Werk

Titel: Aufsätze und Mitteilungen

Ort: Leipzig

Jahr: 1911

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?345572157_0002|log115

Kontakt/Contact

Digizeitschriften e.V.
SUB Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen

info@digizeitschriften.de

I. Aufsätze und Mitteilungen.

Entstehung und Umbildung von Flussterrassen.

Von Dr. **Bruno Dietrich** (Potsdam).

(Mit 3 Figuren.)

In Deutschland hat man sich erst in den letzten Jahren eingehend mit dem Wesen der Terrassenbildung beschäftigt. In Amerika ist diesem Problem seit langem nachgegangen worden. Wie es nun bei einer Bearbeitung desselben Problems von verschiedenen Seiten leicht erklärlich ist, haben sich bei uns in Deutschland besonders in bezug auf die alten Talböden Verschiedenheiten der Auffassung ergeben, die bald mehr die Oberflächenform, bald mehr die Verbreitung der Schotter in den Vordergrund der Betrachtung rücken. Anknüpfend an eine an anderer Stelle vom Verfasser[1]) gegebene kurze Darstellung der Terrassen soll im folgenden der Versuch gemacht werden, eine gedrängte Zusammenfassung der Ergebnisse über die Entstehung und die Formveränderungen, sowie über die Bedeutung der Terrassen zu geben. Behandelt sollen nur die Terrassen werden, die ihr Entstehen der Tätigkeit der Flüsse verdanken; ausgeschlossen sind die Verwitterungsterrassen oder Felsterrassen.

I. Die Entstehung der Terrassen[2]).

Jede Terrasse stellt dar den Rest einer Talaue, die zu einer Zeit der Aufschüttung entstand und über dem gegenwärtigen Flussniveau liegt. „Eine Flussterrasse ist durch drei Vorgänge geschaffen worden: 1. Ein Tal ist in eine

[1]) B. Dietrich: Morphologie des Moselgebietes zwischen Trier und Alf. Verhandl. d. Naturhist. Vereins d. preuss. Rheinlande und Westfalens. 1910. S. 134/141 u. 177/79.

[2]) Vergl. dazu R. D. Salisbury: Physiography. New York 1907. S. 203. — A. H. Green: Geology. Bd. I London 1897. S. 635. W. M. Davis: Geographical Essays. Boston 1910. XXI. River Terraces in New England S. 514/585. — H. Miller: River Terracing: Its methods and their Results. Proceedings of the Royal Physical Soc. of Edinburgh. 1881/3. Vol. VII. S. 263/306.

Landmasse eingeschnitten worden. 2. Dieses Tal ist zum Teil wieder aufgefüllt worden. 3. Sind die Aufschüttungen zum Teil wieder fortgeführt worden, so dass ihre Reste zu beiden Seiten des Flusses als Terrassen übrig geblieben sind."[1]) Die Terrasse ist also erst in dem Moment angelegt worden, wo das die Talaue durcheilende Fliesswasser sich seinen Weg in die Aue einschnitt. Die Ursache für dieses Einschneiden des Flusses, diese Neubelebung der in der alten Talaue schon zum Stillstand gekommenen Flusstätigkeit, ist in einer Veränderung des Flussgefälles zu suchen. Eine solche Veränderung des Gefälles ist allein möglich durch eine Veränderung der Lage der Erosionsbasis, die gegeben ist entweder durch die Senkung des Mündungsgebietes oder durch die Hebung der Gegenden des Mittel- und Oberlaufes. In beiden Fällen resultiert für den Fluss ein neues Gefälle, das von dem der ehemaligen Talaue abweicht. Die natürliche Folge ist eine Trockenlegung der alten Talaue und die Bildung eines Abfalls von dieser zum neuen Fliesswasserweg, eben die Bildung der Flussterrasse. An die Stelle der Aufschüttung von Lehm und Schottermaterial ist eine Zeit mit vorwiegender Tiefenerosion getreten. In diesem normalen, einfachsten Falle müssen beiderseits der neuen Flussbahn Terrassen entstehen. Eine Ausnahme davon machen nur die Stellen, an denen der Fluss infolge einer Krümmung an der einen Seite der Talaue in die Tiefe schnitt, also nur eine einseitige Terrasse erhalten bleiben konnte. Doch dies sind Ausnahmen. Über der Gefällslinie des Fliesswassers werden wir also gleichmässig durchlaufend den alten Talboden an seinen Terrassen verfolgen können. Wir wollen aus diesem Grunde alle diese Terrassen, die einem einheitlichen Entwickelungsgang ihre Entstehung verdanken, als durchlaufende Terrassen[2]) bezeichnen.

Tritt eine Ruhepause in der Veränderung der Gefällsbedingungen ein, so wird der Tiefenerosion Einhalt geboten und der Fluss verwendet seine lebendige Zerstörungskraft lediglich zur Lateralerosion, d. h. er bildet sich eine Flussaue. In dieser Flussaue verringert sich bei länger andauernder Ruhephase das Gefälle so, dass der Fluss seine Geröllmassen ablagert, also aufschüttet. Somit hängt die Mächtigkeit der Schotterablagerungen in der Flussaue im wesentlichen von der Dauer der Ruhephase in der Veränderung der Schollenlage ab. Bei Unterbrechung dieser Ruhelage, d. h. bei Neubelebung der Erosion und erneutem Einschneiden des Flusslaufes, werden die Reste dieser zweiten Talaue in ihrer Gesamtheit eine neue durchlaufende Terrasse bilden müssen. Jede Wiederholung dieses Vorganges muss eine neue durchlaufende Terrasse schaffen.

---

[1]) R. E. Dodge: The Geographical Development of Alluvial River Terraces. Proceedings of the Boston Society of Natural History. Vol. XXVI. Boston 1895. S 259.

[2]) B. Dietrich: a. a. O. S. 142.

So wie an diesen normalen Flüssen ist auch der Werdegang der Terrassenzüge an kurvenbildenden Flüssen, in Mäandertälern. Auch hier wird jede Ruhephase die Lateralerosion vorwiegen lassen und bei erneutem Einschneiden des Flusses den alten Talboden in seinen Resten als durchlaufende Terrasse zurücklassen. Über Modifikationen im einzelnen durch Gleithang und Prallhang soll bei Betrachtung der Terrassenform gehandelt werden.

Eine Betrachtung der Terrassenanordnung in der Natur (um einige Beispiele zu nennen, erinnere ich an die gerade Laufstrecke des Moseltales unterhalb Alf-Bullay, an das Rheintal von Bingen bis Koblenz, an das Saaletal [1]) zwischen Saalfeld und Halle) lässt neben solchen Terrassen, die sich durch das gesamte Gebiet verfolgen lassen, andere erkennen, die bald in dieser, bald in jener Höhe zwischen den durchlaufenden Terrassen liegen. Diese Terrassen wollen wir im Gegensatz zu den durchlaufenden Terrassen als Lokalterrassen bezeichnen und damit ihre für die grossen Entwickelungsvorgänge der Landformen nebensächliche, lokale Bedeutung kennzeichnen.

Die Lokalterrassen können verschiedener Entstehung sein. Wenn eine Landscholle unregelmässig emporgehoben wird, ist die Möglichkeit vorhanden, dass sich lokal zwischen zwei Hauptphasen der Ruhe eine weitere neue Ruhephase einschaltet und auf eine bestimmte Entfernung hin in der Zeit dieser Zwischenphase eine Flussaue entsteht, die bereits zur Zeit der nächst tieferen Hauptphase in ihren Resten als Lokalterrasse hervortreten muss. Eine Lokalterrassenfolge solcher Entstehung finden wir im Moseltal bei Trier in der Trierer Talweitung. Eine weitere Entstehungsmöglichkeit für Lokalterrassen ist gegeben durch die Zusammensetzung der Gesteinshorizonte, in die der Fluss seine Bahn einschneidet. Denn nach dem gesetzmässigen Wechsel von Tiefen- und Seitenerosion wird dort, wo der Fluss ein weiches Gestein [2]) antrifft, die Tiefenarbeit schneller geleistet sein als an Strecken mit widerstandsfähigerem Material. Der Fluss hat also auf dieser Laufstrecke Zeit genug, sich eine Talaue zu schaffen, die später in Lokalterrassen erhalten bleiben wird. Die dritte, wichtigste und zugleich häufigste Art der Entstehung von Lokalterrassen ist bedingt durch den Werdegang der Talentwickelung bei eingesenkten Mäandern. Durch die Verlegung des Kurvenwendepunktes wandern die Mäander talabwärts. [3]) Durch diesen Vorgang werden die Tal-

[1]) K. Wolf: Die Terrassen des Saaletales und die Ursachen ihrer Entstehung. Forsch. z. d. Landes- und Volkskunde. 1909. Bd. XVIII. H. 2.

[2]) R. E. Dodge: a. a. O. S. 263.

[3]) W. M. Davis: Vallées à méandres. Ann. de Géogr. Paris 1899. S. 170/72. — Reversion in River Development. Science. New York. 1901. N. Series. 13. S. 629. — The Development of River Meanders. Geolog. Magazine. Decade IV. Vol. X. Nr. 466. April 1903. S. 145/148. — Physical Geography. Boston 1899. — M. S. W. Jefferson: Limiting Width of Meander Belts. Nat. Geogr. Magazine, Washington. 1902. S. 373/84. — de la Noë et de Margerie: Les formes du terrain. Paris. 1888. S. 69. — A. Penck: Morphologie I. S. 349/50.

sporne mit ihren Gleithängen angegriffen und damit die bereits vorhandenen durchlaufenden Terrassen zum Teil angeschnitten und neue Schnittflächen auf den zwischen den durchlaufenden Terrassen liegenden Gleithangstrecken geschaffen. Der Erfolg ist die Entstehung von zahlreichen kleinen, übereinander liegenden Terrassen, für die H. MILLER[1]), um ihre Anordnung zu kennzeichnen, die Bezeichnung „Amphitheatre Terraces" vorschlägt. Ein ausgezeichnetes Beispiel von Terrassen dieser Art findet sich bei Saaz am linken Egerufer. So ergibt sich ein Zusammenhang auch in bezug auf ihre Entstehung zwischen den durchlaufenden Terrassen und den Lokalterrassen der beiden ersten Fälle. Alle diese sind im Laufe der Talentwickelung einmal Talaue gewesen, die einen auf längere Zeit, die anderen nur lokal und zeitlich beschränkt. Eine Sonderstellung nehmen nur die Lokalterrassen an Talmäandern ein.

II. Die Anordnung der Terrassen.

a) Im Querprofil.

Betrachten wir die Anordnung der Flussterrassen, und zwar die der durchlaufenden Terrassen im Querprofil an einigen einfachen, normalen Fällen. Der Übersichtlichkeit halber entwickeln wir die Formen nur für die eine durchlaufende Terrassenreihe. Sehen wir zunächst von einem Schrägeinschneiden ab, so ergeben sich die zwei einfachsten Fälle des Querprofils. Der Fluss lässt die Reste der von ihm durchschnittenen Talaue beiderseits als Terrassen zurück oder aber er schneidet seine Bahn nahe der einen Gehängewand ein und schafft so eine breitere, einseitige Terrasse. Dies sind die häufigsten Formen des Terrassenprofils überall dort, wo der Fluss sich in einer relativ engen Talaue vertieft. (I. und II.)

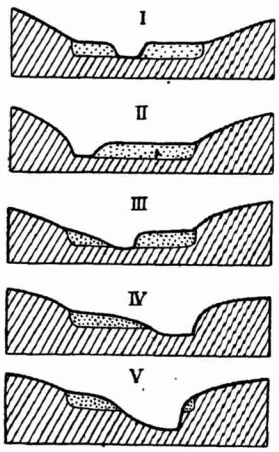

Fig. 1.
Die Formen des Terrassenquerprofils.

Windet sich der Fluss aber in Mäandern über die Talaue, so werden sich die beim Tiefereinschneiden entstehenden Terrassenreste dem Mäandergesetz entsprechend entwickeln. Auf der Seite des Gleithanges wird die alte Oberfläche der Aue schräg abge-

— W. S. TOWER: The Development of cut-off Meanders. Bull. of the American Geogr. Soc. Vol. XXXVI. Nr. 10. 1904. S. 577 ff.

[1]) H. MILLER: a. a. O. S. 283. — E. F. FISCHER: Proceedings of the Boston Soc. of Nat. History. Vol. XXXIII. Nr. 2. 1906. S. 9 ff. — SIEGERT: Zur Theorie der Talbildung. Monatsber. d. d. geol. Ges. 1910. S. 5/6.

schnitten und am Prallhang eine kleine Terrasse erhalten bleiben. (III.) Geht die Entwickelung weiter, so muss schliesslich die Terrasse über dem Prallhang ganz fortgeschnitten sein und der Fluss sich schräg in den anstehenden Fels einnagen. (IV.) So bleibt auch hier nur eine einseitige Terrasse übrig. Bei weiten, alten Talungen, wie beispielsweise an der Mosel, wird der Fluss beim Tiefereinschneiden in feste, enge Bahnen gedrängt, so dass sich über den einseitig ausgebildeten Gleithangterrassen beiderseits die Reste der weiten Talung erhalten (V), weil die Ausschlagweite in dem eingeschnittenen Talweg weit geringer ist als die in der alten Talweitung. Diese Tatsache gewinnt Bedeutung für die Altersbestimmung der Mäanderanlage. Die Terrassen über dem Prallhang sind das beste Kriterium dafür, dass die Anlage zu den betreffenden eingesenkten Mäandern erst gegeben war, als sich der Fluss in die alte Talaue einschnitt. Kompliziert wird das Bild durch die Lage verschiedener Terrassenzüge übereinander, aber weit mehr durch die dazwischen liegenden hier und da auftretenden Lokalterrassen, die naturgemäss bei einem typischen Querprofil auszuschalten sind.

b) Im Längsprofil.

Der einfachste Fall der Terrassenanordnung im Längsprofil ist der, dass der durchlaufende Terrassenzug in seinem Gefälle dem der darunter liegenden Aue entspricht, und zwar derart, dass nach der Mündung zu die Differenz der beiden Talböden sich verringert. Diese Konvergenz ist eine ganz allgemein bekannte Erscheinung. Ein solches Normalprofil von mehreren übereinander liegenden, gleichartig angeordneten Terrassenzügen wäre allein möglich bei vollkommen gleichmässiger Verschiebung der Erosionsbasis, also vollkommen gleichmässiger Hebung einer Landscholle. Ein derartiges Profil wird in der Natur schwer zu finden sein. Die bereits unternommenen Darstellungsversuche der alten Terrassenzüge haben das Ergebnis gezeitigt, dass wir überall mit unregelmässigen Bewegungen der Schollen zu rechnen haben, und dass wir ein regelmässiges Längsprofil auf grössere Strecken verfolgbar, wohl kaum erwarten dürfen. Bilden wir uns eine Vorstellung an den Ergebnissen selbst.

Am besten untersucht sind die Verhältnisse am Rhein.

K. Oestreich[1]) behandelt die Verbiegung der Oberfläche des Rheinischen Schiefergebirges, die durch das Absinken der Pliocänterrasse gekennzeichnet ist. Von Reitzenhain bis Koblenz vollständig normales Gefälle, von hier abwärts gestörtes Gefälle. Absinken der Pliocänterrasse zwischen Brohl und Remagen. Die Annahme der Verbiegung des pliocänen Rheintalbodens wird gestützt durch die

[1]) Vergl. die Terrassenprofile bei K. Wolf a. a. O, B. Dietrich a. a. O. und W. Wunstorf und G. Fliegel: Die Geologie des niederrhein. Tieflandes. Abhandl. d. k. preuss. geol. Landesanstalt. Neue Folge. 1910. H. 67. — Darstellung von G. Braun in d. Zeitschr. d Ges. f. Erdk. 1907. 441. (461).

Verbiegung der Rheinischen Hauptterrasse. „Das bedeutet, dass das Gebirge nach Ausbildung und Zuschüttung des ersten diluvialen Talbodens eine Aufwölbung erfuhr. Der Scheitel dieser Wölbung lag gleich in der Region des Eintritts in das alte Gebirge." Nach Norden und Süden klingt die Aufbiegung aus. Wie eine Störung des Längsprofils durch Aufwölbung einzelner Teilstrecken zustande kommt, so auch durch das Aufsteigen von grossen Schollenkomplexen. Auch hier ist der Rhein das gegebene Beispiel. G. Fliegel[1]) gibt eine Profildarstellung der Rheinterrassen von Bonn bis Wyler, die das Konvergieren und schliessliche Verschneiden (Kreuzen) der Terrassen mit Ausnahme der Hauptterrasse zeigt. Die Ursache der Terrassenkreuzung zwischen pliocänem und diluvialem Talboden ist nach Fliegel zurückzuführen auf das höhere Herausheben des Schiefergebirges zur Oberpliocänzeit. „Die Kreuzung zwischen Niederterrasse und Alluvialterrasse muss ebenfalls auf tektonische Bewegungen zurückgeführt werden."[2]) Die von Siegert[3]) angenommene Terrassenkreuzung des Saaletales, die den Beweis der Verschneidung an verstärkter Aufschüttung und durch Bohrungen erbringen will, soll hier nur angedeutet werden; ebenso das Terrassenprofil des Saaletales von K. Wolf.[4])

Aus diesen Darstellungen entnehmen wir, dass die Veränderungen im Terrassenprofil im wesentlichen auf tektonische Ursachen zurückzuführen sind.

III. Die Form der Terrassen.

a) Die Anlageform[5]).

Theoretisch soll eine Talaue fast eben sein. Je ausgeglichener die Gefällskurve des Flusses, desto ebener muss seine Aue sein, desto schwächer wird auch ihr dem Flussgefälle entprechendes Eigengefälle sein. Die Aue stellt eine Akkumulationsform in einer zuvor geschaffenen Erosionsform dar. Die horizontale Ausdehnung der Terrasse hängt ab, 1. von der Wasserführung und somit von der zerstörenden Kraft des Flusses; 2. von der Dauer der Lateralerosion, also der Erosion zur Zeit der Ruhelage der Scholle. Von der Dauer der Ruhelage hängt unmittelbar die Mächtigkeit der Aufschüttung in der Talaue ab; 3. von den Differenzen im Gestein, das der Fluss während seines Tiefereinschneidens angetroffen hat. Die angeschnittenen, weniger widerstandsfähigen Horizonte werden eine Breitenausdehnung der Aue zur

[1]) K. Oesterreich. Studien über die Oberflächengestaltung des rheinischen Schiefergebirges. Pet. Mitt. 1908. S. 78ff. 1909. S. 57/62.
[2]) a. a. O.
[3]) a. a. O. S. 5ff.
[4]) a. a. O.
[5]) Vergl. dazu R. E. Dodge a. a. O. S. 257/58.

Folge haben. Wir kennen zahlreiche Beispiele aus unseren Mittelgebirgen, die diesem Prozess ihre Form verdanken. Die typischsten Formen dieser Art begegnen uns in den Ausräumungslandschaften. Aber wir können noch weiter gehen und alle die Fälle in unseren Betrachtungskreis mit einbeziehen, wo Flüsse ihren Talweg durch verschiedenartige geologische Horizonte hindurchführen. Die Verschiedenheit dieser Einzelhorizonte nach ihrer Widerstandsfähigkeit gegenüber den zerstörenden Kräften gemessen, also nach der morphologischen Wertigkeit der geologischen Einzelhorizonte, gibt uns ein Mass für die verschiedenartige Breitenausdehnung der Flussterrassen. Man denke dabei an die grossen Gegensätze zwischen kristallinem Schiefer und den weichen, mürben und leicht zerstörbaren Sanden und Tonen des Rotliegenden, Gegensätze, die sich in einem ausserordentlichen Breitenunterschiede der Terrassen aussprechen. Andererseits betrachte man die Triaslandschaften mit ihren so stark voneinander abweichenden Widerstandsdifferenzen der Einzelhorizonte und im Zusammenhang damit den ständig wechselnden Terrassencharakter.

Eine Sonderstellung schon in bezug auf ihre Anlage erfahren die Talauen der eingesenkten Mäanderflüsse. Wenn sich ein vollkommen „fähiger" Mäanderfluss (nach W. M. Davis) gleichmässig in seine Unterlage einschneidet, so geschieht dies in schräger Richtung. Je langsamer die Scholle aufsteigt, desto kleiner wird der Winkel, den die Einschneidungsresultante mit der Horizontalen bildet. Bei einer vollkommenen Ruhelage wird dieser Winkel sehr klein werden, doch bei gleichbleibender Wasserführung nie den Wert Null erreichen können, sonst würde die Fähigkeit des Flusses sich in gleicher Richtung wie zuvor schräg einzuschneiden verloren gehen und beiderseits Terrassen entstehen müssen. Dass dies nicht der Fall ist, hat seine Ursache darin, dass der Betrag der Erosion in die Tiefe selbst bei einer nahezu vollkommenen Ruhelage der Scholle nie ganz durch die Lateralerosion ersetzt wird, d. h. der Winkel β der Figur 2 ist im Verhältnis zu α und γ ausserordentlich klein. Es ergibt sich also von vornherein eine geringe Schräglage der Talaue an eingesenkten Mäandern, weil ständig um einen kleinen Betrag in die Tiefe, und zwar schräg tiefer geschnitten wird.

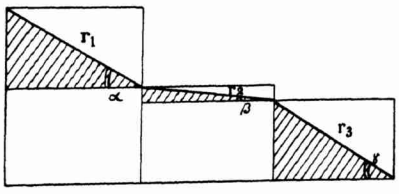

Fig. 2.
Schräglage der Talaue (r_2) an eingesenkten Mäandern.

Wenn sich nun ein Fluss in die Aue von der geschilderten Form einschneidet, bleibt die Flussterrasse in ihrer Anlageform erhalten,

d. h. wir können mit E. F. FISCHER[1]) sagen: „Eine Flussterrasse ist eine Ebene, die nach rückwärts durch einen Steilrand, der zur nächst höheren Stufe führt, und nach vorn und unten ebenfalls durch einen solchen begrenzt wird."

b) Die Deformation der Terrassen[2]).

Die Verfolgung der Terrassenzüge und Terrassenreste an den Formen im Gelände ergibt naturgemäss Oberflächengebilde, die von den theoretisch gefolgerten insofern abweichen müssen, als sie sich nicht von der Zeit ihrer Formanlage bis zur Gegenwart unverändert haben erhalten können. So werden wir die Beobachtung, dass die Oberfläche einer Terrasse annähernd eben ist, und nur nach der Mündung zu allmählich einfällt, nur in den allerjüngsten Talböden machen, weil diese seit ihrer Bildung relativ wenig umgeformt sein können. Verfolgen wir die Deformationserscheinungen im einzelnen, so müssen wir scheiden zwischen Deformation in der Horizontalen und in der Vertikalen.

Ganz allgemein können wir sagen, dass, je breiter der oder die höherliegenden Talböden waren, desto mehr Reste erhalten bleiben. Doch je breiter die heutige Aue, desto weniger wird von den früheren zurückbleiben können. Bereits JAMES GEICKIE[3]) hat sich die Frage vorgelegt, wie es wohl kommt, dass ein Fluss mit demselben Volumen und unter den gleichen Bedingungen, nicht wie theoretisch angenommen werden muss, während seines Einschneidens alle Reste des früheren Talbodens fortnimmt. Er findet die natürliche Ursache der Verengung der Talauen in tieferen Lagen darin, dass die Lateralerosion mit dem Tiefereinschneiden abnehmen muss, weil sich der Zerstörung durch die gleiche Fliesswasserkraft mit zunehmender Tiefe ein immer grösserer Gesteinskomplex entgegenstellt. Die Breite der Talaue der Gegenwart ist also einer der Faktoren, der die Deformation der Aue in der Horizontalen bedingt. Bei Mäanderflüssen, die in einer ehemals vorhandenen Aue eingesenkt sind, hat die Ausbildung der Mäanderzone die gleiche Wirkung, d. h. auch sie verändert die Aue in der Horizontalen. Dass die Abwanderung der Mäander an den talauf gerichteten Seiten der Talsporne die horizontale Ausdehnung der Terrassen verringert, ist bereits erwähnt worden. Einen anderen Faktor der Zerstörung in der Horizontalen stellen die einmündenden Nebentäler dar, die naturgemäss, wenn sie in bezug auf ihr Tiefereinschneiden mit dem des Hauptflusses gleichen Schritt halten wollen, eine Unterbrechung der Terrassenzüge verursachen. Viel wirkungsvoller in bezug auf Horizontalzerstörung als die Nebenflüsse sind die zahllosen kleinen und kleinsten Erosions-

[1]) E. F. FISCHER: a. a. O. — G. BRAUN: Über Flussterrassen. Pet. Mitt. 1907. S. 163. — Vergl. dazu auch R. E DODGE: a. a. O. S. 253/58.

[2]) B. DIETRICH: a. a. O. S. 134/142.

[3]) J. GEICKIE: Prehistoric Europe. S. 409.

furchen und Rinnen, die wir überall am Gehänge der Täler beobachten können.

Die eigentliche Formveränderung der Terrassen wird nun zwar durch die grössere oder kleinere Breitenausdehnung beeinflusst, ist aber überwiegend bedingt durch die Deformation in der Vertikalen. Die höher gelegenen Terrassen sind seit der Zeit des Tiefeneinschneidens der Flüsse der zerstörenden Wirkung der Verwitterung ausgesetzt gewesen, die seit dieser Zeit an der Umformung der älteren Terrassen gearbeitet hat, so zwar, dass die Umformung an den ältesten Terrassen ihre grössten Beträge erreicht hat. Welche Einzelkräfte sind dies? — Eine Reihe von kleinen Vorgängen kommen hier in Betracht, die erst in ihrer Gesamtheit die Formveränderung bewirken. Wie bei jedem Steilhang, denn einen solchen stellt doch der Abfall vom Terrassenrand wie auch die Lehne zur nächst höheren Terrassenfläche dar, wird eine Zerbröckelung des anstehenden Gesteines und in erster Linie eine solche der Schotterdecke durch die Atmosphärilien, d. h. die meteorischen Wässer, die Sickerwässer, Temperaturänderungen usw. bedingt werden. Je feiner das Material ist, desto leichter wird Lehmbildung einsetzen. Diese Aufbereitung des Materials verschafft den kleinsten Wasseradern Zugangswege, auf denen das Wasser die ganze Masse durchsetzen kann. Nun sind die Vorbedingungen für Veränderungen in der Lage der so aufbereiteten Materialien gegeben, und zwar durch Gehängerutschungen und Gekriech. Einmal begonnen, schreitet die Umformung bald weiter fort. An den Terrassenlehnen entstehen kleine Schutthalden. Die natürliche Folge ist, dass sowohl die Ränder der Terrassen, als auch die Terrassenlehnen ihre ursprünglich scharfen Formen verlieren. Der Gehängeknick wird einer weicheren Linienführung im Terrassenprofil weichen müssen. An der Lehne wird die Terrassenfläche durch die Schuttmassen um einen bestimmten Betrag höher gelegt werden. Am Terrassenrand führen die gleichen Vorgänge zu einer Erniedrigung der Terrasse, so dass die älteren Terrassen aus ursprünglich nahezu horizontalen zu mehr oder weniger geneigten Flächen umgebildet werden, bis schliesslich die vollkommene Verschrägung der Terrasse erreicht worden ist.

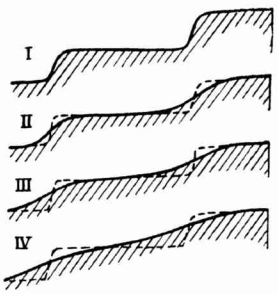

Fig. 3.
Schema der Verschrägung der Flussterrassen.

Der Wert der Verschrägung ist bei jedem Gestein ein anderer, am stärksten dort, wo die Schotter sehr mächtig sind oder wo Tone und Sande das Material der Terrassen bilden. Dort wo Quellhorizonte angeschnitten werden, ist dem Prozess der Verschrägung vorgearbeitet. Die Verschrägung wird an Terrassen mit nur wenig mächtiger

Schotterlage langsamer, aber doch in derselben Weise, wie entwickelt, vor sich gehen. Die Lebensdauer dieser schotterlosen oder doch nur schotterbestreuten Terrassen wird länger sein als die der Schotterterrassen, im einzelnen jedoch von der Zerstörbarkeit des Materials abhängen, so dass Terrassen aus Sandsteinen schneller als solche aus Schiefer, und diese wieder schneller als solche aus Granit, Gneis und Basalt verschrägt werden. Die Schräglegung der Terrassen kommt an den Gleithängen der eingesenkten Mäandertäler am ausgesprochensten zur Ausbildung, denn diese sind durch die ursprüngliche Schräganlage der Gleithangterrassen auch während der Ruhephase in dem Tiefereinschneiden gewissermassen zur späteren Terrassenverschrägung prädestiniert.

IV. Die Bedeutung der Terrassen.

Die Terrassen lassen in ihrer Anordnung Perioden der Talbildung erkennen, die uns der Beweis dafür sind, dass in der Entwickelung des betreffenden Tales Unterbrechungen stattgefunden haben, die nur zu erklären sind durch eine Veränderung in der Lage der Erosionsbasis. Diese wiederum, und das ist für den Einzelfall gesondert nachzuweisen, ist nur zu verstehen durch eine Verschiebung zweier von dem Tal gequerter Gebiete in vertikalem Sinne. Die Festlegung der alten Terrassenzüge in möglichst vielen Tälern wird bei uns in Deutschland speziell den eiszeitlichen Zusammenhang der Mittelgebirgstäler und der Täler des norddeutschen Tieflandes zu erklären ermöglichen. Zu diesem Zweck ist es in erster Linie notwendig von einem einheitlichen Gesichtspunkte an die Frage heranzutreten und den Widerstreit der Auffassungen zu beseitigen. Es sollte für die Rekonstruktion alter Talböden weder allein die Form noch allein das Vorkommen von Schottern massgebend sein. Es wird wichtig sein, zur Rekonstruktion alter Terrassenzüge sowohl die Oberflächenform als auch die Schotterführung einschliesslich des petrographischen Charakters zu berücksichtigen. Das Vorkommen von Schottern allein zur Bestimmung heranzuziehen, scheint mir nicht angängig, da die Schotter oft auf sekundärer Lagerstätte liegen können. Unbedingt notwendig ist die petrographische Bestimmung des Terrassenmaterials bei Terrassenkreuzungen. Wichtig für die Altersfrage der alten Talböden ist die Kenntnis des Verwitterungsgrades auf den übereinander liegenden Terrassenzügen.

Die Entwickelung und das Auftreten des Paläozoikums in Griechenland.

Von Dr. phil. **Carl Renz**, Privatdozent an der Universität Breslau.

(Auszug aus einem auf dem XI. internationalen Geologenkongress zu Stockholm gehaltenen Vortrag mit Ergänzungen auf Grund neuerer Untersuchungen.)

Der Nachweis von Dyas, Karbon und Devon in Griechenland ist von doppelter Bedeutung. Erstens waren die weit verbreiteten paläozoischen Bildungen früher für Kreide gehalten worden, und zweitens bietet die Feststellung der paläozoischen Formationen wichtige Anhaltspunkte zur Altersbestimmung der metamorphen Gesteine der Ägäis.

Die Beschaffenheit und das Alter der kristallinen Gesteine Griechenlands, besonders jener herrlichen Marmore, die das Material zu den antiken Skulpturen und Bauten, wie der Akropolis, geliefert haben, hat schon seit langem die Geologen beschäftigt.

Die petrographische Untersuchung dürfte durch die Studien von R. Lepsius im allgemeinen erledigt sein; die Anschauungen über das Alter der kristallinen Gesteine Griechenlands waren jedoch im Laufe der Zeit beträchtlichen Wandlungen unterworfen.

Die österreichischen Forscher Neumayr und Bittner hatten beobachtet, dass die kristallinen Schiefer und Kalke Attikas und des östlichen Othrysgebirges an der Grenze allmählich in die normalen Gesteine übergehen und zwar sowohl in petrographischer, wie in stratigraphischer Hinsicht.

Da Neumayr und Bittner jedoch die gesamten präneogenen Ablagerungen Ostgriechenlands der Kreide zuteilten, so hielten sie auch die daraus hervorgegangenen kristallinen Gesteine für kretazisch.

Diese Ansicht hatte seinerzeit berechtigtes Aufsehen hervorgerufen und wurde von mehreren Forschern, wie von Bücking und Nasse, angefochten.

Die Akademie der Wissenschaften in Berlin betraute daher Richard Lepsius zur Feststellung dieser Frage mit einer Detailuntersuchung Attikas.

Die Auffassung Neumayr's und Bittner's wurde von Lepsius auf Grund eingehender Untersuchungen dahin modifiziert, dass er die kristallinen Gesteine teils als kristallin umgewandelte Kreideschiefer und Kreidekalke, teils als archäisch bezeichnete.

Im laurischen Berglande und im östlichen Othrys sollen die Kreidekalke und Kreideschiefer einer ähnlichen regionalen Metamorphose unterworfen sein, wie die Schichten des kristallinen Grundgebirges, und zwar wurden die Tonschiefer in Glimmerschiefer, die Kalksteine in grobkörnige Marmore umkristallisiert.

NEUMAYR, BITTNER und LEPSIUS sind jedoch von der irrtümlichen Voraussetzung ausgegangen, dass sämtliche präneogenen Sedimente des östlichen Hellas der Kreideformation angehören.

Dank mehrerer glücklicher Fossilfunde konnte jetzt zur Auflösung der normal entwickelten Kreideablagerungen der früheren Autoren in eine ganze Reihe verschiedener Formationen geschritten werden.

Abgesehen vom Neogen sind nun vom Devon ab bis hinauf zum Eocän sämtliche Formationen in Hellas bekannt.

CAMBRIUM und SILUR wurden in Griechenland noch nicht nachgewiesen; ebensowenig steht fest, ob und inwieweit diese Formationen in den metamorphen hellenischen Bildungen enthalten sind.

Ebenso ist die Existenz der Devonformation noch nicht vollkommen einwandfrei festgestellt.

Von attischen Sedimenten wurden hierzu rote Knollenkalke mit fraglichen Clymenien gerechnet; auf Euboea glaubte DEPRAT schwarze Schiefer mit Bruchstücken von *Lingula* und *Leperditia* dem Devon zuteilen zu können.

Devonisches Alter dürfte auch den in Attika, auf der Insel Hydra und in der Argolis unter dem Karbon auftretenden Quarzkeratophyren zukommen, die in petrographischer Hinsicht mit den devonischen Lennekeratophyren Westfalens übereinstimmen.

Das Vorkommen von Devon in Attika, in der Argolis und auf Euboea wäre auch insofern nicht auffällig, als devonische Ablagerungen bekanntermassen auch in Süditalien, am Bosporus und im Taurus auftreten.

Sicher erwiesen ist dagegen in Ostgriechenland die weite Verbreitung des marinen Karbons.

Das aus Quarzkonglomeraten, Schiefern und Grauwacken mit eingelagerten Kalken zusammengesetzte Unterkarbon ist bis jetzt von der kleinasiatischen Insel Kos bekannt. F. PLIENINGER gibt von hier aus dieser Schichtenserie einige unterkarbonische Korallen an. Unterkarbonische Ablagerungen werden ausserdem auf der Insel Amorgos, in Attika, im östlichen Othrys und auf einigen der nördlichen Sporaden vermutet.

Auf Hydra treten schwarze Kalke mit *Productus longispinus* SOW. *var lobata* SOW., *Productus semireticulatus* MARTIN und *Orthothetes crenistria* PHILL. auf, unter denen die letztere Art ebenfalls auf Unterkarbon hindeutet. Daneben fanden sich noch einige weitere, leider nur generisch bestimmbare Arten, u. a. *Discites spec.*

Das hellenische Oberkarbon wird besonders durch die reiche Entwickelung und weite Verbreitung seiner mit Schiefern und Grauwacken in Verbindung stehenden Fusulinen- und Schwagerinenkalke (u. a. mit *Schw. princeps* Ehr.) gekennzeichnet. In den obersten Partien der Schieferzone wurden auch Einlagerungen

schwarzer Fusulinellenkalke beobachtet, die vermutlich bereits der unteren Dyas angehören.

Brachiopoden-, Cephalopoden- und Korallenkalke sind ebenfalls vorhanden, aber auf wenige, enger lokalisierte Vorkommen beschränkt.

Unter den Korallen sind Angehörige der Gattungen *Chaetetes, Cyathophyllum* und *Lonsdaleia* bemerkenswert, unter den Cephalopoden eine neue Art von *Paralegoceras, (Paralegoceras [Pericleites] atticum* Renz), die den Übergang zwischen den Gattungen *Paralegoceras* und *Agathiceras* vermittelt.

Oberkarbonische Ablagerungen sind nach meinen Untersuchungen recht verbreitet in Attika, nämlich im Beletsi-Parnes-Kithäronzug und dessen Ausläufern, im östlichen Othrys, sowie vermutlich auch auf den nördlichen Sporaden.

Die bisher einzigen paläontologisch fixierten Karbonvorkommen des Peloponnes finden sich auf den der Argolis vorgelagerten Küsteninseln.

Die erhebliche Verbreitung des meist in der Facies der Fusulinen- und Schwagerinenkalke entwickelten Oberkarbons auf Hydra und den benachbarten Eilanden Stavronisi, Trikeri, Pettas, Platonisi etc. deutet auf ein grösstenteils unterseeisches, jungpaläozoisches Gebiet von erheblicher Ausdehnung hin, das sich im Südwesten an die Argolis anschliesst.

Ausserdem tritt das Oberkarbon nach Deprat auf Euböa auf.

Die ersten oberkarbonischen Vorkommen im Bereiche des Ägäischen Meeres wurden von der Insel Chios bekannt, wo F. Teller Fusulinenkalke aufgefunden hatte.

Später haben dann Bukowski bei Balia Maden und Philippson im Süden des mysischen Zentralmassivs karbonische Schichten nachgewiesen.

Hierdurch war eine scheinbare auffällige Verschiedenheit zwischen den beiden Ufern der Ägaeis konstatiert, da man ja für Griechenland nach den Untersuchungen früherer hervorragender Forscher immer noch mit einem verhältnismässig jugendlichen Alter seiner Gebirge rechnen musste.

Die durch dunkle Kalke und Schiefergesteine repräsentierten Dyasablagerungen sind bis jetzt nur auf der argolischen Küsteninsel Hydra sicher erwiesen und enthalten in einem schwarzen oder dunkelgrauen Kalk reichlich die charakteristischen Oldhaminen und Lyttonien, wie *Lyttonia Richthofeni* Kayser, die sonst nur in der mittleren Dyas von Japan, China, des Himalaya, der indischen Salzkette und in den Sosiokalken Siziliens auftreten. Neben den Lyttonien sind Angehörige der Gattungen *Productus, Orthothetes, Enteletes* etc. verhältnismässig häufig.

Meine Funde auf Hydra überbrücken somit die Lücke zwischen den indischen und sizilianischen Vorkommen und sprechen für ein

weites Mittelmeer, das sich zur Dyaszeit von Japan und China über den Himalaya und Peloponnes nach Sizilien erstreckte.

In Attika treten, wie schon erwähnt, in den obersten Teilen der oberkarbonischen Schieferzonen schwarze Kalkeinlagerungen auf, die total mit Fusulinellen erfüllt sind. Gleiche Fusulinellenschichten sind ferner auf der Insel Hydra entwickelt; hier allerdings in Verbindung mit dunkeln, gebankten Dolomiten (bezw. dolomitischen Kalken), die in gleicher petrographischer Ausbildung auch auf Amorgos wiederkehren.

Genau dieselben Fusulinellen, wie von Attika und Hydra, kennt man (nach einer freundlichen Angabe von Herrn Dr. DYHRENFURTH) auch aus der Dyas von Japan.

Ob freilich die Gattung *Fusulinella* lediglich auf die Dyas beschränkt bleibt, lässt sich vorerst noch nicht mit Sicherheit behaupten.

Vom stratigraphischen Gesichtspunkt aus spricht indessen nichts dagegen, die hellenischen Fusulinellenkalke der unteren Dyas zuzuweisen.

Aus den schwarzen Fusulinellenkalken kenne ich bis jetzt nur noch spezifisch nicht näher bestimmbare Bellerophonten, mit denen sich aber für genauere Horizontbestimmungen nichts anfangen lässt.

Mit der Dyas von Attika und Hydra habe ich diese Formation überhaupt zum erstenmal auf der südlichen Balkanhalbinsel nachgewiesen; ihre nähere Horizontierung konnte allerdings vorerst nicht vorgenommen werden.

Es frägt sich nun, welchen Einfluss der Nachweis des weitverbreiteten, normal entwickelten Paläozoikums auf die Altersbestimmung der metamorphischen Gesteine ausübt.

In Anbetracht der Existenz von unveränderten Diploporenkalken in Attika (mit *D. annulata, D. porosa, D. herculea* etc.) war ich anfangs der Meinung, dass die metamorphen Gesteine dieser Landschaft teilweise der Trias angehören dürften und habe diese Ansicht auch in einem auf dem internationalen Geologenkongress zu Mexiko gehaltenen Vortrag ausgesprochen.

Nachdem ich jetzt auch noch in Attika und im östlichen Othrys völlig unverändertes Karbon nachgewiesen habe, ist es natürlich erst recht ausgeschlossen, dass die daneben vorkommende viel jüngere Kreide in das kristalline Stadium der Marmore und kristallinen Schiefer übergeführt sein sollte.

Da demnach die normalen Gesteine, aus deren Umwandlung die metamorphen kristallinen Gesteine hervorgegangen, nunmehr ein karbonisches oder noch höheres Alter besitzen, nehme ich an, dass die von NEUMAYR, BITTNER und LEPSIUS als metamorphe Kreide gedeuteten kristallinen Gesteine Attikas und des östlichen Othrys zum mindesten mittelpaläozoisch sein dürften.

An manchen Stellen im Parnesgebirge habe ich bereits den Beginn einer allmählichen Umwandlung von normalen Fusulinenkalken in das kristalline Stadium wahrnehmen können.

Es sei hierbei noch darauf hingewiesen, dass in ganz geringer Entfernung von den kristallinen Gesteinen, so z. B. in der Bucht von Salamis, auch unter- und oberkretazische Ablagerungen anstehen, die trotz ihrer steilen Aufrichtung keine Spur von Umwandlung zeigen. Die verschiedenen Marmorvorkommen und halbkristallinen Kalke Attikas sind dagegen abgesehen von ihrer kristallinen Beschaffenheit auch durch abweichendes Gebirgsstreichen von den nicht kristallinen Kreidekalken scharf geschieden. Eine Umwandlung der grauen oder meist dunkelgefärbten Rudistenkalke in die weissen Marmore ist an sich schon wegen der Farbendifferenz nicht denkbar. Hierzu wären eher die lichten Diploporenkalke des Parnesgebietes (wie ich früher einmal annahm), noch mehr aber die weissen oder hellen, massigen Fusulinenkalke prädisponiert, wie ich sie auf den Inseln im Südwesten der Argolis kennengelernt habe.

Die kristalline Umwandlung ist daher in älteren Faltungsperioden erfolgt, und zwar hat eine vermutlich schon präkarbonische Faltung die Gebirgsmassen in kristallinem Sinne beeinflusst.

J. Deprat nimmt auf Euböa eine zwischen Karbon und Trias gelegene Faltung an.

Dieser älteren Gebirgsbildung entspricht voraussichtlich auch die Überschiebung der halbkristallinen Kalke der Akropolis und der übrigen Athener Hügel, die früher eine zusammenhängende Decke bildeten, über die teilweise schon recht metamorphen Schiefer von Athen.

Hierzu kommen dann noch die Wirkungen der überall bekannten tertiären Faltungen, sowie der jungtertiären bis quartären Bruchperiode, die im wesentlichen das heutige Relief des Landes herausmodellierten.

Aus der Berichtigung der stratigraphischen Stellung ergibt sich auch, dass die Ausdehnung und Bedeutung der durch Dynamometamorphose entstandenen kristallinen Schiefer und Marmore Ostgriechenlands nicht von den in anderen Gebieten der Erde gemachten Erfahrungen abweicht.

Ich möchte noch beifügen, dass die neueren stratigraphischen Ergebnisse den Wert der Lepsius'schen Untersuchungen keineswegs schmälern; die Bedeutung dieser Untersuchungen liegt eben vor allem darin, dass R. Lepsius in Attika den sukzessiven Übergang von den normalen zu den metamorphen Sedimenten festgestellt hatte.

Teilweise dürfte an den metamorphischen Schichten Griechenlands auch die Trias beteiligt sein, wie die triadischen Fossilfunde von L. Cayeux in den metamorphischen Gesteinen der Insel Kreta beweisen.

Die paläozoischen Ablagerungen Ostgriechenlands gehören nun zu den sedimentären Randzonen der im Gebiete des ägäischen Meeres hervortretenden kristallinen Gebirgsrümpfe.

Die skizzierten jungpaläozoischen und mannigfache, die gesamte Trias umfassende Bildungen besitzen in diesen Randzonen eine grosse Bedeutung. Jura ist versteinerungsführend in der Argolis und in der Form von Serpentin und Schiefer-Hornstein allgemeiner nachgewiesen. Ober- und Unterkreide sind ebenfalls vorhanden, treten aber gegen die älteren Gesteine zurück.

Die kristallinen Gesteine des rumelischen Schollenlandes, die den Nordosten der südosteuropäischen Halbinsel einnehmen, dringen in Griechenland im Olympmassiv über den Olymp bis nach Nordeuböa vor, wobei nach DEPRAT allerdings das eigentliche Olympmassiv von einem besonderen nordeuböischen Massiv zu trennen wäre.

In engerer Verbindung mit der rumelischen Scholle, der sich im Osten die devonischen Schiefer des Bosporus angliedern, steht ferner das mysische Zentralmassiv.

In südlicher und südöstlicher Richtung treten die alten Gesteine des rumelischen Schollenlandes wieder in dem kykladischen Zentralmassiv hervor.

Das grösstenteils untergetauchte, kristalline Grundgebirge der Kykladen greift nach Norden auf Euböa und das mittelgriechische Festland über und umfasst das südöstliche Drittel dieser Insel, sowie die archäischen Gesteine Attikas.

DEPRAT trennt die kristalline Masse der Kykladen durch eine über Andros verfolgbare Sedimentzone von dem südeuböischen Zentralmassiv ab.

Die diese alte kristalline Kernmasse umgebenden Randzonen sind nurmehr in Fragmenten erhalten.

Im Westen der Kykladen liegt ein weiteres Gebiet kristalliner Gesteine, das ich als das lakonische bezeichnen möchte.

Hierzu gehören die Mani, grössere Teile des Parnons und Kytheras.

Im Bereiche dieser letzteren Region wurden bisher noch keine paläozoischen Formationen festgestellt, d. h. wenigstens nicht auf paläontologischer Grundlage.

Unter einer mächtigen Kalkmasse lagern indessen am Taygetos usw. unveränderte Schiefergesteine und metamorph umgewandelte kristalline Gesteine.

Diese Deckkalke werden von PHILIPPSON mit den Nummuliten, führenden schwarzen Eocänkalken des zentralen Peloponnes unter der Bezeichnung „Tripolitzakalke“ zu einer einheitlichen Kalkmasse vereinigt und als Kreide-Eocän betrachtet.

Die unteren hellen und dolomitischen Partien der PHILIPPSON'schen Tripolitzakalke enthalten vielerorts Gyroporellen und gehören

der Trias an. Die Tripolitzakalke sind demnach wohl keine stratigraphisch einheitliche Bildung, und es ist möglich, dass in den unter der Trias liegenden Schiefergesteinen auch noch das Paläozoikum paläontologisch nachgewiesen werden wird.

Über den schwarzen nummulitenführenden Partien, den eigentlichen Tripolitzakalken, folgen der Flysch und hierüber anscheinend ausgedehnte Decken älterer mesozoischer Gesteine.

Im Vergleich zum zentralen Peloponnes (d. h. dem Gebiete der Tripolitzakalk-Entwickelung) stellen die Hochgebirge des zentralen Mittelgriechenlands, d. h. der Parnass- und Kionazone, einen weiteren, in fazieller und tektonischer Hinsicht abweichenden Typus dar.

Diese vom geographischen Standpunkte aus heute zentral gelegene, mittelgriechische Hochgebirgszone wird von den Schollen- und Flexurgebirgen des Parnass und der Kiona eingenommen.

Kretazische Ablagerungen zeigen hier eine hervorragende Entwickelung, daneben bilden aber auch Cassianer Korallenkalke, sowie obertriadische und rhätische Korallen- und Megalodontenkalke im Verein mit rhätischen Brachiopodenkalken der karpathischen Fazies wichtige gebirgsbildende Elemente.

Mächtige Serpentinmassen vertreten voraussichtlich zum Teil den Jura. Die Serpentine dürften dieselbe stratigraphische Position wie in Nordalbanien einnehmen, wie denn überhaupt erst die Kiona-Parnasszone eine Fortsetzung der nordalbanischen Hochgebirge darstellen dürfte.

Der Raum zwischen dem nach W. zunächst gelegenen Gebirgsabschnitt der Olonos-Pindoszone ist noch nicht hinreichend untersucht. Möglicherweise bildet die steile, nach Westen übergeneigte Falte der Vardussia den Übergang zwischen den beiden verschiedenen Gebirgsgliedern.

Die Olonos-Pindoszone erstreckt sich in langgezogenem Bande vom Kap Gallo, der Südspitze Messeniens, bis zum Tsumerka- und Prosgoligebirge, den nördlichsten Teilen des Pindos. Diese Zone entspricht der Tiefsee-Entwickelung der Obertrias, d. h. dem Hervortreten kieseliger Gesteine neben untergeordneten Plattenkalken. Auch Oberkreide ist in ähnlicher Fazies vorhanden; die Vertretung des Jura ist paläontologisch noch nicht einwandfrei festgestellt.

In der Olonos-Pindoszone, wie in der nach W. zunächst folgenden Ionischen Zone dominieren Faltungen und z. T., wie in der Olonos-Pindoszone, auch mächtige Überschiebungen.

Die Olonos-Pindosdecken beginnen mit den karnisch-unternorischen Halobien- und Daonellenschichten, die ich 1904 entdeckte und inzwischen in gleicher Entwickelung überall in dieser langgestreckten Gebirgszone nachwies, und zwar vom Süden Messeniens über das westmessenische Gebirgsland, die Gebirge von Andritsäna, Olonos-Voidiasgebirge, die ätolischen Kalkalpen, den Tsumerka bis zur

türkischen Grenze. Von hier ziehen sie im Prosgoligebirge weiter nach Albanien hinein.

Ferner wurden in diesen Decken, wie schon erwähnt, auch kretazische Äquivalente angetroffen.

Weitere Untersuchungen und Fossilfunde müssen zeigen, wie hoch die Schiefer-Hornstein-Plattenkalkfazies, die die Halobien und Daonellen enthält, hinaufgeht, ob diese Entwickelung während einiger Formationen andauerte oder ob mehrere Decken anzunehmen sind.

Die Olonos-Pindosdecken sind aus einer im allgemeinen östlichen Richtung, d. h. also von der Seite des ägäischen Meeres her auf das ätolische Flyschband und seine peloponnesische Fortsetzung überschoben.

Die Wurzelregion der mächtigen Olonos-Pindosdecken ist daher im Osten zu suchen.

L. Cayeux war der erste, der auf Grund seiner Untersuchungen auf Kreta die Vermutung ausgesprochen hatte, dass die mesozoischen Gesteine der Olonos-Pindoszone überschoben seien.

Nachdem A. Philippson seine Ansicht über das Alter der mesozoischen Ablagerungen der Olonoszone entsprechend seinen Untersuchungsergebnissen in Nordgriechenland modifiziert und die „Olonoskalke" bezw. die Schiefer-Hornsteingruppe unter den jüngeren eocänen Flysch, bezw. die Kreide-Eocänkalke stellte, liessen seine zahlreichen Profile aus dem Bereiche der Olonoszone die über den Flysch überschobenen, mesozoischen Decken deutlich hervortreten. Auf die strittigen Detailpunkte gehe ich hierbei nicht ein; jedenfalls gebührt diesen beiden Forschern gemeinsam das Verdienst, das für die Auffassung des ganzen griechischen Gebirgsbaues so wichtige Problem der Decken angeschnitten zu haben.

An diesen tektonischen Fragen wurde dann von anderen Geologen, darunter vom Verfasser, weiter gearbeitet. Die Meinungen divergieren noch beträchtlich; hier wurden die gegenwärtigen Ansichten des Verfassers in grossen Zügen wiedergegeben.

Im Westen des langgezogenen, breiten ätolischen Flyschbandes, auf dem die mesozoischen Decken der Olonos-Pindoszone schwimmen, treten die eocänen und mesozoischen Gesteine der Ionischen Zone heraus.

Das Ionische Faziesgebiet umfasst in der Hauptsache die Inseln Korfu, Paxos, Leukas, Ithaka, die Gebirge von Samos im östlichen Kephallenia, das westliche Akarnanien (Xeromeros) und Epirus und reicht hinauf bis zum akrokeraunischen Vorgebirge.

Die Kalke von Pylos (Pyloskalke Philippsons), d. h. die Nummuliten-Rudistenkalke der westlichen messenischen Halbinsel gehören noch zum Ionischen Faziesgebiet.

Sie bilden das Substratum der südlichen Fortsetzung des ätolischen Flyschbandes, das sich, allerdings unterbrochen durch Neogen, durch den westlichen Peloponnes fortsetzt.

Die ältesten Gebirgsglieder der Ionischen Zone gehören der Obertrias an, die hier rein kalkig ausgebildet ist (Karnische Carditakalke, Dolomite, obertriadisch-rhätische Gyroporellen-, Korallen- und Megalodontenkalke). Zusammen hiermit baut der mächtige, vollständig entwickelte Jura die Hauptmasse der Gebirgszüge auf. Als weitere Glieder erscheinen Rudisten- und Nummulitenkalke, nebst Tertiärflysch und Neogen.

Ich halte die Bildungen der Ionischen Zone, abgesehen von lokalen Schiebungen, vorläufig für autochthon und nehme an, dass ihre nördliche Verlängerung wieder im Monte Gargano hervortritt.

Nach den Aufnahmen von J. Partsch scheint im Hauptkörper von Kephallenia indessen eine Fazies zu herrschen, die von den zeitlich äquivalenten, mesozoischen Bildungen der Ionischen Zone erheblich abweicht. Sollte es sich bewahrheiten, dass das kephallenische Hauptgebirge einem anderen Faziesgebiet angehört, so läge der Gedanke nahe, in ihm die Fortsetzung Apuliens, d. h. der Halbinsel von Otranto zu erblicken. Zante und die kleinen Strophaden würden gleichfalls im Bereiche dieses westlichsten Faziesgebietes liegen.

Die neueren Untersuchungen haben daher ergeben, dass die Gebirge der südlichen Balkanhalbinsel in eine ganze Reihe verschiedener Faziesgebiete und Gebirgszonen zerfallen.

Die mannigfache Ausbildung der verschiedenen Gebirgszonen enthüllt sich erst bei sorgfältigen Einzelaufnahmen und tritt in den Verschiedenheiten der äusseren Landschaftsformen wenig zutage. Hier zeigt ein paläozoischer, alt- oder mittelmesozoischer Kalk in gleicher Höhe stets die gleichen Oberflächenformen, und ebenso sehen sich Flysch-, Werfener- und Oberkarbonschiefer äusserlich oft zum Verwechseln ähnlich, desgleichen die karnischen Daonellen-Hornsteine und die Posidonien-Hornsteine des Doggers.

Die Verschiedenheiten des Antlitzes der griechischen Gebirge beruhen, wie bereits erwähnt, besonders auf den der jüngsten Tertiärs bis Quartärepoche angehörigen Einbrüchen, die bald Längs-, bald Quergräben, Meerengen und Inseln, Binnenseen oder Binnenebenen geschaffen haben.

Die jüngere Bruch- und Erdbebenbildung hat sämtliche in der ursprünglichen Altersstellung der Gebirgszonen vorhandenen Höhenunterschiede umgestaltet. Die höchsten über 2000 m emporragenden Gipfel sind niemals kristallin wie in den Alpen, sondern meist mesozoisch, häufig sogar der obersten Kreide angehörig, während andererseits, wie wir bei den vorwiegend karbonischen Randinseln der Argolis sehen, sich alte paläozoische Gesteine als Spitzen eines untergetauchten Gebirges nur wenig mehr über den Meeresspiegel erheben.