Entwicklung der alten Kuppenlandschaft mit den Verebnungsflächen hat eine längere Zeit tektonischer Ruhe innerhalb der Kalkhochalpen zur Voraussetzung.

4. Die verschiedene Höhe der Augensteinlager spricht für Dislokationen nach Ablagerung der Augensteine.

1914 hat Winkler (28, S. 290) die Augensteinverebnungsflächen mit dem altmiozän angesprochenen Tertiär der Mur-Mürz-Furche in Beziehung gebracht.

1922 kam Baedeker (29) gelegentlich einer sehr eingehenden Studie über die Kalkstöcke im Bereich der Täler der Mürz, Schwarza und Sierning zu einer

Vorstellung, die im Grundsätzlichen der Götzingers glich: auch er sprach von Abtragungskuppen, die um 100 bis 200 m Verebnungsflächen überragen, die durch die Lateralerosion von Augensteinschotter transportierenden Flüssen geschaffen worden seien. Die Kuppen bezeichnete er (29, S. 36) als „Formen einer bis zur Spät reife fortgeschrittenen Abtragung, bei der ein alternder Verkarstungsvorgang im eigenen Schutt erstickte und in oberflächliche Entwässerung überging. Es entwickelten sich flache Täler, die einen Teil der bisher oberflächlich abflußlosen Karstmulden in den Bereich des oberirdischen Abflusses einbezogen. Diese Formen sind älter als die tiefe Zertalung, die heute außerhalb der Plateaus sich findet. Die heute auf den Plateaus vor sich gehende Abtragung ist eine Verkarstung bei tiefliegendem Karstwasserspiegel. Ihre Formen haben sich heute erst bis zur Jugend entwickelt“. Mit dieser gegenwärtigen Verkarstung meint Baedeker die Jamen und steilhangigen Dolinentrichter im Gegensatz zu den schüsselförmigen Karstmulden (Uvalas).

Als neu erscheint hier die Anschauung, daß ein Karstzyklus durch einen fluviatilen, dieser wieder durch einen Karstzyklus abgelöst worden sei. In meiner Arbeit über die Rax (30, S. 154, 165) habe ich die Anschauung, daß die Trichter dolinen und die breiten schüsselförmigen Karstmulden verschieden alt seien, als unrichtig abgelehnt. In der Tat spricht nichts dafür, daß die flachen Mulden aus mehreren Dolinen zusammengewachsen seien. Inzwischen hat O. Lehmann (30 b) im Toten Gebirge nachgewiesen, welche verschiedene Karsthohlformen sich gleichzeitig nebeneinander entwickeln können. Wenn genügend viele, wenn auch enge Klüfte ein Gestein durchsetzen, wird seine Oberfläche ziemlich parallel durch chemische Erosion tiefer gelegt. Nie zeigen die flachen Karstschüsseln der alten Hochflächenlandschaft eine mächtige Verschmierung mit terra rossa, wie Baedeker das angibt. — Es braucht wohl kaum betont zu werden, daß nach den modernen, hauptsächlich durch Terzaghi und O. Lehmann gewonnenen Anschauungen über die Hydrographie und Morphologie von Karstgebieten die Annahme eines einheitlichen „Karstwasserspiegels“ ausgeschlossen ist.

Ich fasse die Ergebnisse der angeführten Studie über die Rax im nachstehenden knapp zusammen.

1. Die Landschaft der Hochflächen über den tiefen Tälern umfaßt Kuppen zwischen Muldentälern. Trichter dolinen und Karstschlote bedecken wie Narben diese durch Verkarstung fossil gewordenen Formen. In den Muldentälern haben sich bisweilen flache Karstmulden entwickelt.

2. Felshänge oder Steilhänge lösen diese Landschaft in mehrere ungleich hoch gelegene Hochflächenteile auf. Die Steilhänge werden durch steile Gräben mäßig zerschnitten. Diese Gräben setzen an den Muldentälern des höheren Flachstückes an und enden unten am Fuße der Steilhänge.

3. Wie schon Götzinger sehr eingehend festgestellt hat, kommen auf all den verschieden hoch gelegenen Hochflächenteilen Augensteine vor. Es ist aber besonders darauf hinzuweisen, daß sie nicht nur in den Muldentälern, sondern auch auf den Hängen der Kuppen, ja auf diesen selbst zu finden sind. (Im Gebiete der Salzburger Kalkalpen hat auf diese Erscheinung zuerst Machatschek [31, S. 265 ff.] aufmerksam gemacht.)

4. Die konvexen Formen der Erhebungen zwischen den Muldentälern können

nur durch Zerschneidung und Abtragung noch flacherer Formen entstanden sein. Die nach unten konkav werdende Hanglinie erweist, daß die Hebung, die zu dieser Zerschneidung führte, bald wieder erlahmt sein muß.

5. Nirgends läßt sich eine durchlaufende Talung feststellen, die mit aus den Zentralalpen kommenden „Augensteinflüssen“ in genetische Verbindung zu bringen wäre. Dies und die Tatsache, daß Augensteine auch auf den Kuppen vorkommen, erweisen, daß die Augensteine seinerzeit von Flüssen transportiert worden sind, die der Kuppenlandschaft nicht angehörten, sondern einer Landschaft, die deren Vorläufer war. Von ihr ist nichts erhalten.

6. Diese von mir „Augensteinlandschaft“ genannte, nicht mehr auf uns überkommene Oberfläche muß, wie eben betont worden ist, noch flachere Formen besessen haben als die Kuppenlandschaft, die ich, weil ihre Rumpflächennatur auf der Rax zum erstenmal (vgl. S. 18) erkannt worden ist, „Raxlandschaft“ genannt habe. Sie kann aus der Augensteinlandschaft nicht durch parallele Hebung oder konsequente Schrägstellung entstanden sein, da das ursprüngliche Flußnetz zerstört und durch ein neues ersetzt worden ist. Die Raxlandschaft kann daher nur zufolge Aufwölbungen, von denen ihre Vorgängerin betroffen worden ist, geschaffen worden sein.

7. Die Steilhänge, welche die Flachformen durchschneiden und so die Hochflächen in mehrere ungleich hohe Flächenstücke gliedern, sind keine Härtestufen; sie trennen auch nicht verschieden alte Flächenstücke, sondern entsprechen Brüchen, bzw. Flexuren. Den Verbiegungen, die zur Entwicklung der Raxlandschaft geführt haben, folgte eine Schollenbewegung, durch die einzelne Teile der Landschaft verschieden hoch gehoben wurden. Die zuerst und am schnellsten gehobenen Teile verkarsteten zuerst. Je nachdem ob eine Scholle an Bruchlinien rasch oder langsam aufstieg, konnten sich an diesen Brüchen Felswände oder bloß nichtfelsige Steilhänge entwickeln. Diese wurden zunächst noch von kleinen Gräben durchfurcht, die aber auch bald verkarsteten.

8. Der andauernden Aufwärtsbewegung gegenüber konnten sich schließlich nur die wasserreichsten Bäche und Flüsse behaupten, die die tiefen Täler zwischen den einzelnen Kalkstöcken und an deren Außenrändern eingeschnitten haben.

Die Annahme einer heute nicht mehr erhaltenen Augensteinlandschaft ist von mir zum erstenmal im Jahre 1923 (32, Schlußkapitel) ausgesprochen worden, nachdem ich größere Teile der niederösterreichisch-steirischen Kalkhochalpen, des Salzkammergutes und des Kalkgebirges an der tirolisch-salzburgischen Grenze kennengelernt hatte. Die damals in rohen Umrissen verfaßte Synthese der Entwicklungsgeschichte der Ostalpen ist, wesentlich gekürzt, 1925 veröffentlicht worden (33). Mir war bei diesen Arbeiten die Schrift entgangen, die W. Schmidt (34) 1920 der „Oberflächengestaltung der Umgebung Leobens“ gewidmet hat. Er nahm darin u. a. auch auf die Plateaus der nordöstlichen Kalkalpen Bezug, deren Ausbildung er seinem sogenannten „Altzyklus“ zuschreibt. Ihm „erscheinen nun die Höhenunterschiede dieser Hügellandschaft zu groß, um für die Zeit der Augensteine zu passen“ (34, S. 556); er setzt daher für die „Zeit der Augensteine“ geringere Höhenunterschiede als für den „Altzyklus“ und direkte Entwässerung der Nordalpen in nördlicher Richtung voraus. Wenn auch das hier im Zitat wiedergegebene Argument keine eigentliche Beweiskraft hat, so möchte

ich doch nicht darauf verzichten, an dieser Stelle darauf hinzuweisen, daß W. Schmidt der erste war, der eine richtige Vorstellung bezüglich des Formenschatzes in der „Zeit der Augensteine“ vertreten hat.

Krebs (35, I., S. 31) nennt die Hochfläche der Rax ein zwar „gut untersuchtes, aber nicht eben typisches Beispiel“ und tut damit Unrecht, denn es gibt unter den ganzen Hochflächen tragenden Stöcken in den nördlichen und südlichen Kalkalpen nicht einen einzigen, der eine so große Anzahl verschieden hoch gehobener Schollen umfaßt wie die Rax, ohne daß Täler die einzelnen Schollen trennen und ohne daß Eiszeitformen den genetischen Zusammenhang verschleiern. Selbst die Verkarstung ist nicht derart, daß das alte Relief nicht etwa deutlich erkennbar wäre.

Die Rax stellt eine mächtige Masse von Riffkalcken der unteren Trias dar, die bisweilen dolomitisiert sind. Die Basis dieser Riffkalke wird von Werfener Schichten gebildet, die von Grauwackengesteinen unterlagert werden. Im Süden des Stockes reicht dieser Sockel verhältnismäßig leicht zerstörbarer Gesteine bis 1200 und 1300 m empor; er sinkt an der Westseite sehr rasch gegen Naßwald im oberen Reißtal ein, an der Ostseite verschwindet er in der Gegend von Hirschwang; im Norden ist das Schwarzatal zur Gänze in die Kalke eingeschnitten. Unter den geschlossenen Südost- und Südabstürzen der Kalkmassen der Rax ist der Raum der Schiefergesteine in zahlreiche Riedel aufgelöst.

An der Westseite der Rax erscheint eine tiefere tektonische Einheit im Hohen Gupf und unter der Scheibwaldmauer (Kobers Hallstätter Decke, Lahns Mürzdecke [36]). Der Sängerkogel an der Südostseite der Rax scheint ein abgesunkenes Stück der höheren „Schneebergdecke“ (= Kobers hochalpine Decke) zu sein (36, S. 18).²⁾ Die gleichen tektonischen Einheiten, aber in noch mehr Schuppen aufgelöst, erscheinen in der Schneeam westlich der Rax und die Wettersteinkalke und -dolomite des Raxplateaus finden nördlich des Schwarzatales ihre unmittelbare Fortsetzung im Kuschneeberg und Hochschneeberg, im NE im Gahns, an dessen Südseite darunter wieder eine tiefere Schuppe auftritt. Alle diese Schuppen sind nach den neuesten Untersuchungen Spenglers (38) juvavisch; unter dem Juvavikum erscheint im N das „Voralpin“, und zwar zunächst die Ötscherdecke (= Tirolikum), die selbst wieder in mehrere Schuppen gegliedert ist. In der Schneebergdecke ist häufig „wilde Dolomitisierung“ zu beobachten und keineswegs durchgehende Trennung in Wettersteindolomit und hangendem Wettersteinkalk, wie Lahn meint (36, S. 9). Durch neue Funde Lahns ist die transgressive Natur der Gosau, die in kleinen Resten nördlich und südlich des Schwarzatales (Höllentales) erscheint, nunmehr sichergestellt. Aber diese Gosau ist in nachkretazischen Bewegungen in die untere Trias eingeklemmt worden.

Dadurch, daß die Mürzdecke nur am Westrand der Rax zum Vorschein kommt, und infolge der Unmöglichkeit, die Wettersteinkalk- und Dolomitmassen der Rax stratigraphisch eingehender zu gliedern, ist es nicht angängig, die mor-

²⁾ Diese Darstellung ist überholt durch die Ausführungen (S. 162ff.) von H. P. Cornelius: Schichtfolge und Tektonik der Kalkalpen im Gebiet der Rax. Jrb. Geol. Bundesanstalt Wien, 1937, S. 133—194. Für die junge Bruch- und Flexurtektonik ist das nicht von Belang.

phologisch nachweisbare junge Schollentektonik des Gebirgsstockes auch geologisch zu belegen. Wohl aber ist es mir möglich gewesen, die Fortsetzung des bedeutendsten Bruches, der, den Lechnermauern und dem Großen Höllental folgend, die Rax durchzieht, geologisch nachzuweisen: jenseits des Schwarzaales trennt diese Bruchlinie die Hochfläche des Hochschneebergs (1800 bis 2080 m) von der des Kuhschneebergs (1400 bis 1550 m). Unter dem Nordsaum der ersteren liegt die Schubbahn zwischen Schneebergdecke und voralpiner Decke um über 300 m höher als im Bereich des Kuhschneebergs (vgl. 37, S. 131f. und 38, S. 517f.). Und um ungefähr den gleichen Betrag liegt die Hochfläche des Hochschneebergs über jener des Kuhschneebergs, durch einen Steilhang von ihr geschieden.

Es sei gleich hier betont, daß ein in der Tat vollwertiger geologischer Beweis für einen die Raxlandschaft verstellenden Bruch in den ganzen Ostalpen nicht zu erbringen ist; ein solcher Beweis würde ja nur dann vorliegen, wenn irgendwo die Raxlandschaft samt ihren korrelierten Sedimenten — das müßten also solche sein, die in einer Einmündung am Rande einer die Augensteinlandschaft ergreifenden Aufwölbung zur Ablagerung gekommen wären — an einem Bruch oder einer Flexur disloziert worden wäre. Bei allen anderen Brüchen besteht ja theoretisch stets die Möglichkeit, daß sie älter seien als die Entwicklung der Raxlandschaft. Umgekehrt kann aber die Annahme, die Raxlandschaft wäre irgendwo durch einen Bruch oder eine Flexur verstellt worden, nur dort gemacht werden, wo in der Tat eine solche Dislokation zu beobachten ist. Wo freilich eine fast ausschließlich schichtungslöse Kalkmasse wie die der Rax vorliegt, ist der geologische Nachweis für das Vorhandensein einer Dislokationslinie nicht möglich. Da in diesem Falle überdies die Grenze gegen die Liegendsschichten überall dort, wo Brüche sich an ihr nachweisen ließen (z. B. am Südostabfall der Rax westlich der Preinerwand), durch die Schuttstreuung von oben her ganz verhüllt ist, so kann da ein geologischer Nachweis natürlich auch in dieser Richtung nicht geführt werden.

Im Westteil der Rax sind von Baedeker zwei, von mir drei Schollen unterschieden worden. Die höchste mit der Scheibwaldhöhe (1944 m) scheint gegen Westen mit der tiefsten, dem Unteren Scheibwald, durch eine Flexur verbunden zu sein, jedoch weiter im Norden erscheint die Scholle des Oberen Scheibwaldes, anscheinend durch eine Flexur mit der höchsten, durch einen Bruch mit der tiefsten Scholle verbunden. Bruch und Flexur konvergieren in südlicher Richtung, wo die mittlere Scholle fehlt, und in der ungefähren Fortsetzung dieser Konvergenzlinie liegen die Steilabstürze des Gamseck. Aber auch der Hinweis auf diese Übereinstimmung besitzt nur Wahrscheinlichkeitswert. So bleibt im Bereich der Rax nur morphologische Beweisführung für die Existenz der angenommenen jungen Bruchtektonik über. Sie ist, wie im folgenden ausgeführt werden soll, nach drei Richtungen hin möglich.

Als die steilen V-förmigen Gräben entstanden, von denen die Steilabfälle durchrissen werden, war die tiefere Scholle, wo sie, wie die Beobachtung lehrt, stets zu Ende gehen, ihre Erosionsbasis. Heute findet in ihnen kein Tiefer-einschneiden mehr statt, der Grund dieser Gräben ist von Dolinen durchsetzt — sie sind heute ebenso verkarstet wie die Muldentäler auf den Schollen darüber

und darunter. Besonders auf der westlichen Rax ist das ausgezeichnet zu sehen. Wenn an einer auflebenden Bruchlinie oder Flexur ein Teil der Raxlandschaft rascher anzusteigen begann als der benachbarte, dann verkarstete die schneller gehobene Scholle bald. Am entstehenden Steilhang längs des Bruches oder der Flexur wurden Gräben eingetieft, die sich naturgemäß nur in bezug auf die tiefere Scholle entwickeln konnten; aber auch sie unterlagen bald der Verkarstung. Dieses Spiel wiederholte sich dauernd in um so geringeren Höhen, je mehr Schollen durch Dislokationen von den oberen, zuerst gehobenen abgetrennt wurden.

Man muß sich vorstellen, daß die Raxlandschaft ihre Entwicklung in geringer Meereshöhe erfahren hat, zu einer Zeit, als genügend Niederschläge vorhanden waren, um die Existenz von Wäldern zu ermöglichen und so die Bildung von Humusböden zu gewährleisten. Die Annahme, daß bei der späteren Zerstückelung der Raxlandschaft, bei ihrer Auflösung in ungleich hoch gehobene Schollen die Klüftigkeit des Gesteins zugenommen hat, ja daß von früher her schon vorhandene Klüfte allein durch das Geringerwerden des seitlichen Krustendruckes bei der Emporschaltung einer Scholle eine Erweiterung erfahren, ist physikalisch durchaus einwandfrei. Die Löslichkeit des Gesteins blieb natürlich immer die gleiche. Aber die Zunahme der Klüftezahl und die Erweiterung von Klüften im Anschluß an die tektonische Höherschaltung mußte früher oder später zur Verkarstung führen. Es mag dabei mitgespielt haben, daß eine Klimaänderung — ein Mediterranerwerden des Klimas — die Wälder absterben ließ und die Humusdecke, die schon vorhandene Klüfte immerhin in gewissem Maße gegen oben abdichtete, der Abspülung anheimgab. Auch bei einer, wie Lehmann nachgewiesen hat, zunächst zweifellos nicht überall gleich großen Dichte des Kluftnetzes im löslichen Gestein wird allmählich überall Verkarstung eintreten, wenn die Höherschaltung des aus löslichen Gesteinen bestehenden Gebirges nur genug lang andauert.

So sieht man, wie z. B. in dem in dolomitischen Kalken angelegten Bärengraben nördlich des höchsten Punktes der Rax, der Heukuppe (2099 m), längere Zeit erodiert werden konnte, da das Gestein nicht so durchlässig ist wie in seiner weiteren Umgebung. Vom Bärengraben aus konnte sich sogar eine Reihe von Seitengräben entwickeln, die die alten Formen der Hochfläche ziemlich zerstört haben. Auch der Bärengraben gehört zu jenen Tälern, die sich in bezug auf die tiefere Scholle entwickelt haben, wenngleich diese — es war die südliche Fortsetzung des Unteren Scheibwaldes — durch das Zurückwittern des westlichen Außenrandes der Rax heute nicht mehr erhalten ist. Da hier ein Großteil der höheren Scholle (Raum Gamseck—Heukuppe—Trinksteinsattel) aus weniger zur Verkarstung neigenden Dolomiten aufgebaut wird, konnte der zunächst am darunter liegenden Steilhang angelegte Bärengraben noch weit in die Muldentäler der höheren Scholle zurückgreifen und sie lange Zeit zerschneiden, ehe schließlich auch er an seinem Grunde verkarstete. Ein ganz analoger Fall ist der Große Leitergraben in der Raxlandschaft auf der Hochfläche der später zu besprechenden Hohen Wand. Baedeker hat diese beiden Täler sowie einige andere einem „zweiten Talzyklus“ eingeordnet (29, S. 36f.), der durch regionale Senkung der Erosionsbasis im Bereich der ganzen Schneeberggruppe zur Ausbildung gekommen sei. Seine anderen Beispiele sind Seitengräben der „Eng“,

eines den Gahns nach Süden durchziehenden Tales, der Klausgraben an der Ostseite des Gahns und der oberste Kesselgraben in der nördlichen Rax: lauter Täler, die, wie man das an den Außenrändern der Kalkstöcke so häufig sieht, an ihrem Grund recht unregelmäßiges Gefälle zeigen. Sie sind, wie die meisten Täler an den Rändern der Kalkalpenstöcke, für die Vorstellung von der Landschaftsentwicklung einer bestimmten Zeit ganz unverwendbar, weil sie nach ganz verschiedenen Zeitabschnitten stärker oder weniger stark verkarsten, und zwar in ungleich langen Teilstrecken. Die oft äußerst komplizierte Entwicklung von Tälern im Hochkarst, besonders die Ausbildungsmöglichkeiten des mehrfach gestuften Karstsackes des Großen Höllentals in der nördlichen Rax habe ich in meiner Raxarbeit beleuchtet (30, S. 165f.).

Wie der Bärengraben reicht auch jenes Tal, das den Steilhang am Bruchrand westlich der Hochschneeberghochfläche durchzieht und auf die tiefere Fläche des Kuhschneebergs mündet, noch in die höhere Scholle bis knapp unter den Rücken Klosterwappen (2075 m) — Kaiserstein (2061 m) empor. Es ist innerhalb der ganzen Schneeberggruppe das beste Beispiel für den Typus jener Täler, die an Steilhängen zwischen verschieden hoch gehobenen Schollen entstehen. Es zeigt auch besonders gut, wie sehr die Verkarstung auch den Grund dieser Gräben, die jünger sind als die Muldentäler der Raxlandschaft, längst ergriffen hat. Die Tatsache, daß die Kategorie der so angelegten Täler auch heute noch meist scharfes V-Profil besitzt, geht darauf zurück, daß Trichterdolinen den Grund dieser Täler, wenn auch in ungleich starkem Maß, noch heute dauernd tiefer legen. Auch findet bei der Schneeschmelze auf ganz kurze Strecken wohl auch noch heute bescheidene Erosion statt.

Die Entscheidung, ob eine Flexur oder ein Bruch zwischen den einzelnen Schollen vorliegt, ist freilich nicht immer leicht zu treffen. Wandert man von der Scholle der Scheibwaldhöhe hinab zum Oberen Scheibwald, dann sieht man, wie die dorthin gerichteten Muldentäler allmählich steiler werden, bis ein ausgesprochener Steilhang beginnt; die Gräben, die ihn gliedern, sind in seiner mittleren Höhe am tiefsten eingeschnitten und werden gegen die untere Scholle zu seichter. Dies ist jenes Bild, das — theoretisch — die Zerschneidung an einer Flexur entstehen läßt. Die Tatsache, daß der Steilhang, der vom Oberen zum Unteren Scheibwald führt, in der Horizontalen fast ungegliedert ist, läßt dagegen auf ziemlich rasche Dislokation an einem Bruch schließen. Auf der östlichen Rax zeigen die Gräben des Steilhanges zwischen der Grünschacherscholle und der tieferen Scholle des Gaislochbodens in ihrem oberen Teil größere Breite als weiter unten: so müssen — theoretisch — die Gräben aussehen, die sich an einem Steilhang entwickeln, der allmählich an einer Bruchlinie emporwächst. Geht die Schollenzerstückelung an einem Bruch sehr rasch vor sich und wird gleichzeitig eine große Sprunghöhe erzielt, dann entwickeln sich Felswände wie die Lechnermauern, an denen die Scheibwaldhöhe gegen den Graben des Gaislochbodens absetzt. Man könnte sich darob verwundern, daß -- sofern diese Verstellung schon vor langer Zeit erfolgt ist — die Felswand durch Rückwittern nicht schon ganz zerstört ist. Aus ihr müßte sich ja mit der Zeit ein konvexer Steilhang unter Schutthaldenbedeckung entwickeln, wie das von O. Lehmann (39) so exakt ausgeführt worden ist. Aber dazu ist zu bemerken, daß hier im

Diluvium ein Gletscher am Fuß der Lechnermauern ins Große Höllental hinabfloß, daß weiters Karsthohlformen von sogar sehr großem Ausmaß den Fuß der Wand bedeckt halten und so dessen dauernde Tieferlegung herbeiführen. Immerhin geben die Schuttkegel, die sich von der Wand in die Karstmulden hinabsenken, davon Kunde, daß ein Rückwittern der Wände doch stattfindet, wenn gleich modifiziert durch glaziale Unterschneidung und durch die Weiterbildung der darunter gelegenen Karstmulden. Es ist natürlich auch die Annahme möglich, daß der Bruch relativ jung ist, was ein Analogieschluß auf später zu besprechende Beobachtungen andernorts lediglich als unwahrscheinlich erscheinen läßt, ohne daß aber jene Möglichkeit ganz von der Hand zu weisen wäre.

Der zweite morphologische Beweis dafür, daß die verschieden hoch liegenden Teile der Hochflächen in der Schneeberggruppe, aber auch in den anderen Gruppen der Kalkalpen, nicht verschieden alte, ineinander eingetiefte Flächen, sondern verschieden hoch gehobene Teile einer Landschaft sind, liegt darin, daß es nicht möglich ist, anzunehmen, daß bei der Höherschaltung eines Erdkrustenteiles die Landschaft, die ihn überspannt, an der einen Stelle zur Gänze erhalten bleibt, während sie im unmittelbar benachbarten Raum vollständig der Vernichtung durch Erosion und Denudation anheimfällt. Unbegreiflich bliebe es, daß fast ungegliederte Denudationsränder dazwischen entstehen sollten.

Diese Entwicklung ist nirgends denkbar, auch nicht bei noch so undurchlässigen und leicht zerstörbaren Gesteinen. Nur wenn ein Teil des gehobenen Krustenstückes aus wenig widerständigen, der andere aus harten Gesteinen besteht, ist die Ausbildung eines solchen Denudationsrandes möglich, der dann eine einfache Härtestufe vorstellt. Ganz besonders unmöglich erscheint die Entwicklung verschieden alter Flächen untereinander im homogenen Kalk, wo man zu der grotesken Vorstellung gelangen würde, daß der eine Teil des Hebezbezirkes verkarstet, während der andere unmittelbar daneben mechanischer Erosion derart unterliegt, daß er nicht nur zerschnitten, sondern fast ganz abgetragen wird. Hochflächen, die in höhere durch Erosion und Abtragung eingeschachtelt worden wären, müßten überdies konkave Formen aufweisen, und das ist in den Kalkalpen keineswegs der Fall.

Ein dritter Beweis für die Gleichaltrigkeit der Schollen liegt darin, daß sie alle mit Augensteinen überstreut sind. Man muß naturgemäß bedenken, daß von den höheren Flächeneinheiten Augensteine auf tiefere herabkriechen können. Augensteine sind ja auch schon, wenn auch selten, auf den Denudationssteilhängen angetroffen worden, die Plateaustöcke außen umgürten (so z. B. von Götzinger an den Rändern des Raxstockes). Nun ist dieser Vorgang nur dann denkbar, wenn nicht die Kuppen der tieferen Scholle Augensteine tragen, denn bergauf können sie ja nicht wandern. Überdies: Wenn Augensteine auf einer Scholle auftreten, die einheitlich ist, d. h. es ist nur eine Hochfläche vorhanden, überall von jungen Denudationssteilhängen umgeben, wie etwa das später zu erwähnende Plateau des Fegenberges im Westen des Kuhschneeberges, dann ist es natürlich unmöglich, daß die wenn auch nur in Mulden dieser Hochfläche auftretenden Augensteine von einer höheren Fläche stammen, denn es fehlt ja in diesem Fall jeder Lieferant dafür. Das Ergebnis dieser Überlegungen kann gar

nicht genug betont werden, denn allzu häufig werden in der Literatur trotz dieser Funde tiefere Hochflächen einfach in ein tieferes „Erosionssystem“ eingeschaltet.

Wo die Muldentäler unter den Kuppen der Raxlandschaft noch ganz erhalten sind, zeigt der Querschnitt durch die Erhebungen stets ein Konkavwerden nach unten hin. Ich habe diese Erscheinung seinerzeit dahin gedeutet, daß die Verbeulungen und Verbiegungen, in deren Gefolge die Raxlandschaft entstand, nach einiger Zeit zur Ruhe kamen und dann erst mit der Zerstückelung der Landschaft eine neue Bewegung das Gebirge ergriff. Bei genauerer Überlegung muß man aber zugeben, daß das möglicherweise so gewesen ist, aber nicht gerade so gewesen sein muß. Denn mit dem Eintritt der Verkarstung muß jedes von ihr betroffene Gebiet, auch wenn es noch so sehr weiterhin tektonisch höher geschaltet wird, allmählich den Formenschatz der absteigenden Entwicklung annehmen: Die nicht mehr weiter tiefergelegten Muldentäler bilden im Verhältnis zu den darüber aufragenden Kuppen eine weiterhin konstant bleibende Denudationsbasis, mag ihre absolute Höhe noch so sehr zunehmen. Dadurch allein ist schon die zunehmende Verflachung der unteren Hangteile in der Raxlandschaft erklärbar. Wo die Plateaus undurchlässige und weiche Schichten schneiden, wie z. B. Werfener Schiefer, dort sind die Talmulden begreiflicherweise besonders stark verbreitert worden, wie das in der Talung der Großen Bodenwiese auf der Gahnshochfläche oder bei der großen Verflachung östlich des Windbergs (1904 m), des höchsten Punktes der der Rax gegen Südwesten vorgelagerten Schneeealm, beobachtet werden kann. In beiden Fällen schneidet die Raxlandschaft Werfener Schiefer, die als Reste höherer Deckschollen dort noch erhalten sind. Es spricht nicht gegen, sondern gerade für die oben gegebene Erklärung, daß diese weichen Schiefer schon stark ausgeräumt sind und die erwähnten breiten Talformen zum größten Teil im darunter zum Vorschein kommenden Kalk liegen.

Es lassen sich übrigens — wenn auch selten — Beobachtungen machen, daß innerhalb der Bewegungen, die zur Entstehung der Raxlandschaft geführt haben, Verzögerungen der Höherschaltung vorgekommen sein müssen. So ist z. B. auf der Scholle der Scheibwaldhöhe am Hang, der von dem darunter gelegenen Muldental herabführt, eine wohlentwickelte niedrige Terrasse zu beobachten. Man sollte, da die Muldentäler der Raxlandschaft eine ziemlich unveränderte Denudationsbasis darstellen, erwarten, daß sie und die tieferen Hangteile der Kuppen allmählich im Hangschutt ersticken müßten. Dies ist aber nicht der Fall. Man muß daher annehmen, daß die Auflösung des Kalkschuttes durch die Niederschläge ungefähr ebenso rasch erfolgt wie seine Aufbereitung.

Nur an wenigen Stellen ist die alte Landschaft auf der Rax durch das Einwirken eiszeitlicher Gletscher zerstört worden: in den Nordhang der Heukuppe hat sich ein Kar eingefressen und der tiefe Graben des Gaislochbodens ist von einem Gletscher durchflossen worden, der im Kar der Bärengarbe seinen Ursprung hatte. Jedoch dieses Kar ist eingekerbt in den Steilhang des Lechnermauern-Bruchrandes und auch das von den „Lechnerwänden“ umrahmte Kar nördlich der Scheibwaldhöhe hat nicht den Hang einer Kuppe in der alten Landschaft zerstört, sondern den Nordabfall der Scholle der Scheibwaldhöhe zerfressen. Im Bereich des Hochschneebergs sind nur die Denudationsaußenränder von

Karen besetzt worden, vorzugsweise am Nordostabfall des Stockes. Die gleiche Erscheinung zeigen die übrigen Stöcke der Kalkhochalpen bis zum Ennstal. An ihren Außenrändern sind Kare ziemlich häufig, oft lagen Gletscher in den tiefeingesenkten Karstsacktälern, an deren oberen Enden sie wurzelten; das Tal der Trenkwiese an der Schneeberg nordseite, das Höllental mit dem Gaislochboden sind gute Beispiele dafür. Aber auf den Hochflächen selbst gab es nur wenige Kargletscher, die alte Landschaft im Ostzipfel der Kalknordalpen ist im übrigen durch Eis nicht umgestaltet worden. Es fehlen hier auch — von den Karen abgesehen — im Bereich der Raxlandschaft Endmoränen, die das Schrumpfen von Plateaugletschern anzeigen würden. Weiter im Westen aber, z. B. am Hochkönig und im zentralen Dachsteingebiet, lassen sich solche Endmoränen sehr gut verfolgen. Die klimatische Schneegrenze lag am Ostrand des Gebirges im Eiszeitalter ziemlich hoch: die starken Weststürme, die damals wohl ebenso, wie es in der Gegenwart der Fall ist, die Hochflächen überwehten, vor allem die gegenüber den westlich anschließenden Teilen der Kalkalpen verhältnismäßig große Trockenheit ließen auf diesen östlichen Gebirgsstöcken keine Plateauvergletscherung zu, so daß damals, von wenigen Stellen abgesehen, nur eine ganz dünne und darum bewegungslose Firnhaut die alte Raxlandschaft überspannte. Darum sind die alten Formen hier so ausgezeichnet erhalten, während weiter im Westen, auf gleichhohen oder sogar niedrigeren Hochflächen, wie z. B. auf der des Höllengebirges (1600 bis 1900 m) im Salzkammergut, die Zerstörung durch Kare und Karsthohlformen ungleich größer ist.

Schon der Umstand, daß neben Brüchen Flexuren die Raxlandschaft betroffen haben, erweist, daß in dieser Zeit nicht nur parallele Hebung die einzelnen Teile der alten Landschaft ergriffen hat. In meiner Arbeit über die Rax habe ich darauf hingewiesen, daß manchmal das Auskeilen eines Bruches zu beobachten ist: so z. B. im Nordwesten der Preinerwand, dann zwischen Unterem und Oberem Scheibwald; es ist klar, daß daraus Schrägstellungen der tieferen oder der höheren Scholle zu folgen sind. Besonders deutlich ist die in der Richtung gegen ENE erfolgte Schrägstellung des Unteren Scheibwaldes. Auf eine Verbeulung scheint die Lage der Grasbodenalm (vgl. 30, S. 162) hinzuweisen. Vom Gahns hat Ampferer (40, S. 7) auf das Beispiel des Tales der Großen Bodenwiese aufmerksam gemacht. Dieses südgerichtete Tal der Gahnshochfläche ist gegen Mittag höchstwahrscheinlich von einer es querenden Aufwölbung betroffen worden.

Ziemlich parallel sind gegeneinander die Schollen des Kuhschneeberges und des Hochschneeberges verstellt worden. Die Hochfläche des letzteren beginnt im Westen über einem Steilhang mit der Ebenheit beim Schauerstein in einer Höhe von rund 1860 m; aus ihr schwingt sich der Rücken Kaiserstein-Klosterwappen empor, der an seiner Ostseite, die Kuppen des Ochsenbodens überragend, ziemlich steil abfällt. Hier ist sein ursprünglicher Hang ziemlich stark zurückverlegt und versteilt worden: die Schneemengen, die hier im Lee der Nordwestwinde besonders stark angereichert werden, haben teils zu einem direkten Angriff des Hanges durch den Firn, teils dazu geführt, daß Dolinen besonders rasch wachsen konnten, weil lösendes Schmelzwasser in größeren Mengen als anderwärts zur Verfügung steht.

Zwischen der Hochfläche des Kuhschneeberges und der des Hochalpens (1540 bis 1600 m) am westlichen Nordrand des Gahns ist der Krumbachsattel (1310 m) tief eingeschnitten. In ihm erscheint Werfener Schiefer, welcher die Basis der die beiden Hochflächen aufbauenden Schneebergdecke bildet; steigt man vom Sattel in den ostwärts hinabziehenden Rohrbachgraben ab, so sieht man, wie der Dachsteinkalk der voralpinen Decke des Hengstkammes (1419 m) an einer Verwerfung abstößt gegen den Werfener Schiefer, der südlich des Grabens die Gahnskalke unterlagert. Der Südrand des „Hengstfensters“ ist also keine einfache Überschiebungslinie, sondern ein Bruch, an dem die höhere Schneebergdecke des Gahns abgesunken ist. Dieser Bruch verläuft in der Richtung auf den Krumbachsattel. Man muß also die Hochfläche des Alps als einen Teil der Raxlandschaft ansehen, der weniger hoch gehoben wurde als der benachbarte Hochschneeberg. Aber die Alpelhochfläche ist von der des übrigen Gahns durch einen Steilhang geschieden, der rund 300 m hoch ist. Betrachtet man ihn von der Rax her, so gewinnt man den Eindruck, daß er einer Flexur entspricht; dies hat auch schon Baedeker (29, S. 70) angenommen. Jedenfalls finden sich auf der Gahnshochfläche, die im Westen zwischen 1120 und 1380 m liegt, gegen Osten allmählich absinkt, ebenso Augensteine wie auf den höheren Schollen des Hoch- und Kuhschneeberges.

Sehr interessant ist der Schwarzadurchbruch zwischen Rax und Schneeberg. Wie nach Westen, so sind auch gegen Norden der Scholle der Scheibwaldhöhe tiefere Schollen vorgelagert. Schon Baedeker vermutete im Schütterboden (1300 bis 1390 m) einen dislozierten Teil der Plateaulandschaft. Seine östliche Fortsetzung ist der Untere Kesselboden; zwischen ihm und der Scholle der Scheibwaldhöhe breitet sich der Obere Kesselboden mit dem Kloben (1550 bis 1700 m) aus. Jenseits des Großen Höllentals liegt unter dem sich allmählich nach Norden senkenden Grünschacher die Ebenheit der Loswandblöße (1340 bis 1370 m) in gleicher Höhe wie Schütterboden und Unterer Kesselboden. So sieht man die tiefste Scholle an der Nordseite der Rax annähernd gleich hoch liegen wie jene des Unteren Scheibwaldes an der Westseite des Stockes. Wie auf diesen Teilschollen hat man auch, wie bereits früher erwähnt, auf der niedrigen allseits von Tälern umgebenen Hochfläche des Fegenberges (1000 bis 1180 m) westlich des Kuhschneeberges, also gerade am Eintritt der Schwarza in die von Rax und Schneeberg flankierte Talstrecke, Augensteine gefunden. In ihrem westlichsten Teil wird übrigens diese Hochfläche von der steil gegen Süden einschließenden Schubbahn zwischen voralpiner und Schneebergdecke geschnitten, ohne daß dies irgendwie morphologisch zum Ausdruck kommt. Hier greift also die Raxlandschaft, ebenso wie das weiter im Westen, im Hochschwabgebiet, öfters zu sehen ist, unbekümmert über eine vorgosauisch angelegte Schubbahn ersten Ranges hinweg.

So sieht man das Durchbruchstal der Schwarza im Nordwesten an die Hochfläche des Fegenberges, im Südosten an die Hochfläche des Gahns geknüpft, dazwischen an die tiefste Scholleneinheit der Raxnordseite, die in gleicher Höhe mit der Gahnshochfläche liegt. Hält man noch dazu, daß die Hochfläche des Kuhschneeberges gerade gegenüber der des Fegenberges bis auf 1200 m herabgebogen ist, so erkennt man, daß der Schwarzadurchbruch einer Grabensenke

folgt. Möglicherweise gehört ihr auch am Ausgange des Engtales der früher erwähnte Sängerkogel als relativ abgesenkter Teil der Schneebergdecke an (vgl. S. 24). Wenn im Engtal der Schollenstreifen Schütterboden-Gahns wirklich die tiefstgelegene Einheit ist und nicht etwa noch eine tiefere, heute völlig in Schneiden aufgelöste Scholle in der südöstlichen Fortsetzung des Fegenberges existiert (was man aus dem Formenschatz nicht nachweisen kann), so ist die Schwarztaal zwischen Schneeberg und Rax höchstens 200 m „antezedent“ eingeschnitten; zieht aber die Scholle des Fegenberges durch, dann wäre das Schwarzatal zwischen Rax und Schneeberg überhaupt nicht als antezedent anzusehen. Die Tatsache, daß auf der kleinen juvavischen Deckscholle (900 bis 1090 m) des Größenberges im Quellgebiet der Schwarztaal, zirka 10 km nördlich des Fegenberges, die Raxlandschaft noch tiefer erhalten ist als auf dem Fegenberg, wo sie rund 100 m höher liegt, erweist aber auf jeden Fall eine, wenn auch nicht sehr große Antezedenz des Tales zwischen dem Quellgebiet in den Kalkvoralpen und dem Eintritt des Flusses in die Grauwackenzone südlich des Gahns. — Nur der Vollständigkeit halber sei bemerkt, daß die Sättel, die am Südhang des Hochschneeberges in so auffallender Weise Rückfallskuppen (Hochgang usw.) abtrennen, in Subsequenz-zonen liegen, wo in saigerer Stellung leicht verwitternder Brekziendolomit und Gosausandsteine durchstreicht.

Morphologisch von größter Wichtigkeit ist, daß das Schwarzatal, wo es — in weiterem Abstand — von bedeutenden Erhebungen umrahmt wird, einer Grabensenke¹⁾ folgt. Es ist eine, wie hier vorweggenommen sei, nahezu regelmäßig auftretende Erscheinung, daß die großen Täler in den Kalkalpen immer mit mäßig gehobenen Teilen der Raxlandschaft zusammenfallen.

Vergleicht man das Ergebnis der vorangehenden Überlegungen mit jenen, zu dem Sölch (41, 42) bezüglich des Schwarzadurchbruches und des Raxstockes kommt, so wird ein kaum überbrückbarer Gegensatz dieser beiden Anschauungen klar. Sölch hält die aus dem Durchbruchstal angeführten tief gelegenen Schollen und die Gahnshochfläche für Reste eines alten Schwarzatalbodens, aus deren Höhenvergleich er sogar ein ehemaliges (augensteinzeitliches!) Flußgefälle in umgekehrter Richtung (d. h. gegen Nordwesten) konstruiert (41, S. 22); diese Auffassung ergäbe eine einstige Talbodenbreite bis zu 5 km! Die ungleich hoch gelegenen Schollen der Raxhochfläche ordnet Sölch drei verschiedenen alten (zwei untermiozänen und einem altmittelmiozänen) „Flächensystemen“ ein (42, Tabelle); der Untere Scheibwald wird von ihm (41) als Rest eines alten Talbodens angesehen. Nach Sölch sind überdies „im Schwarzadurchbruch trotz der starken Zerschneidung der Gehänge jüngere Talgenerationen mehrfach erkennbar (in 900 bis 1000, 750 bis 800 und 650 m)“ (42, S. 188). In Wirklichkeit fehlen echte Terrassen nahezu völlig; es ist ganz unmöglich, auch nur irgendeinen Talboden durch den Durchbruch zu verfolgen.

Die Gegenüberstellung der Sölchschen und meiner Auffassung zeigt so recht den Gegensatz, der in der Literatur über die alpine Morphologie auf Schritt und Tritt zum Ausdruck kommt.

¹⁾ Vgl. dazu O. Ampferer, Über morphologische Arbeitsmethoden. Jhrb. Geol. Bundesanstalt Wien 1922, S. 205 (speziell S. 218).

Die Raxlandschaft in den Kalkvoralpen am Westrand der Leithabucht.

Der Aufschub der (juvavischen) Schneebergdecke auf die voralpine Decke und die Verschuppung innerhalb beider tektonischer Einheiten ist im wesentlichen vor der Oberkreide erfolgt, denn nirgends sieht man an diesen Deckenbahnen Gosauablagerungen auf weite Flächen überschoben, und überdies enthalten die Konglomerate innerhalb dieses Schichtkomplexes Material aus Juvavikum und Voralpin. Die Transgression der Gosau traf eine Landschaft, in der dieses ganze Deckenpaket schon weitgehend zerstört war. So kam es, daß die Gosau einmal über den basalen Werfener Schiefer, dann wieder über die untertriadischen Riffkalke der höheren Decke, dann wieder über Schichten des Voralpins transgredierte.

Das ganze vorgosauische Grundgebirge wurde samt den oft viele 100 m mächtigen Oberkreideablagerungen später überaus intensiv verfaltet. Dabei kamen untergeordnet auch kleine Überschiebungen vor. So ist die Gosaumulde zwischen der Hohen Wand und den Fischauer Bergen manchenorts unter diese sie umrahmenden Riffkalkmassen hineingequetscht worden; innerhalb des Voralpins sind solche nachgosauische Überschiebungen z. B. am Südhang des dem Kuhschneeberg im N vorgelagerten Hanlesberges (1369 m) und besonders schön an der Westflanke des Gippels (1667 m, westlich des Fegenberges) zu beobachten.

Die Oberflächenformen des Gebirges sind in keiner Weise vom postgosauischen Faltenbau abhängig. Dagegen ist vor- und nachgosauische Tektonik schuld daran, daß recht verschiedene Gesteinskomplexe in innige Berührung miteinander gekommen sind, so daß sich, wie in allen solchen Fällen, bei ständiger Höhershaltung des Gebirges und damit fortschreitender Zertalung Schichtstufen und Ausräumungszonen entwickeln mußten. Das Gewässernetz ist, wie sich später ergeben wird, davon unberührt geblieben, es ist älter als die genannten morphologischen Erscheinungen.

Betrachtet man den Südabfall des Gahns, so fallen östlich des Tales der „Eng“ Terrassen und schmale horizontal vorspringende Schneiden auf, die in einer Höhe zwischen 900 und 1000 m dahinziehen: eine größtenteils durch steile Gräben zerschnittene Plattform ist noch sehr deutlich erkennbar. Sie ist an einen Gos austreifen geknüpft, der, teilweise aus Konglomeraten, hauptsächlich aber aus roten und gelben Kalksandsteinen bestehend, von triadischen Kalken über- und unterlagert wird. Hier liegt eine nordwärts wohl bald auskeilende postgosauische Schubbahn vor — wenigstens erscheint sie am Nordhang des Gahns nicht mehr —, an der der tiefere Teil des Gahns unter den höheren hineingequetscht worden ist. Morphologisch prägt sich dies in einer Subsequenzzone aus, die den Südabfall in halber Höhe entlang zieht. Steigt man auf ihm noch weiter hinab, so sieht man, wie sich an die Werfener Schiefer der tieferen Decke ein zweiter Subsequenzstreifen knüpft; er ist als Sattelzone zwischen der unteren Steilstufe und den gegen das Schwarzatal vorspringenden Riedeln ausgeprägt, die aus Phylliten, Grünschiefern und Grauwacke, also aus Gesteinen der Grauwackenzzone, aufgebaut werden.

Die tiefere Subsequenzzone steigt in der Gegend von Payerbach ostwärts immer mehr an, während die Gosauterrasse so ziemlich in gleichbleibender

Höhe dahinzieht. Nahe der Südostecke des Gahns, jenseits des obersten Stuppachgrabens, erreicht sie die Hochfläche, so daß deren Ostkante innerhalb der Kalksandsteine zu liegen kommt. Die Gahnshochfläche, die sich an und für sich ostwärts in steigendem Maße abdacht, erfährt an dieser Stelle überdies eine petrographisch bedingte Erniedrigung und ist hier nur mehr 900 m hoch. Nördlich davon greift der Klausgraben weit in den Ostabfall zurück. Zwischen ihm und dem Tal der Sierning führt von der hier unter 1100 m liegenden NE-Kante ein Steilabfall zu dem 900 m hoch liegenden Sattel „Auf dem Hals“ hinab. Jenseits davon liegen in dem Raume zwischen Rohrbachgraben und Sierningtal kleine Kalkhochflächen (Lebachkogel, Schacherberg, Asandberg) zwischen 800 und 970 m Höhe. In der nordwestlichen Fortsetzung des „Hals“-Sattels ist an einem in gleicher Richtung ziehenden Bruch der Westflügel gehoben, wie bei Breitensohl recht gut zu beobachten ist (vgl. Fig. 35 in 40). Dieser Bruch gestattet die Annahme, daß beiderseits der Halslinie die alte Landschaft ungleich hoch gehoben wurde. Daß sie östlich des Bruches nicht so kompakt erhalten blieb wie westlich davon, hängt damit zusammen, daß sie innerhalb von Gosastreifen rascher zerstört werden konnte.

Jenseits des Sierningtales ist die Raxlandschaft wieder in größeren Flächen erhalten. Dies gilt vor allem für den Raum zwischen dem unteren Sierningtal und dem Rand der Leithabucht. Im Bereich des Gösing (892 m) 700 bis 900 m Höhe erreichend, senkt sie sich in nordöstlicher Richtung, wo sie bei Würflach nur mehr 500 bis 650 m hoch liegt. Das ist das Plateau der Kettenliß. An seinem beckenseitigen Rand erscheint unter den es aufbauenden Riffkalken Werfener Schiefer, zum Teil überdeckt mit Gosauschichten. An diese bzw. an die Werfener Schichten ist im Osten das pliozäne Rohrbacherkonglomerat angelagert, der Rest eines alten Schwarzaschotterkegels am Südostende der Leithabucht. Nordwestlich der Kettenliß ist die alte Landschaft in kleinen Resten zwischen Himberg (946 m) und Hochberg (947 m) erhalten, im N aber, wo die basalen Werfener Schiefer unter den Riffkalken der Schneebergdecke in breiter Fläche abgeschlossen sind, zum Teil unmittelbar überlagert von Gosau, fehlt die Hochfläche.

Während in der Kettenliß die Raxlandschaft unmittelbar an den Rand der Leithabucht herantritt, von wo man sie westwärts sehr gut bis auf den Gahn verfolgen kann, ist das zwischen der Südostecke des Gahns und dem Schwarzatal unterhalb Gloggnitz nicht der Fall. Hier liegt die breite Kuppe des Weißjackl (806 m), aufgebaut aus grünen Schiefen und Silbersbergkonglomeraten der Grauwackenzone, die eine tiefgründige Verwitterungsdecke tragen. Berücksichtigt man aber das allmähliche Absinken der Gahnshochfläche in dieser Richtung, dann wird man verstehen, daß diese breite Kuppe nur wenig — vielleicht 100 m — unter die Raxlandschaft abgetragen worden ist; eine Erscheinung, die am Südrand der Kalkalpen, wie die späteren Ausführungen zeigen werden, nicht allzu selten anzutreffen ist.

Es wurde schon erwähnt, daß im Rohrbachgraben die Werfener Schieferbasis der Schneebergdecke des Gahns an einem Bruch an den tektonisch tiefer liegenden Dachsteinkalken der voralpinen Decke abstößt. Diese bilden zunächst eine kleine Synklinale, an die sich nordwärts die große Antiklinale des Hengst-

berges (1419 m) anschließt; der südwestliche Teil des Hauptkammes gibt die Form dieser Antiklinale im großen und ganzen wieder, wenn man von den Verfaltungen westlich des Gipfels absieht. Der nordöstliche Teil des Hauptkammes aber verläuft schräg zu der ostgerichteten Antiklinale, deren Achse gegen Osten absinkt. Der Nordflügel der Hengstantikline trägt noch Kössener Schichten und Fleckenmergel; sie tauchen unter die Werfener Schiefer des dem Hochschneeberg gegen E vorgelagerten Puchberger Beckens; im W, am Kaltwassersattel, im Rohrbachgraben im S und im Hengstgraben im E, stößt der Dachsteinkalk des Hengstes überall an Brüchen an den Werfener Schiefen der Schneebergdecke ab. Das „Hengstfenster“, ein Fenster der voralpinen Decke unter der Schneebergdecke, wie schon Kober (43, S. 42) erkannt hat, ist also an drei Seiten etwas emporgepreßt. Im Puchberger Becken ist die Schneebergdecke bis auf den Werfener Schiefer, unter den die Hengstgesteine eintauchen, abgetragen. Am Nordrand des Beckens, bei Losenstein, taucht unter diesem Werfener die aus norischem Hallstätterkalk bestehende „Losensteiner Schuppe“, wie sie Spengler (vgl. Profil XV in 38) bezeichnet, empor; sie ist eine tiefere Teildecke der Schneebergdecke (Kobers „Hallstätter Decke“). Unter ihr erscheint nordwärts, ebenfalls steil südfallend, die „Dürre-Leiten-Schuppe“ (als Fortsetzung des Hengstes) mit Fleckenmergeln, Kössener Schichten, Dachsteinkalk und Hauptdolomit. Wie die norischen Kalke der Losensteiner Schuppe die Schichtstufe nördlich von Losenstein, so bilden die Dachsteinkalke der Dürre-Leiten-Schuppe über dem liegenden Hauptdolomit eine ebenfalls nordschauende Schichtstufe, an die der Kamm Stritzelberg—Dürre Leiten—Größenberg (1188 m) geknüpft ist. Und weiter nördlich, wo die voralpine Decke im Schober (1212 m), Öhler und weiterhin in der Dürren Wand (1222 m) ein zweites Mal erscheint, sind alle diese Erhebungen nichts anderes als die Dachsteinkalk-Schichtstufe über dem Hauptdolomit der sich wiederholenden „Dürre-Leiten-Schuppe“. So tritt die nördliche Nachbarschaft des Hochschneeberges und des Puchberger Beckens als prächtige Schichtstufenlandschaft in Erscheinung. Noch weiter im Norden, im Bereich des obersten Piestingtales und darüber hinaus ist die voralpine (Ötscher-) Decke noch mehrfach verschuppt, aber hier sind meist mächtige Dolomitmassen aufeinandergeschoben unter Reduktion der übrigen Schichtglieder. In dieser Dolomitregion erscheinen einförmige, von geraden Hängen geformte Schneiden, von denen eine der anderen zum Verwechseln ähnlich sieht; die Gipfel liegen stets in einer Höhe von 900 bis 1100 m. Erst rund 15 km nördlich des Hochschneeberges erscheinen in den Wettersteinkalken der Brunntaler Höhe (1110 m) und der Trafel (1136 m) und den darunter zum Vorschein kommenden, SSE-fallenden Gutensteiner und Reiflinger Kalken des Unterberges (1341 m) Hochflächenreste. Die untertriadischen Kalke dieser Gegend bilden den Nordrand der Unterbergdecke über den Dolomiten der Reisalpendecke (beide sind Teildecken der Ötscherdecke); nördlich davon dehnt sich wieder die Dolomitschneidenlandschaft aus.

In dieser Weise lassen sich morphologisch folgende Einheiten von der Grauwackenzone bis an den Flyschrand heran verfolgen: Schichtstufen anschließend an die Grauwackenzone, Hochflächen, Schichtstufen in größerer Ausdehnung, Schneidenbergland.

Zwischen die Zone der Hochflächen und die der nördlich benachbarten

Schichtstufen schiebt sich das Becken von Puchberg ein, das durch die Sierning entwässert und im W durch die hohen Abstürze des Hochschneeberges abgeschlossen wird. Den Boden des Beckens bildet eine dünne Haut aus eiszeitlichen Schottern, unter denen der Werfener Schiefer der Schneebergdecke durchzieht. Wo in ihm Gipse ausgelaugt sind, ist die Schotterhaut in Erdfällen eingebrochen. Die Grenze der Werfener Schichten gegen die hangenden Reifflinger Kalke an der Ostseite des Hochschneeberges liegt, soweit sie nicht durch Hangschutt und Moränen verhüllt ist, zwischen 1000 und 1200 m hoch. Von hier sinkt also die Basis der eingemuldeten Schneebergdecke in der Richtung gegen das Becken. Ob die Kalke des Lehrwegkogels (872 m) südlich von Losenstein zu den norischen Hallstätter Kalken der Losensteiner Schubscholle gehören, also unter der Schneebergdecke liegen und den Werfener Schiefer hier von unten her durchspießen, oder ob sie ein Rest der hangenden Untertriaskalkmasse der Schneebergdecke sind, ist eine noch offene Frage. Ihre Beantwortung ist übrigens für die Auflösung der Großform des Puchberger Beckens ohne Bedeutung; hingegen ist von Belang, daß am Nordrand des östlichen Teiles des Beckens, wo man sich schon der Hohen Wand nähert, Gosau über die Werfener Schichten transgrediert. Am Osthang des Hochschneeberges fehlt Gosau ebenso wie sonst im westlichen Teil des Beckens bis auf jene bunten Kalkbrekzien, die Ampferer (40, S. 37) von der Nordseite des Kaltwassersattels beschrieben hat.

Die Entstehung der Form des Puchberger Beckens ist viel leichter zu verstehen, wenn man zuerst die Frage nach der Entwicklung des nordöstlich benachbarten Beckens der „Neuen Welt“ beantwortet. Dieses steht mit dem Puchberger Becken durch den niedrigen Sattel von Grünbach-Klaus (678 m) in Verbindung und tritt in seinem westlichen Abschnitt nur als verhältnismäßig schmale Subsequenzzone in Erscheinung; das eigentliche Becken (im morphologischen Sinne) wird im NW vom Stock der Hohen Wand, im SE vom Zug der Fischauer Berge abgeschlossen, durch die hindurch es in der Prossetschlucht und — im nordöstlichsten Teil — im Marchgraben zur Leithabucht entwässert wird. Die Fischauer Berge werden ebenso wie die Hohe Wand von (wahrscheinlich untertriadischen) Riffkalken der Schneebergdecke aufgebaut; beide Stöcke tragen Hochflächen. Zwischen den Fischauer Bergen und dem Stock der Kettenliß tritt der Werfener Schiefer unter den Riffkalken zutage und hier ist die Landschaft in einzelne Kämmen aufgelöst, die nur hier und da, wie z. B. am Kienberg (645 m), kleine Kalkkappen tragen. Das ganze Becken wird von Gosauschichten eingenommen, die eine Synklinale mit steilen Flügeln, leicht gegen S überkippt, bilden. Diese gegen NE absinkende Gosaumulde beginnt nahe dem Sierningtal und ist bis über das Piestingtal hinunter zu verfolgen, wo sie zum großen Teil von tertiären Sedimenten bedeckt wird. Dem den Fischauer Bergen nahegerückten, aus weichen Inoceramenmergeln bestehenden Kern der Mulde folgt die Tiefenlinie des Beckens, an deren niedrigstem Punkt (352 m) sich alle Gerinne zum Prossetbach sammeln. Von den in der Richtung gegen die Hohe Wand anschließenden Außenzonen der Synklinale bilden die relativ harten Orbitoidensandsteine und die Konglomeratbrekzien im nördlichen Teil des Beckens Härtestufen, die in dem Zug Linzberg (530 m)—Reitriegel (541 m), bzw. in den Erhebungen Auriegl (513 m), Hochkogel (565 m) und Kuppe 615 in Erscheinung

treten. Wie die Stollenaufschlüsse in den Kohlenbergwerken im südwestlichen Teil des Beckens erkennen lassen, ist die Gosaumulde randlich unter die Kalktafel der Hohen Wand hineingepreßt, das gleiche gilt vermutlich für den mittleren Teil des Südflügels der Mulde gegenüber der Kalkmasse der Fischauer Berge. Nur ganz im Norden, zwischen Burgstall und Mahlleiten, übergreift die Gosau in einer Rinne die Kalke im Bereich der Talung der Zweierwiese, die somit eine Ausräumungszone darstellt. Kleine Reste von Gosau schneidet auch die Hochfläche der Fischauer Berge.

Die Hochfläche der Hohen Wand liegt im SW 950 bis 1135 m (Placklesberg), im NE 750 bis 910 m hoch, senkt sich also in dieser Richtung. Der Formenschatz ist der gleiche, wie er die „Raxlandschaft“ kennzeichnet; von dem stärkeren Einschneiden des Leitergrabens in einer dolomitischen Zone wurde (S. 28) schon gesprochen. Die Hochfläche der Fischauer Berge liegt im NE zwischen 460 und 600 m, der südwestliche Teil ist aber nur 420 bis 510 m hoch. Die aus Werfener Schichten aufgebauten Kämmе, die in der Fortsetzung der Fischauer Berge dem nordwestlichsten höchsten Teil der Hohen Wand gegenüberliegen, erreichen wieder größere Höhen (600 bis 700 m). Hier fließen der Johannisbach und der Höfleiner Bach aus dem Gosastreifen durch den Werfener Schieferzug direkt der Leithabucht zu. Auffallend ist, daß zwischen den Fischauer Kalkbergen und dem anschließenden Schieferzug der Sattel von Netting (383 m) nur um 20 m höher liegt als die Gosaumulde dahinter. Den Schlüssel für die Enträtselung der eigenartigen Entwässerung des Beckens der Neuen Welt bieten die Formen der Hochfläche der Fischauer Berge: Wie auf der Hohen Wand, tritt uns auch hier der Formenschatz der Raxlandschaft entgegen. Nördlich der Prossetschlucht liegt die Kuppe des Emmerberges (383 m), südlich davon die des Kaltenberges (514 m). Zwischen ihnen und den Rändern der Prossetschlucht breitet sich, vorzugsweise auf der Nordseite der Schlucht, in der Höhe von 470 m eine breite Plattform aus, der Rest eines alten Talbodens, der zu der Landschaft der Hochfläche gehört. Südlich des Kaltenberges liegt bei der „Waldandacht“ ein unzerschnittenes altes Talstück in einer Höhe von 430 m. Die Angabe der geologischen Spezialkarte (Blatt Wr. Neustadt von Koßmat), daß hier „Würflacher Wildbachschutt“ aufgeschlossen sei, ist unrichtig. Hier wie in den jungen, beiderseits zu dem alten Taltorso emporführenden Gräben gibt es nur Hangschutt, der nicht mächtiger ist als der der Umgebung. Ein Taltorso der alten Landschaft scheint auch im nördlichen Teil der Hochfläche südlich des Größenberges (606 m) vorhanden zu sein.

Ehe ein Hinweis gegeben wird, wie man sich die Entwicklung dieses ganzen Gebietes vorzustellen hat, sei noch betont, daß die Täler der Hochfläche der Hohen Wand in deren südwestlichem Abschnitt gegen SE, im nordöstlichen zum großen Teil gegen NW gerichtet sind. Eine alte Wasserscheide zieht also schräg über den hier erhaltenen Raum der Raxlandschaft dahin. Überall aber läßt sich innerhalb des Hochflächenrestes erkennen, daß hier einst eine Abdachung gegen SE bestand. Die Fortsetzung der in dieser Richtung gelegenen Täler finden wir auf den Fischauer Bergen, wie aus den obigen Darlegungen hervorgeht. Verbinden wir aber die beiden Hochflächen, dann ergibt sich eine zu steile Abdachung gegen SE, als daß sich eine Landschaft von so geringer Relieffenergie

hätte ausbilden können. Die beiden Kalkstöcke müssen also eine gegenseitige Verstellung erfahren haben. Nirgends aber läßt sich im Becken der Neuen Welt ein Bruch nachweisen, wie die Stollenprofile der Kohlenbergwerke eindeutig ergeben (vgl. 40, Fig. 6). Der steile Abbruch der Hohen Wand gegen die Neue Welt ist eine reine Denudationserscheinung: Über den in rascher Aufräumung begriffenen Gosauschichten brechen die von ihnen mäßig unterschobenen Kalkmassen nach. Die lange, nicht so steile Abdachung der Fischauer Berge gegen das Becken läßt darauf schließen, daß hier die Unterschiebung durch die Gosau viel geringer ist, zum großen Teil überhaupt fehlt, wie das im südwestlichen Teil des Beckens sichergestellt ist. Hier wird also durch die Denudation hauptsächlich die Basis des Südschenkels der Gosausynklinale aufgedeckt. Wenn Bobies (44, S. 3) und Büdel (45, Kartenbeilage) von einem Bruchrand der Hohen Wand sprechen, so sei dies hiemit richtiggestellt. Es bleibt somit nur die Annahme übrig, daß eine flache Flexur in der Gegend der Neuen Welt die beiden Reste der einst zusammenhängenden Flachlandschaft gegeneinander verstellt hat. Diese Flexur muß südöstlich des höchsten Teiles der Hohen Wand (Placklesberg) größer sein als weiter im NE, wo sie eine Höherschaltung der Hohen Wand gegenüber den Fischauer Bergen um bloß etwa 100 m bewirkt hat. Daß die Hochfläche der Hohen Wand wirklich ein Teil der Raxlandschaft ist, beweisen außer ihrem Formenschatz die Augensteine, die man auf ihr gefunden hat. Bobies (44) beschreibt von der Hochfläche der Fischauer Berge ausgedehnte Augensteinlager auf der Brunner Eben und auf der Mahlleiten; in Anbetracht der benachbarten Gosaureste ist nicht mit Sicherheit zu sagen, ob es sich dabei um echte Augensteine handelt. Aber der Formenschatz der Hochfläche allein erweist schon die Zugehörigkeit zur Raxlandschaft. Die Flexur zwischen der Hohen Wand und den Fischauer Bergen ist nur die Fortsetzung der Herabbeugung des Gahns zur Kettenliß, wenn dort auch untergeordnet Brüche die alte Landschaft betroffen haben. Wir werden später sehen, daß auch südlich des Endzipfels der Leithabucht ein Abbeugen der alten Landschaft gegen die Bucht hin stattgefunden hat. — Die Fortsetzung der Raxlandschaft südöstlich der Fischauer Berge muß man tief versenkt unter der tertiären Hüllmasse der Leithabucht suchen. Die Strandablagerungen des Tortonmeeres, auf die ich später zurückkomme, sind dem Außensaum der Fischauer Berge angelagert, in dem man hier wie auch sonst an dem der Thermenlinie folgenden Alpenrand nichts anderes als einen durch die Denudation zurückgewichenen Bruchrand erkennen kann.

Es ist klar, daß die Raxlandschaft zwischen den heute noch erhaltenen Resten einst über die Gosau der Neuen Welt hinübergegriffen haben muß. Die verhältnismäßig geringe Höherschaltung des Gebirgskörpers, der die Raxlandschaft ihre Entstehung verdankt, kann im Bereich der Gosau keine wirksame Ausräumung erzielt haben — dazu war die Reliefenergie zu gering. Die Täler führten in der alten Landschaft aus dem Kalk über die Gosauschichten hinweg wieder in Kalkgebiet, und zwar waren es mehrere konsequente Täler, wie die Taltorsi auf der Hochfläche der Fischauer Berge erweisen. Ihre äußersten Quelläste sind heute — natürlich ganz verkarstet — auf der Hochfläche der Hohen Wand zu finden. Freilich macht es die Breite des Beckens der Neuen Welt unmöglich, die einzelnen Glieder dieses Gewässernetzes genau miteinander zu ver-

binden. Infolge der später einsetzenden Verbiegung fand im Leitergraben, der in Dolomit liegt, noch einige Zeit Tiefenerosion statt (vgl. S. 28), bis auch hier schließlich die Verkarstung einsetzte. Ganz in SW, wo die Gosau unmittelbar den Werfener Schichten auflagert, konnten sich die Gerinne, da sie überall in undurchlässigem Gestein verlaufen, später tiefer einschneiden; wenn hier im Bereich der Werfener Schichten die Tieferlegung der Landschaft langsamer erfolgte als in den Inoceramenmergeln, die hier das Becken fast ausschließlich zusammensetzen, so rührt das daher, weil sie (zum Teil quarzitisches Sandsteine!) noch immer härter sind als die Mergel und vor allem weil teilweise Kalkkappen die Werfener Schichten schützten; diese sind heute freilich bis auf geringe Reste verschwunden, wenngleich sie häufiger anzutreffen sind, als die Karte Koßmats es erkennen läßt. Mit dem Einbruch der Leithabucht mußten sich die Flüsse, die ihr von der Hohen Wand her in der Raxlandschaft zuströmten, tiefer einschneiden. Da aber die vom Niederbruch nicht ergriffenen Teile, also das Gebiet der heutigen Fischauer Berge, gleichzeitig zu verkarsten begannen (im Gegensatz zu ihrer eben erwähnten südöstlichen Fortsetzung in den Werfener Schichten), wurde dieses Tiefererschneiden immer mehr erschwert. Die ungleiche Höhenlage der Taltorsi weist darauf hin, daß die Täler nicht alle zur gleichen Zeit funktionslos wurden. Der, wie die breite Terrasse zwischen Emmerberg und Kalterberg erweist, wohl stets wasserreichste Bach, eben der Prossetbach, war (neben dem Marchgrabenbach ganz im NE) der einzige, der sich der Verkarstung gegenüber dauernd zu behaupten vermochte. Er räumt seit dieser Zeit fast das ganze zwischen den Fischauer Bergen und der Hohen Wand gelegene Becken der Neuen Welt aus. Das Versiegen seiner Nachbargerinne führte dazu, daß zunächst oberhalb des Prossetbaches das Becken weiterhin ausgeräumt wurde, wodurch sich allmählich neue Abdachungen innerhalb des Beckens entwickelten, die sich konzentrisch gegen den oberen Eingang der immer stärker tiefergelegten Prossetschlucht richteten. Dem beckenwärts gerichteten Fuß der Fischauer Berge folgten neue Gerinne, die dem Prossetbach zuströmten. So entstand das Bild, das die Neue Welt heute bietet. Bei der fortschreitenden Ausräumung des Beckens wurden, wie oben erwähnt, härtere Gesteinspartien der Gosauschichten aus ihrer Umgebung herauspräpariert. Im Sattel von Netting hat die Denudation besondere Fortschritte erzielen können, weil hier am Rand der Leithabucht Gosausandsteine den Werfener Schiefer überlagern und von SW her in den Sattel hineinstreichen. Daß hier einst ein Tal aus dem Bereich der Neuen Welt hinausgeführt habe in die Gegend der Leithabucht, ist nicht anzunehmen, da es im Bereich der undurchlässigen Schichten jedenfalls erhalten geblieben wäre; gegen eine derartige Annahme spricht auch die Nähe des Taltorsos bei der Waldandacht, der nur etwas mehr als 1 km nordöstlich des Sattels in der Kalkhochfläche der Fischauer Berge verläuft.

Die Tatsache, daß am Nordrand des Beckens der Neuen Welt sarmatische (?) Schotter der Piesting bis 540 m emporreichen — sie setzen den Hasenberg jenseits des nördlichen der beiden Quelläste des Marchgrabenbaches zusammen —, weiter im SW aber, in den tieferen Teilen des Beckens völlig fehlen, zwingt zu der Vorstellung, daß die Gosauschichten sehr langsam ausgeräumt worden sind und daß — in Anbetracht der tiefergelegenen südwestlichen Teile der Fischauer

Berge mit dem eben erwähnten Taltorso — dieser Raum noch in nachsarmatischer Zeit weniger stark gehoben wurde als der Nordteil des Beckens und der Fischauer Berge.

Wir kehren zur Besprechung des Puchberger Beckens zurück. Die landschaftliche Entwicklung, die sich in der Neuen Welt und ihrer Umrahmung viel klarer erkennen läßt, hat auch hier stattgefunden. Jedoch die Gosauschichten sind hier fast zur Gänze ausgeräumt und bis auf die Werfener Schiefer, die sie transgredieren, wie im östlichen Teil des Beckens, besonders nördlich von Puchberg, gut zu beobachten ist, völlig abgetragen. Im Sattel von Grünbach-Klaus berühren sich die konglomeratischen Außenzonen der Gosaumulde der Neuen Welt mit jener von Puchberg, die sich, stark zusammengedrückt, nördlich der Hohen Wand ins Miesenbachtal, ein Seitental des Piestingtales, hinüberziehen. Hier machen sich Schuppen der voralpinen Decke, die im NW unter den Riffalken der Hohen Wand hervortauchen und die einzelnen Schubsplitter innerhalb des Gosaaustreifens insofern in der Landschaft geltend, als hier an die Hochfläche der Hohen Wand ein sehr abwechslungsreich geformter Raum anschließt. Nur im Kressenberg (886 m), den das Dürrenbachtal vom NE-Ende der Hohen Wand trennt, ist in dieser Zone die alte Landschaft noch erhalten; sie kappt hier zwei südfallende Teilschuppen der Ötscherdecke.

Zwischen der Hochfläche des Hochschneeberges und dem um rund 900 m tiefer gelegenen SW-Teil der Hochfläche der Hohen Wand läßt sich im ganzen Puchberger Becken keine Verwerfung feststellen. Der dem Hochschneeberg nächstgelegene Rest der Hochfläche der Hohen Wand, die Gipfelfläche des „Geländ“ (1026 m), ist von ihm 12 km entfernt. Auf dieser Strecke muß man sich eine Abbeugung der Raxlandschaft vorstellen. Sieht man genauer zu, so gewinnt der Umstand an Bedeutung, daß die Hochfläche der Hohen Wand am Placklesberg höher ist als die kleine Restfläche „Am Geländ“ und daß im Süden des Puchberger Beckens die Reste der Raxlandschaft östlich der Sierning (Himberg-Hochberg) etwas höher liegen als westlich davon (Schacherberg). Daraus ergibt sich, daß sich an die Abbeugung gegen E noch eine seichte Einmündung der Raxlandschaft anschließt. Dafür spricht auch die hohe Lage der Werfener Basis am Ostabfall des Hochschneeberges und gegen das „Geländ“ zu, ihre tiefe Lage bei Puchberg, wo noch kleine Kalkreste darüber erhalten sind; und schließlich spricht dafür noch der Zusammenfluß der Quellläste der Sierning gerade in der Gegend von Puchberg.

Nördlich der Hohen Wand ist nur die Hochfläche des Kressenberges, nördlich des Hochschneeberges nur die Hochfläche Tafel—Brunntaler Höhe erhalten; sehr wenig, um hier die alte Landschaft zu rekonstruieren; zwischen diesen Resten und dem Hochschneeberg dehnen sich nur Schichtstufen und Dolomitschneiden aus. Im Dolomitgebiet sind Brüche, auch wenn sie vorhanden sein sollten, geologisch kaum feststellbar. Es bleibt nichts übrig, als die Verbindung zwischen den beiden angeführten Restflächen und der Hochfläche des Hochschneeberges in einer flachen Abbeugung zu sehen. Weil die Raxlandschaft innerhalb dieses Raumes seinerzeit zum Teil in recht verschiedenartigem Gestein, zum Teil in leicht zerstörbarem Dolomit angelegt worden war, konnte hier dieser Aufbiegung gegen das Gebiet des Hochschneeberges zu rasche Zerstörungsarbeit durch die

einschneidenden Gerinne folgen; dasselbe geschah im Raum zwischen Hochschneeberg und Hoher Wand, wo die alte Landschaft innerhalb der Gosauschichten genau so vernichtet worden ist wie in der Neuen Welt, nur mit dem Unterschied, daß im Puchberger Becken sogar das Liegende der Gosaumulde durch die Abtragung aufgeschlossen worden ist. Die Ostflanke des Hochschneeberges ist eine Denudationsstufe analog den einander zugekehrten Rändern der Hohen Wand und der Fischauer Berge. Besser steht es mit der Erhaltung der alten Landschaft in dem Raum nördlich und nordöstlich der Hohen Wand, wie ich in den letzten Jahren wiederholt auf Exkursionen des Wiener Geographischen Instituts ausführen konnte: An den eben erwähnten Kressenberg schließt sich der flache, Dachsteinkalk, Malmkalke und Gosaukonglomerate kappende Rücken des Kitzberges (770 m) an, dem im W eine breite Dolomitplatte (630 bis 700 m) vorgelagert ist. Hier, unmittelbar an der Talweitung bei Pernitz, liegt also die Raxlandschaft besonders tief. Im E der Trafel dehnt sich die schmale Hochfläche Gaisstein—Almesbrunnberg (940 bis 1080 m) aus, größtenteils in Dachsteinkalk gelegen. Betrachtet man den Raum östlich davon, so gewahrt man, wie die einzelnen Reste der Raxlandschaft vom Piestingtal weg allmählich in nordöstlicher Richtung absinken: Vom Hohenwart (912 m), wo sie zwischen 800 und 900 m liegt, kann man auf der alten Landschaft bis an den Rand des Piestingtales wandern, wo sie im Kühberg nur mehr 500 bis 550 m Höhe erreicht. Näher der Leithabucht zu ragt über dem Piestingtal die Hochfläche der Hohen Mandling (969 m) auf, die zwei südostfallende Schuppen der Ötscherdecke kappt. Nördlich davon liegt im Dolomit, zum Teil im Dachsteinkalk die Hochfläche des Waxeneck (785 m), die gegen NO absinkt; ihre Fortsetzung liegt im Bereich des Hechenberges nur mehr 560 bis 650 m hoch. Dem Kressenberg liegt im N des Piestingtales die Hochfläche Vordere Mandling—Lindkogel (770 bis 930 m) gegenüber, die im Ebreichsdorfer Wald (700 bis 790 m) ebenfalls in der Richtung gegen das Triestingtal niedriger wird. Über einen Steilabfall steigt man von dieser Fläche gegen eine tiefere, 500 bis 630 m hohe ab, die am Becken von Grillenberg zu Ende geht. Zwischen ihr und dem Waxeneck liegt, noch um ein geringes niedriger, die Hochfläche westlich des Zwingelberges (522 m). Diese beiden Flächen sieht Büdel (45, Kartenbeilage) für eine pontische Erosionsterrasse an, worauf ich in einem späteren Abschnitt noch zurückkommen werde. Analog betrachtet er auch die Fläche, die sich zwischen dem Piestingtal und dem Nordosthang der Hohen Wand in einer Höhe von 550 bis 650 m dahinzieht und sowohl die Riffkalke der Hohen Wand als auch die darunter zum Vorschein kommenden Dachsteinkalke der voralpinen Decke schneidet. Wie Büdel sehr richtig angibt, ist diese Fläche im Gegensatz zu der Darstellung auf der geologischen Karte von Koßmat nicht mit Piestingkonglomerat bedeckt.

Östlich der Vorderen Mandling und des Lindkogels, bzw. einer von hier nordwärts gezogenen Linie wird der ganze Raum zwischen Piestingtal und dem nördlich des Triestingtales gelegenen Aubachtal bis heran an die Leithabucht zum größten Teil von jungtertiären Sedimenten, vorwiegend von Schottern und Konglomeraten eingenommen, die im W an der erwähnten Linie bis 540 m emporreichen. Aus dieser nur mäßig zerstörten Aufschüttungsfläche ragt östlich und südlich des Grillenberger Ausräumungsbeckens das Grundgebirge in einigen

flachen Kuppen empor, die verraten, daß hier die Schuppen der voralpinen Decke (bei Hernstein auch noch einige Reste der Schneebergdecke) in nordöstlicher Richtung durchziehen. Vom Buchriegel (584 m, bei Hernstein) bis zum Guglzipf (473 m) unmittelbar am Triestingtal erscheinen diese Schichten von einer Hochfläche gekappt, die hier wie im östlich benachbarten Pfarrkogel unter den Konglomeraten emportaucht und in einer Höhe von 400 bis 580 m liegt. Nördlich des Aubachtales dehnt sich in einer Höhe von 450 bis 500 m die breite Hochfläche des Lusthausbodens aus, gegen NW überragt von der breiten Erhebung des Eisernen Tores (= Hoher Lindkogel, 847 m).

In dem ganzen eben besprochenen Raum finden wir die Raxlandschaft ebenso wie in den Kalkhochalpen in recht verschiedenen Höhen. Zunächst ist sie gegen die rechte Talflanke des Piestingtales (im Kressenberg und Kitzberg) etwas herabgebogen, jenseits der Piesting liegen die zugehörigen Reste wieder höher und von hier senkt sich die alte Landschaft deutlich gegen das Triestingtal. Hier muß man eine Schrägstellung in nordöstlicher Richtung annehmen, die am besten im Raum Hohenwart-Kühberg verfolgbar ist; das heutige Gefälle dieser Hochfläche kann ursprünglich nicht vorhanden gewesen sein, sonst wäre die Reliefenergie der alten Landschaft in der Umgebung des Hohenwart größer als sie ist. Aber die Hochfläche des Zwingelberges und die südlich vorgelagerte, die von der Fläche des gegen S zur Vorderen Mandling allmählich ansteigenden Ebreichsdorfer Waldes durch einen Steilhang getrennt wird, liegen wesentlich tiefer als die übrigen Hochflächenreste. Bringt man zu diesen Resten noch die Fläche in Beziehung, die als unter dem Nordrand der Hohen Wand gelegen erwähnt worden ist, so läßt sich folgendes Bild rekonstruieren:

Die Flexur, von der die Raxlandschaft zwischen der Hohen Wand und den Fischauer Bergen betroffen worden ist, verläuft weiterhin zwischen der Hochfläche der Hohen Wand und ihrer Vorfläche über dem rechten Piestingtalhang, quert das Tal in nördlicher Richtung, trennt, hier vielleicht als Bruch entwickelt, die Fläche des Ebreichsdorfer Waldes von der ihr nördlich vorgelagerten und weiterhin die Hochfläche des Zwingelberges von der des Waxenecks. Auch zwischen Waxeneck und Hechenberg sowie zwischen Kühberg und der von ihm gegen den Hochwart weiterziehenden Hochfläche scheint, wenn auch viel flacher, noch eine Abbeugung stattgefunden zu haben. Die allgemeine Schrägstellung gegen das Piestingtal von SW her und jene zweite zwischen Piesting und Triestingtal wurde schon erwähnt. Ähnlich wie beim Schwarzatal und beim Sierningtal sieht man also auch längs des Piestingtales und des Triestingtales die Reste der Raxlandschaft besonders tief liegen.

Büdel (45) vertritt eine abweichende Anschauung. Wie schon erwähnt, sieht er die beiden niedrigen Flächen westlich des Grillenberger Beckens und die Vorfläche nördlich der Hohen Wand als Erosionsterrassen an, die zu einer Zeit entstanden seien, als der gemeinsame Schotterkegel der Piesting und Triesting, der sich zwischen den Mündungen der beiden Täler ausdehnt, aufgeschüttet wurde. Aber die beiden nördlichen Flächen flankieren den Ausgang ganz kleiner Täler, deren Bäche so breite, talauf plötzlich verschwindende Talböden niemals erzeugt haben können, und die Vorfläche der Hohen Wand findet piestingtal-aufwärts keine Entsprechung in Terrassen. Büdels Annahme ist darum morpho-

logisch unhaltbar. Er betrachtet auch die Hochfläche am Kühberg als Talbodenrest aus dieser Zeit und erhält hier (vgl. Kartenbeilage in 45) einen alten, in Fels eingeschnittenen Triestingtalboden von fast 7 km Breite! Die übrigen Hochflächen bezeichnet Büdel als Reste einer „Flachlandschaft vortortonischen Alters“. Das gleiche tut er mit den nur wenig aus den Schottern aufragenden Flächenresten östlich des Grillenberger Beckens und er nimmt östlich der Vorderen Mandling und des benachbarten Lindkogels einen Bruch an, an dem die östliche Scholle abgesunken sei. Jedoch die Verhältnisse im Grillenberger Becken bereiten dieser Annahme Schwierigkeiten. Hier erscheinen in einer Höhe von 320 bis 400 m unter den diskordant darüber liegenden Triestingschottern Lignite aufgeschlossen (bei Grillenberg, Pöllau, Kleinfeld, Jaulingwiese westlich des Pfarrkogels), die wiederholt in der Literatur beschrieben und ins Helvet gestellt worden sind. Sie lagern im allgemeinen ziemlich flach, werden aber manchenorts von Verwerfungen durchsetzt. Büdel betrachtet sie als in einem alten Tal-system abgelagert, das hier nordwärts verlaufe, aber, wie Bohrungen ergeben haben, später verbogen worden sei (47, S. 18). Zwischen dem Triestingtal und dem Aubachtal, bzw. dem Lusthausboden erscheinen unter dem Hangendkonglomerat nicht Lignite, sondern marine Tegel (Tegel von Gainfarn), die im allgemeinen den (helvetischen) Grunderschichten zugerechnet worden sind. (Das Auftreten marinen Helvets ist im Wiener Becken, wie von geologischer Seite her in der letzten Zeit wiederholt betont worden ist, paläontologisch noch nicht mit völliger Sicherheit festgestellt worden. Immerhin gehören diese Schichten zumindest an die Grenze Helvet-Torton.) Auch hier will Büdel ein altes ostgerichtetes Talgefäß erkennen, wenngleich er zugibt, daß bei der Anlage dieser tiefen und breiten Rinne Krustenbewegungen vermutlich „in stärkerem Maße“ beteiligt waren. Ein drittes altes Tal gibt Büdel aus der Gegend von Oberpiesting an, das von hier in nordöstlicher Richtung verlaufe. Bei Oberpiesting erscheinen am linken Piestingtalhang, von der Talsohle 70 m hoch emporreichend, unter dem sie diskordant überlagernden gröberen Piestingkonglomerat feinere Konglomerate und Mergelsandsteine. In ihnen sieht Büdel eine Flußablagerung gleichen Alters wie die tortonischen Leithakalke und -konglomerate, die am Rand der Leithabucht unter den Piesting- und Triestingkonglomeraten erscheinen. Auch dieses alte Tal, dessen Fortsetzung nur das obere Piestingtal gewesen sein könne, müsse verbogen worden sein, da weiter abwärts das Piestingtal ins Grundgebirge eingeschnitten sei.

Ist schon der Umstand verdächtig, daß man selbst bei der Annahme, es handle sich bei diesen drei Tiefenzonen wirklich um Täler (Büdel nennt sie „prämarine Täler“), trotzdem annehmen muß, daß sie von weitgehenden tektonischen Verbiegungen betroffen worden seien, so sprechen zwei andere Tatsachen sehr deutlich gegen die Annahme Büdels. Einmal, daß die Raxlandschaft hier besonders tief gegenüber ihrer Umgebung abgesenkt, richtiger: viel weniger hoch als diese gehoben worden ist, daß also hier ohnedies relative Senkungen, noch dazu komplizierter Natur, stattgefunden haben. Zweitens, daß bisher nirgends an den Rändern der Leithabucht nachzuweisen war, daß vor dem Torton eine auch nur annähernd so tiefe Zertalung des Gebirgsrandes bestanden hat wie heute: im Gegenteil, überall läßt sich feststellen, daß die Ablagerungen des

Torton niemals in die Täler hineinlappen, die in die Leithabucht herausführen. Wenn der Leser an dieser Stelle etwa darauf hinzuweisen geneigt ist, daß oberhalb der Vorderbrühler Schlucht im Tal des Mödlingbaches bis an dessen Sohle hinab Leithakonglomerate auftreten, so sei darauf aufmerksam gemacht, daß schon Hassinger (46, S. 126) betont hat, daß hier ein Irrtum Sturs (51) vorliegt, nach dessen geologischer Karte diese Leithakonglomerate aus dem Mödlingbachtal bei den „Zwei Raben“ in ein südliches Seitental und nach N am Westrand des Kalenderberges emporziehen.

Büdel (45, S. 24) hat selbst darauf hingewiesen, daß der geradlinige, von Leithakonglomeraten überkrustete Abfall des Lusthausbodens gegen das Aubachtal sehr wahrscheinlich einem Bruchrand entspricht. — Der Querschnitt, den das ältere, für Torton angesprochene Konglomerat am linken Hang des Piestingtales bei Oberpiesting besitzt, läßt nach Büdel auf die Erfüllung eines alten Sohlentales schließen. Dieser Schnitt längs des heutigen Piestingtalhanges geht aber schräg über die alte Hohlform hinweg, so daß bei einem senkrechten Querschnitt sehr steile Hänge resultieren müßten; das ergibt ein Bild, wie es bei einem Grabeneinbruch zu erwarten wäre. Sind also den tortonen Ablagerungen Einbrüche vorausgegangen, so scheinen die ein wenig älteren Lignite von Grillenberg und Umgebung zunächst in flacheren Einwalmungen abgelagert und erst später stärker disloziert worden zu sein. Es ist sehr wahrscheinlich, daß im Rahmen jener flachwelligen Bewegungen, in deren Gefolge die Raxlandschaft aus der Augensteinlandschaft entstand, hier die Lignite in einer flachen Einmuldung zur Ablagerung gekommen sind; sie liegen auch heute noch nur wenig niedriger als die Raxlandschaft der Nachbarschaft (Buchriegel-Gugelzipf usw.). Ich möchte also im Gegensatz zu Büdel annehmen, daß am Ostrand der Vorderen Mandling und des Lindkogels nicht ein Bruch, sondern eine Flexur verläuft, an der das östlich davon gelegene Gebiet relativ gesenkt wurde. Diese Fortsetzung der Neue-Welt-Flexur muß jünger sein als die Einmuldungen, in denen die Lignite von Grillenberg usw. zur Ablagerung kamen, da hier die gleichzeitig mit jenen Einmuldungen entstandene Raxlandschaft disloziert worden ist.

Auf die jüngeren Piesting-, bzw. Triestingkonglomerate komme ich in einem späteren Abschnitt zu sprechen.

Die Hochfläche des Lusthausbodens wird von der breitgewölbten Erhebung des Eisernen Tores überragt, in der die tiefere Trias der südlichsten Schuppe der Ötscherdecke zum Vorschein kommt. Wie der Lusthausboden im SE, so sind auch im W dem Eisernen Tor kleine Restflächen der Raxlandschaft vorgelagert, wie die Kuppe des Dernberges (638 m) und die kleine Gipfelfläche des Peilsteins (718 m). Im Bereich des Schwechattaales, an der Ostseite des Eisernen Tores und gegen den Lusthausboden verschwinden die zum Teil dolomitischen Muschelkalke des Eisernen Tores unter Lunzer Sandstein, bzw. unmittelbar unter Hauptdolomit. Das Eiserne Tor ist das Musterbeispiel eines Gewölbes im morphologischen Sinn. An den parallel gehobenen, unverbogenen Außenrändern des Gewölbes ist die Raxlandschaft (Lusthausboden, Dernberg, Peilstein, Mitterberghochfläche nördlich des Schwechattaales) noch ausgezeichnet erhalten, innerhalb der Aufwölbung selbst aber ist sie zerstört, mögen auch die flacheren Böschungen in der Gipfelregion noch an sie erinnern. Die flache Aufwölbung der Raxlandschaft ist nur

ein schwaches Abbild jener älteren und stärkeren vorgosauischen Querwölbung, durch die der Triassockel der Schuppe des Eisernen Tores herausgehoben worden ist; von dieser älteren Bewegung waren auch noch das Gebiet des später entwickelten Lusthausbodens und der Raum des heutigen Schwechattales erfaßt worden.

Sehr interessant gestalten sich die Verhältnisse nördlich des Schwechattales. Über dem linken Talhang ist die Raxlandschaft vom Gebirgsrand westwärts bis in die Gegend des Windhagberges (454 m, NNW vom Eisernen Tor) in ziemlicher Breite erhalten, meist im Hauptdolomit, westlich des Mitterberges (über der Mündung des Schwechattales) teilweise im Dachsteinkalk gelegen. Die alte, völlig verkarstete Landschaft liegt hier 400 bis 500 m hoch. Sie findet nächst dem Rand der Leithabucht ihre Fortsetzung jenseits des wasserlosen Einödtales in einer Höhe von 460 bis 540 m. Von hier gelangt man, stets NE-Richtung verfolgend, über den Lehnstuhl (587 m) zu der prächtig entwickelten Hochfläche des Großen Anninger (600 bis 680 m). Ein Steilhang trennt sie von einer unmittelbar an das Tal des Mödlingbaches heranreichenden Zone, in der zahlreiche Kegel und Schneiden in einer ziemlich gleichbleibenden, 400 bis 500 m betragenden Höhe auftreten, aber auch eine schmale Hochfläche zwischen dem Hangenden Stein und dem Kleinen Anninger, 450 bis 500 m hoch erhalten ist. Es kann gar kein Zweifel bestehen, daß die eben angeführten Kegel und Schneiden aus eben dieser Hochfläche herausgeschnitten worden sind. Dieser Raum ist ein vorzügliches Beispiel dafür, wie eine einheitliche Gipfelflur aus einem parallel gehobenen und damit der Zerschneidung anheimfallenden Flachrelief entsteht.

Die drei Hochflächen: Mitterberg — Großer Anninger — Kleiner Anninger stehen zueinander in demselben Verhältnis wie Gahns — Hochschneeberg — Kuhschneeberg. Der Raum zwischen dem Tal der Schwechat und dem des Mödlingbaches wird zum größten Teil von Hauptdolomit eingenommen, der mehrfach verschuppt ist; im Gebiet des Großen Anninger wird, wie Küpper (47, S. 63f.) festgestellt hat, der über dem Dolomit liegende Dachsteinkalk — die Grenze zwischen beiden ist sehr undeutlich — an vier steilen Schubflächen von Jura überfahren. Dachsteinkalke treten nicht nur hier, sondern auch südlich davon, im Bereich der niedrigeren Mitterberghochfläche auf, die sie ebenso kappt wie die Dolomite; der Große Anninger kann demnach kein Härtling sein. Zur Erklärung der verschiedenen Höhenlage bleibt da keine andere Annahme übrig als die, daß auch hier die Raxlandschaft von Dislokationen betroffen worden ist. Freilich läßt sich dafür kein geologischer Nachweis führen, aber die geologischen Verhältnisse sprechen nicht gegen diese Auffassung. An der Südseite des Großen Anninger scheint eine schwache Flexur vorzuliegen, an der Nordseite eine steile Flexur oder ein Bruch, doch läßt sich dies kaum entscheiden.

Daß das Gebiet des Großen Anninger und jenes der Mitterberghochfläche verschieden hoch gehoben worden seien, nahm Kober (48, S. 107f.) schon im Jahre 1926 an, freilich nicht, weil die Entstehung zweier verschieden alter Hochflächen untereinander, noch dazu in löslichem und klüftigem Gestein, anders unvorstellbar ist, sondern weil die im „Gadner Becken“ an der Grenze von Helvet und Torton abgelagerten Brekzien von W her auf die Mitterbergfläche hinaufreichen, während sie auf der Hochfläche des Großen Anninger fehlen.

Nach Kober „hat die Erosion die miozäne Bedeckung über dem Anninger entfernt, weil dieser Block so hoch emporgehoben worden ist. Auf dem Mitterbergrücken ist das Tertiär infolge der tieferen Lage erhalten geblieben“. Diese Begründung einer Dislokation ist freilich nicht stichhaltig, denn die Hochfläche des Großen Anninger ist ja zum großen Teil noch intakt und auf ihr könnte daher auch etwa dort abgelagertes Tertiär ohne weiteres erhalten geblieben sein. Es liegt gar kein Grund vor anzunehmen, daß diese höhere Hochfläche einst von Jungtertiär eingesedimentiert worden wäre. Kober stellt die Dislokation zwischen Großem Anninger und Mitterberghochfläche an die Grenze von Tertiär und Quartär, bzw. ins Altquartär. So spät kann sie aber keinesfall stattgefunden haben, denn die tortone Strandlinie, die am Ostabfall beider Hochflächen dahinzieht — ich komme später auf sie zu sprechen —, ist nur mäßig verbogen, hat also diese Dislokation sicher nicht mehr mitgemacht.

Im N des Kleinen Anninger, jenseits des Tales des Mödlingbaches, zieht an den Rand der Leithabucht ein breiter Gosastreifen heran, dem die basalen Werfener Schichten und Muschelkalke der das Anningermassiv aufbauenden Ötscherdecke aufgeschoben sind. Diese Zone tritt in klarer Weise als Ausräumungslandschaft in Erscheinung. Im W wird sie abgeschlossen durch den Zug der Föhrenberge (= Höllensteinzug), in dem die Lunzer und die Frankenfesler Decke prächtigen Faltenbau erkennen lassen (49, 50). Aus der Ferne gesehen, verrät dieser Kamm nicht, daß er eine schmale, aber wohlentwickelte Hochfläche trägt; sie liegt 500 bis 650 m hoch und ist am besten im S (Sulzberg) und im Raum Großer Flösselberg—Höllenstein entwickelt, wo sie in gleicher Weise Hauptdolomit und Dachsteinkalke, Hierlatzkalke und Kössener Schichten kappt, aber auch harte Gosaukonglomerate und die die Randzone gegen den Flysch zusammensetzenden Kieselkalke. Im Dachsteinkalk und im Hierlatzkalk kommen kleine Dolinen vor, die am weitesten nördlich gelegenen Karstrichter in den Alpen. Darauf, daß im Zug der Föhrenberge Reste der Raxlandschaft erhalten sind, habe ich bereits im Jahre 1923 aufmerksam gemacht (32, Schlußkapitel).

Erinnern wir uns, daß die Täler, die aus den Kalkalpen in die Leithabucht hinausführen, stets mit solchen Streifen zusammenfallen, in denen die Raxlandschaft weniger hoch gehoben wurde als in der unmittelbaren Nachbarschaft. Das gilt, wie schon ausgeführt wurde, ebenso für das Schwarzatal wie für das Sierningtal, für das Piestingtal wie für das Triestingtal. Das Schwechattal ist nördlich der Aufwölbung des Eisernen Tores an den Rand der niedrigen Mitterberghochfläche geknüpft; das Mödlingtal wiederum verläuft zwischen der Hochfläche der Föhrenberge und jener des Großen Anninger, also dort, wo im Raum des Kleinen Anninger die Hebung geringer war als nördlich und südlich davon. Die Hänge dieser Täler sind überall dort steil, wo harte Schichten zerschnitten werden, und das ist fast stets der Fall. Das Tal des Mödlingbaches ist innerhalb der Kalke und Dolomite steilhangig, dort, wo sein linkes Gehänge in der Gosau, sein rechtes im Kalk verläuft, in der sog. „Hinterbrühl“, ist deutlich die Abhängigkeit der Hangböschung vom Gestein erkennbar. Unterhalb dieser Strecke erscheint das hier einen leichten Bogen gegen S beschreibende Tal zwischen den harten Dolomiten des Frauensteins im S und des Kalenderberges (349 m) im N als eine

felsige Schlucht („Vorderbrühl“). Nördlich des Kalenderberges liegt in der Fortsetzung der Hinterbrühl in den auf die Gosau aufgeschobenen Werfener Schiefen ein Sattel, der die Talsole der Hinterbrühl nur um 70 m überhöht und einen kleinen Rest von Tertiär trägt. Hassinger (46, S. 127f.) vertrat seinerzeit die bisher unwidersprochen gebliebene Anschauung, der Mödlingbach sei einst aus der Hinterbrühl über die Gegend dieses Sattels zur Leithabucht geflossen. Infolge des Absinkens tiefgelegener Brandungsplattformen am Ostrand des Kalenderberges und des Jennyberges (Hassingers Pontische Terrassen I und II) hätte hier ein Tal westwärts zurückgegriffen, die Schlucht der Vorderbrühl angelegt und das Mödlingtal angezapft, so daß dessen unterer Teil (die heutige Sattelregion) funktionslos geworden sei. Abgesehen davon, daß, wie später auszuführen sein wird, die tieferen Terrassen, die Hassinger anführt, nicht Brandungsplattformen, sondern Reste fluviatiler Abtragungen in der Leithabucht sind, so daß man aus ihrem Fehlen nicht darauf schließen darf, sie seien in die Tiefe gebrochen, abgesehen davon also, ist ein so kleines Gerinne, noch dazu in einem Karstgebiet, auch bei noch so rascher Tieferlegung seiner Erosionsbasis nicht imstande, eine unverhältnismäßig stärkere Wasserader, deren Tal in weichem Gestein verläuft, anzuzapfen. Der Formenunterschied zwischen Vorder- und Hinterbrühl ist hinlänglich mit den petrographischen Verhältnissen erklärbar, desgleichen die niedrige Lage des Sattels nördlich des Kalenderberges. Hat Hassinger die Steilheit der Hänge in der Vorderbrühl durch eine Anzapfung zu erklären versucht, so sieht Kober (48, S. 119) in der Tatsache, daß die Flüsse den Rand der Kalkvoralpen gegen die Leithabucht zu in engen Schluchten durchmessen, ganz allgemein das Ergebnis einer jungen, dem Gebirgsrand folgenden Aufwölbung. Es sei nochmals darauf hingewiesen, daß die Entstehung dieser Schluchten ihre Erklärung mühelos darin findet, daß hier harte Gesteine durchschnitten werden. Andererseits kann von einer Aufwölbung des Gebirgsrandes keine Rede sein — im Gegenteil, in allen jenen Gebieten, wo die Täler der Kalkalpenflüsse in die Leithabucht münden, war die Hebung des Gebirges besonders gering. Das ist der wichtigste Zug in der Morphologie des Ostendes der nördlichen Kalkalpen.

Die Hochfläche Mitterberg—Windhagberg im S, Großer und Kleiner Anninger im E, die Föhrenberge im N und im W die Flyschzone umschließen ein sehr eigenartiges Gebiet, das teils durch den Mödlingbach, teils durch die Schwechat und den ihr tributären Sattelbach entwässert wird. Niedrige, flache Erhebungen und breite Täler geben diesem allseits von höheren Gebieten überragten Raum sein Gepräge. Am auffälligsten ist der Gegensatz zwischen ihm und seiner Umrahmung im E, wo das kleine, vom Mödlingbach durchflossene Ausräumungsbecken von Gaaden (322 m) unmittelbar unter dem Westabfall des Großen-Anninger-Stockes liegt. Unter dem Begriff „Gaadener Becken“ im geologischen Sinn wird aber ein größerer Raum verstanden, der etwas nördlich des Sparbaches beginnt und im S bis an die früher erwähnte Hochfläche heranreicht, die vom Mitterberg westwärts gegen den Windhagberg zieht. In diesem Gebiet ist der Untergrund durch Leithakonglomerate und -brekzien verhüllt, zwischen die Tegelagen eingeschaltet sind; bisweilen kommen auch Leithakalke vor. Mehr gegen die Mitte dieses „Beckens“ zu treten Sande und Tone auf; alle diese Ablagerungen

führen marine Fossilien. Konglomerate und Brekzien reichen maximal bis in eine Höhe von 430 m empor. Über diese ganze Schichtserie legt sich eine fossil-leere und heute größtenteils wieder zerschnittene Schotterdecke, die fast ausschließlich aus Flysch- und Gosaugeröllen und dazwischen eingeschalteten Tonlagen besteht und im NW, im Satteltal, bis oberhalb Grub, im W, im Schwechattal, bis Alland reicht; zwischen Grub und Heiligenkreuz sind die Schotter beiderseits des Sattelbachtals bis auf den Gosauuntergrund abgetragen. Nördlich und westlich davon reichen sie bis fast 500 m, südlich von Gaaden bis 440 m (Hühnerberg) empor. Die nur wenig höheren östlichsten Teile der alten Mitterberghochfläche sind dagegen frei von Schotterresten und hier (Mitterberg, 461 m, Kote 458 südlich des Großen Einödtales) ist das Relief der Hochfläche viel bewegter als westlich davon, wo im (mittleren) Hühnerberg (nordnordöstlich der Kote 447), die Geröllüberstreuung ziemlich gut erhalten ist. Die Schotter scheinen hier nur in einzelnen Furchen der alten Landschaft, vermutlich in der Gegend des heutigen Schwechattals und des großen Einödtales, aus dem Gaadener Becken in die Leithabucht hinausgereicht zu haben. Aus dieser höchsten Schotterflur sind später jüngere Fluren herausgeschnitten worden, wie z. B. die gut erhaltene Schotterfläche (390 m) zwischen den ins Schwechattal hinausführenden Tälern des Rosenbaches und Purbachls erkennen läßt. Von den älteren Bearbeitern des schlecht aufgeschlossenen Gaadener Tertiärs (Stur, Kittl) abgesehen, haben Hassinger (46, S. 140ff.) und in jüngster Zeit sehr eingehend Bobies (52) das Gaadener Becken geschildert: Bobies hat festgestellt, daß die basalen Brekzien zum Teil an Brüchen am Grundgebirge abstoßen, so z. B. im Sängerswald südlich von Gaaden. Er hält diese Ablagerungen für (unter)helvetisch, und zwar aus zwei Gründen (52, S. 49): In den zum größten Teil aus Kalken und Dolomiten bestehenden Brekzien kommen auch Phyllite, Quarzite und Graphitschiefer vor, die nach Bobies nicht aus den Vor-alpen, sondern aus dem nördlichen Teil der Buckligen Welt, aus dem Rosaliengebirge, stammen. Nimmt man aber die Existenz eines Flusses quer über die Gegend des heutigen Wiener Beckens an, so kann — folgert Bobies weiter — dieses noch nicht so allgemein von einem Meer erfüllt gewesen sein, wie das im Torton der Fall war. Nur am (heutigen) Rand der Kalkalpen (bei Baden und Vöslau gibt es dieselben Brekzien) und im Gaadener Becken habe damals ein schmaler Meeresstreifen bestanden, dessen Ablagerungen demnach vortortonischen, also helvetischen Alters sein müssen. Daraus, daß Formen der Grunder Fauna in diesen Brekzien und in den in sie eingeschalteten Tegeln tortone Formen überwiegen, gelangt Bobies zum gleichen Resultat. Die Sande und Tegel im innersten Teil des Gaadener Beckens hält er für junghelvetisch, die hangenden Schotter für torton. Dazu ist zu sagen, daß die Annahme eines helvetischen Flusses, wurzelnd im Rosaliengebirge, unnötig ist, da die Phyllite, Quarze usw., die in den Kalkbrekzien vorkommen, als „exotische Gerölle“ in den an das Becken anschließenden und zum größten Teil seinen Untergrund bildenden Gosauschichten gar nicht selten vorkommen und jedenfalls von dorther durch die Meeresbrandung aufgearbeitet worden sind. Fällt dieser eine Grund für die Bestimmung der Basalbrekzien als helvetisch weg, so ist anderseits der stratigraphische Befund nach den heutigen paläontologischen Kenntnissen noch nicht

gesichert (vgl. S. 57); mit annähernder Genauigkeit sind sie ihrem Alter nach an die Wende Helvet—Torton zu stellen — jedenfalls läßt sich vorläufig nichts Genaues darüber aussagen. Es ist nicht möglich anzunehmen, daß die Brekzien und die jüngeren Sande und Tegel um Gaaden in einem Raum erosiver Entstehung abgelagert worden sind. Die erste Anlage des Gaadener Beckens scheint vielmehr auf eine Einwalmung zurückzugehen, der ringsherum Aufwölbungen entsprachen, die zur Entwicklung der Raxlandschaft führten. Gleichzeitig erfolgte wohl eine flache Einsenkung weiter im E, aus der sich später das Einbruchsbecken der Leithabucht entwickeln sollte. In diese tieferen Räume drang das Meer ein. Wo die Meeresverbindung des Beckens mit der Leithabucht bestanden hat, ist nicht mit Bestimmtheit zu sagen, da sich diese Ablagerungen mit jenen des Außenrandes nirgends berühren. Vermutlich bestand eine seichte Verbindung in einem zunächst ebenfalls schwach eingemuldeten Tiefenstreifen in der Gegend des heutigen Schwechattales. Später, möglicherweise noch während der Ablagerung der basalen Brekzien, wurde das Gaadener Becken, zum Teil wenigstens, an Brüchen stärker gegenüber seiner Umgebung abgesenkt; wie im Bereich des unteren Piestingtales, sind wohl auch hier jene Bewegungen, die die Brekzien gegenüber dem Grundgebirge disloziert haben, mit denen gleichzustellen, die die Raxlandschaft zwischen Schwechattal und Mödlingbachtal in drei verschiedene Höhenlagen gebracht haben.

Wie man aus diesen Ausführungen erkennt, läßt sich die ältere Geschichte des Gaadener Beckens nicht mit absoluter Sicherheit klarstellen. Noch weniger kann der Morphologe mit den hangenden Schottern anfangen, deren Alter, nachdem bisher in ihnen keine Fossilien gefunden worden sind, unbestimmbar ist. Jedenfalls erinnert dieses Vorkommen in seiner ganzen Weise stark an den alten Schotterkegel der Triesting und Piesting. Die schlechten Aufschlüsse gestatten nicht festzustellen, ob diese Schotter noch von Dislokationen betroffen worden sind. Sicher aber verdanken sie ihre Entstehung einer Aufschüttung, die vor allem aus NW, aus der Flyschzone her, erfolgte. Heute sind sie tief zerschnitten. Auf die Deutung, die Winkler und Büdel diesen Schottern im Zusammenhang mit den Hochflächenresten beiderseits des Großen Anringer geben, komme ich bei der Besprechung des Westrandes der Leithabucht zurück.

Die morphologische Entwicklung des Wiener Waldes.

Der Nordrand der Föhrenberge stößt an die Flyschzone, mit deren östlichem, zwischen dem Tullntal und der Leithabucht gelegenen Teil sich die folgenden Ausführungen beschäftigen sollen.

Ein wichtiger Zug in der Morphologie dieser Landschaft liegt darin, daß die Gipfelur hier ziemlich einheitlich ist im Gegensatz zu den eben besprochenen Gebieten der Kalkalpen. Nur zwischen den Quellgebieten des Triestingtales und des Wientales, im weiteren Umkreis des Schöpfels, in dem der Wiener Wald mit 890 m seinen höchsten Punkt erreicht, treten bedeutende Höhenunterschiede zwischen den einzelnen Erhebungen auf. Im allgemeinen aber liegen die Gipfelhöhen zwischen 400 und 600 m. Einer schmalen NW-Abdachung steht eine breite Südost-, also gegen die Leithabucht gerichtete, freilich nicht sehr ausge-

sprochene Abdachung gegenüber, der die größeren Gerinne folgen. Die Talhänge sind im Flysch nicht so steil wie im Kalk-Dolomit-Gebiet, Felshänge fehlen fast durchwegs, Erscheinungen, wie die kleine, an eine Anzapfung geknüpfte Schlucht des Hagenbaches (NE-Ende des Wiener Waldes) oder die im harten kieseligen Sandstein des Schöpfelkammes auftretenden kleinen Blockmeere (53, S. 120), sind einmalig. Kuppen und Rücken beherrschen die Bergwelt des Wiener Waldes, doch treten auch Schneiden auf. Ein gutes Beispiel, wie durch die Rückverlegung der mittelsteilen Gehänge Kuppen aufgezehrt werden, bietet der Höhenzug Kahlenberg—Leopoldsberg. In der erstgenannten Erhebung (483 m) ist noch ein breiter Rücken erhalten, der niedrigere Leopoldsberg (423 m) stellt die aus einer ebensolchen Form hervorgegangene Schneide dar.

Die Oberflächenformen sind in keiner Weise vom inneren Bau der Flyschzone abhängig, abgesehen von Kleinformen, worauf jüngst Götzing (53) in vorbildlicher Weise aufmerksam gemacht hat, und von der Entwicklung von Subsequenzonen, die an das Vorkommen weicher, rasch der Abtragung unterliegender Schiefer gebunden sind. Wenn Götzing die Ansicht vertritt, daß solche Schiefer „im Streichen angeordnete Schichttäler“ (53, S. 118f.) verursachen und daß die „Längstektonik“ im Wiener Wald „die streichenden Formenelemente (Längskämme, -täler u. dgl.) schuf“ (53, S. 122), so ist das insofern nicht richtig, als die Anlage dieser Täler mit dem Schuppen- und Faltenbau des Flysches nichts zu tun hat; wohl aber sind dort, wo sich Täler — es sind bezeichnenderweise immer nur Nebentäler — zufällig im Bereich weicher Schichten entwickelt haben, die Talquerschnitte breit und die verbindenden Sättel niedrig. Ein regional entwickeltes Streichen von Kämmen und Tälern fehlt dem Wiener Wald durchaus. Selbst die Hauptwasserscheide zwischen Tullner Feld und Leithabucht folgt keineswegs einer tektonischen Zone.

Hassinger hat seinerzeit (46, S. 202) ausgesprochen, daß die Gipfel des Wiener Waldes „zum Teil durch die Abrasion (gemeint ist: des ‚pontischen‘ Sees, d. Verf.) geköpft wurden“. Sie seien vorher nur um ein geringes höher gewesen. Abgesehen davon, daß kein Anhaltspunkt dafür vorliegt, der Spiegel des altpliozänen Sees hätte je die Höhe des Wiener Waldes berührt, wäre auch dann, wenn er sie ganz oder teilweise überflutet hätte, die abradierende Wirkung in einem solchen Archipel kaum so groß, um die über die Wasseroberfläche ragenden Erhebungen einfach zu kappen. Götzing (54) hat dagegen die Anschauung vertreten, daß die Kuppen des Wiener Waldes aus Graten hervorgegangen seien. Nun, hier so wenig wie anderwärts ist es möglich, daß Kuppenformen, also Formen, die sich ja nur bei beschleunigter Hebung entwickeln können, aus steilhangigen, von Graten gekrönten Firsten hervorgehen. Götzing vertritt übrigens diese Ansicht heute nicht mehr, wie aus einer jüngeren Publikation (53, S. 121) hervorgeht: „Beim Decken- und Schuppenbau des Wiener Waldes . . . muß man sich als tektonische Urform ein Decken- und Schuppegebirge vorstellen, das nicht erst sehr tief abgetragen worden sein muß, um auf die heutigen Bergrücken- und Riedelflächen, bzw. die heutige Diskrepanz zwischen dem geologischen Bau und der Oberflächengestaltung zu kommen.“ Mit dieser zweifellos zutreffenden Bemerkung ist allerdings noch nicht festgestellt, wie sich die Kuppenformen aus der tektonischen Urform ent-

wickelt haben, und gerade das ist der Kernpunkt des Problems. Auf ihn komme ich später im Zusammenhang mit der regionalen Betrachtung der hochgelegenen Restformen in den Kalkalpen zurück.

Die neueren Untersuchungen zur Stratigraphie und Tektonik des Wiener Waldes, vornehmlich von Friedl (55, 56), Trauth (57) und Götzinger (58, 58b) ausgeführt, haben den Deckenbau der Flyschzone weitgehend geklärt. Die nördlichste Decke wird aus einer Serie von Kalken, Schiefen und Sandsteinen aufgebaut, die vom Neokom bis ins Eozän reicht. Ihr Hauptbestandteil ist der eozäne Greifensteiner Quarzsandstein. Auf diese Greifensteiner Decke ist längs einer Linie, die im Donaudurchbruch bei Kritzendorf beginnt und in gerader Linie gegen SW führt, westlich von Purkersdorf das Wiental schräg übersetzt und den größten Teil des Hochstraßzuges im N liegen läßt, die Wiener-Wald-Decke aufgeschoben, die vorwiegend aus Kreide (Inoceramenschichten = Kahlenbergsschichten), in geringem Maß auch aus Eozän (Pfalzauer Schichten) besteht. Kalksandsteine, Mergel, Tonschiefer und Mürbsandsteine sind in dieser Serie vertreten. Auf die Wiener-Wald-Decke legt sich im Süden die Schöpfldecke, die vorwiegend Eozän („Glaukoniteozän“) umfaßt; an der Grenze gegen die Wiener-Wald-Decke erscheinen zahlreiche aus der Tiefe mitgerissene Trümmer von Graniten, hauptsächlich von Neokomkalken, die in „Klippenhüllschiefer“ eingebettet sind. Die durch diese „Scherlinge“ sehr gut erschlossene Schubbahn führt, im Gelände in einer Ausräumungszone verfolgbar, vom Kahlenbergerdorf (am unteren Ausgang des Donaudurchbruches) über Neuwaldegg nach Mariabrunn im Wiental, dann diesem im Süden parallel durch die Talung der Paunzen, begleitet den Hochstraßzug im SE und zieht an der Schöpflnordflanke gegen W weiter. Hier im westlichen Wiener Wald reicht diese Decke bis an die Kalkvoralpen heran, wo sie im Bereich des oberen Triestingtales von der nördlichsten Teildecke der voralpinen Decke, von der Frankenfelder Decke, überschoben wird. Auch die Schöpfldecke wird von petrographisch recht verschiedenen Gesteinen aufgebaut; neben den Kalken der mitgeschürften „Klippen“ treten Schiefer (Hüllschiefer, Laaber Schiefer, Kaumberger Schiefer), vor allem aber kieselige Sandsteine, der sogenannte Laaber Sandstein, auf. Im östlichen Wiener Wald ist der Schöpfldecke von S her noch eine vierte Einheit aufgeschoben, die sogenannte Klippendecke, die kein Eozän, sondern nur als Mürbsandstein entwickelte (Seichtwasser-) Kreide umfaßt und ihren Namen den zahlreichen an ihrem Grunde mitgeschürften Kalkklippen verdankt, die sowohl an der Schubbahn gegen die Schöpfldecke (Klippen von St. Veit und im Tiergarten), als auch noch innerhalb der Decke selbst als Schubspäne oder eingefaltet auftreten.

Die wenigen Aufschlüsse im Wiener Wald lassen immerhin erkennen, daß diese vier Decken, die übrigens nur an kurzen Bahnen übereinandergeschobene Schuppen darstellen, in sich wiederum mehrfach in Anti- und Synklinalen gegliedert sind. Die Gipfelflur des Wiener Waldes kappt diesen ganzen Komplex.

Ganz ausgezeichnet ist dies z. B. längs der Straße zu beobachten, die aus dem Tal des Dornbaches über den Exelberg (515 m) und den Heuberg (429 m) nach Königstetten am Südrand des Tullner Feldes führt; ihre Trasse benützt im allgemeinen die Wasserscheide zwischen dem Mauerbach und dem Weidling-

bach, bzw. dem obersten Hagenbach. Dieser wasserscheidende Kamm ist als sehr breiter, 400 bis 500 m hoher Rücken entwickelt; man wandert auf ihm wie auf einer schmalen Hochfläche dahin. Sein nordwestlicher Teil liegt im Greifensteiner Sandstein, sein südöstlicher in den Inoceramenschichten und im Eozän der Wiener-Wald-Decke. In der Gegend des Scheiblingsteins (491 m) schneidet der Rücken die Schubbahn zwischen Greifensteiner und Wiener-Wald-Decke, ohne daß dies in den Geländeformen zum Ausdruck käme. Westlich des Heubergs ist im Bereich des Tulbinger Kogels (495 m) eine kleine Hochfläche erhalten, die die gefalteten Neokomkalke ebenso schneidet wie die südlich anschließenden Kreide- und Eozänsandsteine.

Einen vorzüglichen Hinweis auf die Entstehung der breiten Wiener-Wald-Rücken gibt die Hochfläche, die sich zwischen dem Sattel von Rekawinkel und dem Nordhang des Schöpfls in südöstlicher Richtung erstreckt und unter dem Namen Hochstraßzug bekannt ist. Sie liegt zwischen rund 540 und 640 m Höhe. Wandert man sie entlang, so ist das Landschaftsbild, das sie bietet, nicht wesentlich verschieden von dem eines der niedrig gelegenen Reste der Raxlandschaft in den Kalkvoralpen. Nur die schroffen Außenränder fehlen, wenngleich auch hier bisweilen ziemlich steile Hänge, vornehmlich gegen NE, unter dem Rand der Hochfläche liegen. Sie kappt Schichten des Greifensteiner Sandsteins, in ihrem südlichsten Teil die Schubbahn, längs der ihnen die Fukoiden- und Helminthoideenmergel der Wiener-Wald-Decke angehörenden Inoceramenschichten aufgeschoben sind, weiters (beim Forsthof) die Pfalzauer Schiefer (Eozän der Wiener-Wald-Decke, vgl. 58b). Dort geht die Hochfläche jäh zu Ende und über ihr erhebt sich im Süden der Schöpfl, aus Laaber Sandstein aufgebaut. An seinem Nordhang streicht die hier sehr schlecht aufgeschlossene Scherlingszone durch, deren Bedeutung als Schubbahn Götzinger erkannt hat; kleine Neokomklippen und Hüllschiefer kennzeichnen sie. Der Schöpfl (890 m) selbst ist nur eine mäßig zugerundete Schneide, doch liegen südlich von ihm im gleichen Gestein die breiten Kuppen des Mitterschöpfls (880 m) und des Miesenbergs (770 m); auch der Vorderschöpfl (709 m) im E des Hauptgipfels trägt eine sehr breite flache Kuppe. Gegen das oberste Triestingtal nehmen die Kuppen und Schneiden mäßig an Höhe ab. Bei Kaumberg treten die weichen (Kaumberger) Schiefer an das Tal heran; an sie knüpft sich eine Subsequenzzone, die von Götzinger beschrieben worden ist (53, S. 120). Die Grenze zwischen Flyschzone und Kalkalpen verläuft hier knapp südlich des obersten Triestingtales und jenseits von ihr bewirkt die große Ausdehnung von Gosau-mergeln einen im Landschaftsbild markant hervortretenden Abfall der 800 bis 1000 m hohen Dolomitschneiden zu dieser Ausräumungszone. Auffallend ist jedenfalls, daß sich im allgemeinen an das relativ hohe Schöpflgebiet der Flyschzone, abgesehen von dem eben erwähnten Raum rascher Erniedrigung in den weichen Schichten, ein ebenfalls hohes Gebiet in den Kalkvoralpen anschließt, während weiter im E sowohl die Kalkvoralpen (Hochfläche der Föhrenberge) wie die ihr vorgelagerten Flyschkuppen um 300 bis 400 m niedriger sind.

Man erkennt ohne weiteres, daß im NE-Sporn der Alpen an die Grenze zwischen Flysch- und Kalkzone keineswegs ein bedeutender Höhenanstieg in der Richtung gegen die Kalkalpen hin gebunden ist. Die Gipfflur erleidet

nördlich dieser Linie nur eine mäßige Senkung, mitunter (z. B. südwestlich von Alland) fehlt auch diese. Die Dolomitschneiden südlich des Triestingtales können nicht tief unter die Raxlandschaft erniedrigt worden sein, wie ein Vergleich zwischen der Höhenlage von Resten der alten Landschaft (Trafel, Gaisstein usw.) und der der umliegenden Schneiden erweist. Wie steht es nun mit den Flyschkuppen?

Der Weg zur Beantwortung dieser Frage führt über die Betrachtung der Hochfläche des Hochstraßzuges. In welchem Verhältnis steht sie zum Nordabfall des Schöpfls? An ihm zieht ein schmaler Streifen weicher Schiefer durch. Ragt der aus kieseligen Sandsteinen aufgebaute Schöpfl als Härtling über der Hochfläche auf? Zunächst scheint die ganze Sachlage zur Bejahung dieser Frage zu drängen. Warum aber ist weiter im NE, jenseits des oberen Schwechatales, zwischen den aus den gleichen harten Sandsteinen aufgebauten und den übrigen Erhebungen kein Höhenunterschied vorhanden? Warum kein Höhenunterschied zwischen dem ja auch sehr harten Greifensteiner Sandstein im nördlichen und mittleren Hochstraßzug gegenüber den Kalkmergeln der Inoceramenschichten im südlichen Teil der Hochfläche? Daß die Schneidenform des Schöpfls nichts damit zu tun hat, daß er aus harten Schichten besteht, geht aus der Tatsache hervor, daß mehrere der südlich anschließenden, ebenfalls in Laaber Sandstein liegenden Erhebungen breite Kuppenform haben; die Schneide des Schöpfls ist offenbar aus einer ebensolchen hervorgegangen, indem die tieferen steileren Gehänge bei ihrem allmählichen Zurückweichen den Rücken aufgezehrt haben. Wie andererseits die Hochfläche des Hochstraßzuges aufs beste erweist, haben sich die Kuppen des Wiener Waldes aus einer sehr flachen, mäßig reliefierten Landschaft entwickelt, von der zusammenhängende Stücke nur mehr selten erhalten sind. Die ausgedehnteste Restform ist eben die Hochstraßhochfläche. Die konvexen Formen, durch die in der Gegenwart der Wiener Wald ausgezeichnet wird, sind nur durch eine dauernd an Geschwindigkeit zunehmende Höhershaltung des Gebirges zu erklären, wengleich die Hebung insgesamt hier recht geringe Werte durchlaufen hat. Im Gegensatz zum Kalkgebirge konnte der Vorgänger der heutigen Oberfläche, eben jene Flachlandschaft, von der ein Rest im Hochstraßzug erhalten ist, meist stark zerschnitten werden, sobald sie eine Hebung erfuhr. Kein Verkarstungsvorgang hat hier diese Altlandschaft erhalten; aber die geringe Hebung hat die Täler sich noch nicht so stark eintiefen lassen, daß auch die Kuppen der ursprünglichen Oberfläche durch Zurückverlegung der tieferen Gehänge weitgehend zerstört worden wären. Ihre Formen sind noch gut erhalten. Freilich muß man sich vorstellen, daß die flachen Kuppen — ganz abgesehen von dem von unten, von den Tälern her auf sie erfolgenden Angriff — durch bloße Denudation bereits tiefer gelegt werden, aber das ist im Hochstraßzug ebenso der Fall. Das geschieht auch, wie schon ausgeführt worden ist, auf den der Raxlandschaft angehörenden Hochflächen der Kalkalpen, aber: es geschieht dort nicht so rasch; die Härte der Gesteine der Kalkzone verzögert diesen Vorgang, während im Flysch diese parallele Tieferlegung rascher vor sich geht. Da nirgends ein von Kalk auf Flysch übertretender Hochflächenrest erhalten ist, fällt es naturgemäß schwer, diesen Unterschied seinem Werte nach zu bestimmen. Er scheint nicht sehr groß zu

sein und kann ja auch dann gar nicht sehr groß sein, wenn sehr flache und ausgedehnte Kuppen vorliegen, an denen die Abtragung begrifflicher Weise nur sehr geringe Fortschritte zu erzielen vermag. In der Tat sind solche Gipfformen im Wiener Wald nicht selten und darin liegt auch die Erklärung dafür, daß die Gipfflur, wenn sie nicht gerade sehr leicht zerstörbare Schiefer schneidet, im allgemeinen so gleichmäßig ist. Anders geht die Entwicklung unterhalb dieser breiten Kuppen vor sich, wo durch das wachsende Tiefereinschneiden der Täler steilere Hangformen entstehen: Hier äußert sich der Härteunterschied viel stärker, da an im allgemeinen steilen Hängen die Abtragung je nach der Widerständigkeit des Gesteins sehr ungleich rasch arbeitet. Das Gesetz, daß mit wachsender Reliefenergie das Ausmaß der Denudation immer stärker abhängig wird von den petrographischen Verhältnissen, hat ganz allgemeine Gültigkeit.

Die angeführten Beobachtungen und Überlegungen führen zu dem Schluß, daß jäh auftretende Sprünge in der Gipfflur des Wiener Waldes nicht petrographisch bedingt sind, während in den Tälern die Gesteinsbeschaffenheit eine wichtige Rolle spielt. Vergleichen wir nun diese Verhältnisse mit jenen der unmittelbar benachbarten, nur sehr wenig oder gar nicht höheren Kalkvorpalpen, die in dem vorangehenden Abschnitt erläutert wurden, so erhellt daraus eine weitgehende Übereinstimmung, wenn auch Hochflächenreste im Flysch naturgemäß äußerst selten erhalten sind. Dieser Gegensatz ist nur das Widerspiel des Unterschiedes zwischen Flysch und Kalk. Viel geringer ist der Unterschied zwischen Flysch und Dolomit: so sieht man dort, wo das alte Flachrelief stark gehoben worden ist, die Gipfel sowohl im Flysch (Schöpflgebiet) als auch im Dolomit (südlich des obersten Traisentaales) häufig zu Schneiden zugeschärft.

Wo Wiener-Wald-Kuppen, die wir uns ja nach den obigen Ausführungen als nur wenig unter eine alte Flachlandschaft erniedrigt vorstellen müssen, in enger Nachbarschaft in sehr ungleichen Höhen auftreten, dort müssen Bewegungen angenommen werden, die die einst gleich hohen Kuppen, bzw. ihre Ausgangslandschaft in ungleiche Höhenlagen gebracht haben. Das gilt auch für das Verhältnis zwischen Schöpfl und der Hochfläche des Hochstraßzuges. Eine ursprünglich zusammenhängende Flachlandschaft erfuhr hier eine sehr ungleichmäßige Höherschaltung: Die im allgemeinen parallele Hebung, von der die Altlandschaft im Hochstraßzug betroffen wurde, ging Hand in Hand mit einer Aufwölbung, deren flacher S-Schenkel gegen das oberste Triestingtal, deren steiler N-Schenkel in Form einer Flexur gegen den weniger hoch gehobenen Hochstraßzug in Erscheinung trat. Mögen auch die Schiefer am Fuß des Schöpfl-Nordhanges eine rasche Rückverlegung dieses Abfalles in die Wege geleitet haben, seine Entstehung kann nach den oben gemachten Erwägungen nur tektonisch bedingt sein. Es ist bezeichnend, daß in dem relativ hoch gehobenen Raum Schöpfl—oberstes Triestingtal die Kuppen durch das infolge der stärkere Hebung bedeutendere Tiefereinschneiden der Gerinne und das damit verbundene raschere Zurückweichen der Talhänge schon häufig zu Schneiden zugeschärft sind. Ein anderes Beispiel für verschieden starke Höherschaltung der flachen Kuppen bietet sich im N des Wientales: nordwestlich einer vom Gablitztal über den Troppberg (539 m), Heinratsberg (510 m) und Stiefelberg gegen das oberste Anzbachtal ziehenden Linie werden die Kuppen des Gebirges plötzlich um 100 m niedriger;

gleichzeitig wird die Wasserscheide vom N-Rand des Wiener Waldes bis an diese Linie in das Gebirge zurückverlegt. Die Grenze zwischen Greifensteiner Sandstein und Oberkreideschichten der Greifensteiner Decke hat mit dieser Erscheinung nichts zu tun, da sie weiter im N verläuft. — Blickt man vom Leopoldsberg oder Kahlenberg in NNW-Richtung, dann sieht man, wie sich die sehr flachen Höhen von Hadersfeld, in denen der Wiener Wald unmittelbar an der Donau zu Ende geht, von 440 m in südöstlicher Richtung gegen das Weidlingtal zu bis auf 360 m herabsenken. Die südlich anschließenden Kuppen des Kahlenberges und Vogelsangberges liegen um 120 bis 140 m höher. Die Schubbahn, an der die Inoceramenschichten der Wiener-Wald-Decke dem Greifensteiner Sandstein aufgeschoben sind, quert diese Schrägfläche der Hadersfelder Höhen nördlich des Kierlingtales, ohne daß dies in der Landschaft irgendwie zum Ausdruck käme; andererseits stehen beiderseits des Weidlingtales Inoceramenschichten an und doch tritt gerade hier ein Sprung in den Gipfelhöhen auf. Um ein letztes Beispiel anzuführen: Auch im NW des Hochstraßzuges und im N der westlichen Fortsetzung des Schöpflkammes liegen die flachen Kuppen plötzlich um 100 bis 150 m tiefer; gerade hier greift das Tullntal in auffallender Weise bis unmittelbar an den Schöpflkamm zurück und die Wasserscheide des Wiener Waldes wird so ganz plötzlich nahe an den Südrand der Flyschzone gerückt. Im Raume südlich Neulengbach liegen die flachen Kuppen und Rücken beiderseits des Tales der Großen Tulln zwischen rund 400 und 500 m Höhe. Götzinger möchte unter anderem in den Riedelflächen beim Windbichler (410 m), Böhmerhof (438 m) und Gottleitsberg (430 m) ein über dem Hochstraßzug „jüngeres Altniveau“ (53, S. 124) sehen. Diese Riedelflächen gehen ohne Steilanstieg in die Kuppe des Kohlreitberges (510 m, südöstlich von Neulengbach) über. Ich ziehe die Annahme, daß hier die flachen Kuppen beiderseits des Tullntales weniger hoch gehoben wurden wie die ihnen entsprechende Hochfläche des Hochstraßzuges, der Auffassung Götzingers vor, zumal er eine Erklärung, wie man sich das Zustandekommen einer solchen Ineinanderschachtelung von „Altniveau“ vorzustellen hat, noch nicht gegeben hat. Es besteht eben ein wesentlicher Unterschied zwischen „Terrassen“ und einer in großer Ausdehnung entwickelten Flachkuppenflur. Daß in den hier angeführten Fällen nicht Härteunterschiede geringere, bzw. stärkere Tieferlegung der Kuppen herbeigeführt haben, geht schon daraus hervor, daß andernorts die Kuppen in sehr verschiedenem Gestein gleich hoch liegen.

Die Überlegungen vom morphologischen Standpunkt aus zwingen jedenfalls zu der Vorstellung, daß im Wiener Wald eine alte Flachlandschaft, von der uns nur wenige Reste in der Form von Hochflächen, im übrigen aber die analogen breiten und flachen, über tiefen und mittelsteilhangigen Tälern erhaltenen Kuppen Zeugnis geben, im allgemeinen ziemlich parallel gehoben, im einzelnen aber bisweilen von Flexuren und Schrägstellungen, vielleicht auch von Brüchen betroffen worden ist. Die Tatsache, daß das Anstehende so selten und dann meist so schlecht aufgeschlossen ist, daß sich der geologische Nachweis für die Richtigkeit dieser Auffassung kaum führen läßt, ist zwar bedauerlich, aber nicht geeignet, die hier vorgetragene Anschauung von der Entwicklung der Landschaft mit einem Fragezeichen zu belasten. — Es soll schließlich noch festgehalten werden,

daß die Reliefenergie innerhalb der Hochstraßhochfläche 100 m nicht übersteigt, ein Betrag, der jenem gleicht, der für die Hochflächen der niedrigeren Kalkvoralpen gilt.

Die ganzen Ausführungen, die hier über den Wiener Wald gemacht worden sind, führen zu der Schlußfolgerung: Die flachen breiten Kuppen des Wiener Waldes und die wenigen erhaltenen kümmerlichen Hochflächenreste stellen nichts anderes dar als mäßig durch Denudation tiefergelegte Reste der Raxlandschaft.

Wir wenden uns nun dem Nordrand, genauer gesagt NW-Rand des Wiener Waldes zu. Knapp bevor die Donau die Flyschhöhen durchbricht, reicht das Ausräumungsbecken des Tullner Feldes bis unmittelbar an den Abfall des Gebirges heran. Im N des Tulbinger Kogels ändert sich das Bild: Von hier gegen W schaltet sich zwischen das geschlossene Flyschmittelgebirge und die breite Talsohle der Donau ein Hüggelland ein, das durch sehr breite Täler zwischen flachen Erhebungen gekennzeichnet wird, die manchmal die Form von ausgedehnten Platten annehmen, wie etwa der Haspelwald (389 m) westlich des unteren Tales der Großen Tulln. Alle diese Höhen werden zum größten Teil aus feingeschichteten Schiefertönen und Mergelschiefeln mit Einschaltungen von ebenfalls feingeschichteten mürben Sandsteinen gebildet, von jenen Ablagerungen also, die man unter der Bezeichnung Schlier zusammenzufassen pflegt. Darüber liegen noch Sande (Oncophorasande), wie z. B. im Haspelwald. Wiederholt kann man am Außenrand des Wiener Waldes sehen, daß der Flysch auf Schlier aufgeschoben ist. Göttinger und Vettors (59, 60) haben die Verhältnisse an der Grenze des Wiener-Wald-Flysches gegen die Vorlandsedimente eingehend studiert und sind zu folgenden Ergebnissen gekommen: Es treten hier zahlreiche steile Verschuppungen und Verfaltungen zwischen dem Flysch und dem Schlier auf; in diese Bewegungen sind auch das aus Flyschgeröllen bestehende Buchbergkonglomerat, das Quarzgerölle führende Ollersbacher Konglomerat und die weißen Melker (Quarz-) Sande einbezogen, die am Nordrand des Flysches häufig auftreten. Die Buchbergkonglomerate bauen den Buchberg (464 m, nordöstlich von Neulengbach) auf, der ihnen den Namen gegeben hat und die unmittelbar benachbarten Flyschhöhen sogar um 60 m überragt, ferner den Heuberg (335 m) nördlich davon und im E der Kleinen Tulln den Hohenwart (394 m). Den Melker Sanden folgen meist Ausräumungszonen, während an das Buchbergkonglomerat gewöhnlich Erhebungen mit steileren Hängen geknüpft sind. Erst jenseits dieser Zone, weiter draußen im Vorland, läßt der Schlier flache oder flachwellige Lagerung erkennen. Nach ihrer weitgehenden petrographischen Übereinstimmung werden die mit dem Flysch verschuppten Konglomerate der „Bausteinzone“ Bayerns, die Melker Sande den bayrischen Glassanden, die Schlierzone den bayrischen Cyrenenmergeln gleichgestellt (58 b, S. 53), so daß die Ablagerungen in dieser ganzen „subalpinen Molassezone“ am Nordsaum des Wiener Waldes dem Stampien (Mitteloligozän) zuzurechnen sind. Nördlich dieser Verschuppungszone, wo die Schichtung des Schliers nur ganz flache Verbiegungen erkennen läßt, dürften diese Schiefertone aquitanen und burdigalen Alters sein; sie werden überlagert von den helvetischen Oncophorasanden. Es liegt nach den bisherigen geologischen Aufnahmen kein Grund vor anzunehmen, daß die Verschuppung zwischen

Flysch und subalpiner Molasse am Nordrand des Wiener Waldes später als an der Grenze zwischen Oligozän und Miozän erfolgt sei (wobei hier das Aquitan dem Oligozän zugerechnet wird).

Während des Untermiozäns muß die verschuppte subalpine Molasse schon landfest gewesen sein. Dadurch, daß in ihr die weichen Schichtglieder sehr stark ausgeräumt worden sind, wurde in diesem dem Flysch unmittelbar benachbarten Raume die Erhaltung alter Formen verhindert. Die harten Konglomerate ragen noch heute ziemlich hoch empor — übertrifft doch der Gipfel des Buchbergs die knapp benachbarten Flyschkuppen um rund 80 m an Höhe. Sehr wahrscheinlich war auch im Gebiet der subalpinen Molasse die Flachlandschaft entwickelt, deren Reste im Wiener-Wald-Flysch zu verfolgen sind.

Während des Untermiozäns hielt die Senkung des Vorlandes mit dem Schlierabsatz Schritt. Die sehr flachen Falten, die im burdigalen Schlier und in den Oncophorasanden zu beobachten sind, lassen sich ohne weiteres mit dem ständigen Tiefsacken der ganzen Schichtserie erklären, da sie ja kaum an parallelen senkrechten Bruchbahnen erfolgt sein dürfte, woraus allein schon Verbiegungen der Schichten begreiflich werden. Die höheren Erhebungen des Vorlandes, wie z. B. der Haspelwald, in dem die Oncophorasande den Schlier überdecken, sind frei von jüngeren Ablagerungen. Südlich des Tullner Feldes fehlen Absätze des Tortonmeeres und hochgelegene jüngere Schotter. Die letzteren treten nur an den tieferen Teilen der Talhänge auf. So bietet sich hier ein wesentlich anderes Bild als im Karpathenvorland nördlich des Tullner Feldes, wo im Bereich des Buchberges (bei Mailberg, südlich der Pulka) Leithakalke anstehen und im übrigen eine mächtige, heute bis 360 m emporreichende Schotterdecke den Untergrund verhüllt, die in ihren tieferen Lagen dem Sarmat, in ihren höheren dem Altplozän angehört (61, S. 284, 289). Sie ist von einem Vorläufer der Donau aufgeschüttet worden zu einer Zeit, da die Senkung des Vorlandes noch sehr langsam weiterging, aber eine Wasserbedeckung bereits fehlte. Im Süden des Tullner Feldes scheint die Senkungstendenz des Vorlandes, worauf schon das Fehlen des Torton hinweist, früher geendet zu haben. Erst weiter westlich im Alpenvorland geben wieder hoch emporreichende Schotter Kunde davon, daß dort die Senkung des Vorlandes noch lange andauerte und erst nach dem Altplozän zu Ende ging. Hier aber, zwischen Flyschgebirge und Tullner Feld, reichen die Oncophorasande bis maximal 390 m empor. Die Schichtlücke im Jungtertiär des Ostzipfels des Alpenvorlandes verhindert es, für diesen Raum ein zusammenhängendes Bild der Landschaftsentwicklung zu geben. Es ist möglich, daß nach dem Helvet die höheren Teile der aus den Vorland-schichten aufgebauten, landfest gewordenen Oberfläche — sie braucht als ehemaliger Meeresboden durchaus nicht eben gewesen zu sein — der Zerschneidung anheimfielen, während die tieferen zugeschottert wurden, wie der Raum nördlich der Donau; jedenfalls ist — nach einem Analogieschluß auf die Verhältnisse im Karpathenvorland — alles, was unter einer heutigen Höhe von 360 m liegt, der nachaltplozänen Ausräumung durch die Donau und ihre Seitenflüsse unterlegen.

Die genaue Lage und Art jener Bewegungsfläche, an der die nördlich der oben erwähnten Verschuppungszone gelegenen unter- und mittelmiozänen

Vorlandschichten gegenüber dem Gebirgskörper abgesenkt wurden, läßt sich kaum mit gewünschter Sicherheit feststellen.

Die eben gemachten Ausführungen über das Gebiet zwischen Donau und Wiener Wald verfolgen nicht den Zweck, die Morphologie dieses Vorlandstückes zu klären, sondern nur im allgemeinen die hier am Rand des Gebirges stattgefundenen Veränderungen zusammenzufassen, damit auch aus diesem Raume Hinweise auf die zeitliche Einordnung der Entstehung der Raxlandschaft gewonnen werden.

Ähnlich soll im folgenden Abschnitt der Westrand der Leithabucht behandelt werden, wo bedeutend mehr morphologische Anhaltspunkte für die Deutung der gesamten Landschaftsentwicklung zur Verfügung stehen als am Nordrand des Gebirges.

Der Gebirgsabfall am Westrand der Leithabucht.

Die Ausbildung der Strandformen, die die jungtertiäre Wasserbedeckung im Wiener Becken schuf, und ihre Altersbestimmung sind für die Erkenntnis der morphologischen Entwicklung des Gebirges von größtem Interesse. Ehe auf sie näher eingegangen wird, ist es notwendig, einen kurzen zusammenfassenden Überblick über das Becken selbst zu geben.

Der Donaudurchbruch zwischen dem Vorland und dem Becken von Wien wird zweigeteilt durch das schmale Becken von Korneuburg, das jenseits des Stromes, schon innerhalb des Klippenzuges liegt. Von niedrigen Flyschhöhen umrahmt, ist diese Senke in ihrem nördlichen Teil in Hügel aufgelöst, die von den sogenannten Grunderschichten (Helvet) aufgebaut werden; diese Schichten verschwinden südwärts unter den Schottern der Donautalsole, die zwischen dem Sonnwendberg und dem Bisamberg (360 m) halbkreisförmig in das Korneuburger Becken eingreift. Ältere als helvetische Ablagerungen sind im Korneuburger Becken bisher nicht nachgewiesen worden. Seine heutige Form verdankt es der Ausräumung durch die Donau und ihre nördlichen Zuflüsse. Es muß früher bis in die Höhe des Bisamberges, der es im SE abschließt, zugeschüttet gewesen sein, denn dessen höchste Teile werden bedeckt durch Schotter, die gelegentlich 50 m mächtig werden (62, S. 215) und vorherrschend aus Flyschgeröllen, daneben aus kalkalpinen Geröllen, aus Quarzen und Quarziten zusammengesetzt werden. Ihre Stellung ist in der Literatur sehr umstritten — Küpper und Bobies (62, S. 216) haben sie wegen ihrer Ähnlichkeit mit Marinfossilien führenden Schottern am Ost- und Südostabfall des Bisamberges sogar dem Torton zugerechnet. Es besteht jedenfalls kein Grund, daran zu zweifeln, daß Hassinger (46, S. 59f.) mit seiner Deutung recht hat, diese Schotter seien altplozän und gehörten jenem Schotterkegel an, der in so großer Ausdehnung die älteren Ablagerungen des Karpathenvorlandes verhüllt. Das überreiche Auftreten von Flyschgeröllen in den Bisambergsschottern erklärt sich zwanglos, wenn man annimmt, daß die Donau in jener Zeit gerade unmittelbar am Nordrand des Wiener Waldes floß und dort von ihren rechtsseitigen Zuflüssen reichlich Flyschschotter aufnahm und nach E weiterschleppte. In der Tat hat sich ja der Strom knapp nach Ablagerung dieser höchstgelegenen Schotter am Südrand des mächtigen Schotterfächers eingeschnitten, wie der Donaudurchbruch zwischen

den Hadersfelder Höhen und dem Bisamberg erweist. Es scheint, daß die mächtige Schotterkappe der höchsten Teile des Bisamberges ein Flachrelief zudeckt, das nur wenig niedriger liegt als die früher erwähnten, gegen SE ab-sinkenden Hadersfelder Höhen und das nach seiner Verschüttung wieder durch Ausräumung teilweise freigelegt worden ist.

Das Wiener Becken selbst ist seiner heutigen Form nach sowohl ein Ein-bruchs- als auch ein Ausräumungsbecken, das heißt, es ist niemals so hoch aufgeschüttet worden, als es eingebrochen ist, und hat in jüngster Zeit eine bedeutende Ausräumung erfahren. Die ältesten, heute tief versenkten Ab-lagerungen sind marin und nach unseren gegenwärtigen Kenntnissen an die Grenze von Helvet und Torton zu stellen. Über den viele hundert Meter mächtigen tortonen Schichten folgen Brackwasserabsätze des Sarmats, die durch eine Erosionsdiskordanz von den darüberliegenden Süßwasserseeablagerungen ge-trennt werden. Die ganze Schichtfolge ist stellenweise weit mehr als 1000 m mächtig. Wie Friedl (63) vor kurzem nachgewiesen hat, sind diese letztgenannten Seeabsätze („Congerienschichten“) nicht, wie man bisher annahm, dem Pont, sondern dem untersten Pliozän, dem Pannon (= Maeot) zuzurechnen. Die Fauna des gesamten Jungtertiärs im Wiener Becken erweist, daß die Wasser-bedeckung stets gering war, woraus in Anbetracht der Mächtigkeit der ganzen Serie auf ein allmähliches Tiefersinken der Beckenerfüllung geschlossen worden ist,

Der Nordteil des Wiener Beckens, die Marchsenke, ist heute ebenso wie der nördliche und mittlere Teil der südlich der Donau gelegenen Leithabucht in Ausräumung begriffen. Im Südzipfel der Leithabucht hat mindestens bis vor kurzem Aufschüttung geherrscht, wie die Bohrungen im „Steinfeld“ ergeben haben, da hier der Schotterkegel der Schwarzra in seiner Mittellinie eine Mindest-tiefe von 31 m (bei Neunkirchen), bzw. 43 m (Bahnhof St. Egyden) besitzt (71, S. 269). Heute scheint der Schwarzaluf hier ziemlich im Gleichgewicht zu sein, da der Fluß weder weiter aufschüttet noch den Schotterfächer energisch zer-schneidet. Das gleiche gilt von den jungen Schotterkegeln, die von der Piesting und Triesting in die Leithabucht vorgebaut wurden und die Leitha an den Westrand des Leithagebirges gedrängt haben. Nördlich dieser Schotterkegel sind die miozänen, bzw. altpliozänen Tegel (mit einer später zu erwähnenden Ausnahme) nur von einer dünnen Schotterhaut bedeckt und hier tauchen auch allmählich flache Hügel aus der Ebene auf, bis diese schließlich von einer schmalen terrassierten Schwelle gegen die Donau hin abgeschlossen ist, die nur von den kleineren Gerinnen der Leithabucht durchbrochen wird. Dadurch, daß die Leitha, deren Mündung wahrscheinlich schon in einem frühen Stadium der Aus-räumung von der Donau ostwärts verschleppt worden ist, sich als wasserreichster Fluß am Nordrande des Leithagebirges in der Pforte von Carnuntum gegen E wendet und so als erodierende Kraft für den nördlichsten Teil der Leithabucht verloren geht, diese sich andererseits hier auf das Doppelte verbreitert, wird es wohl begreiflich, daß südlich des Donaubogens eine nur mäßig zerschnittene Schwelle im Wiener Becken stehenbleiben konnte.

Diese Schwelle wird ausschließlich von Terrassen aufgebaut. Als ge-schlossenes Band läßt sich an ihrem Nordsaum die sogenannte „Arsenalterrasse“ aus dem Weichbild Wiens (190 bis 205 m) über die Schwechat (190 bis 205 m),

weiterhin über die Fische (190 bis 195 m) ostwärts verfolgen, westlich von Petronell eine Höhe von 180 bis 190 m erreichend. Sie zieht, ohne auszusetzen, von hier zwischen den einzelnen Erhebungen, die südlich des Thebener Durchbruches aufragen, und dem Leithagebirge nach E, in der Parndorfer Heide (175 bis 185 m) endigend. Aber auch im Thebener Durchbruch tritt sie rechtsufrig auf (175 m) und spitzt überdies mit einem schmalen Zipfel in den Sattel zwischen Braunsberg und Hainburger Schloßberg hinein. Eine über die Anschauung Hassingers (46, S. 192f.) hinausgehende Erklärung für die Verlegung der Donau aus der Pforte von Carnuntum in den Thebener Durchbruch habe ich vor kurzem gegeben (64, S. 111). Hier interessiert zunächst nur die Tatsache, daß die Arsenalterrasse, die nahezu ohne jede Unterbrechung quer durch das ganze Wiener Becken verfolgbar ist, seit ihrer ursprünglichen Anlage als Talboden der Donau keine Verstellung erfahren hat. Nach Fossilfunden in der Schotterhaut der Arsenalterrasse (65, S. 711ff.) ist die Entwicklung dieser ehemaligen Donautalsole im Spätoberrpliozän oder zu Beginn des Diluviums erfolgt. Zwischen den Strom und die Arsenalterrasse schaltet sich die „Stadtterrasse“ ein, die im Weichbild der Stadt 180 bis 185 m, zwischen Schwechat und Fische 170 bis 180 m, östlich der Fische 170 m hoch liegt und dann nach langer Unterbrechung erst wieder vom Beginn des Thebener Donaudurchbruches an (155 bis 160 m) und schließlich, schon jenseits des Wiener Beckens, am Ostende der Parndorfer Heide (150 bis 155 m) erhalten ist. Während von diesen beiden Terrassen im N der Donau (bis auf zwei Reste der Stadtterrasse östlich des Bisamberges und nächst der Marchmündung bei Schloßhof) nichts erhalten ist, dehnt sich hier, anschließend an die linksufrig sehr breit entwickelte Donautalsole, die niedrige Gänserndorfer Terrasse aus, die östlich des Bisamberges 165 bis 170 m, gegen die Marchmündung zu 150 m hoch liegt; sie ist bisweilen in mehrere niedrige Absätze aufgelöst.

Diese drei Terrassen haben das gleiche Gefälle, das die Donau heute selbst besitzt (Pegelhöhe Nußdorf 159,5 m, Wien-Reichsbrücke 157 m, Petronell 140,5 m, Theben 136,4 m; Höhenunterschied des Flußspiegels innerhalb des Wiener Beckens rund 24 m).

Im Süden der Donau liegen über der Arsenalterrasse noch höhere Terrassen: im Weichbild von Wien die Platte des Laaerberges (245 bis 255 m), zwischen Schwechat und Fische in der Rauchenwarther Höhe eine 200 bis 205 m und eine 220 bis 230 m hohe Terrasse; östlich der Fische, im Arbestaler Hügelland, liegen mehrere Terrassen über der Arsenalterrasse, die höchste davon ist die Fläche des Schütterberges (275 bis 185 m); sie bildet die höchste Aufragung der südlich der Donau verlaufenden Schwelle und überragt den Strom um 130 m. Alle diese höheren Terrassen sind innerhalb des Beckens nicht durchlaufend zu verfolgen. Nach Funden von Elephas- und Mastodonresten, die in der Schotterhaut der Laaerbergterrasse gemacht worden sind (Schlesinger, 65), ist diese Terrasse ins oberste Mittelplozän oder tiefste Oberpliozän zu stellen, nach Friedl (63, S. 25) also ins Dacien.

Aus den Bohrprofilen, die 1872 im unmittelbaren Bereich der Donau bei Wien gemacht worden sind (vgl. 66, S. 232ff.), geht hervor, daß die Mächtigkeit des Geröllpflasters des Stromes ziemlich stark schwankt und im Maximum

etwa 15 m beträgt. Darunter liegt sogenannter Drifton, der sich nur durch seine Fauna von dem pannonischen Tegel in seinem Liegenden unterscheidet und bis 4 m mächtig wird. Diwald (67, S. 153) hat an Profilen Schaffernaks gezeigt, daß die „Tümpfe“ unter dem Stromstrich der Donau 12 bis 16 m tief werden und den Untergrund des Geröllpflasters erreichen. Nun haben die Untersuchungen Schaffers ergeben, daß die Stadt-, Arsenal- und Laaerbergterrasse nur eine relativ dünne Schotterhaut tragen, die nicht mächtiger ist als das heutige Geröllpflaster der Donau und meist über pannonischem Tegel, zum Teil über Sarmat liegt. Diese Terrassen sind demzufolge keine Schotterterrassen, sondern ins Anstehende eingeschnitten, also Erosionsterrassen. Dies gilt nicht von der Gänserndorfer Terrasse, der niedrigsten Donauterrasse; wenigstens sind nirgends an ihrem Fuß pliozäne oder ältere Schichten zum Vorschein gekommen; sie ist eine richtige Schotterterrasse. Es kann daher Diwald nicht beigeplichtet werden, wenn er (67, S. 153ff.) von ständiger Erosion der Donau seit dem Pliozän spricht. Sicher aber gilt dies für die Laaerberg-, Arsenal- und Stadterrasse. Das genauere Alter der Stadterrasse und der Gänserndorfer Terrasse kennen wir nicht, von Hoch- und Niederterrasse oder anderen fluvioglazialen Schotterterrassen darf man im Wiener Becken nicht sprechen. Wenn Diwald aus der „Schräge“ der heutigen Donautalsole bei Wien darauf schließt, daß der Strom gegenwärtig erodiere, so ist dieses Argument falsch, ein Fluß, der in einem Tale fließt, wird auch dann, wenn er aufschüttet, nur hie und da — nach überaus rascher Abnahme eines Hochwassers — auf einem selbstgeschaffenen „Damm“ fließen, doch ist dies kein Dauerzustand. Übrigens ist es gar nicht richtig, daß die Talsole der Donau in der Nähe Wiens überall gegen den Strom hin geneigt ist: nach den bisherigen Messungen ist das z. B. in der Gegend von Eckartsau durchaus nicht der Fall. Daß die Donau gegenwärtig bei Wien nicht aufschüttet (was sie nach längerer Zeit der Tiefenerosion vor kurzem getan hat, wie die Gänserndorfer Terrasse zeigt), ist durch die Bohrungsergebnisse erwiesen; aber sie könnte immerhin im Gleichgewicht sein. Daß sie in der Gegenwart bei Wien wirklich erodiert, geht erst aus regionalen Überlegungen hervor, wie ich jüngst dargetan habe (64, S. 116).

Über die höchsten Donauterrassen innerhalb der Hügelschwelle, also jene im Raum des Arbestaler Hügellandes, kann derzeit nichts so Genaues wie über die eben näher beschriebenen Terrassen ausgesagt werden. Dort sind pannonische Tegel und Sande (einschließlich von Süßwasserkalken) nur bis in eine Höhe von 235 m aufgeschlossen. Immerhin ist dadurch wie durch die Höhenlage der Oberfläche des Pannons unter der Schotterhaut des Laaerbergs erwiesen, daß zumindest in diesem Raum die Oberfläche des pannonischen Seegrundes nach dem Schwinden der letzten Wasserbedeckung nicht tiefer als 235 bis 240 m (heutiger Höhe) gelegen war.

Ob die Talbodenreste, die über der Arsenalterrasse erscheinen, Verstellungen innerhalb der Zeit von ihrer Entstehung bis zur Wende Pliozän—Diluvium erfahren haben oder nicht, läßt sich nicht feststellen, da sie im Gegensatz zu den tieferen Terrassen nur auf kurze Strecken durchlaufend zu verfolgen sind.

Sehr interessant ist die Feststellung Stinys (68), daß im südlichen Marchfeld längs des Rußbaches die Oberfläche des altpliozänen Tegels mitunter sehr

tief unter der Donautalsole lieg (bei Lassee maximal 82 m!); in der Leithabucht erscheint eine ähnliche Schotterwanne an der Fische unter der Beckenoberfläche. Beide mit Flußschotter ausgekleideten Becken zeichnen sich an der Oberfläche in keiner Weise ab. Wenn Stiny die Schotter als eiszeitlich, bzw. als noch jünger bezeichnet, so darf man ihm nicht zustimmen: Zweifellos hat man es hier zwar mit Senkungen zu tun, aber sie und ihre Schottererfüllung können auch älter als das Diluvium sein; jedenfalls sind sie jünger als altpliozän, da die Schotter die Existenz von Gerinnen voraussetzen. Auf die weitgehenden Folgerungen, die Stiny in seiner Arbeit (68) zieht, wie junge Emporwölbung des Laaerberges, Horstnatur des Schotterdreieckes von Schloßhof nächst der March (= Rest der Stadtterrasse) usw., kann hier nicht eingegangen werden, zumal überdies diese Behauptungen allzu hypothetischer Natur und keineswegs genügend begründet sind. — Schon frühzeitig fiel es auf, daß so mächtige miozäne und altpliozäne Tegelmassen unmittelbar nebeneinander im Becken von Wien auftreten. Behalf man sich zur Erklärung dieser Erscheinung zunächst mit der Vorstellung ziemlich steilen Einfallens der an den Rändern höher liegenden älteren Schichten gegen die Beckenmitte, so ergaben später Bohrungen das Vorhandensein sehr bedeutender Verwürfe, die die tertiäre Füllmasse durchsetzen. Petrascheck (70) stellte in der Leithabucht den N—S-streichenden Bruch von Leopoldsdorf (südlich von Wien) fest, an dem die Oberfläche des Sarmats um mindestens 540 m verworfen ist. Friedl (69) hat östlich des Steinberges (317 m) bei Zistersdorf (an der Zaya, Marchsenke) die Fortsetzung dieses Bruches aus den Ergebnissen von Bohrungen erwiesen; hier ist diese Verwerfung gedoppelt und die Gesamtsprunghöhe der an der Oberfläche des Sarmats nachgewiesenen Dislokation beträgt mindestens 1000 m, ohne in der heutigen Oberfläche irgendwie zum Ausdruck zu kommen. Friedl hat überzeugend dargelegt, wie an diesen Verwerfungen durch lange Zeit bis ins Pliozän hinein der Ostflügel des „Steinbergdomes“ allmählich in die Tiefe gesunken ist (69, S. 131).

Dieser große Bruch, der das Wiener Becken im allgemeinen in nordnordöstlicher Richtung durchzieht, läuft parallel den Brüchen, die dem W- und E-Rand des Wiener Beckens folgen und nur indirekt durch Bohrungen erschlossen sind, aus denen (z. B. Bohrung von Liesing) sich ein sehr steiler Abfall des Grundgebirges gegen die Beckenfüllmassen ergibt. Wahrscheinlich hat man hier auch mit Flexuren und Staffelbrüchen zu rechnen. Diese Randbrüche und die Verwerfungen im Becken selbst haben eine unverhältnismäßig größere Sprunghöhe als jene Dislokationen, von denen die Raxlandschaft in der Umrahmung des Beckens betroffen worden ist. — Der Nachweis des pannonischen Alters der gesamten Süßwasserseeablagerungen und die Altersbestimmung der Laaerbergterrasse (Dacien) führen dazu, den Beginn der großen Ausräumung im Wiener Becken ins Pontikum zu stellen.

Zur Feststellung von jungen Dislokationen in den Randpartien des Grundgebirges selbst hat man von jeher zwei Kriterien herangezogen. Einmal die ungleiche Höhenlage gleichaltriger Strandablagerungen und zweitens die verschieden hohe Lage gleichzeitig entwickelter Abrasionsplatten. Die erste Methode gibt nur annähernd gültige Resultate, die zweite ist — exakt — viel schwieriger anwendbar, als im allgemeinen angenommen wird.

Die Höhenlage der tortonen Leithakalke an den Rändern der Leithabucht ist mitunter recht verschieden. Eine der Literatur entnommene Zusammenstellung ergibt im W der Leithabucht folgende Höhendaten für die obere Grenze der Leithakalkvorkommen: zwischen dem Donaudurchbruch und dem Liesingtal 320 m, zwischen Liesingtal und Mödlingbachtal 310 m; Ostseite Anninger 350 m (Strandgerölle aus Leithakalk bis 400 m; die „Basalbrekzien“ des Gaadener Beckens — vgl. S. 66 — reichen bis 430 m empor); Ostseite des Eisernen Tores und beiderseits der Triestingtalmündung 400 m; nördlich der Piestingtalmündung 445 m, südlich davon 490 m (diese Lokalität wurde vor kurzem von Büdel, 45, S. 30, entdeckt; höchster Punkt tortoner Ablagerungen in der Leithabucht überhaupt). Knapp südlich davon (bei Fischau) reicht der Leithakalk nur bis 420 m empor. Von hier gegen S sind tortone Strandablagerungen nicht mehr zu beobachten und das gleiche gilt für die östliche Umrahmung des Südzipfels der Leithabucht einschließlich des Randes des Rosaliengebirges. Im südlichen Teil des Leithagebirges geht der Leithakalk bis über 400 m empor, ja nördlich des Sonnenberges, in dem das Gebirge kulminiert (480 m), ist der Rücken selbst von Leithakalk bedeckt, der hier, bis 450 m ansteigend, in einem schmalen Streifen von der Leithabucht hinüberzieht an den Rand des pannonischen Tieflandes. Weiter im N reichen die tortonen Strandablagerungen nirgends mehr so hoch empor.

Sarmatische Ablagerungen gehen bei Wien nur bis 240 m, am Ostrand des Anningers bis 300 m empor. Viel höher liegen sie jenseits des Tores von Sauerbrunn, also schon außerhalb der Leithabucht, wo sie am Marzer Kogel 390 m Höhe erreichen; über 400 m hoch liegt Sarmat im Bereich der Hainburger Berge.

Pannonische Ablagerungen, und zwar grobe Strandbildungen reichen am Ostsaum des Anningers bis 460 m empor; am Westhang des Leithagebirges ist Pannoon (bei Mannersdorf) bis 360 m nachgewiesen. Bei Ramplach im südlichsten Zipfel der Leithabucht liegt die Oberfläche pannonischer Tegel bei 380 m (die noch weiter im S bekanntgewordenen fossilleeren Tegel von Pottschach sind möglicherweise ebenfalls pannonisch).

Bei dieser Zusammenstellung wurden analoge Schotterkegel-, bzw. Deltaablagerungen nicht berücksichtigt. Es ist aus den angegebenen Zahlen ohne weiteres zu ersehen, daß im einzelnen recht bedeutende Höhenunterschiede bestehen. Immerhin kann man bis zu einem gewissen Grad wenigstens die Höhenlage der harten Leithakalke, die ja sicher widerständiger sind als die meisten übrigen jüngeren randlichen Ablagerungen, zur Enträtselung von stattgefundenen Bewegungen heranziehen; sie liegen durchwegs im S höher als im N; diese Erscheinung hat schon Hassinger (46, S. 161f.) zu der Annahme bewogen, daß eine meridionale Schrägstellung des Gebirgsrandes in nachtortoner Zeit erfolgt sei. Wenn ich dieser Anschauung auch beipflichte, so halte ich es doch nicht für möglich, diese Bewegung genauer zu erfassen und ihr Alter näher zu bestimmen. Ihr vertikales Ausmaß aus der Höhendifferenz zwischen der Oberkante des Riffes am Nußberg (320 m) und der des Riffes unter der Mahlleiten (490 m) ohne Einschränkung mit 170 m zu bewerten, geht freilich nicht an, doch darf diese Zahl als ungefährender Näherungswert gelten. Jedenfalls gibt es südlich der

Piestingtalmündung marine Strandplattformen in einer Höhe, in der sie weiter im N bestimmt nicht mehr auftreten.

Damit komme ich zum zweiten Kriterium, jungtertiäre Bewegungen in der Randzone des Gebirges zu bestimmen, zur Verfolgung der Strandplatten. In einem 1931 gehaltenen Vortrag über die Entwicklung der Leithabucht und ihrer Umrahmung (72) habe ich betont, daß nur solche Terrassen am Gebirgsabfall morphologisch verwendbar sind, über denen ein ausgesprochenes Brandungskliff erhalten ist. Büdel (45, S. 23) hat vor kurzem, unabhängig von meinen damaligen, nicht veröffentlichten Ausführungen, dieselbe Forderung aufgestellt. Sie ist noch dahin zu erweitern, daß alle jene Fälle als unverwendbar ausgeschieden werden müssen, wo weiche Beckenschichten überragt werden von Steilhängen aus dem harten Gestein des Grundgebirges. Flache Kuppen in größeren Höhen, aber auch in tieferen Geländeteilen wurden von Hassinger, in neuerer Zeit auch von Küpper (73) als Strandplatten gedeutet: Gewiß können sie dieser Entstehung sein, aber es muß das nicht der Fall sein.

Vergegenwärtigt man sich die jungtertiäre Wasserbedeckung des Wiener Beckens, so fällt am Westrand der Leithabucht ein ausgesprochenes Kap auf — das ist der gegen E vorspringende Anninger. Hier wird man die größte Brandungswirkung erwarten dürfen; von ihr wurden hier allerdings auch Hänge aus relativ harten Gesteinen, aus Hauptdolomit und Dachsteinkalk, betroffen. Diese Tatsache spricht aber wieder dafür, daß in diesem Raum geschaffene Strandplatten gut erhalten sein müssen. In der Tat wird der Ostabfall des Anningers von einer Plattform gekerbt, die sich zwischen Schwechat und Mödlingbach 8 km weit verfolgen läßt, im nördlichsten Drittel dieser Strecke die größte Breite erreichend. Hier, wo der Anninger am stärksten gegen die Leithabucht vorspringt, am eigentlichen einstigen Kap also, wird diese Strandplatte, in der Literatur nach dem von ihr getragenen Richardshof meist als Richardshofterrasse bezeichnet, bis 700 m breit. Der Fuß des sie bergwärts überhöhenden Kliffs ist nicht überall gleich hoch gelegen, sondern (von S nach N): nördlich von Baden in den Alexandrowitschanlagen 350 m; zwischen der Putschandellucken und dem Einödtales 360 m; nördlich des Einödtales 360 bis 375 m; zwischen Üblinger Weg und dem Tieftal 390 m; nördlich des Tieftales 400 m; beiderseits des Baytales 400 bis 410 m; beim Maibrünnl 410 m; bei der Breiten Föhre nächst Mödling 390 m.

Auch die Unterkante der Richardshofterrasse steigt gegen N an, sie erreicht dort, wo der Kliffuß am höchsten liegt, in der Gegend von Gumpoldskirchen, 340 bis 350 m Höhe. Diese Erscheinung ist natürlich morphologisch nicht zu verwerten, da die Terrasse hier ursprünglich möglicherweise noch breiter war als heute, so daß ihr Außenrand entsprechend tiefer lag. An den Abfall, der von der Terrasse ziemlich steil bis auf rund 250 m herabzieht, lehnen sich Leithakalke und -konglomerate, die zwischen 5° und 25° beckenwärts einfallen und stellenweise bis 350 m emporreichen (74, 75, S. 108f.). Östlich vom Richardshof findet man große, in der Brandung abgerollte Blöcke auf der Plattform selbst bis mindestens 360 m, westlich des Richardshofes und nördlich des Tieftales kommen solche Brandungsgerölle sogar bis 400 m vor, reichen also gelegentlich bis an den Kliffuß heran (74, S. 6), ja am Kliffhang selbst liegen bisweilen

Blöcke von Leithakalk (46, S. 56; oberhalb der Lucher Weingärten fand ich selbst solche Blöcke). Schon lange ist südwestlich des Richardshofes ein (heute verwachsener) Aufschluß bekannt, der bei rund 380 m liegt und feinkörnige Konglomerate und Brekzien mit pannonischen Fossilien enthält. Küpper und Bobies (74, S. 10) haben diese Ablagerungen auf weite Strecken hin verfolgt und ihre Überlagerung durch grobe Brekzien festgestellt, die an den Steilhängen über der Plattform bis 460 m emporreichen und mit den gleichen Süßwasserkalken (mit *Melanopsis Bouéi*) wechsellagern, die in mehreren Linsen auf dem der Terrasse vorgelagerten Eichkogel vorkommen, wo sie ebenso wie die mit ihnen verzahnten Sande als pannonisch erkannt worden sind. Büdel (45, S. 56) weist mit Recht darauf hin, daß die groben jüngeren pannonischen Brekzien am Kliffhang nichts mit der Entwicklung der darunterliegenden Strandplattform zu tun haben können und daß andererseits die basalen pannonischen Feinkonglomerate auf der Terrasse selbst nicht als in der Brandungszone abgelagert gelten dürfen. Es ist ihm daher zuzustimmen, wenn er die Anlage der Richardshofterrasse für älter, und zwar für tortonisch erklärt. Im Sarmat kann sie nicht angelegt worden sein, da nirgends Ablagerungen dieser Zeit so hoch reichen (höchster Punkt südwestlich des Eichkogels, wo sarmatische Feinkonglomerate bei 330 m aufgeschlossen sind). Freilich schwächt Büdel seine Deutung insofern ab, als er (45, S. 60) schreibt: „Die Großform der Richardshofterrasse ist tortonischer Anlage und erhielt entweder beim Rückzug des Meeres oder beim Anstieg des pontischen Sees ihre heutige Gestalt.“

Entscheidend für die in letzter Zeit so lebhaft diskutierte Frage des Alters dieser am besten entwickelten und erhaltenen Strandterrasse im ganzen Wiener Becken ist, daß noch am Kliffhang selbst Leithakalkblöcke auftreten und daß die jüngeren Sedimente, die als dünne Haut auf der Plattform liegen, nicht in einer Brandungszone, sondern nur darunter abgelagert worden sein können. Der Kliffhang muß schon im Torton angelegt worden sein, denn selbst wenn man annimmt, daß die von ihm bekanntgewordenen Leithakalkblöcke durch spätere Brandung und nicht durch Denudation aufgearbeitet worden sind, so muß der Steilhang doch schon im Torton geschaffen worden sein; also muß auch die Plattform damals bis zu ihm zurückgereicht haben. Die Lage der Leithakalkblöcke über der Terrasse zeigt, daß der Kliffuß — wenigstens für kurze Zeit — unter dem Spiegel des Tortonmeeres gelegen gewesen sein muß. Über der Terrasse des Richardshofes tritt am Ostabfall des Anningers keine Plattform mehr auf, es sei denn, man sieht schmale Ebenheiten am Hang östlich des Tieftales als solche an. Die hochgelegenen groben Brandungsbrekzien des Pannons erweisen, daß auch im ältesten Pliozän die Richardshofterrasse zeitweise unter der Brandungszone lag.

Aus den weiter oben gegebenen Höhendaten für die Lage des Kliffußes geht hervor, daß diese einstige Strandlinie später verbogen worden ist. Nirgends ist zu sehen, daß diese Kerbe interferiert mit einer anderen nicht dislozierten Linie gleicher Entstehung; unter der Richardshofterrasse fehlen durchlaufende Strandplatten; man kann daher nicht genauer aussagen, wann nach dem Torton diese Verbiegung der Richardshofplattform erfolgt ist. Die Verstellung beträgt rund 60 m auf 6 km; ihr Maximum erreicht sie im südöstlichen Abschnitt der

Terrasse (zirka 12 m auf 1 km). Das sind gewiß nur annähernd richtige Werte, da ja der Kliffuß manchmal stärker durch Hangschutt verhüllt ist als an anderen Punkten; auch wird er nicht mehr überall die ursprüngliche Lage beibehalten haben, sondern zurückgewichen sein; doch können diese Veränderungen nicht sehr groß sein, da ja schon die Sedimente am Kliffhang erweisen, wie verhältnismäßig wenig er durch die Denudation angegriffen worden ist.

Dem Anninger ist, wie schon erwähnt, gegen E der Kegel des Eichkogels (366 m) vorgelagert, der zur Gänze aus pannonischen Sedimenten aufgebaut wird; die Einlagerung harten Süßwasserkalkes zwischen losen Sanden bewirkt in einer Höhe von 320 bis 330 m eine Schichtterrasse; auf dem Gipfel selbst sitzt wieder eine Kappe von Süßwasserkalken. Wie Winkler (76, S. 248) und Büdel (45, S. 14) stehe auch ich auf dem Standpunkt, daß die pannonischen Ablagerungen im Wiener Becken einst ziemlich hoch emporgereicht haben und später stark zerschnitten und abgetragen worden sind; im Eichkogel ist ein Rest der früheren Sedimentdecke unter dem Schutze von Kalklinsen erhalten geblieben. Bedenkt man die Höhenlage des Pannons im Eichkogel und jene der Tegel im Bereich der früher besprochenen Höhengschwelle südlich der Donau, so erscheinen, wie ich 1931 (72) und jüngst Büdel (45, S. 14f.) auseinandergesetzt haben, alle tieferen bisher als „pontisch“ angegebenen Strandterrassen als fraglich. Unter rund 300 m heutiger Höhe darf man im Wiener Becken nur Erosionsterrassen erwarten.

Wie man sieht, lassen sich selbst am Ostabfall des Anningers, wo eine tortone Strandplattform ganz ausgezeichnet erhalten ist und überdies reiche Beobachtungen an jungtertiären Ablagerungen gemacht werden können, nur verhältnismäßig wenig sichere Schlüsse über die Entwicklung der Landschaft ziehen.

Viel schwieriger gestalten sich die Verhältnisse nördlich des Anningers, im Raume zwischen Mödlingbach und Liesing. Küpper (73) macht von hier eine ganze Reihe von Strandplatten namhaft und kommt hier wie auch sonst am Ostabfall der Kalkalpen aus dem Vergleich der Höhenlagen dieser Brandungsterrassen zur Vorstellung weitgehender junger Verstellungen. Man muß berücksichtigen, daß in diesem Raume nördlich des Anningers eine größtenteils aus Gosau und nur zum geringen Teil aus älteren und härteren Gesteinen aufgebautes, im allgemeinen weichgeformtes Gebiet an die Leithabucht anschließt. Über den meisten Verflachungen fehlen Steilhänge, sie werden nur durch sanfte Anstiege miteinander verbunden. Eine Ausnahme macht die Plattform des Tiroler Hofes in der Mitte des Ostrandes der Föhrenberge, über der sich bei 380 m ein steileres Gehänge erhebt. Diese Platte wird ebenso wie der darüberliegende Hang von Gosau aufgebaut. Eine zweite Form, die Kliff und Brandungsplatte sein kann, liegt östlich des Nordendes der Föhrenberge, wo die Ebenheit des Sonnberges bei 310 bis 315 m von einem Steilhang gegen das Gebirge abgegrenzt wird; Hang und Plattform liegen in Hauptdolomit. Es soll nicht gelegnet werden, daß möglicherweise noch andere Ebenheiten in diesem Raum Strandplatten sind, aber mit solcher Gewißheit wie bei der Richardshofterrasse läßt sich das absolut nicht behaupten; deshalb halte ich es keineswegs für angängig, auch nur, wie Küpper (73) das getan hat, den Versuch zu machen,

diese Ebenheiten untereinander zu parallelisieren und aus dem Ergebnis solcher Vergleiche dann gar noch Verstellungen der ehemaligen Küstenlinie abzuleiten.

Sonderbarerweise haben alle Autoren, die sich, von Hassinger angefangen bis zu Büdel, mit der Frage der Strandterrassen beschäftigten, die aus Dolomiten aufgebaute Hochfläche Kalenderberg—Jennyberg zu beiden Seiten der Mündung des Mödlingbachtals als Brandungsplatte bezeichnet, obwohl diese flachwellige Ebenheit gar nicht von einem Kliff überragt wird und eine recht unruhige, in kleine Hügel und Täler aufgelöste Oberfläche besitzt. Sie schließt im S an die Richardshofplattform an, liegt aber etwas niedriger als diese (310 bis 350 m) und wird nirgends von Jungtertiär bedeckt. Es ist möglich und erscheint mir sehr wahrscheinlich, daß diese Hochfläche, die den Umriß eines N—S-gestreckten Vierecks besitzt, einen besonders wenig hoch gehobenen Rest der Raxlandschaft darstellt, also eine Scholle, die noch tiefer liegt als jene des Kleinen Anningers. Vielleicht gehörte auch der so auffallend breite Nordteil der Richardshofterrasse von vornherein dieser niedrigen Scholle an.

Wie diese niedrige Hochfläche und alle anderen Ebenheiten zwischen Mödlingbach und Liesing, so sind auch alle zwischen Liesing und Donau im Grundgebirge auftretenden Ebenheiten frei von jungtertiären Sedimenten. Auch hier haben Hassinger und Küpper häufig Gipfelkuppen, bzw. Ebenheiten als Brandungsplatten bezeichnet, die nur durch sehr flache Anstiege miteinander verbunden werden. — Bei dem oft gerühmten Ausblick vom Leopoldsberg gegen den Ostrand der Flyschberge gewinnt man noch am ehesten den Eindruck einer großen, dem Gebirge vorgelagerten Plattform. Es darf nicht verschwiegen werden, daß dieser Eindruck dadurch unterstützt wird, daß in einer gewissen Höhe Wiesen und Weingärten dem Wald Platz machen. Nördlich des Sieveringer Baches wird die Ebenheit bei Bellevue (380 bis 390 m) nur um ein geringes von der Kuppe des Pfaffenberges (415 m) überragt. Weiter im N liegt die Plattform des Reisenberges (382 m) mit dem Kobenzlhof unter dem Latisberg (492 m). Schließlich greift schon nahe der Donau der breite flache Rücken des Nußberges gegen W zurück, 340 m hoch und durch einen 10 m tieferen Sattel getrennt von einem zunächst mäßig geneigten, bei 380 m (Wirtschaftshaus zur Eisernen Hand) sehr steil werdenden Hang, der zum Kahlenberg emporführt. Quer über den Sattel wie auch längs des darüberliegenden Gehängnickes ziehen Schmitzen und Linsen von weichen bunten Schiefnern. Das gleiche gilt für die Gegend des Kobenzlhofes. Wie man sieht, sind auch diese eben aufgezählten Formen nicht absolut eindeutig als Strandplatten, bzw. als Kliffe zu deuten, ihr Alter ist überdies nicht bekannt; jedenfalls ist es nicht möglich, Höhenvergleiche anzustellen, wenn der scheinbare Kliffuß mit Streifen leicht zerstörbaren Gesteins zusammenfällt. Wie schwierig zu enträtseln alle diese Erscheinungen in Wirklichkeit sind, geht z. B. daraus hervor, daß man nach den oben gemachten Ausführungen geneigt wäre, die dem Nußberg gegen NE vorgelagerte kleine Gipfelfläche des Burgstalls (290 m) für eine Donauterrasse zu halten, daß aber andererseits Küpper und Bobies in den Äckern auf dem Sattel (275 m) zwischen Nußberg und Burgstall sowie nördlich davon nebst lose verstreuten Quarz- und Flyschschottern eine „größere Anzahl von Muschelscherben“ fanden, „die nach Art und Erhaltung dem Marin zuzurechnen sind“.

Ehe wir zur Richardshofterrasse zurückkehren, um die Verfolgung von Strandplatten in südlicher Richtung aufzunehmen, seien noch kurz die Verhältnisse am Westrand des Leithagebirges gestreift. Nach den Untersuchungen von Roth-Fuchs (77) wird dieses ganze Gebirge von Brandungsplatten und dazwischenliegenden Kliffen eingenommen. Die Autorin sieht alle Ebenheiten über der 390-m-Linie als tortone Strandplatten an (sie unterscheidet hier vier Terrassen), die tiefer gelegenen (sieben) stellt sie ins Pontikum; an der Ostseite des Gebirges gebe es darunter noch tiefere, im Levantin ausgebildete. Nicht weniger als 17 Terrassen werden insgesamt am Abhang des Gebirges bis hinauf zum Sonnenberg (480 m) unterschieden.

Es ist von vornherein begreiflich, daß bei dieser weitgehenden Gliederung jede Verflachung in irgendeiner „Nummer“ dieses Terrassensystems untergebracht werden kann. In sehr vielen, wenn nicht in den meisten Fällen werden von Roth-Fuchs flache Kuppen der Wasserscheide oder ebensolche Rückfallkuppen der Gehänge als Brandungsplatten bezeichnet. Geht man ein paar Profile ab, so ist man erstaunt, wie überaus flach die angeblichen „Kliffe“ sind. Die Umgebung des Sonnenberges ist eine flachwellige Kuppenlandschaft und die gleichen flachen Formen weist die ganze Kammregion des Gebirges auf. Am ehesten finden sich noch in der Höhe von rund 300, bzw. 360 m Formen, in denen Strandplatten vermutet werden können, so z. B. in der Nähe von Mannersdorf, aber auch ihr Alter läßt sich kaum sicherstellen. Roth-Fuchs sagt selbst, daß breite oder besonders gut entwickelte Leitformen fehlen. Es ist daher nicht möglich, an der Verfolgung einzelner Terrassen zu erweisen, ob spätere Verstellungen stattgefunden haben. Naturgemäß ist es infolgedessen unerlaubt zu erklären, daß solche Bewegungen bestimmt nicht stattgefunden haben — wie das die Autorin für die „nachpontische“ Zeit feststellt.

Sie zieht zur Erhärtung der Richtigkeit ihrer Terrassengliederung den Miniaturstufenbau der Gräben heran, die vom Gebirge in die umgebenden Niederungen herabführen. Kleine Schluchten wechseln im Längsprofil mit schmalen Talböden ab, die oft auch nur mehr in Form von Leisten entwickelt sind. Roth-Fuchs rekonstruiert nun Gefälle von diesen Talböden talaus zu „entsprechenden“ Terrassen. Diese rekonstruierten Strecken sind selten weniger als viermal so lang als die noch erhaltenen Böden. Überlegt man, wie schwierig sich schon allein aus diesem Umstand eine sichere Rekonstruktion gestaltet, ferner, daß die Sohlen (meist sind sie nur wenige Meter breit) häufig im Zwiesel zweier Bäche auftreten, daß sie mitunter ein Gefälle haben, das dem der dazwischen gelegenen Tobelstrecken äußerst nahekommt, daß weiters im Leithagebirge Schuttgerinne die Bildner der Talformen sind, ebenso wie dies etwa im Wiener Wald der Fall ist, wo solche Unregelmäßigkeiten ebenfalls häufig anzutreffen sind, und bedenkt man schließlich, daß überdies manche dieser kleinen Stufen im Leithakalk liegen, wo Wasserverminderung, bzw. -zufuhr sehr plötzlich eintreten kann, dann muß man auch diese Stütze der Roth-Fuchs'schen Terrassengliederung ablehnen. Überflüssig, noch besonders zu betonen, daß es einfach Willkür ist, die einzelnen flachen Kuppen der höchsten Teile des Leithagebirges als tortone Strandplatten anzusehen.

Ich fasse zusammen: Ebenso wenig wie nördlich des Anningers an der West-

seite der Leithabucht, ist es im Bereich des Leithagebirges möglich, aus der Verfolgung von Strandplatten festzustellen, ob nachortone Krustenverbiegungen stattgefunden haben oder nicht.

Die folgenden Ausführungen, die sich mit dem Kalkalpenrand südlich des Anningers befassen sollen, sollen erweisen, daß auch in diesem Raume keine exakten Anhaltspunkte in dieser Richtung gewonnen werden können.

Nördlich der Schwechattalmündung, zwischen Putschandellucken und EinödtaI, liegt unter der Richardshofterrasse eine tiefere, ebenfalls in Hauptdolomit eingeschnittene Plattform mit dem Badner „Kalvarienberg“. Die Unterkante des niedrigen Steilhanges, der sich über ihr erhebt, liegt rund 330 m hoch. Dieses isolierte Vorkommen einer tieferen Kerbe ist zu Vergleichszwecken nicht verwendbar.

Südlich des Schwechattales liegt eine breite 340 bis 360 m hohe Plattform, die die Ruine Rauheneck trägt, frei von tertiären Ablagerungen ist und nur an einer schmalen Stelle mit dem darüber aufragenden Hang des Badener Lindkogels in Verbindung steht. Diese Ebenheit scheint die südlichste Fortsetzung der Richardshofterrasse zu sein. Jenseits des daran anschließenden Rauchstallbrunngrabens treten am Ostabfall des Eisernen Tores keine deutlichen Terrassen auf, sondern nur gelegentliche Hangverflachungen in verschiedener Höhe. Leithakalke findet man bis zu einer Höhe von 400 m. Südlich der Mündung des Triestingtales beschreibt Büdel (45, S. 26) am Ostabfall des Pfarrkogels eine tortone Strandplattform mit Brandungsgeröllen und darunterliegender Strandhalde; diese Brandungsterrasse (Oberkante 360 m) ist später bei einer Senkung unter den Meeresspiegel geraten und von oben her teilweise durch Leithakonglomeratbänke bedeckt worden. Nördlich der Piestingtalmündung ist in 435 m Höhe, wie schon wiederholt beschrieben wurde, zwar die Oberkante der tortonen Meerhalde gut erhalten, doch Strandplatten fehlen. Südlich des Tales hat Büdel am Fuß der Mahlleiten eine Strandterrasse (490 m) entdeckt, bis zu der flachlagernde Leithakalkbänke emporreichen; unter ihnen erscheint bei rund 480 m Deltaschichtung. Diese Plattform ist ins Grundgebirge eingeschnitten und nur ein mäßig hohes Kliff trennt sie von dem Rest der Raxlandschaft, der auf der Mahlleiten (vgl. S. 48) erhalten geblieben ist.

Zwischen Brunner Eben und Steiner Eben spitzt eine schräg gegen NW ansteigende Fläche in die Talung hinein, in deren weiteren Verlauf man über die Zweierwiese in den Nordteil des Beckens der Neuen Welt gelangt. Über dem „Waldwirthshaus“ stehen Leithakalke bis 420 m Höhe an. Der ganze östliche Teil dieser Schrägfläche wird vom „Piestingkonglomerat“ eingenommen, unter dem westwärts marine Ablagerungen hervorkommen. Das Piestingkonglomerat zeigt hier, wie schon Hassinger beschrieben hat, Deltastruktur, die sich bis 365 m Höhe sehr gut verfolgen läßt. Da gelegentlich horizontale, ja sogar bergwärts einfallende Bänke zu beobachten sind, hat Büdel (45, S. 32f.) hier auf vielfache Verbiegungen geschlossen. Aber da die marinen Ablagerungen, die unter diesem jüngeren Konglomerat im W erscheinen, flach gelagert sind, ist daran nicht zu denken. Die ganze Schrägfläche selbst ist als Brandungsplattform schon deshalb nicht anzusprechen, da sie an die an weiche Gosau gebundene Ausräumungszone der Talung der Zweierwiese stößt.

Büdel hat in dem von hier bis zur Triestingtalmündung reichenden Raum zahlreiche kleine Störungen beschrieben, die zum Teil schon früher bekannt waren. Solche kleine Dislokationen am unmittelbaren Beckenrand haben ja schon die Aufschlüsse gelegentlich des Baues der Wiener Hochquellenleitung ergeben. Auf sie soll hier nicht näher eingegangen werden; desgleichen nicht auf Behauptungen Küppers über weitgehende Verstellungen und Brüche am Gebirgsrand, die schon von Winkler mit Recht abgelehnt worden sind, und auch nicht auf die Anschauung Stinys und Winklers, daß die Strandhalden beiderseits der Triestingtalmündung keine echten Strandhalden, sondern Flexuren im ursprünglich flachlagernden Leithakalk seien. Büdel (der sonderbarerweise beim Piestingkonglomerat — siehe oben — die gleiche Deutung verfiucht) hat diese Behauptung mit guten Gründen (45, S. 30) widerlegt.

Faßt man die Ergebnisse über die Ausbildung von Strandplatten zusammen, so ergibt sich: Aus ihnen läßt sich nur eine sehr flach gespannte nachtortone Verbiegung am Ostabfall des Anningers mit Sicherheit erweisen. Aus den übrigen Betrachtungen erhellen lokale Störungen geringen Ausmaßes und schließlich die an der Höhenlage der tortonen Strandablagerungen ganz grob feststellbare stärkere Heraushebung des südlichsten Teiles der Randgebirge der Leithabucht, die schon früher erwähnt worden ist. Die Strandplatten, die unter 360 m und über 300 m auftreten, sind nicht durchzuverfolgen und daher zur Rekonstruktion junger Verstellungen nicht verwendbar. Unter 300 m gibt es überhaupt keine sicher als Abrasionsplatten zu bezeichnende Ebenheiten. Wie so oft in der alpinen Literatur, schrumpft auch hier ein vielfach gegliedertes „System“ auf wenige Formeneinheiten zusammen, die wirklich genetisch verwendbar sind.

Einige Bemerkungen noch zu den posttortonen Ablagerungen am Westrand der Leithabucht. Es ist schon lange bekannt, daß die von Hassinger als pontisch angesprochenen Triesting- und Piestingkonglomerate über der 400-m-Linie fast regelmäßig nur ganz flache Neigung buchtwärts erkennen lassen. Es liegt hier ein mächtiger Schotterfächer vor, der erst an seinem Außenrand in ein Delta übergeht. Im „Hart“ ist die ursprüngliche Oberfläche dieses Fächers noch sehr gut erhalten; seine Wurzel liegt 540 m, sein durch Abtragung zurückgerückter Außenrand rund 460 m hoch; der Abfall gegen die Ebene ist mehrfach terrassiert, doch treten keine Steilhänge zwischen den Terrassen auf. Das Gefälle der Schotterkegeloberfläche ist rund doppelt so groß wie das der Piesting auf der gleichen Strecke: Hier muß man zweifellos eine nach der Ablagerung der Schotter erfolgte, ostgerichtete leichte Schrägstellung des Fächers annehmen. Hassinger hat diese Ablagerung, die, wie die Aufschlüsse an den Hängen der darein eingetieften Täler zeigen, sehr mächtig ist, für pontisch angesprochen. Er stützte sich dabei auf den Fund eines Unterkiefers von *Dinotherium Cuvieri* (46, S. 166), der im Piestingkonglomerat bei Brunn am Marchfeld gemacht worden ist; hier wurde auch die Unterlagerung des Konglomerats durch sarmatischen Tegel festgestellt. Neuere paläontologische Untersuchungen weisen aber darauf hin, daß *Dinotherium Cuvieri* für das Obermiozän, also für das Sarmat bezeichnend ist. Freilich könnte es sich in diesem Fall auch um eine sekundäre Lagerstätte handeln. Bobies gibt in einer kurzen Mitteilung (44), der nähere Daten über Fundorte nicht zu entnehmen sind, an,

daß nach Fossilfunden, die er gemacht hat, die höheren Teile des Piesting- und Triestingkonglomerats dem Sarmat angehören. Büdel, dem diese Arbeit entgangen ist, hält an dem altploziänen Alter der Konglomerate fest. Auffallend ist allerdings die zum Teil noch sehr gute Erhaltung der Konglomeratplatte. Die Frage, ob die höchsten Lagen des Piesting- und Triestingkonglomerats nicht doch dem Pannon angehören, möchte ich deshalb offenlassen. Es ist nach allen bisherigen Beobachtungen nicht daran zu zweifeln, daß die tortonen Ablagerungen zwischen Piesting- und Triestingtal durch Gerinne zerschnitten worden sind, ehe die jüngere Konglomeratdecke alles einhüllte und diese vorher geschaffenen Täler ebenso wie marine Brandungsplatten (jene am Ostabfall des Pfarrkogels ist durch die spätere Denudation „exhumiert“ worden!) unter sich begrub. Das genaue Alter dieser Erosion, die nicht sehr tief ins Gebirge zurückgegriffen zu haben scheint, ist heute wohl noch nicht genau feststellbar (vgl. dagegen Büdel, 45).

Überhaupt läßt sich sagen, daß trotz der Arbeiten Hassingers und Büdels die Entwicklung des Südzipfels der Leithabucht noch nicht genügend erkannt ist. Die Oberfläche des alten, aus dem „Rohrbacher Konglomerat“ aufgebauten Schotterfächers der Schwarza, dessen Reste aus der Gegend von Pottschach bis nahe an die Fischauer Berge heran zu verfolgen sind, ist nicht mehr auf größere Strecken hin so gut erhalten, daß man das ehemalige Gefälle exakt bestimmen könnte. Jüngere Erosionsflächen sind aus ihr herausgeschnitten. Feststeht, daß dieser Schotterkegel später tief, ja, wie Bohrungen ergeben haben, bis auf den Tegeluntergrund zerschnitten worden ist, denn der junge Schwarzschotterkegel, der in ihn eingeschachtelt ist, reicht gelegentlich bis auf die pannonischen Tegel hinab. Es ist also der Senkung, der dieser junge Schwarzschotterfächer seine Entstehung verdankt, eine Zeit tiefgreifender Erosion vorangegangen, in der der Rohrbacher Schotterkegel, der an einen gleichaltrigen Fächer der Pitten stößt, teilweise zerschnitten und ausgeräumt worden ist. Es ist eine noch durchaus unentschiedene Frage, ob die Konglomerate des Lenzberges (542 m) nördlich von Pottschach nicht etwa bloß ein Rest der ursprünglich höheren Oberfläche des Rohrbacher Kegels sind; Hassinger (46, S. 175f.) ordnete sie einem „pontischen“ Sierningdelta zu; Büdel stellt sie sogar ins Torton und sieht gleichzeitig im Rohrbacher Konglomerat die Reste eines altploziänen Schotterfächers, der also nach seiner Ansicht gleich alt ist wie das von ihm als pontisch angesprochene Konglomerat der Piesting-Triesting-Platte. Die Anschauung, daß diese Konglomeratmassen zu gleicher Zeit entstanden seien, ergibt wohl ein verhältnismäßig einfaches Bild, ob sie aber stimmt, ist durchaus fraglich. Meines Erachtens wird da erst die Anlage eines dichten Netzes tiefgehender Bohrungen in der südlichen Leithabucht Aufklärung zu bringen vermögen.

Hassinger hat die Entwicklung des Rohrbacher Kegels in jene Zeit gestellt, in der das Wiener Becken schon frei von Wasserbedeckung war, sieht ihn also für nachpannonisch an. Trifft dieser Fall zu, dann muß der alte Schotterfächer auch einst die Schwelle von Sauerbrunn zwischen Rosaliengebirge und Leithagebirge überschritten haben; diese Voraussetzung führt notgedrungen zu der weiteren Annahme, daß die von Schwarza und Pitten gebildete Leitha, während sie und ihre Quellflüsse aufschütteten, einmal durch diese Senke direkt

ins pannonische Tiefland, das andere Mal wieder in den nördlichen Teil der Leithabucht floß. Späteres Tiefereinschneiden, als die Senkung der Bucht zu Ende ging, hat die Leitha dort fixiert, wo ihr Lauf zu dieser Zeit gerade lag. (Auch im Spätsarmat ging einmal die Entwässerung des Südteiles der Leithabucht, wie Winkler [76, S. 69ff.] gezeigt hat, direkt nach E, wobei allerdings die Annahme Winklers, gleichzeitig sei der Nordteil der Bucht wassererfüllt gewesen, überflüssig ist.)

Wie aus den oben gemachten Ausführungen zu sehen ist, wissen wir vorläufig nur wenig über den Ablauf der jüngeren Zerschneidung des Gebirges. Es ist selbst hier, wo so viele fossilführende Ablagerungen unmittelbar an den Kalkalpenrand anschließen, nicht ohne weiteres möglich zu sagen, so tief war das Gebirge vor dem Sarmat, so tief vor dem Altpliozän zerschnitten. Weder im kalkalpinen Teil des Schwarzatales, noch im Sierningtal, noch in irgendeinem der weiter nördlich in die Bucht austretenden Täler lassen sich — von ganz niedrigen jungen Schotterfluren abgesehen — Terrassen so durchlaufend verfolgen, daß ein Vergleich ihres Gefälles mit dem heutigen Gefälle der Flüsse möglich wäre und damit die Feststellung, wie sich das Gebirge vom Obermiozän bis heute emporbewegt hat. Daß überhaupt eine Aufwärtsbewegung stattfand, erweisen nicht nur die marinen Ablagerungen, hoch über dem heutigen Meeresspiegel, sondern auch die mächtigen Geröllmassen, die die eben besprochenen Schotterfächer aufbauen. Gewiß, bisweilen sind zweifellos zusammengehörige Reste alter Talböden ganz gut zu verfolgen — so hat Hassinger z. B. solche aus dem unteren Schwechattal (46, S. 142) namhaft gemacht —, aber nie auf längere Strecken: eine Erscheinung, die nicht nur für die der Leithabucht zugewandten Quertäler, sondern so ziemlich für alle Quertäler in den Alpen charakteristisch ist.

Um noch einmal auf die Zuschüttung unmittelbar am Gebirgsrand zurückzukommen: Sie ist im Bereich des Steinfeldes sehr stark; im nördlichen Teil des Westrandes der Leithabucht fehlt sie dagegen ganz bis auf die Schotter, die die Marinsedimente des Gaadener Beckens überlagern und deren Alter ungewiß bleibt, wenn sie auch von Bobies ins Torton, von Winkler (76, S. 245f.) ins Sarmat gestellt werden. Winkler hat anschließend an die Erörterung der Altersfrage dieser Schotter die Behauptung aufgestellt, daß die Mitterbergfläche und die Hochfläche des Kleinen Anningers eine „fluviatile Abtragungsfäche“ sei, angelegt in jenem Abschnitt des Pontikums (richtig: Pannons), als die hochgelegenen groben Brandungsbrekzien am Ostabfall des Anningers zur Ablagerung kamen, die nahezu in die Höhe jener Hochfläche emporreichen. Winkler hat dabei übersehen, daß dieser Seespiegelstand nur von kurzer Dauer gewesen sein kann, denn sonst hätte sich an dem als Kap vorspringenden Ostrand des Anningerstocks eine breite Strandplatte in dieser Höhe entwickelt. Und selbst wenn diese Spiegellage sehr lange angedauert hätte, so hätte mit Bezug auf diese Erosionsbasis niemals eine „Abtragung“ stattfinden können, die den randlichen Teil des Anningerstockes in großer Breite und vollständig erniedrigt, den zentralen Teil aber völlig unangetastet gelassen hätte. Eine irrigere morphologische Vorstellung als diese kann es gar nicht geben. Büdel unterliegt übrigens bei der Betrachtung des Mündungsgebietes der Schwechat (45, S. 59f.) und des Triestingtales demselben Irrtum (vgl. S. 57).

Die Raxlandschaft in der südlichen und östlichen Umrahmung der Leithabucht.

Nirgends mehr in den ganzen Ostalpen drängen sich die einzelnen Zonen des Gebirges so eng zusammen wie im Anschluß an den Südzipfel der Leithabucht. Hier steigt man in den Kalkalpen rasch über staffelförmig übereinander gelagerte Hochflächen bis in eine Höhe von 2000 m empor. Fast überall nördlich der Schwarza und westlich des Preinbaches werden die tieferen Hangteile dieser Stöcke von Gesteinen der Grauwackenzone aufgebaut, die im übrigen nur mehr einen niedrigen Mittelgebirgszug, den Kreuzbergkamm (800 bis 1100 m) zwischen Schwarza- und Auebachtal, aufbauen. Wenig weiter im S verläuft bereits die Wasserscheide der Zentralalpen über Pretulalm (1656 m) und Stuhleck (1783 m) zum Wechsel, an dessen Ostende sie jäh niedersteigt zu den Rücken der Buckligen Welt. Der Kreuzbergkamm entwickelt sich im W aus einem zweiten den Zentralalpen angehörigen Zug, der im Drahtkogel (1567 m) und in der Kampalm (1535 m) seine größten Höhen erreicht und durch die Furche des Prein- und Raxentales von der Rax, durch das Fröschnitztal und den Semmeringpaß (980 m) vom Stuhleck und von der Pretulalm geschieden wird. Zwischen Wechsel und Kreuzbergkamm liegen der Sonnwendstein (1523 m) und der Otterkamm (1356 m).

Unter den Grünschiefern, Grauwacken und Porphyroiden der Grauwackenzone erscheint am Südhang des Kreuzbergkammes ein Band fossilführenden Karbons, unter welches das Zentralalpin gegen N untertaucht.

Während der Hauptkamm der Zentralzone fast ausschließlich von Gneisen und Glimmerschiefern aufgebaut wird, setzen den Sonnwendstein und den Otterzug Kalke und Dolomite zusammen, die bisweilen sehr stark zur Verkarstung neigen. Im Drahtkogelzug treten neben den Kalken Schiefer auf; dagegen erscheinen in der Umgebung des Semmering, insbesondere im Bereich der Adlitzgräben, die von den Quelllästen des Auebaches eingetieft worden sind, vorwiegend Kalke und Dolomite; mit ihnen sind Quarzite und Serizitschiefer vergesellschaftet, die, weicher als sie, an Ausräumungszonen im Gelände verfolgbar sind. In ihnen liegt die vorzüglich entwickelte Subsequenzzone nördlich des Unteren Adlitzgrabens und jene weite Mulde, die im S vom Sonnwendstein überragt wird. Die „Semmeringkalke“ und „Semmeringquarzite“ sind in einzelnen, bisweilen unterbrochenen Streifen östlich des Otterkammes im nördlichen Teil der Buckligen Welt weiterhin zu verfolgen. Dieses durch eine Fülle sehr flacher, voneinander kaum zu unterscheidender Kuppen und Rücken gekennzeichnete Gebiet, das im Rosaliengebirge am Tor von Sauerbrunn zu Ende geht, wird von Gneisen, Glimmerschiefern, Phylliten, zum Teil auch aus Graniten aufgebaut.

Fossilfunde haben erwiesen, daß die Kalke und Dolomite des Zentralalpines ins Mesozoikum gehören. Die Dolomite sind vorwiegend obertriadischen, die Kalke meist jurassischen Alters. Diese Gesteine haben durch ihre Einschaltung in die Schiefermasse den Schlüssel geboten für die Enträtselung der Tektonik des ganzen Raumes. Es liegt hier eine Serie mehrfach gegen N übereinandergeschobener Decken vor, wie Mohr in einer Reihe von Arbeiten (vgl. besonders 78 und 79) nachgewiesen hat. Für den Morphologen ist die Verfolgung der verschiedenen tektonischen Einheiten in diesem Ausläufer der Zentralalpen von

verhältnismäßig geringer Bedeutung; wichtig für ihn ist das Nebeneinander-vorkommen von Kalken, bzw. Dolomiten und kristallinen Gesteinen auf engem Raum. Wo Täler in Kalke oder Dolomite eingeschnitten sind, treten steile Hangformen, häufig sogar Wände auf, wie z. B. in den Adlitzgräben. Die Bergformen nähern sich in diesen Gebieten sehr stark jenen, die für das Dolomitgebiet der Kalkvoralpen charakteristisch sind; besonders fällt dies am Pinkenkogel (1291 m, unmittelbar nordwestlich des Semmeringpasses), am Sonnwendstein und am Otterkamm auf.

Drei Probleme stellen sich der morphologischen Untersuchung entgegen. Zunächst einmal die Schmalheit des Einzugsgebietes der Schwarzza zwischen Gahns einerseits, Sonnwendstein und Otterzug andererseits; zum zweiten die Asymmetrie des Semmeringpasses, den man von SW her durch das Fröschnitztal auf breiter Talsohle erreicht, während man gegen NE jäh niedersteigt in den Märtengraben (Myrtengraben), einen Seitenast des tiefeingeschnittenen Adlitzgrabens. Das dritte Problem stellt die eigenartige Verteilung der Gipfelhöhen in diesem Raume dar; genauer gesagt: die Verteilung von Flachformen in sehr verschiedenen Höhenlagen.

Wie in den benachbarten Kalkalpen, so sind auch die Täler in der Semmeringlandschaft arm an Terrassen. Im Auebachtal und seinen Quellästen fehlen alte Talbodenreste gänzlich. Im Schwarzatal gibt es deren zwischen Hirschwang und Gloggnitz nur wenige, bloß unmittelbar westlich von Gloggnitz, dort, wo der Kreuzbergzug zu Ende geht, sind mehrere Terrassen erhalten. Aber mit diesen sporadisch auftretenden Restformen sind Gefällsrekonstruktionen nicht möglich. Es scheidet daher die Möglichkeit aus, durch Verfolgung von Resten ehemaliger Talsohlen etwas über die Art und Weise der Aufwärtsbewegung des Gebirges zu erfahren. Man ist also auch in diesem Gebiet auf die Zusammenstellung hochgelegener Flachformen angewiesen. Sie gestaltet sich keineswegs so leicht wie in den benachbarten Kalkalpen: größere Hochflächen fehlen, natürlich auch die verbindenden Steilhänge, deren Zerschneidung Rückschlüsse auf die Entwicklung des Gebirges zuließe.

In der Grauwackenzone stellt der Kreuzbergkamm eine ausgesprochene Schneide dar; nur im westlichsten Teil, im eigentlichen Kreuzberg, ist ein breiter, flachgeformter Rücken zwischen 1000 und 1090 m erhalten. Über mittelsteilen bis steilen Hängen wölbt sich im Drahtkogelkamm die Wasserscheide meist als breiter Rücken; hier ist auf der Kampalm eine kleine Hochfläche erhalten (30, S. 163), die im Semmeringkalk liegt und sich sanft gegen den obersten Abschnitt des „Oberen“ Adlitzgrabens abdacht (1420 bis 1535 m). Der flache Rücken der östlich benachbarten Ochsner Höhe (1404 m) liegt ebenfalls im Kalk, während die Kuppe des Biralplkogels (1474 m) im W des ganzen Zuges teils Schiefer, teils Kalke schneidet. Seit langem sind die breiten, überaus flachen Rücken des Stuhleck und des Wechsel bekannt. Vom Stuhleck wandert man in südwestlicher Richtung dauernd auf einer solchen ausgedehnten Kammwölbung bis zum Steinriegl (1576 m), wobei sie sich in dieser Richtung ganz allmählich absenkt. Aber noch darüber hinaus, nachdem sich die Wasserscheide von 1400 auf 1300 m etwas rascher erniedrigt hat, ist dieser breite Rücken prächtig erhalten; er geht erst am Gilberg (1175 m) im Zwiesel zwischen Mürztal und Freßnitztal zu Ende,

vom Schiefer auf Kalk übertretend. Am Stuhleck engen Kare die breite Gipfelkuppe ein. Von ihr durch den Pfaffensattel getrennt, erheben sich zunächst die Quarzitkegel des Windloch und des Kleinen Pfaff, anschließend die breite Schieferkuppe des Großen Pfaff (1521 m), aus der sich im S der breite Rücken des Hochleitenkogel (1466 m) entwickelt, während gegen E jenseits eines mäßig eingetieften Sattels der breite Rücken Schöberlriegel (1470 m) — Arabichl (1570 m) — Kampstein (1466 m) an sie anschließt. Westlich des Arabichl liegt die Kranichberger Schwaig in einer wohl erhaltenen flachen Talmulde in 1500 m Höhe; hier trifft mit dem eben genannten Rücken ein zweiter, meridional gerichteter zusammen, der im N im Alpel (1497 m) endet, gegen S aber zum Hochwechsel (1738 m) empor- und von dort, sanft abfallend, gegen die Große Steinwand (1440 m) und noch darüber hinaus führt. Am Hochwechsel zweigt davon ein ebenso breit gewölbter Rücken gegen E ab, der zum Niederwechsel (1668 m) und von hier in mehreren Absätzen bis zur Kogelbergkuppe (1286 m) zieht, der oberhalb Mönichkirchen die breite, sanft bis 1120 m abfallende Platte von Lichteneck vorgelagert ist.

Der Sonnwendstein, der Kleine und der Mittlere Otter sind eindrucksvolle Kegelberge, der Große Otter (1356 m), von dem vorhin genannten Alpel durch das Trattenbachtal getrennt, trägt eine breite Gipfelkuppe. Östlich einer Linie, die den Großen Otter, das Alpel, den Kampstein und den Kogelberg verbindet, bleiben alle Höhen unter 1000 m. Mit wenigen Ausnahmen sind sie alle überaus flach, so daß sie Siedlungen tragen, während die Täler, an deren Grund sich konvexe Hänge begegnen, viel siedlungsärmer sind. Die flachen Kuppen, die sich bisweilen, wie östlich der Pitten bei Kaltenberg, Wiesmath oder Hochwolkersdorf, zu Hochflächen verbreitern, kappen die Gneise und Glimmerschiefer ebenso wie die Kalke und Dolomite, die beiderseits des unteren Pittentales und des ihm tributären Schlattentales auftreten. Nur selten ragt ein Härting, wie der Eselsberg (Granit) oder der Kulmriegel (Kalk), um ein geringes über die Kuppen der Umgebung empor. Beiderseits der Pitten dacht sich die Bucklige Welt im allgemeinen allmählich bis auf 600 m gegen die Leithabucht ab; die Wasserscheide gegen das pannonische Tiefland ist wenig ausgesprochen und tritt erst im N, im Rosalingebirge, als Kamm in Erscheinung, verläuft aber auch hier auf einem breiten Rücken; er endet gegenüber dem Leithagebirge am Tor von Sauerbrunn in einer Höhe von rund 600 m. In Hart bei Gloggnitz, bei Kirchberg im Feistritztal, östlich von Mönichkirchen, am Kulmriegel östlich von Aspang, dann im nördlichen Teil der Buckligen Welt (bei Pitten, Leiding, Schauerleiten) treten tertiäre Ablagerungen auf, deren Stellung zum Teil ziemlich umstritten ist. Ihr tiefstes Schichtglied sind kohleführende Tone. Die Hauptmasse besteht aus groben Blockschottern und Schuttbrekzien, aus weniger groben Flußschottern, die häufig Gerölle aus kalkalpinen Gesteinen führen. Am Kulmriegel (811 m), dann bei Mönichkirchen, wo sie die Wasserscheide zwischen Pitten und Leitha aufbauen, und an vielen anderen Orten ist zu beobachten, daß diese Grobschottermassen von den Kuppen der Buckligen Welt geschnitten werden. Es ist ganz zweifellos, daß die Ausbildung der Flachformen auf den Höhen der Buckligen Welt jünger ist als jene tertiären, als Sinnersdorfer Schichten bezeichneten Ablagerungen. Sie sind sehr stark gestört, an Brüchen verstellt und ins Kristallin

versenkt. Diese bedeutenden Störungen konnten beim Bau der Wechselbahn eingehend studiert werden (80). Den Sinnersdorfer Schichten entsprechen jene Ablagerungen, die den größten Teil des Ödenburger Sporns zusammensetzen, der von der Buckligen Welt über den Brentenriegel (605 m) nach E vorspringt und im Brennberg endet, wo das Kristallin wieder zum Vorschein kommt. Es sind das die sogenannten Auwaldschotter, in ähnlicher Entwicklung wie die Sinnersdorfer Schichten und ebenfalls Gerölle aus kalkalpinem Mesozoikum führend, die Süßwasserschichten von Brennberg und der Brenninger „Blockstrom“. Petrascheck (81) hat alle diese Ablagerungen ins Aquitan gestellt, und Kober ist dieser Auffassung gefolgt (48, S. 92f.). Winkler hält sie für helvetisch (76, S. 163); Janoschek (82), der das eben angeführte Tertiär des Ödenburger Sporns eingehend untersucht hat, stellt dieses gleichfalls ins Helvet und beobachtet auch hier große Störungen, die das diskordant angelagerte Torton (Ritzinger Sande) nicht mehr betroffen haben. Winkler (76, S. 162f.) vertritt die Meinung, daß die Schutt- und Schottermassen von Flüssen abgelagert worden seien, die teils von NW, aus dem Bereich der Kalkalpen, teils aus dem Raume Wechsel—Masenberg ihre Gerölllasten hierher transportiert hätten. F. E. Sueß (83, S. 216) dagegen sieht die Auwaldschotter als marinen Brandungsschutt an, und Janoschek fand in der Tat (82, S. 48) darin marine Fossilien, die allerdings nicht näher bestimmbar waren. Winkler (84) erklärt, trotzdem das Torton im Pinkatal lange nicht so starke Störungen aufweist wie die Sinnersdorfer Schichten in seinem Liegenden, daß eine Diskordanz zwischen ihnen nicht vorhanden sei.

Festzuhalten ist: Ein Ferntransport dieser groben Ablagerungen ist nach ihrer ganzen Ausbildung unwahrscheinlich; zur Zeit ihres Absatzes müssen in ihrer unmittelbaren Nachbarschaft steile hohe Hänge aufgeragt haben, wenigstens teilweise, aus kalkalpinen Deckenserien aufgebaut. Das Alter der Schichten ist vorläufig nicht genau bekannt; Torton überlagert sie diskordant und hat die sehr großen Störungen, von denen sie betroffen worden sind, nicht mitgemacht. Die Flachkuppen und kleinen Hochflächen der Buckligen Welt und des Ödenburger Sporns sind jünger als die groben Block- und Schottermassen.

Zwei grundsätzlich verschiedene Anschauungen stehen sich bezüglich der morphologischen Entwicklung der Buckligen Welt gegenüber. Ehe ich auf ihre Besprechung eingehe, sei noch kurz auf die Auffassung Büdels (45, S. 69) verwiesen: nach ihr ist die „flachwellige Rumpffläche der Buckligen Welt“... „vermutlich tortonisch-obermiozäner Anlage, wobei sie nicht allzuviel unter eine ältere, vortortonische Landschaft erniedrigt worden sein dürfte. Wahrscheinlich sind hier auch die höheren, bis 900 m aufragenden Flächen im SW mit den tieferen, 650 bis 700 m hochgelegenen Flächen am N-Saum der Buckligen Welt nicht gleichaltrig.“ Ohne daß zunächst auf die Altersfrage näher eingegangen würde, muß festgestellt werden, daß diese Trennung in zwei verschiedene Höhenlagen in der Beobachtung in der Natur keine Grundlage findet.

In seiner Arbeit über das „Semmeringproblem“ unterscheidet Sölch (41, S. 25f.) eine ganze Reihe von „Niveaus“ im Raum Semmering—Bucklige Welt; abgesehen von den schon früher erwähnten Terrassen westlich von Gloggnitz erkennt Sölch ein 750 m-Niveau (Kegel des Gotschkakogels, zwei Schneiden bei Schloß Wartenstein südlich der Auebachtalmündung); ferner: das „Raacher

Niveau“ (850—890 m), welches nicht nur die Flachkuppen der Buckligen Welt, sondern auch die Schneide des Kobermannsberges (923 m, im Kreuzbergkamm) umfasse; das „Semmeringniveau“, 1000 m (die Schneide Eselstein—Bärensattel, der Kegel des Wolfsbergkogels, 960 m, „die Rücken rings um den Kreuzberg“). Der Kreuzberg selbst, von Blasseneckgneis aufgebaut, sei ein Härtling und Überrest eines „älteren Niveaus“ (1080 bis 1100 m). Schließlich unterscheidet Sölch noch ein nicht näher bezeichnetes 1300 m-Niveau (Otterkamm?) und ein (altmiozänes) 1500 m-Niveau: Sonnwendstein, Otterberg (?), Alpel, Kampstein, Steinerne Stiege (östlich vom Niederwechsel).

Sölch ist „der Meinung, daß die weit verbreiteten Verflächungen der Buckligen Welt ursprünglich in ungefähr gleicher Höhe mit dem anstoßenden Sonnwendstein—Alpelberggebiete lagen, dann aber absanken, und zwar staffelweise, bis die heutigen Höhenunterschiede hergestellt waren. Dieses Absinken vollzog sich Schritt für Schritt...“; er fährt dann fort: „...im Zusammenhang mit dem Niederbruch der 1500 m-Kerbungen zuerst bis zum 1300 m- und dann zu einem ebenfalls gut erkennbaren 1100 m-Niveau und zuletzt zum Semmeringer und zum Raacher Niveau...“ (S. 27). Nicht recht begrifflich ist gegenüber dieser Auffassung, daß Sölch drei Seiten später schreibt: „Die Ausbildung der Niveaus von 900 bis 1000 m und erst recht von 1500 m Höhe muß weit älter sein (gemeint ist: als die Wende Miozän—Pliozän, d. Verf.). Dieses wiederum ist jünger als das der Hochfluren von 1800 bis 1900 m Höhe (in den Schneebergalpen, speziell der Raxalpe).“

Zu der Sölchschen Gliederung ist zunächst einmal zu sagen, daß er zur Zusammenstellung seiner tieferen Niveaus mit Ausnahme des „Raacher Niveaus“, des Niveaus 1080 bis 1100 m, von dem allein der Kreuzberg als Vertreter angeführt wird, und des 1500 m-Niveaus ausnahmslos Formen verwendet hat, die als Schneiden, bzw. Kegel ebensowenig für die Rekonstruktion einer ehemaligen Flachlandschaft wie für die alter Talböden verwendet werden dürfen. Nichts wird von Sölch über das Verhältnis seines „1500 m-Niveaus“ zu den hochgelegenen Rücken von Stuhleck und Wechsel ausgesagt. Es ist übrigens erstaunlich, wie sehr Sölch hier anscheinend von der Vorstellung einer jungen Schollentektonik beherrscht wird, der er, wie früher gezeigt worden ist, im Bereich der benachbarten Schneeberggruppe ganz und gar nicht huldigt.

Eine der Auffassung Sölchs diametral entgegengesetzte Anschauung tritt in jüngster Zeit Winkler (84, 85): „Das Hauptflächensystem (der Buckligen Welt, d. Verf.) greift... begleitet von tieferen Fluren, tief in das Wechselmassiv ein (Großes Pischingbachtal bei Aspang, Schauereggergraben) und säumt auch die Südflanke des Wechsels bis ins Quellgebiet der Lafnitz als ein von unter 800 bis über 900 m ansteigendes Niveau. Daraus folgt, daß das Hochgebiet des Wechsel in seiner grundlegenden morphologischen Ausgestaltung schon älter ist, als das Hauptflächensystem der Buckligen Welt, und sich über letzteres bereits als ein Mittelgebirgsrücken erhoben hat... Zweifelsohne ist die Rumpffläche (der Buckligen Welt, d. Verf.) in der vorliegenden Form jünger als die letzten Bewegungen im älteren Pannon. Denn es wäre unbegreiflich, wenn jene Störungen, welche auch noch die unterpannonischen Schichten mit Annäherung an den Gebirgssaum allgemein schwach aufgerichtet haben..., uns einen nahezu ebenen

Verlauf dieser Landfläche und ihr Übergreifen an den Saum und in die Täler des Wechsels überliefert hätten... Aus der Zeit des ältesten Pliozäns (vor Eintritt der letzten großen Störungsphase im älteren Pannon) sind im Wechselgebiet und seinen Randzonen demnach zusammenhängende, eben verlaufende Talböden oder Landflächenreste kaum mehr vorauszusetzen.“ (84, S. 97.) Unvereinbar mit diesem Satz ist die drei Seiten weiter in der Arbeit Winklers geäußerte Behauptung: „Der Hochwechsel aber, in dessen Körper von der randlichen Rumpffläche aus zugehörige Terrassen, Talungen entlang, eingreifen, wird hier als ältere Erhebung angesehen, welche allerdings durch die altpliozänen Störungen weitgehend umgestaltet wurde, so daß an derselben ungestört gebliebene, zusammenhängende ältere Flächenreste nur örtlich zu erwarten sind.“

Winkler vermutet, daß über den Flachkuppen der Buckligen Welt im Miozän und Altpannon große Massen durch Abtragung entfernt worden seien: „Am Nordostsporn der Zentralalpen... konnte... die flächenhafte Abtragung einer bedeutenden Schichtdecke über dem Kristallin (1000 bis 2000 m)... festgestellt werden... Auch im Wiener Becken liegen Anzeichen für gewaltige junge Abtragsvorgänge vor, wobei nur auf die vollständige Ausnivellierung des auch noch über einen beträchtlichen spätpliozänen Verschiebungsanteil verfügenden großen Leopoldsdorfer Bruches (Friedl) und anderer jüngerer Dislokationen hingewiesen sei.“ (85, S. 4f. d. Separ.) Um die neue, in scharfem Gegensatz zu der bisher von ihm vertretenen Meinung stehende Vorstellung Winklers über die Entwicklung des östlichen Alpenrandes genügend zu beleuchten, füge ich zwei weitere Zitate an. Die bedeutende Mächtigkeit der miozänen und pliozänen Schichten im pannonischen Tiefland führt Winkler ganz allgemein zu dem Schluß, „daß sowohl im Altmiozän wie auch im Jungmiozän und Pliozän ganz gewaltige Abräumungen der Alpenoberfläche, bzw. ihrer Randgebiete sich vollzogen haben, was die Erhaltung alter Landoberflächen auf den zentralalpinen Randhöhen aus den Zeiten des älteren oder mittleren Pliozäns wohl ausschließt“ (85, S. 3). Die gesamten Überlegungen Winklers münden in folgende Zusammenfassung: „Hatte somit der letztere, große (pliozäne) tektonisch-morphologische Zyklus die Höhengestaltung des östlichen Alpenrandes neu geschaffen, so muß doch schon am Beginn des zweiten (mittelmiozänen) und ebenso an jenem des ersten (altmiozänen) Hauptzyklus bereits die Existenz eines ausgesprochenen, kräftig zerschnittenen, alpinen Mittelgebirges auf Grund der korrelierten Sedimente vorausgesetzt werden, welches allerdings zweimal einer weitgehenden Einschrumpfung (im älteren Mittelmiozän und im ältesten Pliozän) anheimgefallen war. Die Oberflächen dieser miozänen Alpen sind aber von den gegenwärtigen Bergeshöhen durch eine große Kluft, eine wahrscheinlich bis zu 1000 m und mehr betragende flächenhafte Abtragung, geschieden.“ (85, S. 6.)

Winkler spricht nie deutlich aus, ob durch diese bedeutende Abtragung Grundgebirgs- oder Jungtertiärmassen oder beide gemeinsam entfernt worden sind. Nachdem aber die Sinnersdorfer Schichten gar nicht so kleine Teile der Buckligen Welt und verwandte Ablagerungen den anschließenden Ödenburger Sporn fast zur Gänze aufbauen, die Winkler ja ins Helvet stellt, so muß man wohl annehmen, daß er meint, die vermutete enorme pliozäne Abtragung habe

vorwiegend Tertiärmassen abgeräumt. Diese Vorstellung wird aber zuschanden an den Verhältnissen, die in der Leithabucht, bzw. überall an deren Rändern zu beobachten sind: Warum sind hier nirgends in größerer Höhe des Randgebirges solche Tertiärreste erhalten? Warum erscheint nirgends Torton über der 500 m-Linie? Soll all das überall so tief abgetragen worden sein, ohne daß nur ein einziger Rest davon erhalten blieb? Nimmt man aber an, Winkler meine, Grundgebirge von 1 km oder noch größerer Mächtigkeit sei an den Gebirgrändern in so junger Zeit entfernt worden, so stößt diese Anschauung auf nicht minder große Schwierigkeiten: Jenseits des Tores von Sauerbrunn setzt die flachwellige Kuppenlandschaft rings um den Sonnenberg die flachen Höhen des Rosaliengebirges gegen N fort. Wenig nördlich davon aber wird der flache Rücken des Leithagebirges von Leithakalken bedeckt. Das bedeutet nicht mehr und nicht weniger, als daß hier unmöglich eine große Masse Grundgebirges im Pliozän abgetragen worden sein kann, denn sonst müßte diese ja über dem Torton gelegen haben.

Man vergegenwärtige sich, daß die Strandablagerungen des tortonen Meeres am Westrand der Leithabucht häufig die tieferen Teile eines Steilhanges inkrustieren, über dem Reste der flachkuppigen Raxlandschaft liegen. Die Steilhänge sind aus Bruchstufen, zum Teil möglicherweise aus Flexuren in der Weise entstanden, daß diese durch die Denudation zurückverlegt worden sind. Die Flachformen über ihnen können nur älter sein als sie. Sie müssen also vortortones Alter haben. Daraus geht wieder hervor, daß es mindestens seit Beginn des Torton kein höheres Gebirge im Raum der an die Leithabucht anschließenden Kalkalpen gegeben haben kann. Damit berühren wir die Frage nach der Möglichkeit, wie so viele 100 m mächtige miozäne und altplozäne Sedimente in der Leithabucht entstehen konnten. Daß man nicht von vornherein aus der großen Mächtigkeit von Beckenfüllmassen den Schluß ziehen darf, das umrahmende Gebirge habe sehr große Höhen besessen, zeigt am besten das Beispiel des ungarisch-kroatischen Beckens, wo man mit einer Mächtigkeit des Jungtertiärs von 4000 bis 5000 m zu rechnen hat (83, S. 278). Hier reicht auch die Annahme ganz unwahrscheinlich großer Höhen des verhältnismäßig schmalen umrahmenden Gebirges nicht aus, um aus dessen Abtragung die Anhäufung so riesiger Sedimentmengen ableiten zu können. Ich glaube, man muß zur Erklärung der Mächtigkeit dieser Ablagerungen nicht so sehr die Annahme einer hohen Umrahmung heranziehen, als vielmehr jene sehr umfangreicher Einzugsgebiete. Da Torton im W des Wiener Beckens nur noch im Karpatenvorland sporadisch nachgewiesen ist, aber nicht im Alpenvorland, so ist die Voraussetzung gestattet, daß zu jener Zeit von W her nicht allzu kleine Gerinne als Zubringer von Schotter, Sand und Schlamm tätig waren. Das Material der marinen Tegelmassen ist also durchaus nicht allein auf die Zufuhr durch unmittelbar der Leithabucht tributäre Flüsse und Bäche zurückzuführen. Von Wichtigkeit für das Ausmaß der Anhäufung innerhalb des Beckens ist naturgemäß auch der Zeitraum, in dem sie vor sich ging. Wie die Ausbildung der tortonen Standplatten erweist, war das wohl damals ziemlich lang der Fall. Im Sarmat und Altplozän hat die Wasserbedeckung des Beckens kaum so lang gedauert, aber die Mächtigkeit, insbesondere der pannonischen Schichten, ist sehr groß. Zu dieser Zeit existierte schon die Donau, die

Alpen wuchsen kräftig empor, so daß auch in einem kürzeren Zeitraum das sinkende Becken stark aufgeschlickt werden konnte.

Es ist also die Annahme Winklers, die Randzonen des Gebirges wären im Nachpannon um 1000 und mehr Meter abgetragen worden — dabei ist es, wie sich ergeben hat, ganz gleich, ob Grundgebirge oder auflastendes Tertiär als abgeräumt gedacht wird —, zweifellos unrichtig. Damit fällt aber auch das ganze Schema, das in dem obenerwähnten Zitat (S. 123, ab Zeile 12) enthalten ist.

Nun zu den andern Punkten der Winklerschen Beweisführung: Das „Flächensystem der Buckligen Welt“ greife in das Wechselmassiv ein. Das ist nun ganz und gar nicht der Fall. Die Flachkuppenlandschaft der Buckligen Welt greift vielmehr um den Wechsel herum; sie ist südlich von ihm ebenso zu verfolgen wie östlich der Linie Großer Otter—Ostende des Hochwechselkammes, stößt also an der höheren Region an ziemlich geraden Linien ab. Winkler drückt sich gelegentlich der Anführung des Pischingbachtals und des Schauereggergrabens (beide werden durch den Kogelberg getrennt) so unklar aus, daß man nicht annähernd weiß, in welcher Richtung er diese beiden Täler als Beweis für seine Auffassung heranziehen will (vgl. das Zitat oben). Wichtig ist, daß in den Tälern, die aus der höheren Region im SW in die tiefere der Buckligen Welt hinausführen (Trattenbachtal, Molzbachtal, Großes Pestingtal = Gr. Pischingtal), die höheren Hangteile flacher sind als die tieferen und bisweilen mit Terrassen über den steileren Gehängen der Talgründe absetzen. Lagen einst die flachen breiten Kuppen des Großen Otter, des Apel und des Kampstein in gleicher Höhe mit den gleichzeitig entwickelten Kuppen und kleinen Hochflächen der Buckligen Welt, mit ihnen zusammen eine flachwellige geringreliefierte Landschaft bildend, und wurden sie später diesen gegenüber gehoben, dann mußte dieser gehobene südwestliche Teil zerschnitten werden: seine Erosions- und Denudationsbasis war nun der in seiner Lage unverändert gebliebene nordöstliche Teil der ursprünglich zusammenhängenden Flachlandschaft; damals entwickelten sich in dem gehobenen Krustenstück die flacheren höheren Hangteile der Täler. Wurde später auch der tiefere NE-Raum in die Aufwärtsbewegung eingezogen, dann wurde er ebenfalls zertalt, und die Zerschneidung griff schließlich auch auf den höheren Raum über, der, nun in seiner Entwicklung auf eine tiefere Abtragungsbasis eingestellt, eine neuerliche tiefer greifende Zertalung erfuhr, der die steileren unteren Hangteile der Täler entsprechen. Wir haben hier in der Tat einen Vorgang vor uns, welcher der in den Kalkalpen oft beobachteten Auflösung in ungleich hoch gehobene Schollen entspricht. Aber welcher Unterschied zwischen den Formen, deren Entstehung an diese Bewegung dort geknüpft ist, und jenen, die dadurch hier, im nichtkalkigen Gestein, zur Entwicklung kommen! Sölch hat also recht mit seiner Anschauung, daß es sich hier um zwei gegeneinander verstellte Krustenteile handelt; den morphologischen Beweis für die von ihm behauptete Entwicklung holen die eben gemachten Ausführungen nach. Die in diesem Raum zu beobachtende Formengemeinschaft kann nur durch die Annahme einer Hebung erklärt werden, die zuerst einen kleineren, nach einer längeren Zeitspanne einen größeren Raum ergriff. Nicht so leicht entscheidbar ist die Frage, ob der zuerst gehobene Krustenteil im SW an einem Bruch oder einer Flexur über dem nordöstlichen aufstieg. Bei einem Bruch (sofern die Be-

wegung an ihm entlang nicht überaus langsam erfolgt) müßten die Hänge der in der gehobenen Scholle eingeschnittenen Täler nahe der Bruchlinie steiler sein als in den Talhintergründen; das scheint hier im Bereich der höheren flacheren Hangteile (sie entsprechen ja diesem Stadium der Zerschneidung) nicht der Fall zu sein. Demzufolge ist hier mit einer Flexur zu rechnen; im S des Großen Pestingtales, zwischen Niederwechsel und Kogelberg, dürften kompliziertere Bewegungen zwischen beiden Schollen stattgefunden haben.

Ehe wir uns im Rahmen dieser Gedankengänge der eigentlichen Semmeringlandschaft zuwenden, ist noch zu einem Argument Winklers Stellung zu nehmen: er stellt, wie zitiert wurde, die Entwicklung der Flachkuppen der Buckligen Welt auch aus dem Grund in die Zeit nach dem Altpannon, weil die Sedimente dieser Stufe am Gebirgsrand noch schwach aufgerichtet sind, während die Kuppen in einer ziemlich ebenen Fläche angeordnet erscheinen. Aber dieser Beweis ist nicht stichhältig: Nirgends reicht das Altpannon an die Flachkuppen heran. Diese sind ja gegenüber der Leithabucht und dem pannonischen Tiefland herausgehoben worden; war das an verhältnismäßig eng begrenzten Flexuren der Fall, dann muß eine derartige Aufbiegung der Beckenfüllmassen resultieren, ohne daß dabei die Flachkuppenlandschaft verbogen wird. Das Leithagebirge nördlich der Buckligen Welt scheint dagegen von einer breiten Aufwölbung betroffen worden zu sein. Es sei übrigens an dieser Stelle darauf hingewiesen, daß die Verflachungen an den an und für sich nie sehr steilen Hängen des Leithagebirges aus einer solchen Aufwölbung einer flachwelligen Kuppenlandschaft — im Sonnenberg ist diese zweifellos erhalten — entstanden gedacht werden können: auf diese Weise schräg gestellte Kuppen müssen eine flachere und eine steilere Hälfte aufweisen; die Denudation wird nur die letztere stärker angreifen, also dieses durch die Bewegung geschaffene Bild im Prinzip nicht stark verändern. Diese Bemerkung hat nur arbeitshypothetischen Wert, der erst an einer eigens angestellten Studie geprüft werden müßte.

Es wurde schon erwähnt, daß Sölch zwischen seinem „1500 m-Niveau“ und dem „Raacher Niveau“ noch zwei andere Niveaus einschaltet, die mit einer einzigen Ausnahme, dem Kreuzberg, aus Schneiden und Kegelformen bestehen, also zu irgendeiner Rekonstruktion nicht verwendet werden können. Es sei nebenbei bemerkt, daß die vier tiefsten Niveaus Sölchs zwischen 750 und 1100 m liegen, also zusammen nur 350 m Höhenunterschied umfassen; begreiflicherweise kann man in einer solchen Gliederung jeden Gipfel und jeden Absatz im Gelände unterbringen. Welche landschaftliche Vorstellung man mit so eng gereihten Flächen (wenn man schon, was, wie gesagt, nicht statthaft ist, diese Gipfelfluren stets einfach aus „Flächen“ entstanden denkt) verbinden soll, ist nicht zu verstehen; schließlich umfaßt ja auch eine Flachlandschaft Berg und Tal.

Die in der Umgebung des Semmering erhaltenen Flachformen, deren gegenseitiges Verhältnis zu überlegen ist, sind folgende: Kreuzberggrücken, Otter, Stuhleck, Kampalm und Ochner Höhe; ihnen stehen jenseits der Schwarza und des Preinbaches die Gahns- und Raxhochfläche gegenüber. Von den Kuppen der Ochner Höhe, des Stuhleck und des Großen Otter ist der Kreuzberggrücken getrennt durch eine in Kalk und besonders in Dolomit gelegene Schneiden- und Kegellandschaft, der der Mittlere und Kleine Otter, der Sonnwendstein, Pinken-

kogel und Eselstein angehören. Die steilen Hänge der Adlitzgräben geben gar keine talgeschichtlichen Anhaltspunkte. Die beiden Hauptentwässerungsadern Schwarza und Auebach sind nahe aneinandergerückt; die Asymmetrie des dazwischen liegenden Grauwackenzuges (flache längere Abdachung gegen N, kurze steile gegen S) ist durch das Schichtfallen bedingt. Wichtig ist, daß die tiefstgelegene unter den angeführten breiten Kuppenformen gerade in dem Raum liegt, wo die beiden Täler nahe nebeneinander ostwärts dahinführen. Wie man vom Hochschneeberg über das Alpel und den Gahns auf einer Hochflächentreppe südwärts niedersteigt, so ist dem Stuhleck der 300 m niedrigere Rücken der Ochner Höhe, dem Wechsel die 400 m tiefere Kuppe des Großen Otter vorge-lagert. Auf der Rax liegen die östlichen Teilschollen niedriger als die höchste mittlere Scholle.

Hält man alle diese eigenartigen Erscheinungen zusammen und berücksichtigt man, daß gegen den Großen Otter von SE her eine Flexur verläuft, hält man dazu, daß nördlich der Schwarza von der Triesting zur Hohen Wand, weiter über die Neue Welt und die Hochfläche der Kettenliß bis in die Gegend zwischen dem östlichsten Teil der Gahnshochfläche und dem Weißjackl in fast gerader Linie eine Abbiegung der Raxlandschaft festgestellt ist, so ergibt sich mit größter Wahrscheinlichkeit, daß der flache Rücken des Kreuzberges nicht anders aufgefaßt werden kann als die Restform einer einst ausgedehnten Flachlandschaft, die hier tief eingemuldet worden ist. Dadurch, daß die zentralalpinen Kalke und Dolomite nicht so sehr zur Verkarstung neigen wie die entsprechenden Gesteine in der Kalkzone, dadurch ferner, daß Schieferzonen in sie eingeschaltet sind, konnte in ihnen die Flachlandschaft nicht in ähnlicher Weise erhalten bleiben wie in weiten Gebieten der Kalkalpen.

Ein Vergleich zwischen der Höhenlage der kleinen, mäßig verkarsteten Kalkhochfläche auf der Kampalm mit jener der benachbarten breiten Rückenwölbung, soweit diese im Drahtkogelzug innerhalb der Schiefer verläuft, ergibt, daß die Geschwindigkeit, mit der die Flachformen tiefer gelegt werden, in den Kalken, Gneisen und Glimmerschiefern ziemlich gleich groß ist. Die Porphyroide, aus denen der Kreuzberg Rücken aufgebaut wird, stehen den Wechselgneisen und -schiefern an Härte nicht nach.

Sonnwendstein und die beiden westlichen Otter dürften nur wenig unter die alte Landschaft erniedrigt worden sein. Nördlich von ihnen muß man sich eine Flexur vorstellen, die westwärts verläuft, den Kreuzberg Rücken im W umkreist und zwischen ihm und dem Gahns nach E zurückkehrt. Wie im einzelnen diese Abbiegung beschaffen war, ob nicht Brüche daneben wirksam wurden, das läßt sich hier nicht feststellen. Vom Otter an ist diese Abbiegung, wie schon ausgeführt wurde, gegen SE, vom Gahnsostrand gegen NE weiter zu verfolgen. Der Verlauf dieser Linie, die weniger hoch gehobene Gebiete von stärker aufwärts bewegten, außerhalb von ihr gelegenen trennt, ähnelt jener andern, die den Bruchrändern der Leithabucht folgt und ebenfalls gegen SW spitz ins Gebirge einspringt.

An der Flexur zwischen der Buckligen Welt, bzw. der Grauwackenzone und dem Raum südlich der Linie Kampalm—Großer Otter—Kampstein ist die alte Flachlandschaft, deren Reste als breite Rücken und Kuppen erhalten sind, gegen S ziemlich steil aufgewölbt worden. Beiderseits von ihr treten die Flach-

formen in recht verschiedener Höhenlage auf. Die große Höhendifferenz zwischen Kreuzberg und Kampalm, bzw. Stuhleck spiegelt sich wieder in dem jähen Anstieg des engen Märtengrabens zum Semmeringpaß, und mit der ziemlich gleichbleibenden Höhe des Drahtekogelkammes, bzw. dem allmählichen Absinken des breiten Stuhleckrückens gegen S steht der langsame Abstieg des breiten und offenen Fröschnitztales jenseits des Passes in Einklang.

Südlich der erwähnten Flexur sind die Flachformen im allgemeinen in ziemlich gleicher Höhenlage erhalten; zwischen Großem Otter, bzw. Kampstein und Hochwechsel muß man wohl eine sehr flache Aufbiegung gegen S, im Gebiet des Stuhleck—Gilgbergkammes eine ebensolche in nordöstlicher Richtung annehmen. Südlich des Wechsel findet eine raschere Höhenabnahme der Flachformen statt, hier war die Verstellung wieder eine energischere. Die Kuppe des Großen Pfaff zwischen Stuhleck und Wechsel liegt wohl in einer in der Hebung ein wenig zurückgebliebenen Zone. So einwandfrei wie in den Kalkalpen, wo so ausgedehnte Reste der alten Landschaft der Beobachtung zugänglich sind, kann man in den benachbarten Zentralalpen differenzierte Krustenbewegungen nicht feststellen. Doch in großen Zügen läßt sich das Bild erklären. Aus dem Umstand, daß die breiten Kämme der Zentralzone nach verschiedener Richtung weithin zu verfolgen sind, nicht oder nur selten von steilen Anstiegen unterbrochen, darf der Schluß gezogen werden, daß Brüche höchstens in ganz untergeordnetem Maß an der Verstellung der alten Flachlandschaft beteiligt waren. Darin liegt ein gewisser Gegensatz zu den entsprechenden Vorgängen in den benachbarten Kalkhochalpen, wo Brüche immerhin häufiger nachzuweisen sind.

Es ist zweifellos, daß die Flachgipfel der Zentralzone, auch jene, die in Kalken und Dolomiten liegen, etwas stärker tiefergelegt worden sind, als die Kuppen auf den Kalkhochflächen. Der Unterschied in der Abtragung ist aber kaum bedeutend, vor allem dann nicht, wenn die Kuppenformen sehr flach sind und kleine Hochflächen auftreten, wie gelegentlich in der Buckligen Welt; keinesfalls kann auf das verschiedene Ausmaß der Abtragung die im allgemeinen größere Höhenlage der Schneebergalpen gegenüber der des Wechsel- und Stuhleckgebietes oder der der Grauwackenzone (Kreuzberg) zurückgeführt werden. Es kommt ja, wie später auszuführen sein wird, vor, daß die in der Grauwackenzone erhaltenen Flachformenreste höher liegen als die unmittelbar benachbarten Hochflächen in den Kalkalpen.

Die Flachformen im hier behandelten Gebiet der Zentralalpen gehen ohne scharfen Knick in die tieferen, steileren Hangteile über. Die alte Flachlandschaft ist überall dort zerstört, wo die Gerinne genügend stark sind, um überhaupt einschneiden zu können. Auf diese Weise sind nur die Quellmulden und die zwischen ihnen liegenden Kuppen erhalten geblieben. Wo sie in Schiefen liegen, kann man oft beobachten, wie der Boden zwar durchfeuchtet ist — häufig treten dann die charakteristischen Seggenpolster auf —, aber zur Bildung von Rinnsalen kommt es dort nicht. Die scharfen Ränder der Hochflächen in den Kalkalpen bezeichnen jene Zone, wo die mit rascher Zerschneidung verbundene Rückverlegung der jüngeren tieferen Gehänge zusammentrifft mit der Region des Hochkarstes. Würden dort oben Gerinne existieren, so wären auch im Kalkgebiet heute nur noch die flachen Kuppen mit den äußersten Talenden erhalten.

In dem Fehlen größerer Hochflächen und scharfer Ränder der Flachformen innerhalb der Zentralzone kommt also nur die Tatsache zum Ausdruck, daß hier Gesteine die Landschaft zusammensetzen, die im allgemeinen gar nicht oder nur sehr wenig zur Verkarstung neigen.

Berücksichtigt man diesen Umstand, dann wird es klar, daß jene Flachlandschaft, deren mäßig tiefer gelegte Reste die breitgewölbten Rücken und Kuppen der Zentralalpen und der Grauwackenzone im weiteren Umkreis des Semmering darstellen, nichts anderes sein kann, als die unmittelbare Fortsetzung der Raxlandschaft gegen Süden; sie ist hier ebenso wie in den Kalkalpen durch Krustenbewegungen jeweils in ungleiche Höhenlagen gebracht worden.

Zusammenfassender Überblick, Schlußfolgerungen.

Wir sehen, wie sich die Reste der Raxlandschaft rings um die ganze Leithabucht verfolgen lassen. Sie reichen vom Leithagebirge bis zum Semmering, von der Rax bis in den Wiener Wald. In den Kalkalpen ist der Formenschatz dieser alten Landschaft am besten und am ausgedehntesten erhalten. Ihre Reliefenergie beträgt in den unzerstörten Resten im Bereich des südlichen höheren Teiles der Kalkalpen rund 200 m, gegen den Nordrand des Gebirges zu etwa 100 m. Höchstwahrscheinlich überspannte die Raxlandschaft einst auch die Zone der subalpinen Molasse, doch sind von ihr dort innerhalb des hier betrachteten Raumes heute keine Reste mehr erhalten.

Die Raxlandschaft, in niedriger Meereshöhe entstanden, ist später gehoben worden, und zwar nicht überall in der gleichen Weise. Wie die Beobachtungen auf den Kalkhochflächen lehren, sind zuerst nur kleinere Räume gehoben worden, während andere in der Aufwärtsbewegung zunächst noch zurückblieben; die Hebung erfolgte auch ungleich rasch. Entsprechend der ungleichartigen Höferschaltung traten Brüche, steilere oder flachere Flexuren auf. Parallele Hebung, Aufwölbung und Schrägstellung fanden nebeneinander statt. Am differenziertesten war die Aufwärtsbewegung der Raxlandschaft in den Kalkhochalpen. Hier kamen Brüche häufiger vor als in dem übrigen Gebiet. Die Linien, an denen die Raxlandschaft disloziert wurde, fallen nicht mit Deckengrenzen zusammen. Die Grundzüge der heutigen Verteilung der Gipfelhöhen wurden zur Zeit der Zerstückelung der Raxlandschaft geschaffen.

In den Kalkalpen wurde die alte Landschaft durch die Hebung fossilisiert. Trotz ihrer Höferschaltung konnten die ursprünglich für die Raxlandschaft charakteristischen Konvexformen infolge der Verkarstung und der damit verbundenen Fixierung der für die höheren Hangteile maßgebenden Denudationsbasis zum Teil durch Konkavformen von unten her aufgezehrt werden. Es ist daher nicht notwendig anzunehmen — wie ich es seinerzeit getan habe —, daß vor Eintreten der Zerstückelung der Raxlandschaft die Hebung, die zu ihrer Entwicklung führte, für kurze Zeit erlahmt ist. Es kann das aber der Fall gewesen sein.

Die Raxlandschaft ist nur *cum grano salis* als Primärrumpf zu bezeichnen. Denn erstens sind die Reliefenergie und, damit zusammenhängend, die Hangneigungen in der alten Landschaft zu groß, als daß sie als ausgesprochener

„Rumpf“ anzusprechen wäre. Überdies entwickelten sich aus den eben dargelegten Gründen von den Talgründen der Raxlandschaft aus Konkavhänge, die als Vorboten eines Endrumpfes zu gelten haben. Es ist sehr wahrscheinlich, daß lange, ehe ein solcher die Hochflächenreste überzieht, diese bereits der Aufzehrung von den tiefeingeschnittenen jungen Tälern her zum Opfer gefallen sein werden.

Die Beobachtung lehrt, daß im Bereich der heutigen Haupttäler die Hebung der Raxlandschaft am geringsten war.

Die Flachkuppenlandschaft auf den Kalkhochflächen muß älter sein als das Torton, denn Strandablagerungen des Meeres dieser Zeit bedecken die Steilhänge, die am Rande der Leithabucht unter den Resten der Raxlandschaft liegen. Diese Steilabfälle sind durch Denudation zurückgewichene Bruch- oder Flexurränder des Gebirges am Außensaum des Wiener Beckens. In solche Steilhänge sind auch tortone Strandplattformen eingekerbt wie jene am Ostrand des Anninger.

Weist ganz im groben das allgemeine Ansteigen der harten tortonen Strandablagerungen in südlicher Richtung beiderseits der Leithabucht darauf hin, daß in nachtortoner (nicht näher bestimmbarer) Zeit das Gebirge im S stärker angestiegen ist als im N, so bezeugt die Verbiegung des Kliffußes über der Strandterrasse am Ostabfall des Anninger, daß im einzelnen die nachtortone Hebung des Gebirges nicht einfach mit einer meridional verlaufenden Schrägstellung verknüpft war, sondern überdies mit sehr flachen Verbeulungen. Die Anlage dieser Terrasse ist tortonisch; und zwar vermutlich spättortonisch. Die Flexur, an der die Raxlandschaft im Bereich des Großen Anninger höher gehoben wurde als im Raum der südlich benachbarten Mitterberghochfläche, kommt in der Verbiegung des Kliffußes nicht mit zum Ausdruck. Es ist möglich, daß diese Verbiegung ein abgeschwächtes Wiederaufleben jener älteren Flexur darstellt.

Sowohl dieses Beispiel wie auch die Tatsache, daß Leithakalke am Ostfuß der Erhebung des Eisernen Tores, in der die Raxlandschaft eine Aufwölbung erfahren hat, gleich hoch emporreichen wie am Außenrand des Lusthausbodens, in dem ein weniger hoch gehobener Rest der alten Landschaft vorliegt, erweisen, daß die Zerstückelung der Raxlandschaft vor dem Torton im wesentlichen beendet war. Seit dieser Zeit hebt sich der Gebirgsrand ziemlich gleichförmig. Es ist möglich, daß mit dieser Gebirgshebung eine Senkung interferierte, die, weit über das Ostende der Alpen und des Wiener Beckens hinaus, einen großen Krustenbezirk erfaßt hat. Darüber läßt sich heute noch kaum etwas Genaues aussagen. Jedenfalls lag der Meeresspiegel im Torton nicht stets gleich hoch, denn Strandplatten aus dieser Zeit kommen bisweilen tiefer vor als die obere Grenze der Leithakalke und -konglomerate im gleichen Abschnitt des Beckenrandes. Besonders schwierig gestaltet sich die Erkenntnis von den Bewegungen des Gebirges in den darauffolgenden Zeitabschnitten, da wir über die vorsarmatische, bzw. vorpannonische Zerschneidung des Gebirgsrandes noch zu wenig Genaues wissen. Für die Annahme, daß prä-tortonisch der Rand der Kalkalpen gegen die Leithabucht nur annähernd so tief zerschnitten gewesen sei wie heute, fehlt jeder Anhaltspunkt.

Sicher ist, daß sich in der gesamten Zeitspanne Torton—Pannon das Wiener

Becken gegenüber dem Gebirgskörper abgesenkt hat. Das erweist die Mächtigkeit der gesamten Ablagerungen, zusammengehalten mit dem Charakter der Fauna der Beckenerfüllung. Sicher ist auch, daß im Gegensatz zu dem mit Beginn des Torton im allgemeinen ziemlich gleichmäßigen Anstieg des Gebirges — der Mangel an Terrassen in den zur Leithabucht führenden Tälern gestattet keine genauere Feststellung, wie sich der Gebirgskörper emporhob — im Becken selbst noch lange hindurch Schichtpakete gegeneinander verstellt wurden, so am Bruch Leopoldsdorf—Steinberg, aber auch an anderen Linien. Diese Bewegungen haben sich nachgewiesenermaßen allmählich und in langen Zeitläuften abgespielt. Erst die jüngsten Donauterrassen im Wiener Becken zeigen durch ihr regelmäßiges Gefälle an, daß von der Wende Pliozän—Diluvium an Dislokationen im unmittelbaren Bereich des Donaulaufes nicht mehr stattgefunden haben. Bei den jungen Senkungsfeldern längs der Fischa und des Rußbaches ist dagegen nicht zu entscheiden, ob hier die Senkung heute schon beendet ist oder aber noch andauert.

Der Formenschatz der kalkalpinen Hochflächen verrät, daß die Raxlandschaft durch eine Hebung aus einer noch flacheren Landschaft entstanden ist. Über diesen Vorläufer, von dem keine Formenreste auf die Gegenwart überkommen sind, wüßten wir weiter nichts als eben das eine, daß man sich ihn als eine Landschaft mit überaus flachen Böschungen, als eine ausgesprochene Rumpfläche also vorstellen muß — wenn nicht die eigenartige Augensteinüberstreuung der Hochflächen bekannt geworden wäre. Sie ist fast nur im südlichen höheren Teil der Kalkalpen zu verfolgen und gibt Kunde davon, daß einst Flüsse aus der Gegend der Zentralalpen direkt gegen das Vorland geflossen sind; die Augensteine, die auf der Hohen Wand und auf der Hochfläche der Fischauer Berge vorkommen, müssen von E oder S, aus dem Raum der Zentralalpen, dorthin transportiert worden sein. Daß auf den niedrigen Hochflächen der Kalkalpen weiter im N Augensteine bisher nicht gefunden worden sind, mag zum Teil darauf zurückgehen, daß sie dort noch nicht systematisch gesucht worden sind und daß Zufallsfunde durch die dort viel mächtiger entwickelte Humus- und Vegetationsdecke vereitelt werden, in der Hauptsache aber darauf, daß sie eben nur als Restflächen auf Seitenwasserscheiden in größerer Entfernung von den Räumen der alten Furchen der Augensteinflüsse erhalten geblieben sind. Auf den Restflächen des Wiener Waldes mit Erfolg nach Augensteinen zu fahnden, ist sehr schwierig, da nur allzu häufig Donaukiesel und andere Flußschotter zur Verbesserung der lehmigen Wege hoch hinauf gebracht worden sind.

Die Erscheinung, daß Augensteine nicht nur in den Talmulden, sondern auch auf den Hängen und Kuppen der Raxlandschaft vorkommen, daß anderseits nirgends Taltorsi zu beobachten sind, die als Reste jener konsequenten Täler betrachtet werden könnten, in denen die Augensteinschotter einst transportiert wurden, hat mich schon 1923 bewogen, die Augensteine als nicht zur Raxlandschaft gehörig zu betrachten, sondern sie für älter als diese anzusehen. Zwischen der Beendigung des Schottertransportes in unmittelbar aus der Gegend der Zentralalpen zum Vorland führenden Tälern und der Entwicklung der Raxlandschaft kann weder ein langer Zeitraum liegen, noch können dazwischen gewaltige Umgestaltungen stattgefunden haben, sonst wären die Schotter nicht auf die Rax-

landschaft, wenn auch nur in Resten, überkommen. Aus dieser Überlegung ergibt sich, daß noch zur Zeit der Rumpffläche, die der Vorläufer der Raxlandschaft war, diese Schotter transportiert wurden. Ich habe deshalb diese Rumpffläche Augensteinlandschaft genannt.

Nachdem nun die Raxlandschaft zweifellos ein anderes Gewässernetz besessen hat als die Augensteinlandschaft, so kann sie aus dieser weder durch parallele Hebung noch durch konsequente Schrägstellung, sondern nur durch kompliziert angeordnete Aufwölbungen und Einmuldungen hervorgegangen sein. Da wasserreiche Gerinne sehr widerstandsfähig sind im Behaupten ihrer Läufe gegenüber Queraufwölbungen, so müssen jene Bewegungen ziemlich rasch stattgefunden haben; es wäre sonst das Gewässernetz nicht zerstört worden, sondern antezedente Talstrecken wären zur Entwicklung gekommen.

Die Anlage des gegenwärtigen Flußnetzes muß jedenfalls jünger sein als die Augensteinlandschaft (nur für die großen Quertäler der nördlichen Kalkalpen braucht dieser Satz keine Geltung zu haben). Nun könnte sie ja auch jünger sein als die Entwicklung der Raxlandschaft. Dagegen spricht aber die Beobachtungstatsache (im hier behandelten Raum wie auch in den übrigen Teilen der Ostalpen), daß ausgedehnte Hohlformen, ich meine verkarstete Täler der Raxlandschaft, die später so verbogen worden wären, daß innerhalb der Hochflächenränder der Kalkstöcke sich hätten große Mulden und Wannen bilden können, bis auf ganz wenige Ausnahmen (z. B. Bodenwiese am Gahns) nicht anzutreffen sind. Die Verbiegungen, Zerstücklungen, die die Raxlandschaft nach ihrer Ausgestaltung erfahren hat, sind also in der gleichen Weise gruppiert und angeordnet wie jene Bewegungen, in deren Gefolge die Raxlandschaft entstanden ist. Es läßt sich darum generell der Satz aussprechen: Jene Aufwölbungen, die aus der Augensteinlandschaft die Raxlandschaft herausmodellierten, haben die Linien angelegt, denen alle großen Gerinne folgen. Die Anordnung des Gewässernetzes ist also im allgemeinen gleich alt wie die Entwicklung der Raxlandschaft.

Drei Probleme sind noch zu klären: Wie alt ist die Raxlandschaft? War die Augensteinlandschaft ein Primär- oder ein Endrumpf? Wie hat sich die Augensteinlandschaft schließlich aus jener „tektonischen“ Urlandschaft entwickelt, die nach den letzten Horizontalbewegungen, nach den letzten Deckenschüben vorlag?

Für die Beantwortung der ersten dieser drei Fragen liegt in dem hier behandelten Raum sehr wichtiges Material vor: Wir haben gesehen, daß die „Zerstückelung“ der Raxlandschaft, grob genommen, eine Intensivierung jener älteren Bewegungen war, die zur Ausbildung der Raxlandschaft geführt hatten. Die Zerstückelung und Verbiegung der Raxlandschaft kann nicht später als im Altorton stattgefunden haben, denn tortone Strandablagerungen bedecken ja schon die Steilhänge, die aus den am Rand der Leithabucht entwickelten Bruchrändern entstanden sind. An diesen Brüchen ist die Raxlandschaft zwischen den heutigen Rändern der Leithabucht in die Tiefe gesunken und mit Sedimenten überdeckt worden. Jene Aufwölbungen und Einmuldungen, die vorher die Entwicklung der Raxlandschaft zur Folge gehabt hatten, fallen in dieselbe Zeit wie die Entstehung der ältesten Sedimente in den Randgebieten der Leithabucht. Dazu gehören die Lignite im Triestingtal, die Gainfarner Tegel, die Basalbrekzien

des Gaadner Beckens. Sie sind — mit großer Vorsicht — an das Ende des Helvets zu stellen. Dazu gehören auch die helvetischen Grunder-Schichten in dem kleinen „innerkarpathischen“ Becken von Korneuburg. Man darf in der Beurteilung dieser Vorgänge nicht zu engherzig sein, dazu ist unser gegenwärtiges Wissen noch zu lückenhaft. Man darf auch nicht erwarten, daß aus dieser Zeit überall gleich feine oder gleich grobe Ablagerungen stammen. Wo eine kräftige Aufbiegung der Augensteinlandschaft erfolgte, dort mußten in benachbarten Einmuldungen größere Sedimente entstehen, wo die Verbiegungen geringer waren, konnten feinere Schichten abgesetzt werden. In abgeschlossenen Einmuldungszonen konnten Süßwasserschichten abgelagert werden, in anderen, von denen das Meer Besitz ergriff, marine Sedimente. Auch müssen alle diese Absätze nicht völlig gleichzeitig zur Ablagerung gekommen sein, denn diese erste Phase im gesamten Aufstieg des Alpenkörpers wird sich über eine geraume Zeitspanne erstreckt haben.

So läßt sich nur ziemlich allgemein sagen, daß die Raxlandschaft gegen Ende des Helvets zur Ausbildung gekommen ist. In den Zonen der Aufwölbung wurde die Augensteinrumpffläche zerschnitten, die Einmuldungszonen teilweise von Sedimenten überdeckt, die eben diese Zerschneidung lieferte. Erst mit der später einsetzenden Zerstückelung der Raxlandschaft wurden aus den flachen Mulden von Brüchen und Steilflexuren begrenzte Becken. Diese Zerstückelung führte nördlich des Korneuburger Beckens zu einer völligen Auflösung der Flyschzone in einzelne Horste und das gleiche geschah zwischen den Kleinen Karpathen und dem Leithagebirge. Man wird nicht fehlgehen, wenn man z. B. in der Hochfläche der Leiser Berge oder in jener des Hundsheimer Berges hochgehobene Reste der Raxlandschaft zwischen tief versenkten Krustenteilen sieht.

Schwieriger als diese erste Frage sind lediglich aus dem hier behandelten Raum heraus die beiden letzten Fragen zu beantworten. Wie gelegentlich der Betrachtung der subalpinen Molassezone ausgeführt worden ist, liegt kein Grund vor, die Verschuppungen am Nordrand des Wiener Waldes in eine spätere Zeit als in die Wende Oligozän—Miozän zu stellen. Im Vorland wird andauernd Schlier sedimentiert. Große Höhendifferenzen können also weder hier in der benachbarten Flyschzone, noch in den weiter gebirgseinwärts gelegenen Kalkalpen bestanden haben. Man wird also annehmen müssen, daß zur Zeit, als die Verschuppung Flysch—Molasse stattfand, der Alpenkörper hier im E im allgemeinen tief lag. Immerhin müssen diese letzten Horizontalbewegungen ein „tektonisches“ Relief geschaffen haben, das der Abtragung anheimfiel. Sie hat im Burdigal und wohl auch noch im älteren Helvet angedauert.

Von der Augensteinlandschaft wissen wir nur, daß sie sehr flach war; ob ein Primär- oder Endrumpf, ist direkt nicht zu entscheiden, weil Formen von ihr nicht erhalten sind. Man könnte zunächst annehmen, daß sie ein Primärrumpf mit konsequenter Entwässerung gewesen sei. Es ist aber unmöglich, daß aus Schuppenrändern und überkippten Falten unmittelbar Konvexformen hervorgehen können. Überdies weisen die Verhältnisse am bayrischen Alpenrand und nochweiter im W, auch am Rand der französischen Alpen, darauf hin, daß dort nach der Aufschiebung des Alpenkörpers auf die Molasse zunächst bedeutendere Höhendifferenzen bestanden haben müssen, denn die Basisschichten des Miozäns

sind hier viel größer als am Nordrand der östlichsten Alpen, wo die „tektonische Urlandschaft“, wie erwähnt, keine große Reliefenergie, wohl aber individuelle Formen besessen hat. Da die Raxlandschaft nur aus sehr flachen Formen entstanden sein kann, muß jene Urlandschaft sehr weitgehend eingerumpft worden sein. Das Endergebnis dieses Einrumpfungsvorganges sehen wir eben in der Augensteinlandschaft, die somit als Endrumpf anzusprechen ist.

Anmerkung. Der hier vorliegende 1. Teil der Arbeit ist im Sommer 1933 niedergeschrieben worden. Er ist (von geringfügigen textlichen Änderungen abgesehen) unverändert belassen worden. Lediglich die wenigen vorkommenden Fußnoten mußten später noch hinzugefügt werden.

Schriftenverzeichnis.

1. Penck, A., Die Gipfelflur der Alpen. Sitz.-Ber. d. preuß. Akad. d. Wissensch. 1919, XVII.
2. Lehmann, O., Beiträge zur gesetzmäßigen Erfassung des Formenablaufs bei ständig bewegter Erdrinde und fließendem Wasser. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 1922.
3. Levy, Fr., Die Gipfelflur der Ostalpen. Peterm. Mitt. 1921.
4. Krebs, N., Die Ostalpen und das heutige Österreich. Bd. I.
5. Sölch, J., Das Formenbild der Alpen. Geogr. Zeitschr. 1925.
6. Richter, M., Zum Problem der alpinen Gipfelflur. Zeitschr. f. Geomorphologie IV, 1928/29.
7. Leutelt, R., Die Gipfelflur der Alpen. Geolog. Rundschau, XX, 1929.
8. Richter, M., Die Alpen und ihr Vorland. Aus der Heimat. 44. Jg., 1931.
9. Klebelsberg, R., Die Haupt-Oberflächensysteme der Ostalpen. Verh. d. Geolog. Bundesanst. Wien, 1922.
10. Levy, Fr., Die Entwicklung der Alpen zum Hochgebirge. Geol. Rundschau, 1922.
11. Sölch, J., Geographischer Führer durch Nordtirol. Berlin 1924.
12. Creutzburg, N., Die Formen der Eiszeit im Ankogelgebiet. Ostalp. Formenstudien, 2/I. 1921.
13. Penck, W., Die morphologische Analyse. Geogr. Abh. Berlin, 1924.
14. Derselbe, Die Piedmontflächen des südlichen Schwarzwaldes. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde Berlin, 1925.
15. Davis, W. M., Piedmont benchlands and Primärrümpfe. Bull. of the Geol. Society of America. New York 1932, Vol. 43.
16. Spreitzer, H., Zum Problem der Piedmonttreppe. Mitt. Geogr. Ges. Wien, 1932.
17. Rotter, E., Bericht über die Exkursion des geographischen Seminars der Universität Wien auf die Raxalpe am 29. Juni 1907. Geogr. Jahresber. a. Österr. VII, 1909.
18. Göttinger, G., Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der östlichen Kalkhochalpen. Mitt. Geogr. Ges. 1913.
19. Derselbe, Geomorphologie der Lunzer Seen und ihres Gebietes. Intern. Revue d. ges. Hydrobiol. u. Hydrogr. 1912.
20. Derselbe, Neue Funde von Augensteinen auf den östlichen Kalkhochplateaus. Verh. Geol. R. Anstalt, Wien 1913.
21. Derselbe, Zur Entstehung und Oberflächengestalt der Plateaus der Schnee- und Veitschalm. Urania, VI, Wien, 1913.
22. Derselbe, Die morphologische Entwicklung des Hochplateaus des Dürrensteinstockes. Urania, VII, Wien, 1914.

23. Derselbe, Weitere neue Funde von Augensteinen auf den östlichen Kalkhochalpenplateaus. Verh. Geol. R. A., Wien, 1915.
24. Derselbe, Kleinere Karstgebiete in den Voralpen Niederösterreichs. Kartogr. Zeitschr. V, 1916.
25. Derselbe, Weitere ergänzende Beobachtungen über kleinere Karstgebiete in den Voralpen Niederösterreichs. Kartogr. Zeitschr. VI, 1917.
26. Derselbe, Die Karte der Raxalpe und das morphologische Kartenlesen. Kartogr. Zeitschr. VI, 1917.
27. Derselbe, Zur Erklärung der Oberflächenformen des Raxplateaus. Urania, X, 1917.
28. Winkler, A., Über jungtertiäre Sedimentation und Tektonik am Ostende der Zentralalpen. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, 1914.
29. Baedeker, D., Beiträge zur Morphologie der Gruppe der Schneebergalpen. Geogr. Jahresber. a. Österreich, XII, 1922.
30. Lichtenecker, N., Die Rax. Geogr. Jahresber. a. Österreich, XIII, 1926.
- 30b. Lehmann, O., Das Tote Gebirge als Hochkarst. Mitt. Geogr. Ges. Wien, 1927.
31. Machatschek, Fr., Morphologische Untersuchungen in den Salzburger Kalkalpen. Ostalpine Formenstudien, 1/4, 1922.
32. Lichtenecker, N., Der Kalkalpensüdrand zwischen Großache und Saalach. Unveröffentlichte Dissertation. Wien, Mai 1923.
33. Derselbe, Das Bewegungsbild der Ostalpen. Die Naturwissenschaften, 13. Jg., 1925.
34. Schmidt, W., Zur Oberflächengestaltung Leobens. Sitzber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 1920.
35. Krebs, N., Die Ostalpen und das heutige Österreich, Stuttgart 1928.
36. Lahn, E., Zum geologischen Bau des Rax- und Schnealpengebietes. Mitt. d. Geol. Ges. Wien 1930.
37. Lichtenecker, N., Bemerkungen zu L. Waagens „Tektonik und Hydrologie der Südostecke des Raxgebirges“ usw. Verh. Geol. Bundesanstalt Wien, 1928.
38. Spengler, E., Die Puchberg—Mariazeller-Linie und deren Bedeutung für den Gebirgsbau der östlichen Nordalpen. Jhb. Geol. Bundesanstalt Wien, 1931.
39. Lehmann, O., Morphologische Theorie der Verwitterung von Steinschlagwänden. Vierteljahrsschr. Naturforsch. Ges. Zürich, 78, 1933.
40. Ampferer, O., Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. Denkschr. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. 96. B., 1918.
41. Sölch, J., Das Semmeringproblem. In: Zur Geographie des Wiener Beckens. Heiderich-Festschrift, Wien, 1923.
42. Derselbe, Die Landformung der Steiermark. Graz, 1928.
43. Kober, L., Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. Denkschr. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 88. Bd., 1912.
44. Bobies, C. A., Geologische Studien im Tertiär der Triesting- und Piestingbucht. Akademischer Anzeiger, Wien, Nr. 19. 1928.
45. Büdel, J., Die morphologische Entwicklung des südlichen Wiener Beckens und seiner Umrandung. Berliner Geogr. Arbeiten, Heft 4, 1933.
46. Hassinger, H., Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. Pencks Geogr. Abt., VIII, 1905.
47. Kupper, H., Das Anningergebiet. Verh. d. Geol. Bundesanstalt Wien. 1926.
48. Kober, L., Geologie der Landschaft um Wien. Wien, 1926.
49. Spitz, A., Der Höllensteinzug bei Wien. Mitt. Geol. Ges. Wien, 1910.

50. Derselbe, Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling und Triestingbach. Mitt. Geol. Ges. Wien, 1919.
51. Stur, D., Geologische Spezialkarte der Umgebung von Wien. 1894.
52. Bobies, C. A., Das Gaadener Becken. Mitt. Geol. Ges. Wien, 1926.
53. Götzinger, G., Neue Studien über die Oberflächengestaltung des Wiener Waldes und dessen Untergrund. Mitt. Geogr. Ges. Wien 1933.
54. Derselbe, Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. Pencks Geogr. Abt. IX., 1907.
55. Friedl, K., Stratigraphie und Tektonik der Flyschzone des östlichen Wiener Waldes. Mitt. Geol. Ges. Wien, 1920.
56. Derselbe, Zur Tektonik der Flyschzone des östlichen Wiener Waldes. Mitt. Geol. Ges. Wien, 1930.
57. Trauth, Fr., Geologie der Klippenregion von Ober-St. Veit und des Lainzer Tiergartens. Mitt. Geol. Ges. Wien, 1928.
58. Götzinger, G., Aufnahmsberichte über die Blätter Baden—Neulengbach, Tulln und St. Pölten. Verh. Geol. Bundesanstalt, Wien 1920—1932, davon besonders wichtig:
- 58b. Derselbe, Aufnahmsbericht über die Blätter Baden—Neulengbach und Tulln. Verh. Geol. Bundesanstalt, Wien, 1929.
59. Götzinger, G. und Vettors, Herm., Der Alpenrand zwischen Neulengbach und Kogel. Jhb. Geol. Bundesanstalt Wien, 1923.
60. Götzinger, G., Das Alpenrandprofil von Königstetten. Allg. österr. Chemiker- u. Techniker-Zeitg. 1925, Nr. 16.
61. Keindl, J., Untersuchungen über die tertiären Schotter des westlichen Weinviertels. Mitt. Geogr. Ges. Wien, 1929.
62. Küpper, H., und Bobies, C. A., Zur Kenntnis des Bisamberggebietes. Verh. Geol. Bundesanstalt Wien, 1927.
63. Friedl, K., Über die Gliederung der pannonischen Sedimente des Wiener Beckens. Mitt. Geol. Ges. Wien, 1932.
64. Lichtenecker, N., Österreich. Band Mitteleuropa im Handbuch d. geogr. Wiss., Potsdam, 1933.
65. Schlesinger, G., Ein neuer Fund von *Elephas planifrons* Falc. in Niederösterreich. Jhb. Geol. Reichsanstalt Wien, 1913.
66. Schaffer, Fr. X., Geologie von Wien. 1906.
67. Diwald, K., Die Schräge der Talsohle. Pet. Mitt. 1925.
68. Stiny, J., Zur Kenntnis jugendlicher Krustenbewegungen im Wiener Becken. Jhb. Geol. Bundesanstalt Wien, 1932.
69. Friedl, K., Zur Frage der im Wiener Becken vorhandenen großen Verwerfungen. Mitt. Geol. Ges. Wien, 1930.
70. Petrascheck, W., Der geologische Bau des Wiener Beckens. Berg- und Hüttenmännisches Jhb., 1921/22, H. 4.
71. Stur, D., Zur Trinkwasserfrage von Neunkirchen. Jhb. Geol. Reichsanstalt Wien, 1889.
72. Lichtenecker, N., Die Entwicklung der Leithabucht und ihrer Umrahmung. Vortrag im Geograph. Kolloquium (Geogr. Institut d. Univ. Wien). Jänner 1931.
73. Küpper, H., Zur Auflösung von Morphogenese und Tektonik am Rande des Wiener Beckens. Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I., 1927.
74. Küpper, H., und Bobies, C. A., Das Tertiär am Ostrand des Anninger. Jhb. Geol. Bundesanstalt Wien, 1927.
75. Schaffer, Fr. X., Das inneralpine Becken der Umgebung von Wien. Sammlg. geol. Führer, XII. Berlin 1907.

76. Winkler, A., Über neue Probleme der Tertiärgeologie im Wiener Becken. Centralbl. f. Mineralogie etc., 1928.
77. Roth-Fuchs, G., Erklärende Beschreibung der Formen des Leithagebirges. Geogr. Jahresber. a. Österr., 13. Bd., 1926.
78. Mohr, A., Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone. Mitt. Geol. Ges. Wien 1910.
79. Derselbe, Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl., 1912.
80. Derselbe, Geologie der Wechselbahn. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl., 1913.
81. Petrascheck, W., Kohlengeologie der österr. Teilstaaten. Berg- u. Hüttenmänn. Jhb. 1925, H. 1.
82. Janoschek, R., Die Geschichte des Nordrandes der Landseer Bucht im Jungtertiär. Mitt. Geol. Ges. Wien 1931.
83. Suess, F. E., Grundsätzliches zur Entstehung der Landschaft um Wien. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges., 1929.
84. Winkler-Hermaden, A., Die jungtertiären Ablagerungen am Nordostsporn der Zentralalpen und seinem Südsaum. Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl., Abt. 1, 142. Bd., 1933.
85. Derselbe, Aufschüttung, Abtragung und Landformung am Ostrande der Alpen. Akad. Anzeiger, Akad. d. Wiss. Wien, 1933, Nr. 10.



Bild 1. Die Schollen der Kalkhochalpen nächst dem Südzipfel der Leithabucht, überschaut vom Türkensturz (587 m) östlich der Pitten, in der Bildmitte die Hochfläche des Gahns (900—1300 m), rechts darüber der Hochschneeberg (2075 m), links davon die Rax (2009 m). Ganz links der Zug Kampalm—Drahtkogel (ca. 1400 bis 1550 m), ganz rechts der Gösing (892 m, Hochfläche der Kettenliss). Im Vordergrund die rund 500 m hohen flachen Kuppen der Buckligen Welt über dem Pittental.



Bild 2. Augensteine auf dem Trinksteinboden (Rax, nördlich des Predigtstuhles), ca. 1860 m. Wo der Frost die Rasendecke zerreißt, erscheint terra rossa mit zahlreichen, bis nußgroßen Geröllen. Daneben eckige grobe Kalkscherben.



Bild 3. (Zu S. 16.) Der Bärengraben auf der Rax, überschaut gegen WNW. Im Hintergrund die Berge zwischen Sonnleitstein (1638 m) und Gippel (1667 m).



Bild 4. (Zu S. 17.) Blick vom Kuhschneeberg gegen den Rücken des Klosterwappens (Hochschneeberg, 2075 m). Das gegen den Beschauer geöffnete Tal mündet auf die Hochfläche des Kuhschneebergs.



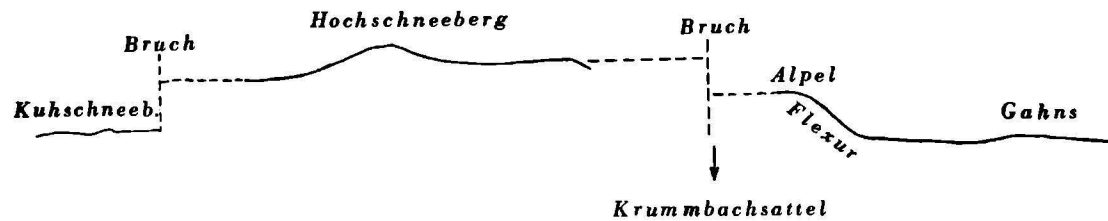
Bild 1. (Zu S. 17.) Blick von der Heukuppe (2009 m) auf die Scheibwaldhöhe (1944 m, Bildmitte). Von der Scholle der Scheibwaldhöhe führt westwärts eine Flexur (linker Bildrand) zum Unteren, bzw. Oberen Scheibwald hinab.



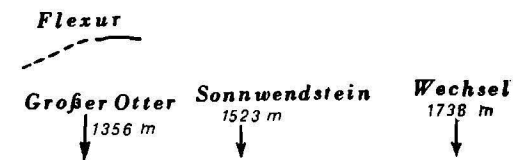
Bild 2. (Zu S. 17.) Blick vom Habsburghaus (Rax) entlang der Flexur, an der die Scheibwaldhöhe gegen W abgebogen ist. Am linken Bildrand ist die bewaldete Scholle des Oberen Scheibwaldes, ca. 1550 m, zu sehen. Rechts ein Graben*, der sich an der Abbiegung entwickelt hat und (als Zikafahner Graben, hier weiterhin nicht sichtbar) an der Scholle des Unteren Scheibwaldes zu Ende geht.



Bild 3. (Zu S. 19.) Die Hochfläche des Hochschneebergs, gegen W überschaut. Der dem Beschauer zugekehrte E-Hang des Rückens Klosterwappen—Kaiserstein (rechts) ist durch Karstformen und Firnerosion versteilt.



Bucklige Welt



(Zu S. 20.) Blick von der Scheibwaldhöhe gegen NE und SE. In der linken Bildhälfte die drei Schollen des Schneebergs, rechts der Grünshacher (östliche Rax), dahinter der Zug Otter—Sonnwendstein, ganz rechts der Wechsel.

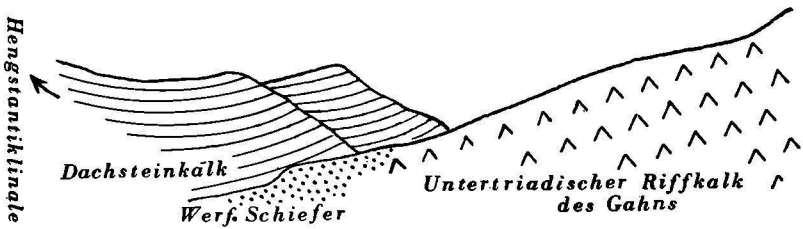


Bild 1. (Zu S. 21.) Die kleine Synklinale, die an die Hengstantiklinale der voralpinen Decke südwärts anschließt, ist an einem Bruch (Rohrbachgraben) gehoben gegenüber den Riffkalkmassen des Gahns, die tektonisch darüber liegen. Im Hintergrund die Hohe Wand.

Fegenberg
↓

Rax

Höllental

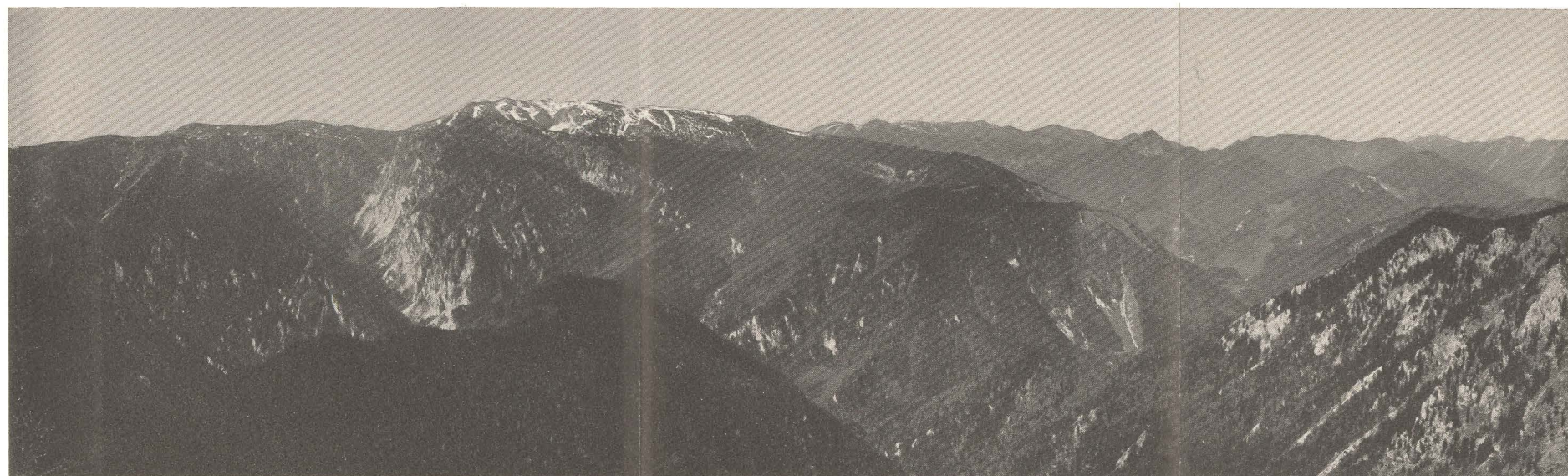
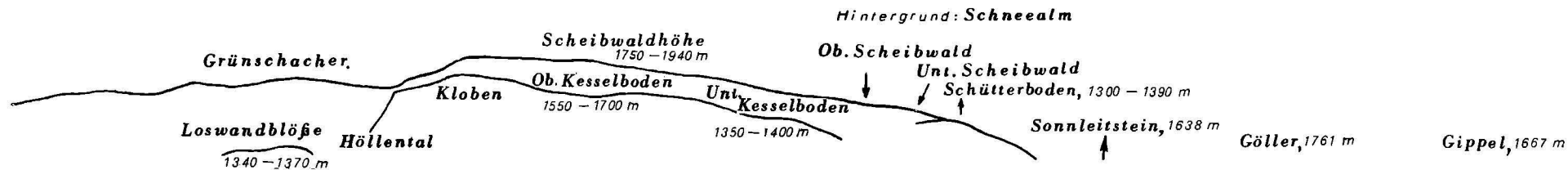
Kuhschneeberg



Bild 2. (Zu S. 21.) Blick vom Wachthüttelkamm über das Schwarzatal (talauf). Terrassen fehlen durchaus.



Bild 3. (Zu S. 26.) Blick vom „Geländ“ über das Becken von Puchberg. Bei *g* Gosaureste über Werfener Schiefer. Im Vordergrund zahlreiche Erdfälle über Gipslinsen. Im Hintergrund der Ostabfall des Hochschneebergs, links davon die Hengstantiklinale.



(Zu S. 21.) Blick vom Kuhschneeberg über den Schwarzadurchbruch hinweg auf die Rax. Unterer Scheibwald, Schütterboden, Unterer Kesselboden und Loswandblöße bezeichnen die tiefste Scholle im W und N der Rax.

	Dürre Wand, 1222 m	
Schober		Dürre Größenberg
1212 m		Leiten 1188 m

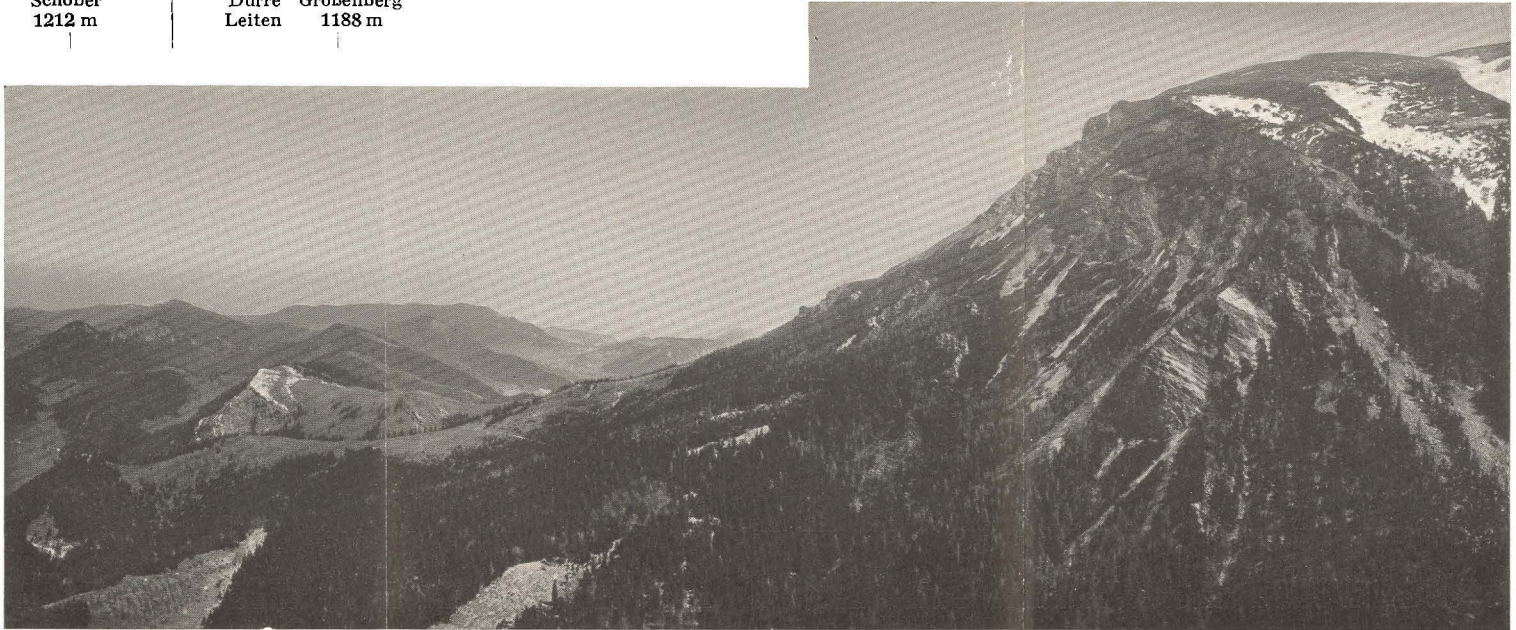


Bild 1. (Zu S. 25.) Blick von der NE-Ecke des Kuschneebergs gegen den Hochschneeberg (rechts) und die ihm im N vorgelagerte Schichtstufenlandschaft, deren Entwicklung durch die Verschuppung der Ötscherdecke bedingt ist.

Prosetbach-
durchbruch
|

Taltorso bei der
„Waldandacht“
|

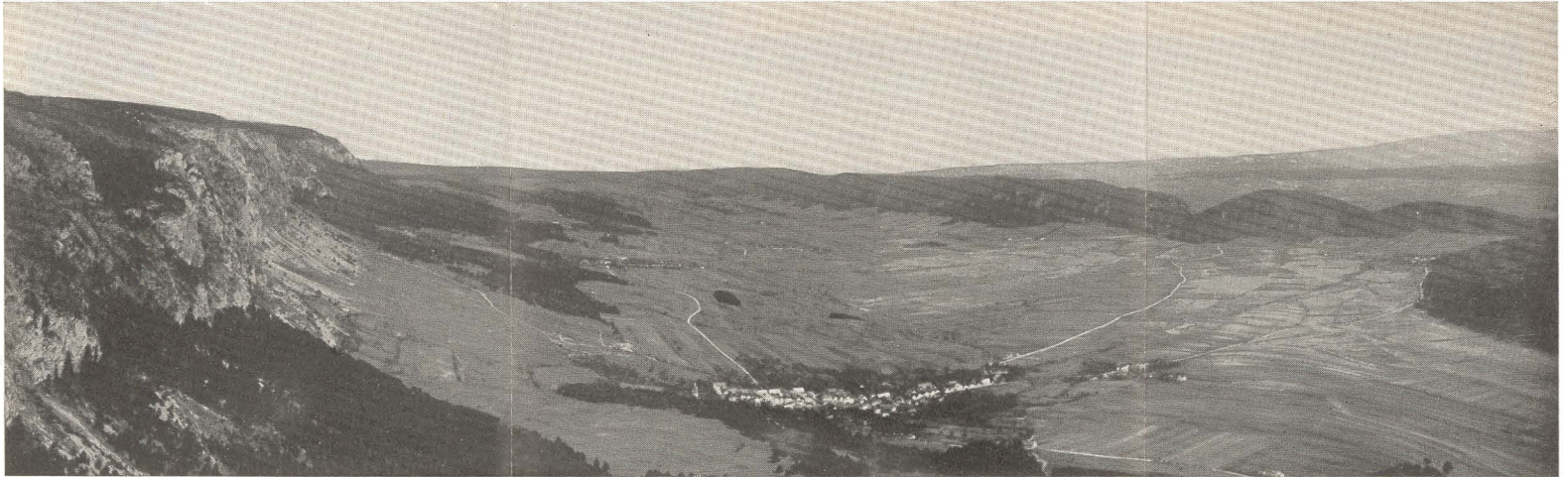


Bild 2. (Zu S. 29 f.) Blick über die Neue Welt; Standpunkt südlich des Gr. Leitergrabens. Links die Hohe Wand, rechts die Fischauer Berge (400—600 m). Im Bereich der Gosauschichten hat intensive Ausräumung die alte Kuppenlandschaft, die auf der Hohen Wand und auf den Fischauer Bergen noch erhalten ist, zerstört.

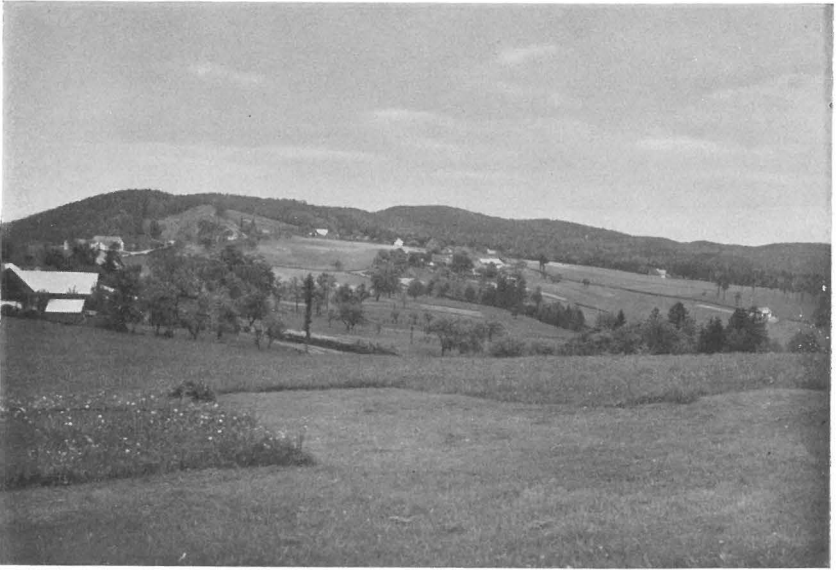


Bild 1. (Zu S. 42 f.) Die Hochfläche auf dem Hochstraßzug, gegen NE überschaut. Links Hochstraß, in der Bildmitte der Jochgrabenberg, 646 m.



Bild 2. (Zu S. 43.) Blick vom Hochstraßzug (Standpunkt südwestlich von Hochstraß) auf die flachen Kuppen des Kohlreitberges (420—510 m); im Hintergrund rechts der Buchberg (464 m) bei Neulengbach.



Bild 3. (Zu S. 64 f.) Blick vom Sonnwendstein über den Kreuzbergzug. Im Hintergrund Gahns und Hochschneeberg, links der Schwarzadurchbruch.



Bild 4. (Zu S. 64 f.) Blick vom Sonnwendstein auf das oberste Fröschnitztal; rechts die Hochfläche auf der Kampalm (1420—1535 m).



Bild 1. (Zu S. 64f.) Blick vom Sonnwendstein auf den Wechsel.



Bild 2. (Zu S. 64f.) Blick vom Türkensturz (587 m) über die flachen Kuppen der Buckligen Welt; im Hintergrund rechts der Wechsel (1738 m).