

Zur morphologischen Entwicklung der Alpen Niederösterreichs.¹

Von Fritz Machatschek.

Physiogeographisch betrachtet ist unser Land ein verkleinertes Abbild des alpin-danubischen Mitteleuropa. In seinen Grenzen vereinigt es Stücke aller natürlichen Provinzen dieser Großlandschaft und verknüpft sie durch den Donaustrom zu einer landeskundlichen Einheit. Der Nordwesten des Landes, das Waldviertel, ist ein Teil des Böhmisches Massivs und damit der mitteldeutschen Gebirgsschwelle, eine jung gehobene und kräftig zertalte kristallinische Rumpflandschaft, von der die Durchbruchsstrecken der Donau einzelne Sporne abschneiden. Den Süden des Landes durchziehen die östlichen Glieder der Nordalpen in deutlicher Zonengliederung; ihre nördlichen Ketten enden mit scharfen jungen Bruchstufen an der Wiener Thermenlinie. Zwischen diese beiden gegensätzlichen Landschaften schaltet sich als eine Zone aussetzender Gebirgsbildung das österreichische Alpenvorland ein, das östlich von Amstetten seine größte Verengung erfährt, sich zum Tullner Becken weitert und angesichts des Donaudruchbruchs von Klosterneuburg zu Ende geht. Von Osten her stülpt sich als eine Bucht des pannonischen Senkungsfeldes das Wiener Becken ein und breitet sich als das jüngste Glied im Aufbau des Landes über der abgesunkenen alpinkarpatischen Gebirgsbrücke aus. Die Donau zerlegt es in das noch ganz zwischen alpinen Zügen gelegene inneralpine und das außeralpine Becken, in dem ein flachwelliges, von Gebirgsresten durchzogenes Tertiärhügelland als Weinviertel sich deutlich vom ebenen Schotterfeld der Marchebene abhebt. In allen diesen Landschaften hat die geologisch-morphologische Forschung der letzten Jahre, aufbauend auf den klassischen Studien von E. Sueß, R. Hoernes, V. Uhlig, A. Penck und ihrer Schüler, neue Ergebnisse gezeitigt, die auch für die landeskundliche Betrachtung eine wertvolle Grundlage bieten. Über einige dieser Untersuchungen, nämlich die auf den Alpenanteil Niederösterreichs bezüglichen, sei hier kurz berichtet.

Wir beginnen im Süden des Landes, wo in der Umgebung des uralten österreichisch-steirischen Grenzpasses, des Semmering, zwischen dem prachtvollen Steilabfall der Kalkhochalpenzone und den

¹ Nach einem im Verein für Landeskunde von Niederösterreich am 12. Jänner 1929 gehaltenen Vortrag.

Ausläufern der kristallinen Zone sich das schmale Band der hier zu Ende gehenden Grauwackenzone einschaltet. Karbonische Schiefer, Grauwacken und Sandsteine, Quarzporphyre, endlich triassische Kalke und Dolomite in einer von der benachbarten hochalpinen ganz abweichenden Entwicklung setzen diesen merkwürdigen Streifen relativ tief gelegenen Landes zusammen, in dem L. Kober gegenwärtig geneigt ist, ein Fenster des helvetischen Untergrundes zu sehen, allerdings schon mit starker Annäherung an die karpatische Triasfazies, das sich zwischen der Wechsel- und der Kalkhochalpendecke des ostalpinen Deckenhaufens öffnet. Entscheidend für das morphologische Verständnis wurde die Erkenntnis einerseits von Resten alter Landformen, anderseits von jungen Krustenbewegungen. Erstere treten uns sowohl in den welligen Gneishochflächen des Wechsel als auch im triassischen Riffkalk der Schneeberg-Rax-Gruppe als Kuppenlandschaft mit einer Reliefenergie von einigen hundert Metern, endlich auch im Bereich der Semmeringfurche selbst in Höhen von über 1000 m entgegen und stehen in auffälligem Gegensatz zu den oft messerscharf in sie eingeschnittenen jungen Gräben und Engtälern, die sich aus dem benachbarten Senkungsfeld des Wiener Beckens in die Randzone des Gebirges eindringen. Diese alten Formen sind es auch, die der Ausgangspunkt für die moderne morphologische Betrachtungsweise der Entwicklung der Ostalpen überhaupt geworden sind. Vor mehr als 20 Jahren erkannte als erster Ed. Brückner auf der Raxalpe die Reste einer alten, sehr schwach reliefierten Gebirgsoberfläche, die unabhängig vom Schichtbau ist und durch spätere Krustenbewegungen zur heutigen Höhe gehoben, aber zugleich durch Brüche in einzelne, verschieden hochgelegene Schollen zerlegt wurde; sein Schüler N. Lichtenegger hat nach diesem besonders schön entwickelten und von ihm eingehend studierten Beispiel dieses Oberflächensystem, das in allen den großen Kalkstöcken der nördlichen Ostalpen wiederkehrt, als Raxlandschaft bezeichnet. Es versetzt uns in jene Zeit, da unsere Alpen noch kein Hochgebirge, sondern eine einfache Mittelgebirgslandschaft mit flachen Kuppen und breiten Tälern darstellten, die sich mit noch geringerem Relief nach Norden in die Voralpenzone fortsetzte; aus dieser hat zuerst N. Krebs (1903) das Auftreten kleiner, gleichfalls nicht durch den Schichtbau bedingter, sondern auch steil aufgerichtete Schichten durchschneidender Plateauflächen beschrieben und als Altformen gedeutet. Noch länger bekannt aber sind von den Plateaus der Hochalpenzone, von Rax und Schneeberg, von der Schneealpe und letzthin auch noch von der Hohen Wand, jene als Augensteine bezeichneten, meist kleinen Gerölle von Quarz und kristallinen Gesteinen, die schon Simony im Dachsteingebiet als alte Flußablagerungen erklärte. Sie finden sich vielfach zusammengeschwemmt in Dolinen, aber auch mit Vorliebe auf den ebensten Flächen dieser alten Landformen, so daß Göttinger die Augensteine als die Ablagerungen von Flüssen aus den Zentral-

alpen auffaßte, die diese Verebnungsflächen geschaffen haben. Nun trifft man sie aber auch auf den, diese Flächen überhöhenden Gehängen, ja auch auf den Rücken und Kuppen selbst, also regellos verstreut über die alten Landoberflächen, während auf diesen durchgehende alte Talzüge fehlen. Diese Tatsachen führten Lichtenecker zu dem heute allgemein anerkannten Schluß, daß es nicht die Raxlandschaft ist, auf der die Augensteine ursprünglich abgelagert wurden, sondern eine noch ältere Formengeneration, die Augensteinlandschaft, aus der die Raxlandschaft durch eine älteste Hebungsphase und darauf folgende Talverbreiterung hervorgegangen ist. Jene ist die älteste, aber heute nicht mehr erhaltene Alpenoberfläche, die sich bald nach dem Höhepunkt der großen Deckenschubbewegungen zur Zeit des Beginns der Gebirgshebung gebildet haben muß. Diese im eigentlichen Sinne tektonischen Vorgänge vollzogen sich in der Tiefe, unter der Belastung durch seither abgetragene Schichtkomplexe, und haben nicht gebirgsbildend im morphologischen Sinne gewirkt. Erst der ihnen folgenden Hebung, die seither, wenn auch nicht stets mit gleicher Intensität, bis zur Gegenwart andauert, verdanken die Alpen ihre heutige Höhe.

Zur Zeit der Augensteinlandschaft, zu Ende des Alttertiärs, stellten somit unsere Alpen eine flachwellige Landschaft mit breiten Tälern und wohl von üppiger subtropischer Vegetation bedeckt dar. Es gab noch kein pannonisches Senkungsfeld und kein Wiener Becken, sondern einen breiten Zusammenhang zwischen Alpen und Karpaten, aber auch keine Längstalflucht zwischen Kalk- und Zentralalpen. Von der Wasserscheide im Innern der Zentralzone flossen Flüsse nach Norden durch die Kalkzone und hinterließen ihre Schotter als eine vermutlich recht ausgedehnte Decke, von der die Augensteine die spärlichen Reste darstellen. Durch eine ungleichförmige Hebung entstand aus dieser Landschaft die Raxlandschaft, u. zw. schon mit der heutigen Anordnung der Höhen in großen Zügen, indem sich als ein nördlicher Hebungstreifen die Kalkhochalpenzone, hier vertreten durch die Schneeberggruppe, erhob, als ein südlicher die hier um etwa 300 m hinter jener an Höhe zurückbleibende kristallinische Zone, während dazwischen die Grauwacken-, speziell hier die Semmeringzone, als ein Streifen relativer Senkung, bzw. geringerer Hebung sich einschaltete, womit die erste Anlage für eine Längstalung gegeben war. Diese Hebungsphase, die die Augensteinlandschaft zerstörte, hat also einmal die Reliefenergie der Alpen vergrößert, dann aber wurden auch die Abdachungs- und Entwässerungsverhältnisse verändert. Während die Augensteinflüsse nach Norden flossen, sind heute Sierning, Schwarza und Mürz nach Süden gerichtet und kommen überdies aus Quellgebieten, die tiefer liegen als die von ihnen durchbrochene Kalkhochalpenzone. Das Alter der Raxlandschaft kann allgemein als altmiozän bezeichnet werden; sie ist ungefähr altersgleich mit der Ablagerung des Schliers im Alpenvorland, also mit der oberen Abteilung der ersten Mediterranstufe.

Bald aber setzten die Krustenbewegungen abermals und mit verstärkter Intensität ein und steigerten sich vielfach zur Schollenbildung. In die Zeit zwischen der ersten und zweiten Mediterranstufe, also in den Beginn des Mittelmiozän, fällt die Hauptphase des pannonischen Einbruchs und damit auch der Bildung des Wiener Beckens, in dem nun das Meer der zweiten Mediterranstufe seine bekannten Sedimente, Leithakalk und Badener Tegel, hinterläßt. An der Thermenlinie ist aber nicht nur eine Scholle abgesunken, sondern es ist gleichzeitig mit dem Einbruch des Beckens das benachbarte Gebirge in die Höhe gestiegen und damit neuerlicher Zertalung unterworfen worden. Aber im durchlässigen Kalk setzt mit der Erweiterung der Klüfte die oberirdische Entwässerung bald aus; es beginnt die Verkarstung, der die großen Kalkklötze der Hochalpenzone die vorzügliche Erhaltung der altmiozänen Landformen auf weiten Flächen verdanken, während sie im Bereich der Dolomiten nur mehr in kleinen Resten erhalten sind und im Gebiet der leicht zerstörbaren Gesteine der Flyschzone die Oberfläche wohl schon tief unter das Niveau der gleichfalls, wenn auch schwächer gehobenen Raxlandschaft abgetragen ist.

Die Schollenbewegungen dieser mittelmiozänen Hebungsphase blieben aber nicht auf die Randzone der Alpen beschränkt, sondern griffen tief in ihr Inneres ein und haben erst die heutige Anordnung der Berge um den Semmering geschaffen.

Wie schon angedeutet, wurden zuerst (1907) auf der Raxalpe derartige junge, noch für das heutige Relief maßgebende Brüche erkannt. Es handelt sich dabei um jene, etwa 150 m hohe Bruchstufe, die, auch geologisch nachweisbar, als Lechnermauern in NO-SW-Richtung vom Gaisloch zum Trinksteinsattel verläuft und an der die Scholle der Grünschacher Alm gegen die der Scheibwaldhöhe (1944 m) und des Dreimarksteins (1946 m) um den genannten Betrag abgesunken ist. Sodann hat Lichtencker die Zerstückelung der Raxhochfläche näher untersucht und gezeigt, daß deren östlicher Abschnitt durch zwei Stufen in drei ungleich hohe Schollen zerlegt wird. Der am tiefsten gelegene Streifen ist der Gaislochboden (1400—1500 m), über den sich über den Lechnermauern die breitgewölbte Scheibwaldhöhe erhebt, von wo man nach N und W abermals wie über eine Treppe zum Plateaurand absteigt; nach W über den Oberen zum Unteren Scheibwald, nach N zum Kloben (16—1700 m) und zum Unteren Kesselboden. Es zerlegt also die Hochfläche der Rax ein ganzes System von Längs- und Querbrüchen mit einem Gesamtausmaß von etwa 550 m und es stellen die heute ungleich hohen Teile ebensoviele Schollen dar. Wo diese Bewegungen rasch erfolgten, bildeten sich ansehnliche Felsmauern als Bruchstufen heraus, die von schmalen Gräben durchfurcht werden; war die Bewegung langsamer, so wurde die Bruchstufe sofort durch Abböschung in einen Steilhang umgewandelt. Auch Flexuren kamen statt echten Brüchen zur Entwicklung. Immer aber muß betont werden, daß es sich nirgends um eigentliche Senkungs-

gebiete, sondern nur um verschieden hoch gehobene Schollen handelt.

Dieselbe junge Schollentektonik ist auch im Schneeberggebiet nachweisbar. Hier bedeutet die Hochfläche des Gahns (12—1300 m) die südlichste, am wenigsten hoch gehobene Scholle, der Lackerboden, rund 1150 m hoch, ist eine breite Ebenheit der alten Landschaft und zugleich wohl auch der Boden einer großen, flachen Karstmulde; der nordwestliche Teil des Gahns mit dem Krummbachstein (1600 m) ist vermutlich ein schräggestelltes und hinaufgezerrtes Schollenstück. Darüber erhebt sich als die höchst gehobene Scholle der Ochsenboden (rund 1900 m) mit den Kuppen des Kaisersteins und Klosterwappens; gegen sie relativ abgesunken ist die Scholle des etwa 1450—1550 m hohen Kuhschneebergs. Endlich sind auch in der Schneealpe junge Störungen wahrscheinlich; es scheint der 1500—1600 m hohe westliche Teil gegen den rund 300 m höheren östlichen relativ abgesunken zu sein.

Die Hebung hat sich auch in der Folgezeit stets in den Kalkhochalpen stärker geäußert als in den nördlich vorgelagerten Kalkvoralpen. So auch erklärt sich die schon erwähnte Tatsache, daß die aus diesen kommenden Flüsse die Hochalpenzone durchbrechen. Besonders gilt das von der Schwarza, die aus den Voralpen ihre Quellflüsse sammelt und in dem berühmten Höllental zwischen Rax und Schneeberg zur Ebene durchbricht, dabei von Terrassen in mehreren Systemen begleitet, die die mit der Hebung parallel gehende Tieferlegung dieses antezedenten Durchbruches anzeigen. Ähnliches gilt auf steirischem Boden vom Durchbruch der Mürz zwischen Veitsch und Schneealpe.

Reste der Raxlandschaft finden sich ferner noch am Dürrenstein, in der Gipfelfläche des Ötscher, der so auffällig gegen N in niedrigeres Gebirgsland vorspringt und vielleicht eine jüngere isolierte Aufwölbung darstellt, dann aber auch in den kleinen Gipfelplateaus der höheren Voralpenberge, wie Gippel und Göller, Unterberg, Reisalpe, Hocheck, endlich auch des Badener Lindkogels und des Anninger. Der Abbruch der Hohen Wand gegen Osten ist eine parallel zur Thermenlinie verlaufende, allerdings nicht eben sehr hohe junge Bruchstufe, das vorgelagerte Becken der Neuen Welt aber vorwiegend eine Ausräumungsform in den weicheren Gosauschichten.

Die in allen Tälern wiederkehrenden Terrassen zeigen an, daß sich der Hebungsvorgang seit dem Mittelmiozän durch mehrere Ruhepausen unterbrochen oder wenigstens mit alternierenden Verstärkungen und Abschwächungen vollzogen hat. Damit komplizieren sich nun die wechselvollen Ereignisse im Wiener Becken. Längst weiß man, daß auf das Meer der zweiten Mediterranstufe das sarmatische Meer, aber mit wesentlich tieferer Spiegelhöhe, gefolgt ist, daß aber dann die Wasserbedeckung des Beckens für längere Zeit zurücktrat und eine Periode der Erosion eintrat, worauf durch das Ansteigen des pontischen Sees die Erosionsbasis neuerlich stark ge-

hoben wurde. In seinen grundlegenden Untersuchungen über die morphologischen Verhältnisse am Rande des Wiener Beckens kam *Hassinger* zu dem Ergebnis, daß der pontische See bis 540 m Höhe anstieg und daß sich sein Absinken in zwölf Etappen vollzog, die jeweils durch Strandterrassen am Alpenrand angezeigt seien. Die jüngeren Forschungen Wiener Geologen, vor allem von *Bobies*, *Küpper* und *Winkler*, haben aber gezeigt, daß das höchste pontische Niveau weit hinter der von *Hassinger* angenommenen Maximalhöhe bleibt; die von ihm für pontisch gehaltenen höchsten Deltaablagerungen, z. B. der *Piesting* und *Triesting*, erwiesen sich teils als auf dem Lande abgelagerte Schuttkegel, teils gehören sie der zweiten Mediterranstufe an. Noch wichtiger aber ist der Nachweis von ganz bedeutenden postpontischen Krustenbewegungen, die zwar auch schon *Hassinger* nicht ganz unbekannt waren, aber doch von ihm nur als sekundäre Störungen des sonst horizontalen Verlaufs der pontischen Strandterrassen betrachtet wurden. Der Einbruch des Wiener Beckens vollzog sich eben nicht nur zwischen der 1. und 2. Mediterranstufe, sondern hat noch bis in postpontische Zeit nachgewirkt, wie auch die pontischen Schichten im Becken selbst von Brüchen mit recht ansehnlicher Sprunghöhe durchsetzt sind, die durch die nachfolgende Abtragung für das Relief wieder bedeutungslos geworden sind. Gleichzeitig mit der andauernden Einbiegung des Wiener Beckens, die sich in der enormen Mächtigkeit der Beckenschichten verrät, stieg das Randgebirge auf und löste sich in gewissen Phasen stärkerer Bewegung in Brüchen und Flexuren von der Ebene ab, wodurch auch die bisweilen über 35° steile Neigung der jungtertiären Strandablagerungen zustande kam. Angesichts dieser Störungen läßt sich auch nicht mehr von einem einheitlich erhaltenen Höchsthiveau des pontischen Sees sprechen, sondern nur ermitteln, bis zu welcher Höhe jeweils infolge der jüngeren tektonischen Verstellungen der Terrassen die pontischen Bildungen hinaufreichen. So liegen z. B. am Ostabfall des *Anninger* (nach *Winkler*) die höchsten pontischen Konglomerate bei 460 m, etwas höher die zugehörigen, dem Höchststande des Sees entsprechenden Brandungsplattformen, die an der Nord- und Südseite des *Anninger* weite Verbreitung haben, also etwa 200 m unter der altmiozänen Gipfelplattform. In die Zeit des älteren Pontikum, also die Zeit vor dem pontischen Höchststande, aber gehört die bekannte, 380—400 m hohe Terrasse des *Richardhofs*, wohl eine der schönsten des Wiener Beckens; damals muß die Brandung durch längere Zeit nahezu ungestört durch tektonische Bewegungen gearbeitet haben, da entsprechende Verebnungsflächen am ganzen Ost- und Südrand der Ost-Alpen auftreten, allerdings infolge späterer Störungen in sehr verschiedener, im allgemeinen gegen Süden zunehmender Höhenlage. Die nachpontische Zeit bedeutet dann eine Periode weitgehender Abtragung und Ausräumung der weichen Beckenschichten; damals erst, in mittel- und jungpliozäner Zeit, konnte auch die Tiefenerosion energisch talbil-



Blick auf die Schneeberggruppe vom Raxplateau.

(phot. N. Lichtenecker).



(phot. N. Lichtenecker).

Blick auf die Hochfläche der Rax vom Klosterwappen (Hochschneeberg) aus.



(phot. N. Lichtenecker).

Abfall der Hohen Wand gegen das Becken der Neuen Welt.

dend wirken und kam erst das heutige Relief am Alpenrande mit dem scharfen Gegensatz zwischen Gebirge und Ebene zur Ausbildung.

Seit dem Pontikum gab es auch bereits eine Ur-Donau in Niederösterreich, die damals nach ihrem Austritt aus dem Massiv bei Krems nach NO floß und, wie schon Hassinger annahm, etwa bei Nikolsburg in den pontischen See mündete. Die Plattform des Bisamberg aber dürfte (nach Winkler) keinen spätpontischen Donau-Talboden darstellen, da die hier auftretenden Schotter nur lokaler Herkunft sind und keine Donaugerölle aus dem Massiv enthalten. Die Verschiebung der Donau aus dem Weinviertel ins Wiener Becken scheint also erst in nachpontischer Zeit eingetreten zu sein, vermutlich veranlaßt durch die andauernde und von Brüchen begleitete Einsenkung des inneralpinen Beckens.

Nur an einigen Beispielen sollte im Vorstehenden gezeigt werden, zu welchen Ergebnissen das Zusammenwirken geologischer und morphologischer Forschung in unserem Lande in jüngster Zeit gelangt ist. Sie sind geeignet, unsere Vorstellungen vom Werden der Landschaft ganz wesentlich zu vertiefen; sie tragen aber auch zum Verständnis der Alpenlandschaft als Ganzes bei.

Literaturangaben (in Auswahl).

- L. Kober, Geologie der Landschaft um Wien. Wien 1926.
 N. Lichtenecker, Die Raxalpe. Geogr. Jahresber. aus Österreich XIII. 1926.
 — Das Bewegungsbild der Ostalpen. „Die Naturwissenschaften“, 1925.
 O. Lehmann, Die Oberflächengestaltung der Österreichischen Alpen in „Die Österreichischen Alpen“, herausgeg. von H. Leitmeier. Wien 1928.
 D. Baedeker, Morphologie der Schneeberg-Alpen. Geogr. Jahresber. aus Österreich. XII. 1922.
 H. Küpper und C. Bobies, Das Tertiär am Ostrande des Anninger. Jahrb. geolog. B.-Anst. 1927.
 H. Küpper, Zur Auflösung von Morphologie und Tektonik am Rande des Wiener Beckens. Sitz.-Ber. Ak. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. I. 1927.
 C. Bobies, Das Gaadener Becken. Mitt. geol. Ges. Wien, 1926.
 F. X. Schaffer, Geologische Geschichte und Bau der Umgebung Wiens. Wien 1927.
 A. Winkler, Neue Probleme der Tertiärgeologie im Inneralpinen Wiener Becken. Zentralbl. für Min. u. Geol. 1928.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch für Landeskunde von Niederösterreich](#)

Jahr/Year: 1929

Band/Volume: [22](#)

Autor(en)/Author(s): Machatschek Fritz

Artikel/Article: [Zur morphologischen Entwicklung der Alpen Niederösterreichs. 127-133](#)