

Alte und junge Züge im Antlitz der Wiener Landschaft.

Von Dr. Julius Büdel, Berlin.

In einem Rundblick können wir vom Kahlenberg aus die Landschaften überschauen, durch deren nahe Berührung die Lage Wiens ausgezeichnet ist. Stromauf nach W umfaßt der Blick noch den Rand der Böhmisches Masse. Nach N sehen wir die Rücken der Flyschzone sich in karpathischer Richtung durch das Tertiärhügelland des Weinviertels fortsetzen. Fern am östlichen und nordöstlichen Horizont bilden die „Kleinen Karpathen“ eine zweite Brücke zwischen den Kettengebirgen. Den reizvollsten Anblick bildet jedoch die nahe Alpenwelt im S. Hinter den gleichmäßig hohen, weichen Rücken des Wiener Waldes, die sich zunächst nicht über unsern Standort erheben, tauchen die höheren Berggestalten der Kalkvoralpen empor, bald als breite Plateaus, bald als stärker zugeschärfte Kämme. Darüber ragt endlich der Schneeberg mit seinen Steilabstürzen als äußerster Pfeiler der Hochalpen auf.

Nach O bricht diese Bergwelt zur weiten Ebene des Wiener Beckens ab. Zwischen dem Strom, der in weitem Bogen ostwärts zieht, und den Abhängen des Wiener Waldes auf der anderen Seite liegt zu unseren Füßen die Stadt. Darüber schweift der Blick bis zu den niedrigen Erhebungen am Ostrand der Ebene: den Hainburger Bergen, dem Leitha- und dem Rosalingebirge, das als letzter Ausläufer der Zentralalpen schon 70 km von unserem Standort entfernt ist.

Der Gegensatz zwischen dem hohen Gebirge im W und der eintönigen Ebene beherrscht das Bild der engeren Wiener Landschaft. Die nördlichen Kalkalpen treten längs der als Thermenlinie berühmt gewordenen Störung in ihren einzelnen Gliedern mit nahezu unverminderten Höhen an die Ebene heran und werden hier durch einen Steilabfall begrenzt. Die Flucht dieses Abfalles können wir aber vom Kahlenberg aus nur etwa zu einem Drittel überschauen, denn er verläuft bei allgemein NNE—SSW-Richtung in stumpfen Knicken. Auch die Höhe des Abfalles ändert sich nach S zu. Der Boden des Beckens steigt in dieser Richtung von den Stromterrassen bei Wien, die zwischen Höhen von 160 und 260 m verlaufen, allmählich bis auf 400 m an seiner Südspitze bei Pottschach unweit Neunkirchen an. Noch mehr vergrößern sich aber die absoluten Höhen der Randberge. Sie erreichen in der nördlichen Flyschzone nur rund 500 m, in den Kalkvoralpen nördlich der Triesting-

furche bei Vöslau 600—800 m, südlich der Triesting 900—1200 m und endlich in den Kalkhochalpen, die freilich vom Beckenrand etwas zurücktreten, 2000 m. Im ganzen vermehrt sich also auch die relative Höhe des Gebirgsfalles nach S. Diese Tatsache kommt aber im Landschaftsbild wenig zur Geltung, da gleichzeitig die Form des Abfalles von N nach S eine Reihe von Wandlungen erfährt, die weder mit dem tektonischen Großbau des Gebirges noch mit den petrographischen Verhältnissen übereinstimmen¹.

In raschem Anstieg erheben sich die Berge der Sandsteinzone 250—300 m über die Stadt und ihre südlichen Vororte. Ihre Hänge werden dabei von Terrassen gegliedert, die mit tiefer liegenden Strandablagerungen verknüpft und als Brandungsplattformen der jungtertiären Meere und Seen gedeutet wurden, die einst das Wiener Becken überfluteten. Dieselbe Art des Anstieges zeigen bei etwas größeren Höhen die Voralpenberge nördlich der Triestingfurche: Höllensteinzug (645 m), Anninger (674 m) und Hoher Lindkogel (847 m). Der in der Mitte vorspringende Anninger ist dabei durch eine besonders breite und deutliche Strandterrasse gekennzeichnet (Richardshof), die sich an seinem Ostrand fast 10 km weit verfolgen läßt. Ihr steiles Kliff wird durch die Kulturenverteilung besonders betont: bis zu dieser Linie bedecken Weinberge den Hangfuß, darüber folgt der Wald. Von den benachbarten Berggruppen ist der Anningerstock durch Lücken getrennt, in denen nicht nur der Mödlinger Bach und die Schwechat ihren Austritt zur Ebene finden, sondern auch das Tertiär des Beckens tief ins Gebirgsinnere eingreift. Es bildet dort ein niedriges, bergumschlossenes Hügelgelände, das sog. „Gaadener Becken“.

Südlich von Vöslau ändert sich das Bild des Gebirgsabfalles. Die Voralpenberge erreichen hier zwar 900—1200 m Höhe (Mandlinggruppe, Hohe Wand, Dürre Wand), treten aber zunächst fast 10 km weit vom Rand der Ebene zurück. Dazwischen breitet sich ein kaum 500 m hohes Vorland aus. Es besteht aus einem niedrigen Grundgebirgssockel, der noch fast ganz von jungtertiären Ablagerungen, besonders groben fluviatilen Konglomeraten der Triesting und Piesting überdeckt wird. Die beiden Flüsse durchziehen heute in epigenetischen Tälern diese Vorstufe im N und S. Südlich der Piesting schwenkt der Beckenrand nach

¹ Zum Verständnis der Verhältnisse ist die Verwendung folgender Karten nützlich: Österreich. Generalkarte 1:200.000, Blatt Wien. Geologische Karte der Umgebung von Wien (F. E. Sueß 1928, s. Literaturverzeichnis). Geolog. Spezialkarte 1:75.000, Blatt Wiener-Neustadt (Kossmat 1911, s. L.). Morphologische und tertiärgeologische Karte der südlichen Voralpen am Rande des Wiener Beckens (Büdel 1933, s. Lit.).

SW um. Vor den Abstürzen der „Hohen Wand“ verschmälert sich hier diese niedrige Vorzone auf 5 km. Sie entbehrt einer Konglomeratdecke, so daß in den wenig widerständigen Gosauschichten des Untergrundes das Becken der „Neuen Welt“ ausgeräumt wurde, das nur durch eine schmale, längliche Kalkscholle (Emmerbergzug, 600 m) vom Wiener Becken getrennt wird.

Im südlichsten Teil des Gebirgsabfalles tritt endlich wieder eine etwas höhere Kalktafel (Hochland von Schrattenstein, 700—900 m) unmittelbar an den Beckenrand heran. Sie bildet das östlichste niederste Stück einer großen Flächentreppe, die bergwärts über das Plateau des Gahns (1150—1350 m) bis zu der höchstgelegenen Plateaulandschaft des Schneeberges (1800—2000 m) ansteigt. Hier haben wir also mindestens drei Stufen zu überwinden, bis wir vom Becken aus die volle Höhe des Gebirges erstiegen haben. Im Gebiete der „Neuen Welt“ und des Piestingvorlandes sind es deren zwei, während uns nördlich von Vöslau nur ein einziger Steilaufstieg zu den niedrigen Randbergen hinaufführt. Er ist allerdings gelegentlich durch besonders breite Strandterrassen gegliedert.

Alle diese Teile des Gebirges werden in verschiedenen Höhenlagen von Resten flacher Landschaftsformen gekrönt. Sie sind am besten in dem meist schichtunglosen und stark verkarsteten Riffkalk der hochalpinen Fazies erhalten geblieben, der auch noch die niedrigeren Plateaus des Schrattensteiner Hochlandes, der Hohen Wand und der Emmerbergscholle zugehören. Die Formen dieser alten Flachlandschaft sind aber in den verschiedenen Höhen einander sehr ähnlich: sie bildet flache Kuppen, deren konvexe Zurundung nach unten in flachkonkave Mulden ausläuft, die sich gelegentlich noch zu Tälchen zusammenfügen. Göttinger (1913), Bädecker (1922), Brückner (1923) und Lichteneker (1925) haben diesen Landschaftstyp besonders aus dem Gebiet der Schneebergalpen beschrieben; in den Voralpen westlich der oberen Schwarza und Traisen hat ihn zuerst Krebs (1903), später Ampferer (1922) und Spengler (1926) verfolgt. In den Schneebergalpen, ja noch auf dem Gahnsplateau beträgt die Reliefenergie dieser Flachlandsreste rd. 200 m, sie verringert sich in den niedrigen östlichen Plateaus nur wenig und erreicht auf der Hohen Wand immer noch 100—150 m, selbst der Emmerbergzug trägt zwischen 500 und 600 m Höhe noch breite, analog geformte Flächenreste.

In dem nördlich anschließenden Gebiet der voralpinen Decken wechseln geschichtete Kalke in einzelnen Schuppen zunächst bunt mit weniger durchlässigem Gestein ab; die Reste alter Flachlandschaften sind hier daher kleiner, aber — besonders im Dachsteinkalk — gelegentlich dennoch

gut erhalten. Wir finden sie auf den kleinen Plateaus der Mandlinggruppe in derselben Höhe wie auf der Hohen Wand. Aber auch der niedrige Sockel des Piestingvorlandes trägt in 450—580 m Höhe noch ansehnliche Reste einer älteren Flachlandschaft, deren Reliefenergie hinter der der umliegenden Hochplateaus nicht zurücksteht. Sie wird hier streckenweise von den genannten Konglomeraten überlagert, aber ihre höchsten Kuppen durchragen die noch erhaltene Aufschüttungsfläche. Deutliche Reste einer älteren Flachlandschaft trägt der Westteil des Lindkogelmassivs in 600—700 m Höhe, ebenso hoch liegt die ausgedehnte Gipfelfläche des Anninger. Dazwischen finden sich in der südlichen Randzone des Gaadener Beckens breite Abtragungsf lächen in rund 450 m Höhe. Rund 500 m hoch liegen auch in auffallend gleichmäßiger Höhe die Rücken und gelegentlich breiten Riedel der nördlichen Sandsteinzone; Reste von Flachlandschaften hat hier jüngst Göttinger beschrieben (Mitt. Geogr. Ges. Wien 1933, S. 124).

Untersuchen wir nun, wie die einzelnen Landschaftsformen entstanden sind. Zunächst drängt sich uns die Frage nach der Ursache der Höhenunterschiede zwischen den einzelnen Gebirgsteilen auf. Wurden die Altformenreste in verschiedener Höhenlage ausgebildet, oder sind sie nachträglich gestört? Welchen Zeitabschnitten und welchen Vorgängen ist die Erhebung dieser Flachlandsreste und damit die Höhe des Gebirges überhaupt zu danken? Dicht daneben finden wir die Gesteine der Kalkalpen tief versenkt, ihre Existenz im Untergrund des Beckens wird durch das Wiederauftauchen voralpiner Kalkgesteine im Bereich der Kleinen Karpathen nördlich der Porta Hungarica bewiesen. Wieweit haben wir in dem heute sichtbaren Höhengegensatz der Ebene gegenüber dem Gebirge und in dem der einzelnen Gebirgsglieder untereinander das Ergebnis lange zurückreichender Vorgänge oder verhältnismäßig jugendliche Züge im Antlitz der Landschaft zu erblicken?

Solange auch die morphologische Deutung des Landschaftsbildes unter dem Einfluß der tektonischen Ideen von E. Sueß stand, schienen sich alle seine Züge einer einfachen Lösung unterzuordnen. Die Alpen sollen danach ihre Höhe der kreidezeitlich-alttertiären „Auffaltung“ verdanken. In dieses Gebäude brach um die Wende vom tieferen zum höheren Miozän das Becken ein. Es ward nachmals mit den Gewässern des II. Mediterranmeeres, des sarmatischen und des pannonischen Binnen-sees¹ bis zu verschiedenen Höhen erfüllt. Die Schwankungen all dieser

¹ Nach Friedl (1931) u. a. müssen die bisher als „pontische“ Stufe bezeichneten Kongerientegel des Wiener Beckens „pannonische“ Schichten genannt werden, da sie der tiefsten Abteilung des südosteuropäischen Pliozän entsprechen.

Spiegelstände sollten in gleichzeitigen Schwankungen des Weltmeeres begründet liegen. Nach dem Zurückweichen des jüngsten Spiegels blieb das Senkungsfeld in seiner heutigen Gestalt und Sedimentfüllung zurück, nur die heute unter der oberpliozänen Aufschüttungsfläche der Laaerberg-schotter (260 m) gelegenen Teile sollten später ausgeräumt worden sein. Zwischen geologischem Bau und Landschaftsformung schien somit völlige Harmonie zu herrschen, und die ersten morphologischen Ergebnisse H a s s i n g e r s (1905) fügten sich gut in diesen Rahmen. Sie besagten, daß am ganzen Alpenrand des Wiener Beckens zwölf Strandterrassen parallel zu sich selbst und zum Meeresspiegel entlangziehen, die tiefste in 260 m, die höchste in 540 m Höhe. H a s s i n g e r hielt sie für Rückzugsterrassen der jüngsten Beckenüberflutung des pannonischen Sees, denn auf der Richardshofterrasse (340—390 m), der größten dieser Formen, liegen pannonische Sedimente, und im S-Teil des Beckens schienen als Deltas gedeutete Schotterbildungen eine Spiegelhöhe des Sees in 540 m Höhe anzuzeigen. Nur ganz vereinzelt sollten Verbiegungen von höchstens 15 m in den Uferlinien auftreten. H a s s i n g e r wies aber bereits nach, daß die um 450 m angenommene tortonische Strandlinie stärkere Störungen längs des Beckenrandes aufweist. Diese Strandlinie finden wir auch am S- und O-Rand der Böhmisches Masse in stets rund 500 m wieder. Daß diese letztere Tatsache aber nicht durch einen allgemeinen Anstieg des Miozänmeeres, sondern nur durch eine gleichmäßige Hebung des mitteleuropäischen Blockes zwischen Alpen und Sudeten erklärt werden kann, hat A. P e n c k (1906) gezeigt, denn nördlich einer Linie, die vom N-Rand der Deutschen Mittelgebirgsschwelle zu dem der Podolischen Platte zieht, fehlen alle miozänen Meeresablagerungen. Unser südliches Gebiet muß also während der Überflutung tiefer gelegen haben und nachher gehoben worden sein. Mit dem Nachweis dieser allgemeinen Hebung in postmiozäner Zeit waren aber weder die besondere Erhebung der Alpen gegenüber der Hohlform des Beckens noch die Unterschiede der Höhenlage der einzelnen Teile des Randgebirges erklärt.

Offen blieb auch die Frage, ob diese Gesamthebung im ganzen vor oder nach dem Pannon stattfand. Die pannonischen Sedimente reichen nach H a s s i n g e r im Wiener Becken bis 540 m auf, fehlen aber am Ostrand der Böhmisches Masse und liegen auch im innerkarpathischen Becken Südost-Mährens bedeutend tiefer. H a s s i n g e r (1914) erwog dennoch die Möglichkeit, daß hier die höheren pannonischen Schichten nur abgetragen seien. Er fand in der Terrassenfolge am Ostrande des

Sinngemäß wird im folgenden diese neue Bezeichnung auch in die wiedergegebenen Auffassungen älterer Autoren eingesetzt, wo diese nicht wörtlich zitiert sind.

Böhmischen Massivs Ähnlichkeiten mit der des Kalkalpenostrandes im Wiener Becken. Da in dessen S-Teil das Alter auch der höchsten Terrassen durch pannonische Deltabildungen sichergestellt schien, so kam er zur Annahme eines völlig gleichmäßigen Verlaufes auch der pannonischen Uferlinien von Pottschach bis zum mährischen Gesenke. Zur Erklärung ihrer Höhenlage war H a s s i n g e r (1918) geneigt, eher einen selbständigen Anstieg des pannonischen Seespiegels als eine allgemeine postpannonische Landhebung anzunehmen.

Mit der Annahme eines gleichmäßigen Terrassenverlaufes standen die von P e t r a s c h e k (1921) und F r i e d l (1929) im Wiener Becken gewonnenen Ergebnisse in gewissem Widerspruch. Es gelang P e t r a s c h e k, im W-Teil der Ebene parallel zur Thermenlinie eine Verwerfung von über 500 m Sprunghöhe festzustellen, die noch die pannonischen Sedimente bis zu ihrem jüngsten Horizont, den Paludinensanden, mitergriff. Dieser „Bruch von Leopoldsdorf“ liegt bei Wien 12 km vom Gebirgsrand entfernt und nähert sich diesem nach S bis zur Ausmündung des Piestingtales, die Sprunghöhe nimmt dabei allmählich ab. Der westlichen Störungslinie entspricht eine zweite in der Osthälfte des Beckens („Wimpassinger Linie“). Das Beckeninnere bildet demnach geologisch einen spät- und postpannonischen Graben. Zur Zeit der Laaerbergsschotter (Mittel-Oberpliozän) war die Bewegung an den Bruchrändern erloschen, doch konnte S t i n y (1932) in einer schmalen innersten Zone des Beckens noch quartäre Senkungserscheinungen nachweisen.

Es mußte auffallen, daß angesichts so starker spät- und postpannonischer Störungen im Beckeninneren das Randgebirge völlig unbewegt geblieben sein sollte. Durch K ü p p e r und B o b i e s (1926) sowie K ü p p e r (1927) haben die tieferen Terrassen des Beckenrandes, jedoch nur im Gebiete nördlich von Vöslau, eine Neubearbeitung erfahren mit dem Ergebnis, daß hier nur geringfügige Störungen vorliegen, die über das Maß von einigen Zehnern von Metern nicht hinausgehen (vgl. W i n k l e r, 1928). Diese Bewegungen wurden in eine frühpannonische und eine postpannonische Phase eingeteilt; frühpannonisches Alter sollte die stärker gestörte Hauptterrasse zeigen, die uns besonders ausgeprägt am Kahlenberg und in der Richardshofterrasse am Anninger entgegentritt. Die Ergebnisse H a s s i n g e r s blieben somit in wesentlichen Zügen unberührt: einmal in der Tatsache, daß der Beckenrand seine jüngste Formung den Rückzugsterrassen des pannonischen Sees verdankt, und zweitens, daß diese Terrassen bis 260 m herabreichen, während ihre Obergrenze nicht neu bestimmt wurde. Im Gegensatz zu H a s s i n g e r nahm jedoch W i n k l e r (1928) als Ursache der verschieden hohen Spiegel-

stände in tortonischer, sarmatischer und pannonischer Zeit auf- und ab-schwingende Bewegungen des Gebirgsrandes an.

Die von K ü p p e r und B o b i e s angewandten Beweise waren vor allem morphologischer Art: in verschiedener Höhenlage sollte längs des Beckenrandes eine Stufenfolge mit stets denselben Höhenabständen anzutreffen sein. Einen wesentlichen Schritt weiter war anknüpfend an die Ergebnisse P e t r a s c h e k s schon 1926 K o b e r gegangen. Auf Grund verschiedener Anzeichen gelangte er zur Annahme stärkerer postpannonischer Störungen auch im Inneren des Gebirges. Die Reste der Flachlandschaften betrachtete K o b e r als gleichaltrige noch in pannonischer Zeit fortgebildete Formen, die erst nach dem Unterpliozän in einzelnen Schollen bis zu ihrer heutigen Höhe gehoben wurden. In dem ganzen Höhengaufbau des Gebirges läge demnach das Abbild sehr junger tektonischer Bewegungen vor uns.

Mit dieser Auffassung ist aber ein wichtiger Tatsachenverhalt im Wiener Becken schwer in Einklang zu bringen. Bereits die älteren, also die sarmatischen und tortonischen Beckenschichten, gehen nämlich genau längs des heutigen Gebirgsrandes in ufernahe Fazies, in Sande und Konglomerate, die marinen Schichten außerdem in die als „Leithakalk“ berühmt gewordenen Algen- und Korallenriffe über. Alle diese Uferschichten sind stets dem Fuß des steilen Gebirgsabfalles längs einer bereits vor dem Tortonien entstandenen Bruchlinie in tieferer Lage angelagert und machen dabei unzweifelhaft, daß zur Zeit ihrer Bildung bereits höheres Randgebirge, nicht nur die oben geschilderte Flachlandschaft, an der W-Seite über das Becken aufragte. Sie enthalten, insbesondere in den Randbildungen der pannonischen Stufe, reichliches grobes Schottermaterial. Außerdem hat F. E. S u e ß (1929) sehr mit Recht die seit A. P e n c k (1906) fast in Vergessenheit geratene Tatsache neuerlich in Erinnerung gebracht, daß bereits das marine Miozän der II. Mediterranstufe in tiefen Tälern in das Innere des Gebirges eingreift. Die Taltiefe war dabei sogar etwas größer als die heutige. Das Gebirge muß somit damals bereits größere relative Höhen gezeigt haben. F. E. S u e ß schloß daraus, daß die Alpen bereits im Miozän mindestens ihre heutige Höhe besessen haben müßten und seitdem allenfalls erniedrigt und abgetragen, aber keineswegs durch eine nachträgliche Hebung emporgewölbt worden sein könnten. Dieser Einwand wird nicht dadurch hinfällig, daß wir uns mit A. P e n c k zu einer postmiozänen Gesamthebung Mitteleuropas um 500 m bekennen. Unsere Landschaft trüge demnach sehr alte Züge. Am schwierigsten ist mit dieser Anschauung die Tatsache in Einklang zu bringen, daß in den Randbildungen des Wiener Beckens das Auftreten größter

Schotterlagen vom Torton bis zum Pannon immer häufiger wird. Eine Lösung aller dieser Fragen war am ehesten im S-Teil des Beckens zu erwarten, wo die älteren Talsysteme und Reliefgenerationen gut zu verfolgen sind und von mächtigen jungtertiären Ablagerungen überdeckt werden.

Neben den Problemen der Großformen ist aber auch die Frage nach dem Alter und den Ursachen der Terrassierung des Gebirgsrandes im kleinen noch ungeklärt. Die Beweise für einen Anstieg des pannonischen Sees auf 540 m, wie ihn H a s s i n g e r annahm, sind wieder nur im südlichsten Teil des Beckens zu finden, wo allein pannonische Ablagerungen zu so großen Höhen aufreichen. Die Annahme, daß der Gebirgsabfall seine letzte Formung durch Rückzugsterrassen dieses pannonischen Sees erhalten habe, stützte sich allein auf den w a a g r e c h t e n V e r l a u f dieser Terrassen, der gerade durch die Untersuchungen von K ü p p e r und B o b i e s nicht bestätigt wurde. Voraussetzung für die Existenz von pannonischen Rückzugsterrassen bis 250 m herab wäre ferner die Existenz eines noch unter dieses Niveau ausgetieften Seebeckens am Ende des Pannons. Dem widerspricht aber der Verlauf der großen postpannonischen Brüche. Diese sind heute trotz ihrer gewaltigen Sprunghöhen oberflächlich vollkommen eingeebnet. Fast ungestört greifen schon die Laaerbergsschotter darüber hinweg. Zwischen der Ablagerung beider Schichtkomplexe liegt also eine große Abtragungsdiskordanz, auf die W i n k l e r (1928), F. E. S u e ß (1929) und F r i e d l (1932) nachdrücklich hinwiesen. Die Schichtdecke, die dabei in der Randzone des Beckens abgetragen wurde, dürfte mindestens 100—150 m betragen. Daraus ergibt sich aber die bisher nicht gezogene Folgerung, daß gleichzeitig in demselben Raume nicht ein tiefer See vorhanden gewesen sein kann, dessen Brandung bei einem Spiegerrückzug den Gebirgsabfall mit Strandterrassen versehen konnte. Es bleibt somit die Frage, welche a n d e r e n V o r g ä n g e derartige Formen erzeugt haben können.

Auch die obersten Ablagerungen der pannonischen Zeit (Braunkohlen, Paludinensande, Süßwasserkalke) deuten darauf hin, daß der See nicht durch Auslaufen, sondern im wesentlichen durch Zuschüttung und Auffüllung aus dem Wiener Becken verschwand. Wir haben somit das N i v e a u d i e s e r Z u s c h ü t t u n g festzustellen. Kennen wir dieses, so läßt sich darnach die Mächtigkeit der abgetragenen Schichtdecke wenigstens in den Randzonen genau bestimmen. Unterhalb dieses A u f s c h ü t t u n g s n i v e a u s haben wir die jüngsten Züge im Antlitz des Wiener Beckens zu erwarten.

Die Ergebnisse, die ich im südlichen Becken über dessen voreiszeitliche Entwicklung gewann, bilden den Inhalt einer größeren Arbeit

(Büdel 1933) und sollen im folgenden nur kurz angedeutet werden, wobei für die Beweisführung auf jene Arbeit verwiesen werden muß. Darüber hinaus sollen hier die jüngsten morphologischen und tektonischen Vorgänge im Wiener Becken dargestellt werden.

Der erste Einbruch des Beckens zu Beginn des Mittelmiozän führte noch nicht sofort zur Überflutung, sondern zur Bildung eines tiefen Talsystems am Gebirgsrande, das im Piestingvorland weit unter die heutigen Sohlen hinabreicht. Es fand wohl von vornherein eine Hebung des Gebirges gegenüber der Einsenkung des Beckens statt. Während des Tortonien ergriff dann die Senkung auch das Piestingvorland; die Täler wurden vom Meer überflutet und mit feinen, aber teilweise auch groben Schottermassen erfüllt. Diese Tatsache deutet auf eine gleichzeitige Hebung im Gebirgsinnern hin. Die verschütteten „prämarinen“ Täler liegen im Bereich des Vorlandes neben den heutigen. Sie sind im ganzen deutlich nach O schräggestellt und zeigen am W-Rand dieses Gebietes plötzlich ein steiles Ansteigen über die heutigen Talsohlen. Hier muß eine während des Tortonien erfolgte Störung (Bruch oder steile Flexur) das Vorland von der höheren Mandlingscholle trennen. Die tiefe Zertalung der Randgebiete wird somit von einer unmittelbar darauffolgenden Hebung des Gebirgsinnern und einer Absenkung des Vorlandes abgelöst.

Auffallenderweise finden sich jedoch nördlich der Triestingfurche keine Spuren einer so tiefen prämarinen Zertalung, weder am Abfall des Wiener Waldes, noch an dem der Kalkvoralpen. Wohl wurden im Gaadener Becken Schichten der II. Mediterranstufe, die in ein altes Talsystem eingelagert sind, im Bereich eines lokal begrenzten Einbruchsgebietes örtlich tief versenkt, aber am Beckenrand müssen die Ausmündungen dieser alten Täler oberhalb von 350—400 m gelegen haben, d. h. um mindestens 150—200 m höher als in dem nahe benachbarten Piestingvorland. Dieser Unterschied kann nicht ursprünglich vorhanden gewesen sein. Das Piestingvorland ist also auch von den nördlich anschließenden Voralpenstöcken des Lindkogel- und Anningergebietes durch eine Störung getrennt, die jedenfalls längs der geradlinigen Bruchlinien erfolgte, die sich am S-Abfall des Lindkogels im Mesozoikum nachweisen lassen. Daß diese Störungen nicht über das Torton hinaus andauerten, zeigt der Verlauf der marinen Uferlinie, die nördlich und südlich von Vöslau nahezu dieselben Höhen bewahrt. Da das Piestingvorland dabei unter den Meeresspiegel geriet, so ist auch hier eine Absenkung dieser Scholle (und ebenso des Gaadener Beckens) gegenüber den nördlichen Voralpengebie-

ten erwiesen, die wohl gleich der Mandlingscholle eine leichte Heraushebung erfuhren.

Es ergibt sich aber aus diesem Tatbestand eine weitere wichtige Folgerung. Die Uferlinie vom Hochstand des tortonischen Meeres ist im Piestingvorland mehrfach durch deutliche Strandterrassen gekennzeichnet (Pfarrkogel, Steinereben). Sie sind in den Außenabfall der alten Flachlandschaft eingekerbt, die den mesozoischen Sockel des Vorlandes überzieht. Diese Flachlandschaft ist also älter als die II. Mediterranstufe. Das gilt ebenso von den übrigen Flachlandresten, die sich auf der Emmerbergscholle und in höherer Lage in der Mandlinggruppe, dem Lindkogel- und Anningergebiete vorfinden. Machen wir nun die tortonische Störung (150—200 m) zwischen diesen Plateaus und der Scholle des Piestingvorlandes rückgängig, so geraten alle diese Flachlandschaften nahezu in dasselbe Niveau. Es kann daher bei ihrer Formähnlichkeit kein Zweifel bestehen, daß sie einer gemeinschaftlichen vortortonischen Anlage ihre Entstehung verdanken, wobei alle diese Flächen zusammenhängend in geringer Höhe über der Erosionsbasis des Meeresspiegels gelegen haben müssen.

Freilich stellt diese Flachlandschaft selbst ein komplexes Gebilde mit älteren und jüngeren Formteilen dar, so daß wir alle ihre Teile nicht ohne weiteres im strengen Sinne als gleichaltrig bezeichnen können.

Auch die höheren Flachlandreste bis hinauf zum Plateau des Schneeberges müssen durch Störungen in verschiedene Höhenlage gebracht worden sein, denn nirgends sehen wir eines der tiefen Niveaus mit breiten Talsohlen in die höheren Gebiete eingreifen, wie es bei der Anlage von Rumpftreppen der Fall sein müßte. Es gibt hier aber keine Anhaltspunkte, welcher Hebungsbetrag dabei schon im Tortonien erreicht wurde. Die gewaltige Erzeugung von Grottschutt zeigt allein schon für das Pontikum eine Weiterhebung des Gebirges an, und wir werden an mehreren Beispielen zeigen, daß diese an ältere Leitlinien geknüpft war. Gerade die Landschaft des Gebirgsrandes hat aber bereits im Tortonien im großen und ganzen die heutigen Züge in der Verteilung von hoch und tieferhalten.

Die Fortdauer tektonischer Bewegungen wird schon während des Sarmats deutlich. Die marine Strandlinie erfuhr während des Sarmats am S-Rand des Piestingvorlandes eine steile Aufbiegung, die an der Steinereben nahezu 500 m erreicht. Sie wird zeitlich dadurch bestimmt, daß die pannonische Konglomeratoberfläche des Piestingvorlandes nicht davon betroffen wurde. Neben diesen Bewegungen längs der „Küste“ fand gleichzeitig im Sarmat auch eine weitere Hebung des Gebirgsinneren statt, wie

Winkler (1928) durch die bis in die Ödenburger Pforte transportierten Kalkalpen- und Flyschgerölle nachweisen konnte. Der S-Teil des Wiener Beckens lag damals zeitweilig trocken.

Diese Entwicklung setzt sich im Pannon in verstärktem Maße fort. Eine allgemeine Hebung, die die Randgebiete des Beckens mitergriff, führte zu einer neuen Zertalung, die aber im wesentlichen nur die in tortonischer Zeit verschütteten Täler wieder aufdeckte, ohne in das unversehrte Mesozoikum des Gebirgsrandes zurückzuschneiden. Die „vorpontische Erosion“ stellt daher nur eine kurz andauernde Episode dar. Bald aber setzen neue starke tektonische Bewegungen ein. Längs der Bruchlinien vor Leopoldsdorf—Sollenau im W und Wimpassing im O sanken die innersten Beckenteile rasch zur Tiefe. Das Gebirgsinnere erfuhr eine mächtige Hebung, durch die das Piestingvorland einschließlich der vorpontischen Talzüge mit größtem Schottermaterial überdeckt wurde. Diese Zuschüttung war aber auf ein höheres Niveau eingestellt, das nach der bisherigen Anschauung einem Anstieg des pannonischen Seespiegels zugeschrieben werden mußte. Die Verhältnisse des Piestingvorlandes zeigten jedoch (Büdel 1933, S. 42), daß das Piestingvorland von der Absenkung des Beckeninneren in schwächerem Maße mitergriffen wurde und dadurch unter das Niveau der pannonischen Zuschüttung geriet. Die Achse gegenüber dem gehobenen Gebirgsinneren lag wieder an der W-Seite unseres Vorlandes. Jetzt erst wurde die volle Höhe der Mandlinggruppe und der Hohen Wand gegenüber der Vorlandszone erreicht. Diese selbst erfuhr eine weitere Schrägstellung von W nach O, denn das vorpannonische Tal der Piesting zeigt noch ein übersteiles Gefälle von mehr als 20‰.

Die heute zu Konglomeraten verfestigten Aufschüttungsmassen der Piesting und Triesting zeigen aber nur an ihrer Basis (unterhalb 325 m) Deltaschichtung. Die gesamten höheren Teile bestehen aus flachlagernden Schottern. Die Oberfläche der ehemaligen Aufschüttung ist wenigstens im Piestinggebiet noch gut erhalten, sie senkt sich von 540 m an der Spitze des einstigen Schotterkegels auf 420 m an seinem Außenrand ab. Auf dasselbe Niveau sind die gleichaltrigen Aufschüttungsmassen des Johannesbaches, der Schwarza und Pitten im S und ebenso der Schwechat im nördlichen Teil des Beckens eingestellt. Auch sie zeigen in höherer Lage nur flache Schichtlagerung. Gerade im Bereich dieser Aufschüttungsmassen müßten jedoch Deltaschichten erhalten sein, wenn die Voraussetzungen für solche bei der Aufschüttung vorhanden waren. Ihr Fehlen beweist, daß gegen Ende des Pontikums kein tiefer See mehr die Ränder des Wiener Beckens bespülte. Es bestätigt sich also das Ergebnis, das wir oben aus theoretischen Erwägungen

abgeleitet haben. Das ganze Becken war vielmehr nahezu bis zu einem Niveau von 420 m mit Sedimenten ausgefüllt, deren Ablagerung mit der fortdauernden Einsenkung des Beckens Schritt zu halten vermochte. Lediglich eine ganz flache Wasserbedeckung kann in den inneren und nördlichen Beckenteilen noch vorhanden gewesen sein. Wir finden ihre Spuren in den jüngsten pannonischen Schichten der Paludinensande und der zugehörigen Süßwasserkalke und Uferbreccien. In ihrem Niveau ist am Anninger eine Strandkerbe vom Hochstand des pannonischen Sees in 470 m Höhe erhalten. Es dürfte hier (K ü p p e r, 1922) noch postpannonisch eine besondere Heraushebung des Anningergebietes gegenüber dem nördlichen und südlichen Beckenrand stattgefunden haben. Wahrscheinlich ist daher auch der größere Teil des Donauschotterkegels im Waldviertel trotz seiner geringeren Höhe (Unterrand 340 m) demselben Zeitraum zuzurechnen.

An den Rändern der Schotterkegel, die sich zu dem Niveau der höchsten pannonischen Aufschüttung aus allen Tälern der Gebirgsumrandung herabsenken, griff die laterale Erosion mehrfach auch auf das anstehende feste Gestein über und bildete hier randliche Erosionskerben. Wo das Niveau, in dem diese Seitennagung stattfand, in der Höhe ungefähr mit einer älteren Flachlandschaft zusammenfiel, wurde diese umgestaltet: höhere Kuppen wurden randlich angekerbt oder völlig eingeebnet, so daß eine Ausgleichsfläche im Niveau der pannonischen Aufschüttung entstand. Eine solche ist in den niedrigen Flächen am S-Rand des Gaadener Beckens (Mitterbergplateau) und ebenso in der Triestingfurche ausgeprägt. Dort setzen sich im Bereich eines niedrigen Hinterlandes pannonische Abtragungsformen noch weiter ins Gebirgssinnere fort, während sie im Piestingtal nur als schmale Reste von Talterrassen ihre Fortsetzung finden.

Während des Pannonis wurde somit die Höhe der einzelnen Schollen des Gebirges gegenüber dem Becken weiter vergrößert und die tiefsten Flachlandreste durch Lateralerosion im Niveau der pannonischen Schotterkegel z. T. eingeebnet. Diese Randzuschüttung ist der wichtigste Zug, den unsere Landschaft dem pannonischen Zeitalter verdankt. Sie ist heute noch in ausgedehnten Resten erhalten. Die gewaltige Bruchabsenkung des Beckeninneren trat morphologisch nie in Erscheinung, weil sie durch die Sedimentation ausgeglichen wurde. Sie ist zudem heute durch spätere Abtragung völlig eingeebnet.

Der gesamte Formenschatz des Wiener Beckens unterhalb der pannonischen Aufschüttungsfläche in rund 350—420 m Höhe ist nicht auf Absenkung, sondern auf einen postpannonischen Ausräumungsvorgang

zurückzuführen. Da am Ende des Pannons kein tiefes Seebecken mehr vorhanden war, so kann hierbei nur fluviale Erosion und Denudation wirksam gewesen sein.

Die Ursache dieser Ausräumung war eine allgemeine Hebung, die mit dem Ende des Pannons das Gebiet der Wiener Landschaft einschließlich des Beckens selbst ergriff. Wie zur Zeit der vorpontischen Erosion wurden die feinen Tegel des Beckeninneren am stärksten und vollständigsten ausgeräumt und blieben nur da erhalten, wo sie im Verlauf der Tieferlegung der Erosionsbasis durch eine Flußschotterdecke überlagert und geschützt wurden wie südlich der Donau im Gebiet der höherpliozänen Schotterplatten. Die härteren Uferschichten blieben von der Abtragung ebenfalls weitgehend verschont und schützten, wie am Eichkogel, die unterlagernden Tegel vor der Abtragung, wie schon Winkler (1928) und F. E. Sueß (1931) an dieser Stelle betonten. Die jungen Absenkungen aus spät- und postpannonischer Zeit, die von Küpper und Bobies (1927) gerade am N-Rand des Eichkogels nachgewiesen wurden, widersprechen so wenig wie die großen eingeebneten Bruohlinien im Beckeninneren der Tatsache, daß die heutigen Beckenformen durch Ausräumung geschaffen sind. Dadurch ist auch erst der alte Steilabfall der Thermenlinie an vielen Punkten des Beckenrandes wieder aufgedeckt worden. Gerade am Eichkogel und ebenso im Piestingvorland ist er aber stellenweise noch durch Randsedimente verhüllt. Die postpontische Exhumierung des Gebirgsrandes hat endlich auch die großen Strandterrassen wieder bloßgelegt, die vor der pontischen Zuschüttung gebildet wurden. Hierzu gehört die marine Terrasse von Enzesfeld und die „Großform“ an der Ostseite des Anninger. Die letztere war schon im Tortonien angelegt und erhielt ihre heutige Form beim Rückzug des Tortonmeeres oder während des tieferen Pannons, dessen Schichten auf ihr ruhen.

Die größten der Terrassen Hassingers sind also wiederaufgedeckte ältere Formen; kleine Formen mögen gelegentlich auch dem Hochstand des pannonischen Sees entstammen. Gering ist die Rolle der „pontischen Rückzugsterrassen“. Sicher fehlen sie südlich von Mödling, aber auch weiter nördlich und im Leithagebirge ist ihr Vorhandensein nirgends erwiesen. Was bisher dafür gehalten wurde, sind Formen verschiedener Herkunft. So handelt es sich in den Konglomeraten des Piestingvorlandes um Stufen, die durch verschiedene Widerständigkeit in den flachlagernden Tertiärschichten erzeugt wurden. Ähnliches darf nach den Schilderungen von Roth-Fuchs (1926) im Lithothamnienkalk des Leithagebirges vermutet werden; z. T.

liegen auch, besonders in den höheren Formen, ältere Flächen subärischer Entstehung vor wie am Lusthausboden bei Vöslau und auf den Plateaus des Piestingvorlandes sowie dem des Kleinen Anninger. Vor allem aber wird unser Ergebnis dadurch bestätigt, daß an keiner Stelle im Gesamtbereich des Wiener Beckens tiefere Spiegelstände des pannonischen Sees durch irgendwelche Uferschichten oder Deltaablagerungen in den angenommenen Niveaus nachgewiesen werden konnten. Ja selbst die morphologische Erscheinungsform der hier vorkommenden Hangabflachungen zeigt nicht den ursprünglich angenommenen horizontalen Verlauf, wie Küpper und Bobies zeigen konnten (a. a. O.), und auch die Übereinstimmung der Terrassenabstände war zum Teil nur durch die Annahme eines höchst verwickelten Systems postpontischer Störungen zu erreichen, wofür nur spärliche geologische Hinweise vorliegen.

Dennoch läßt sich eine Differenzierung des allgemeinen Hebungsvorganges in postpannonischer Zeit für unser Gebiet nachweisen, dergestalt, daß das Gebirgsinnere gegenüber dem Becken eine stärkere Heraushebung erfuhr. Wir konnten sie aus dem Verlauf der Terrassen erschließen, die im Piestingtal auf das Niveau des großen pannonischen Schotterkegels auslaufen. Sie erfahren talaufwärts gegen das Pernitzer Becken hin eine Absenkung; hier liegt also noch im Gebirgsinneren ein Gebiet relativer Einsenkung vor, während die Mandlinggruppe eine besonders kräftige Heraushebung erfuhr.

Während des Eiszeitalters wurde die fortdauernde Abtragung des Beckeninneren durch die Aufschüttung gewaltiger Flußschotterkegel unterbrochen. Die größten stammen von der Schwarza und Piesting. Die von ihnen bedeckte Fläche umfaßt im ganzen über 150 qkm und nimmt als „Steinfeld“ den ganzen S-Teil des Beckens ein.

Diese großen Schotterkegel wurzeln nicht an Endmoränen, sie sind nicht glazigener Herkunft. Die eiszeitlichen Gletscher des Schwarzagebietes waren zwei kleine ganz untergeordnete Gebilde, die an den Plateaubstürzen von Schneeberg und Rax kaum Entfaltungsmöglichkeiten besaßen; der eine, größere, lag im großen Höllental, der zweite, ein winziger Kargletscher, erfüllte die große Bockgrube. Von dorthier können unmöglich die gewaltigen Schottermassen des eiszeitlichen Schwarzschotterkegels stammen, der überdies auch einen ansehnlichen Prozentsatz zentralalpiner Gerölle enthält. Der eiszeitliche Schotterkegel der Piesting, in deren Einzugsgebiet überhaupt keine Gletscherspuren vorhanden sind, ist dabei noch größer als der der Schwarza. Es müssen also anderweitige klimatische Veränderungen, die das Eiszeitalter auch außerhalb der verglet-

scherten Gebiete mit sich brachte, die Bereitstellung dieser umfangreichen Schottermassen verursacht haben.

Bisher war aus dem Wiener Becken nur eine eiszeitliche Aufschüttungsperiode bekannt geworden. In der Tat erscheinen die großen Schotterkegel des „Steinfeldes“ als völlig einheitlich aufgebaute Gebilde. Auf der Karte 1 : 25.000 zeigen die Isohypsen auf den beiden Hauptschotterkegeln einen ganz gleichmäßigen, abwärts ausgebogenen Verlauf und bilden an der Nahtlinie, der die „warme Fische“ folgt, einen einspringenden Winkel, wobei sich zwischen beiden noch ein schmaler dritter Schotterkegel heraushebt, der sich aus der Gegend von Würflach und Willendorf am Außenrand der Emmerbergscholle zur Fische hin abdacht. Nach NO zu verschmelzen diese drei Schotterkegel und dünnen allmählich über der Abtragungsfläche der unterlagernden Tegel aus, die sie im mittleren „nassen“ Teil der Ebene nur noch mit einer geringmächtigen Schotterschicht bedecken. Im Bereich der höheren pliozänen Schotterplatten verschmälert sich diese Zone trichterförmig zum Tal der Fische. In einen ähnlichen Taltrichter an der unteren Schwechat münden die kleineren Eiszeitschotterkegel von Triesting, Schwechat, Einöde, Mödling und Liesingbach aus.

Die vereinigten Schotterebenen senken sich an der Schwechat mit sanftkonkavem Gefälle zum Niveau der u n t e r s t e n eiszeitlichen Donau-terrasse herab. Ebenso deutet auch der Verwitterungszustand aller dieser Aufschüttungsmassen eindeutig auf ihre Natur als Niederterrassenfelder hin. Die Bodendecke beträgt stets nur 15—20 cm, so daß der Pflug überall den Schotteruntergrund aufreißt. Die Äcker des Steinfeldes sind mit Geröll dicht besät.

Das Fehlen älterer eiszeitlicher Schotterablagerungen hat H a s s i n g e r (1904, 1918) veranlaßt, sie u n t e r dem Niederterrassenfeld zu vermuten. Er kam so zur Vorstellung einer dauernden jungen Nachsenkung gerade im südlichsten, gebirgsnahen Teile des Beckens. Es muß aber dann folgerichtig auch überall im Bereich der kleinen Schotterkegel am W-Rande des Beckens ein Senkungsgebiet angenommen werden, da wir auch dort nur Niederterrassenschotter an der Oberfläche finden. Demgegenüber konnte S t i n y (1932) südlich der Donau nur einen schmalen Senkungstreifen im Inneren des Beckens (Mätterndorf an der Fische) für das Eiszeitalter nachweisen.

Meine Untersuchungen haben nun an der Ausmündung des Triesting- und des Piestingtales zur Entdeckung von je zwei höheren Diluvialterrassen geführt, die deutlich gegenüber dem Niederterrassenfeld als ä l t e r e Bildungen charakterisiert sind (vgl. B ü d e l 1933, Karten- und Profiltafel). An der Triesting sind beide Stufen am besten entwickelt. Die

tiefere bildet am „Wagram“ nördlich von Leobersdorf einen 10 m hohen Steilrand über der Niederterrasse, dessen Höhe sich nach O langsam verringert, um unmittelbar östlich des Bahnhofes Leobersdorf nach $1\frac{1}{2}$ km im Niveau der Niederterrasse zu enden. Die Schotter zeigen denselben Habitus wie die Niederterrassenschotter, tragen aber durchwegs eine Verwitterungskrume von fast doppelter Mächtigkeit (30 cm). Nach W setzt sich diese Terrasse als Erosionsform noch ein Stück fort und greift diskordant auf tertiäre Triestingkonglomerate über. Diese werden nordwärts von Tegeln überlagert, die von der höheren Terrasse des Lindenberges (300 m, 32 m über der Niederterrasse der Triesting) gekappt werden. In der Ziegelei am „Wagram“ sind auf der Höhe dieser Terrasse diskordant über den Tegeln abermals lockere Schotter in einer Mächtigkeit von 2 m erschlossen, die im Habitus auch im großen und ganzen mit dem Niederterrassenschotter übereinstimmen, wenn sie auch etwas reicher an groben Geröllen sind. Ohne Zweifel handelt es sich auch hier um eiszeitliche Schotter. Die Verwitterungsdecke ist hier 35 cm mächtig, darunter folgt eine deutliche, 60 cm mächtige Bleichzone und endlich fuchsrot gefärbte, mehr oder minder stark verfestigte Schotter. Diese Terrasse ist auf der südlichen Talseite der Triesting in weit größerer Ausdehnung erhalten geblieben. Sie bildet hier eine schmale Schotterzunge zwischen den Niederterrassenfeldern der Triesting und Piesting, die sich von Enzesfeld bis zum Schönauer Teich volle 5 km weit in das Becken hineinreckt. Die Oberfläche dieser Terrasse liegt unmittelbar östlich von Enzesfeld wieder in 300 m Höhe, die Schotter erreichen aber dort die Mächtigkeit von 3—5 m. Sie sind in zahlreichen Aufschlüssen mit einer 30—40 cm mächtigen Verwitterungsdecke erschlossen und greifen zunächst über marines Konglomerat, weiter ostwärts über pannonische Tegel hinweg, die den Sockel der Terrasse bilden. Die Terrasse senkt sich gleichfalls rasch nach O und liegt am Schönauer Teich nur noch 7 m über der Niederterrasse. Sie ist hier gegen eine noch niedrigere Terrasse abgesetzt, die sich nur noch 3 m über die Niederterrasse erhebt, aber ebenfalls noch einen Tertiärsockel überdeckt. Sie entspricht der Terrasse am „Wagram“ im N und setzt sich noch $1\frac{1}{2}$ km nordöstlich des Schönauer Teiches als schmale Schotterzunge in das Becken hinein fort, um dann zum Niveau der Niederterrasse hinabzusinken¹. Mit dem tiefer verwitterten Boden dieser höheren Schotterzungen schiebt sich, genau mit ihren Umrissen übereinstimmend, der sonst auf den Gebigsabfall beschränkte Weinbau weit in die Ebene hinaus.

In kleinerem Umfang und geringerer relativer Höhe, aber mit ganz

¹ Das Ende dieser Terrasse liegt etwa 1 km NNW der Pulverfabrik Blumau.

entsprechenden Eigenschaften sind zwei höhere Eiszeiterrassen auch am Talausgang der Piesting entwickelt. Die ältere Terrasse überzieht im wesentlichen als Erosionsform den pannonischen Konglomeratvorsprung, auf dem sich die Kirche von Steinabrückl erhebt, und säumt von da in rund 1 km Breite die Stirn des Piestingvorlandes nordwärts bis Lindabrunn, wobei sich nur an einer Stelle (südlich Hölles) die zugehörigen Schotter erhalten haben. Sie wird ihrerseits an ihrem Ostrand von der Niederterrasse der Piesting unterschritten. Die mittlere Terrasse bildet südlich der Piesting zwischen Steinabrückl und Feuerwerkseanstalt Wöllersdorf ein kleines dreieckiges Feld, das sich ostwärts zur Niederterrasse senkt.

Mit den Tertiärsockeln, denen die höheren Terrassenschotter aufsitzen, vor allem aber mit ihrer viel mächtigeren Verwitterungsdecke zeigen diese Stufen an, daß sie nicht aus dem Körper einer einzigen Aufschüttung, etwa der Niederterrasse, herausgeschnitten sind, sondern daß sie verschiedenen Abschnitten des Eiszeitalters angehören. Vermutlich ist die mittlere Terrasse der Hochterrasse, die älteste Terrasse aber dem älteren oder jüngeren Deckenschotter gleichzusetzen.

Als Ursache der wiederholten Aufschüttungen kann hier nur das mehrfach wieder einsetzende kalte Klima der Eiszeiten angenommen werden, das die Höhengrenzen der Vegetation im Gebirge herabdrückte und damit die einer stärkeren mechanischen Abtragung ausgesetzten Hangflächen vermehrte. Das Hinabtauchen der älteren Schwemmkegel unter die Niederterrasse könnte nach dem Versuch Stinys (Centralbl. f. Min. etc. 1933, S. 203) gleichfalls aus dem Wechsel zwischen glazialer Aufschüttung und interglazialer Eintiefung erklärt werden. Lassen sich die Gefällsverhältnisse mit einer solchen Deutung in Einklang bringen? Die Niederterrassenfächer zeigen im Mittel 3—4, im Höchstfall 5‰ Gefälle. Die Mittelterrasse besitzt dagegen an der Triesting 7—8, die älteste gar 9‰. Bei gleichem Gefälle, talauf fortgesetzt, würde die älteste Terrasse schon bei Berndorf 60 m über dem heutigen Talboden zu liegen kommen. Ein so steiles Gefälle können die älteren Terrassen bei ihrer Aufschüttung nicht besessen haben. Sie müssen nachträglich am Gebirgsrand tektonisch aufgebogen worden sein. Hassinger hat nun 1918 klar gezeigt, daß die Aufschüttung des Steinfeldes unabhängig von der Erosionsbasis des Donauspiegels erfolgte. Die Eiszeiterrassen liegen dort wieder in normaler Folge übereinander. Dies zeigt, daß auch das Wiener Becken im Ganzen während des Quartärs dem Gebiet der Hebung angehörte und nur gegenüber der stärkeren Hebung des Gebirges selbst zurückblieb.

Wir kommen zu folgenden allgemeinen Erkenntnissen. Die Hebung der Altlandschaft und die Einsenkung des Beckens, die zu wechselnden

Transgressionen führte, beginnen im Untermiozän. Die Randzone der Thermalalpen wurde jedoch zeitweise von der Senkung mitergriffen und zeigt heute zwei tiefverschüttete ältere Talgenerationen. Diese sind gebirgseinwärts steil aufgebogen; sie widersprechen einer jungen Hebung der Nordostalpen keineswegs, sondern beweisen sie. Im Pliozän geht die Alpenhebung weit über die der europäischen Mittelgebirge hinaus und läßt sich hier, wie am Südalpenfuß, bis an die Schwelle der geologischen Gegenwart nachweisen. Auch das Becken wurde seit dem Altpliozän in die Hebung einbezogen.

Literatur.

- Ampferer, O., 1922, Über morphologische Arbeitsmethoden. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. 72. Wien 1922.
- Baedecker, D., 1922, Beiträge zur Morphologie der Gruppe der Schneebergalpen. Geogr. Jahresber. aus Österreich XII, Wien 1922.
- Büdel, J., 1933, Morphologische Entwicklung des südlichen Wiener Beckens und seiner Umrandung. Berliner Geographische Arbeiten, Heft 4, 1933.
- Brückner, E., 1923, Alte Züge im Landschaftsbild der Ostalpen. Ztschr. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1923.
- Göttinger, G., 1913, Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der östlichen Kalkalpen. Mitt. Geogr. Ges. Wien 1913.
- Friedl, K., 1932, Über die Gliederung der pannonischen Sedimente im Wiener Becken. Mitt. Geolog. Ges. Wien XXIV, 1932.
- Hassinger, H., 1905, Geomorphologische Studien im inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. A. Pencks Geogr. Abh. VIII/3, 1905.
- Hassinger, H., 1914, Die mährische Pforte und ihre benachbarten Landschaften. Abhand. d. Geogr. Ges. Wien IX, 1914.
- Hassinger, H., 1918, Beiträge zur Physiographie des inneralpinen Wiener Beckens. Penck-Festband, Stuttgart 1918.
- Krebs, N., 1903, Die nördlichen Alpen zwischen Enns, Traisen und Mürz. A. Pencks Geogr. Abh. VIII/2, Leipzig 1903.
- Kober, L., 1926, Geologie der Landschaft um Wien. J. Springer, Wien 1926.
- Küpper H. und Bobies C. A., 1927, Das Tertiär am Ostrand des Anninger. Jahrb. Geol. Bundesanst. 77. Wien 1927.
- Küpper, H., 1928, Zur Auflösung von Morphogenese und Tektonik am Rande des Wiener Beckens. Sitz.-Ber. der Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. 136. Wien 1927.
- Lichtenecker, N., 1925, Das Bewegungsbild der Ostalpen. Die Naturwissenschaften 13, 1925.
- Penck, A., 1906, Beobachtung als Grundlage der Geographie. Borntraeger, Berlin 1906.
- Spengler, E., 1926, Die tertiären und quartären Ablagerungen des Hochschwabgebietes und deren Beziehungen zur Morphologie. Ztschr. f. Geomorph. II. 1926.
- Sueß, F. E., 1929, Grundsätzliches zur Entstehung der Landschaft von Wien. Ztschr. d. Deutsch. Geolog. Gesellschaft 81. Bd. 1929.
- Winkler, A., 1928, Über neue Probleme der Tertiärgeologie im Wiener Becken. Zentralbl. f. Mineralogie, Geol. u. Paläontol. Abt. B. 1928.