

II. Besprechungen.

Zur Deutung der Vertikalbewegungen der Festländer und Meere.

Von **Franz E. Sueß.**

Schluß.

F. Ableitungen aus der Geländegestalt.

1. Bemerkungen zur Methode.

Der breiteste Raum wird in der neueren Literatur über junge Krustenschiebungen von den Ableitungen der Bewegungsvorgänge aus der Form der gegenwärtigen Oberfläche eingenommen. Von Amerika ausgehend haben die neueren Methoden morphogenetischer Betrachtung auch in Europa lebhaften Anklang gefunden und in wenigen Jahrzehnten eine Literatur von kaum zu überschauendem Umfange hervorgebracht. Sie beruht auf der so rasch allgemein bekannt gewordenen Zykluslehre von WILLIAM MORRIS DAVIS (53). Diese bietet ein leichthandliches Schema, durch das gleichsam wie durch eine über das Landschaftsbild gelegte Oleate, die entscheidenden Linien hervorgehoben werden, an denen die einzelnen Abschnitte der morphogenetischen Entwicklung, die Neubelebungen, Unterbrechungen und Beschleunigungen des gleichmäßigen und ruhigen Verlaufes der gestaltenden Vorgänge abgelesen werden können.

Grundlegend für weitaus die meisten diesbezüglichen Ableitungen ist die Auffassung des Verlaufes der Abtragungsvorgänge durch rinnendes Wasser, im sogenannten humiden Zyklus nach DAVIS. Nach dieser Auffassung bleibt nach genügend langer Einwirkung der abtragenden Kräfte für jede Ausgangsform, für jede beliebig gegliederte Uroberfläche das Endziel das gleiche. Das Talnetz, anfangs auf wenige, scharf einschneidende Gerinne beschränkt, wird mit der Zeit immer ästiger, die zwischenliegenden Riedel werden immer mehr zerteilt, verschmälert und erniedrigt. Mit zunehmender Annäherung des Gefälles an die Gleichgewichtskurve rückt die seitliche Erosion, welche die Talauen ausweitet, immer mehr nach aufwärts. Im Unterlaufe können die Riedelreste durch seitliche Erosion ganz aufgezehrt werden, so daß sich die einzelnen Talauen zur Flußebene verbinden.

Indem fortschreitende Abtragung über das weite Land hin alle Höhenunterschiede vermindert und indem mit abnehmendem Gefälle die Kraft des rinnenden Wassers schließlich erlahmt, nähert sich die Oberflächengestalt einem Endzustande. Das Relief wird nicht völlig ausgeglichen.

An einer sanft geneigten, flach welligen Ebene, des Penepplain der Amerikaner, der Fastebene nach der Bezeichnung vieler deutscher Geographen, gelangt die Einwirkung der atmosphärischen Kräfte zum Stillstande. In ihr endigt nach der Lehre von DAVIS der normale oder humide Zyklus der Erosion.

Trotz der Einwände von HETTNER (56), PASSARGE (54), A. v. BÖHM (55), FRIEDRICHSEN (57) u. a., die darauf hingewiesen haben, daß die Bezeichnung »Zyklus« nicht dem deutschen Sprachgebrauche gemäß ist — denn es handelt sich nicht um einen sich zyklisch erneuernden Vorgang, sondern um einen Ablauf nach einer Richtung und einem Ende — hat die Bezeichnung »Zyklus« auch in die deutsche Literatur Eingang gefunden.

Jede Änderung der Erosionsbasis, sei es durch Verschiebung des Festlandes oder der Wasserfläche, in welche die Flüsse münden, wird eine Unterbrechung oder Erneuerung des Zyklus zur Folge haben. Durch Hebung wird auf der reifen Fastebene dasselbe Spiel eingeleitet, mit dem der Zyklus auf der Uroberfläche begonnen hatte. Ein jugendliches Talnetz eingesenkt in die ältere Oberfläche, zeigt die Senkung der Erosionsbasis an. Aus der Vergesellschaftung der Züge verschiedenen Alters, werden die jugendlichen Krustenbewegungen erschlossen.

2. Beispiele der Anwendung und Ergebnisse der Methode.

Vor der Berücksichtigung der Einwände, welche diesen neueren Theorien von hervorragenden Geographen und Geologen entgegengehalten worden sind, sei an Beispielen gezeigt, welche allgemeine Anwendung sie in allen Teilen der Erde gefunden haben. Einige besonders weitgehende Anschauungen werden dabei mit angeführt, da sie kennzeichnend sind für die Art der Schlußfolgerungen, wenn sie auch heute bereits wohl von den meisten Geographen als überwunden angesehen werden oder überhaupt nur von einigen gebilligt worden sind.

Die scharfgezeichneten Einebnungsflächen, welche aus den zentralasiatischen Gebirgen einen großzügigen Schollenbau auffällig hervortreten lassen, haben zu den weitgehendsten Schlußfolgerungen Anlaß gegeben; und obwohl die geologische Erforschung von Asien, ein großartiges System von Faltengebirgen erschlossen hat, das, wenn auch zerstückelt durch spätere Brüche und da und dort unterbrochen durch tiefe Senkungsfelder, dennoch im großen und ganzen zusammengefügt ist aus Faltenbögen, deren Massenerhebung und Formgliederung von Innen, vom alten Scheitel am Baikalsee, gegen außen zunimmt mit abnehmendem Alter, bis in der jüngsten der Faltungszonen die zerdrückte Tethys emporgetürmt ist zum majestätischsten Kettengebirge der Erde, dem Himalaya; — trotzdem die zeitlichen Abstufungen des Bewegungsvorganges in der Gestaltung der Landmassen bis in ihre entlegeneren Abzweigungen in Europa und im malayischen Archipel klar und groß-

artig abgebildet scheinen, soll doch nach der Anschauung vieler Morphologen, die Geschichte der Oberflächengestalt ganz unabhängig sein vom inneren Bau; »die Faltungen sollen für das heutige Oberflächenbild bereits wesenslos geworden sein« (MACHATSCHEK). Nur junge epirogenetische Bewegungen sollen maßgebend sein für das gegenwärtige Relief von Zentralasien.

Auf seiner Querung vom Andischan zum Issikul war DAVIS eindrucksvoll ergriffen worden von der großartigen, jungzerschnittenen Einebnungsfläche, mit der sich der Tienschan scharf und geradlinig vom Himmelsraume abzeichnet. Ebenso wie er folgerten nach ihm auch HUNTINGTON und R. PUMPELLY (58), daß der Tienschan im Jungtertiär zur Peneplain abgehobelt war und erst im Quartär neuerdings zu seiner gegenwärtigen Höhe aufgestaut worden ist.

OBRUTSCHEW (59) hatte schon früher den westlichen Altai, das Kalbinskyische Gebirge und weitere Gebiete Zentralasiens als Peneplains bezeichnet, die in geologisch junger Zeit um 1000—3000 m gehoben worden sind. Die Fastebene im Karakorum-Gebiet beschrieb DE FILIPPI (60) und in China sah BAILEY WILLIS (61) am Wutaischan subaeril gebildete tertiäre Einebnungsflächen mit jungen Hebungen, die nach seinen Anschauungen in gleicher Entwicklung in großen Teilen Ostasiens und Zentralasiens wiederkehren. Nach DÉPRAT (62) zeigt ganz Südchina und Indochina junge epirogenetische Hebungen und das ganze Flußnetz von Tonking ist in eine senile Oberfläche eingesenkt. [Näheres siehe MACHATSCHEK (65).]

Im Sichota Alin an der Festlandsküste des japanischen Meeres hat die Faltung vom Jura bis ins Tertiär angedauert. Nach ROMER und NOWAK (63) verdankt dieses Gebirge aber seine reifen Formen einer jugendlichen Versenkung unter den Meeresspiegel, der spätere ungleichmäßige Hebung in zwei ungleichen Hauptphasen gefolgt ist.

ÖSTREICH (64) sah am oberen Indus bei Déussi Einebnungsflächen in 3800—4000 m Höhe und nach seiner Angabe verdankt auch der Himalaya seine Höhe nicht dem jungen Faltenbau, sondern einer quartären epirogenetischen Hebung.

Die 2000 m hoch gelegenen Kammlinien von Zentral-Celebes sind nach ABENDANON über die tiefen Erosionsschluchten hinweg zu einer Fastebene von ungeheurer Ausdehnung zu verbinden (66).

Gleiches berichtet die neuere Morphologie über junge und alte Gebirge in Nordamerika. Die jungdurchschnittene Peneplain, mit welcher die Appalachen in New-Jersey zur Küste ausstreichen, haben DAVIS u. a. beschrieben; sie erstreckt sich über Connecticut bis Massachusetts. Als weitere Beispiele, von denen die Anwendung der Zykluslehre zu ähnlichen Ergebnissen geführt hat, können viele Teile der Rocky Mountains genannt werden, mit dem Bighorn Gebirge, den Selkirks und anderen Seitenketten, und ebenso das Acadian Plateau. BAILEY WILLIS, RUSSEL, SMITH und andere amerikanische Morphologen belehrten uns über ähn-

liche Vorgänge in den jüngeren Gebirgsketten der amerikanischen Westküste, im Alaska-Gebirge, in der Coast-range und auch in der Cascade-range von Washington und Oregon.

In den argentinischen Anden fand KEIDEL(67) gehobene Destruktionsflächen; die jüngste der erschlossenen Vertikalbewegungen betrug 400 m. QUENSEL (68) berichtete über die Hebung der patagonischen Cordillere nach der pliozänen Transgression.

Auch in der reichen neueren Literatur aus vielen Teilen der alten wiederholt überschwemmten afrikanischen Tafel finden sich häufig die Angaben über jugendliche Schaukelbewegungen. Über die Hebungen von Natal berichtete A. PENCK schon vor längerer Zeit (69). Sehr eingehende diesbezügliche Studien betreffend die Küste von Deutsch-Ostafrika und ihr Hinterland verdanken wir OTTO v. STAFF (70), dem tätigsten und überzeugtesten Vorkämpfer der neueren physiographischen Methoden, der leider während der letzten Kriegsjahre ein Opfer seiner Anstrengungen in Afrika geworden ist. Er unterschied zwei ältere Erosionszyklen. Der zweite führte zur Entwicklung der ausgedehnten postaquitanischen Peneplain. Eine Hebung im Altquartär leitete den jüngsten, heutigen Zyklus ein. An ihn knüpft sich noch eine leichte Senkung des Küstenstreifens.

Die umfangreiche morphologische Literatur über die verschiedensten Gebiete von Europa vermag zumeist an vollkommener geologische Grundlagen anzuknüpfen. Geologie und Morphologie treten hier in innigere Beziehung zueinander. In den deutschen Mittelgebirgen sind Rumpfebenen allgemein verbreitet. Die Frage ihres Alters wird vielfach erwogen. Z. T. mag ihre Hauptanlage bereits zur Kontinentalzeit des Rotliegenden geschaffen worden sein; z. T., wie z. B. im Böhmerwalde, gelten sie als vorcenoman (PUFFER [71]). Für Oligozän erklärt RASSMUS (72) die nordböhmische Rumpffläche; PHILIPPI (73) jene Thüringens für präoligozän. Unter der Voraussetzung, daß die Flächen durch Abtragung bis nahe an den Meeresspiegel entstanden sind, wird allenthalben spätere Hebung angenommen: dazu gesellen sich bis in die jüngste Zeit reichende Verschiebungen an Brüchen und Schaukelbewegungen.

Nur einige aus zahlreichen Berichten über Blockhebungen seien hier besonders erwähnt.

STAFF und RASSMUS (74) beschrieben in der sächsischen Schweiz eine präcenomane Verebnungsfläche. Sie wurde nach Schluß der Kreideformation gehoben; eine oligozäne Verebnungsfläche breitete sich quer über die Lausitzer Überschiebung und bildete die Unterlage der Braunkohlen. Nach einer neuerlichen Hebung entstand die sehr ausgeprägte postbasaltische Peneplain; sie blieb nahe an das Elbtal gebunden; zu ihr gehören der Falkenberg (504) und der Rücken des Poppenberges (528), die Prebitschtorwände (450) und viele andere besuchte Ausflugsunkte der sächsischen Schweiz. Sie wird vom großen und kleinen Winterberg

und anderen Härtingen, z. T. durchbrechenden Gängen, überragt. Vom böhmischen Mittelgebirge senkt sich aus 600 m Höhe diese Fläche nordwärts und geht über in die Fläche, welche in 400 m Höhe die Hohensteiner Überschiebung ausgleicht. Einer vermutlich pliozänen Hebung dieser Einebnungsfläche verdankt endlich die als »Ebenheit« bekannte breite Terrasse in 230—250 m zu beiden Seiten der Elbe ihre Entstehung. An einer Scharniere bei Schandau soll die Fläche im Quartär schief gestellt worden sein, zu einer Neigung von 5—6 Prom. und für die jüngere Terrassenfolge der Elbe werden jüngste Hebungen und Senkungen beansprucht.

PUFFER (71) sieht im Böhmerwalde eine im Obermiozän aufgewölbte vorcenomane Penepplain.

Dem sudetischen Rumpfe gibt HASSINGER (75) zwei Hebungen, eine im Untermiozän und eine im Pliozän (postmiozän). Die Verebnungsflächen des Harzes und des Riesengebirges sollen nach STAFF prämiozän gehoben sein. Die des rheinischen Schiefergebirges nach MORDZIOL (80) im späten Pliozän und im Diluvium.

Ähnlich erkennt LOZINSKI (76) eine pliozäne Hebung in der Umgebung von Krakau und in der wolhynisch-ukrainischen Granitplatte eine Aufwölbung jünger als der Löß. PHILIPPSONS ältere Angaben über diluviale Hebungen in der südrussischen Platte werden damit ergänzt und erweitert, und z. T. im einzelnen richtig gestellt.

Das Innere Rußlands ist nach DAVIS das »beste Beispiel einer abgetragenen und wieder zerschnittenen Ebene«, in der die Täler 200—300 m tief eingesenkt sind. Sie schneidet die wenig geneigten Schichten mit sehr flachem Winkel.

Wales und Devonshire sind »gehobene« Rumpfflächen; darüber berichtete SAWICKI (77). Die höchsten Einebnungsreste liegen in 3000', die Fläche von Snowdonia liegt in 1000—1200' Höhe; weitere Ebenheiten folgen in 900 und 800 und zuletzt an der Küste in 400—800'. Ein ähnliches Relief zeigt nach DAVIS die Bretagne. Beide Gebiete wurden aber neuerdings mit ihren Rändern wieder ein wenig untergetaucht.

Drei Zyklen beschrieb DEMANGEON (78) aus der Landschaft des Limousin im französischen Zentralplateau. Es ist, wie DAVIS ihm folgend angibt, eine gehobene Penepplain mit Monadnocks.

Aber auch in den jüngsten Faltegebirgen fehlen nicht die Angaben über junge Einebnungsflächen; und mit der Höhe der Gebirge wächst im allgemeinen die beanspruchte Hebungshöhe. Hierüber belehrt eine neuere Zusammenstellung von MACHATSCHEK (79).

Zahlreich sind diesbezügliche Angaben über die Gebirge der Balkanhalbinsel. Ich erinnere an die von CVIJC (81) beschriebene miozäne Einebnung, die im Pliozän gehoben und verbogen wurde, an GÖTZINGERS (82) morphologische Studien bei Dinara in Dalmatien; die von ihm beschriebene Verebnungsfläche von Kneir entstand im Miozän; eine höhere Lage der Erosionsbasis während des Miozän, eine tiefere in alt-

neogener und in postneogener Zeit wird angenommen. Damit stimmen weitere Erfahrungen aus anderen Gegenden überein. Verebnungsflächen fand GRUND (83) in allen größeren Tälern des dinarischen Gebirges und nach KREBS (84) geht über Istrien eine einheitliche Peneplain, welche in spätmiozäner und nachmiozäner Zeit gestört worden ist. Die genannten Autoren lassen zunächst die Frage offen, ob die Verschiebung der Erosionsbasis durch Hebung der Festen oder durch Senkung des Wasserspiegels bewirkt wurde. Dagegen spricht SAWICKI (85) ausdrücklich von einer allgemeinen positiven epirogenetischen Bewegung der Westkarpathen in postmiozäner Zeit, von einem »Bombement«, einer Aufwölbung der faziell und bathymetrisch gleichen Bildungen, welche im Norden 350—500 m tiefer gelegen sind. Jüngere Bewegungen wurden hier noch nicht erkannt und die Entstehung der Terrassen noch nicht geklärt.

Die morphologischen Arbeiten aus verschiedenen Teilen des Karpathenbogens von SAWICKI (86), ROMER, RUDNYCKYJ, MARTONNE und ČVIJIC hat SAWICKI übersichtlich zusammengefaßt. Sie berichten vor allem über altmiozäne Hebungen mit nachfolgender Transgression und Verschüttung im Jungmiozän; dann über Hebungen und Schrägstellungen im Sarmatikum, die nach deutlicheren Anzeichen in den Südkarpathen und am Eisernen Tor einen Betrag von 4—500 m erreichen. Zuletzt, im Quartär, folgt die jüngere Terrassierung von 100 m abwärts.

»Die Hebung durch die jüngere Krustenbewegung betrug in Westgalizien 800—1000 m, in den Süd-Karpathen 1000—1300 m, am Eisernen Tor im Minimum 500—800 m.« — »Die Karpathen verdanken ihr heutiges Aussehen nicht der Hauptfaltung, sondern erst den jüngeren Krustenbewegungen. Sie wurden durch die Zyklen seit dem Miozän geschaffen, sie zeigen einen etappenförmigen Verlauf, der vielleicht mit der uns unbekannteren Ursache der Strandverschiebungen zusammenhängt.«

ČVIJIC (87) ist dieser extremen Auffassung entgegengetreten; er verwies auf die unsichere Deutung mancher Rumpfflächen und auf die Möglichkeit ihrer Entstehung in verschiedenen Höhen. Aus dem Verlauf der Talterrassen im Gebiete des Eisernen Tores schloß er auf wellenartige und faltenförmige Verbiegungen, nicht auf blockförmige Hebungen des Gebirges.

Zwischen die massigeren Bergformen der östlichen Kalkalpen sind Einebnungsflächen in Höhen von 800—1200 m eingeschaltet; oft sind sie mit Geröllen von Quarz und auch von kristallinen Gesteinen überstreut. GÖTZINGER (88), der ihre Verbreitung eingehender studiert hat, verlegt ihre Bildung in das Altmiozän, vor die erste Mediterranstufe; in eine Zeit als die Alpen Mittelgebirgsformen angenommen hatten. Eine eigentliche Rumpffläche war nicht zur Ausbildung gelangt. Die Verebnungsflächen sind Reste einstiger breiter Flußauen zwischen gerundeten Kuppen. Durch Hebungen und Schrägstellungen im späteren Miozän wurden sie in die heutige Lage gebracht. Den gleichen Be-

wegungen verdankt nach ROTTER die Kalk-Rumpfscholle der Rax ihre heutige geneigte Stellung.

In einer seiner letzten größeren Studien aus dem Gebiete zwischen Inn und Enns hat FELIX HAHN (89), dessen frühen Tod an der Westfront wir zu betrauern haben, pultartige Schrägstellungen der Einebnungsflächen zwischen Schollenbrüchen nachgewiesen. Auch nach seiner Ansicht waren die Alpen zur Zeit zwischen Oligozän und Untermiozän ein reifes Gebirge. Die neuerliche Aufrichtung wurde durch eine gegen West gerichtete Querfaltung bewirkt.

Die weitgehendsten Thesen hat O. v. STAFF (90) aufgestellt. Aus der beiläufigen Gleichheit der Gipfelhöhen, aus deren Unabhängigkeit von der Gesteinhärte und ihrer Abhängigkeit vom Gesamtbaue der Alpen schloß er, daß das Mt. Blanc-Gebiet und die Alpen von Wallis vor der Eiszeit fast völlig verebnet waren und erst in diluvialer Zeit durch epirogenetische Hebung zur gegenwärtigen Höhe emporgestaut worden sind. Ebenso wollte SÖLCH (91) im Brennergebiete eine präglaziale Landoberfläche erkennen, welche ihre gegenwärtige Höhe durch eine Hebung im Betrage von 2000 m erhalten hat. Solche Vorstellungen wurden auch auf die ganzen Alpen übertragen.

Diese Aufzählung mag genügen, um zu zeigen, daß an allen Typen des Baues, an kontinentalen Tafeln, an jungen und alten Kettengebirgen, in Gebieten jüngster Sedimentation, ebenso wie in uralten tiefabgetragenen Grundgebirgsmassiven die Anwendung der gleichen Grundsätze zu gleichen Schlußfolgerungen geführt hat. Allenthalben werden aus den Merkmalen der Gestalt junge Niveauschwankungen von bedeutendem Ausmaße abgeleitet. Führende Geographen sind der Ansicht, daß die gegenwärtige Gestaltung der Erdoberfläche, einschließlich der jungen Kettengebirge, in weit höherem Grade durch junge Vertikalbewegungen bestimmt wird, als durch Verlauf und Alter der Faltenzüge. »Der Unterschied zwischen Hochgebirge und Mittelgebirge verliert seinen geologischen Wert, fallen doch nunmehr die Alpen in die Definition des Harzes usw.« Mit diesen Worten suchte O. v. STAFF die letzten Schlußfolgerungen aus den Erfahrungen der neueren Morphogenie zusammenzufassen.

Solche extreme Anschauungen, welche die altgewohnten Auffassungen über das Werden der Gebirge gänzlich zu verschieben scheinen, finden gewiß keine Unterstützung in dem Studium des inneren Gefüges der Gebirge. Die Beziehungen zwischen Alter und Oberflächengestalt der Gebirge sind dem Geologen eine vertraute Erfahrung. Die bedeutendsten Höhen der Erde sind ebenso wie die tiefsten Einsenkungen des Meeresgrundes gebunden an die jungen Faltungszonen, und man versteht schwer, wie ein Blick auf den Globus noch Zweifel offen lassen kann an dem ursächlichen Zusammenhang zwischen dem Alter der Faltung und dem Grade der Heraushebung der Gebirge.

Der Hebel, der durch die morphologische Methode gleichsam von

außen angesetzt wird, um die Faltengebirge senkrecht emporzuheben, findet keinen Angriffspunkt in deren innerem Gerüste. Im geologischen Bau der Alpen oder der böhmischen Masse findet man z. B. keine Merkmale des Gefüges, die als Anzeichen junger Vertikalbewegungen im angenommenen Betrage angesehen werden könnten. Die Schlußfolgerungen vieler Morphologen führen nach anderen Richtungen als jene des Tektonikers. Einschränkende Kritik soll sie zusammenführen zu gegenseitigem Verständnis.

3. Zur Kritik der Methode. Die hypothetische Fastebene des normalen Zyklus. Gipfelgleichheit, äolische Einebnung und Brandungsplatten.

Einwände allgemeiner Art gegen die neueren morphogenetischen Methoden haben neben anderen PASSARGE (54), HETTNER (56) und A. v. BÖHM (55) vorgebracht. PASSARGE und HETTNER haben insbesondere auf die Gefahren für den Anfänger hingewiesen, die in dem leicht handlichen Schema enthalten sind. Zur Erklärung irgendeiner morphologischen Dissonanz, eines Gehängeknickes, einer Folge von Talterrassen hat der Jünger von DAVIS' Schule in der Regel Hebung oder Senkung bereit. Vor allem werden aber regelmäßig die Anzeichen eines Höhenausgleiches, einer mehr minder vollkommenen Einebnung als Gleichgewichtsflächen der Erosion gedeutet, die nachträglich gehoben wurden.

Die Natur lehrt uns immer wieder von Neuem, daß der Reichtum des Beobachtbaren nicht zu erschöpfen ist. Der reifere Forscher fühlt erst, wie schwer es ist, alle Möglichkeiten des Werdens zu überschauen, wo nur ein Endzustand unserem Urteil zugänglich ist, das stets abhängig bleibt von der Beschränktheit unserer Erfahrungen. Durch gelegentliche Irrtümer belehrt, wird er immer schwerer und behutsamer sich entschließen, den sicheren Boden der Erfahrung zu verlassen, wohl wissend, wie leicht er durch die freiere Beweglichkeit in den Höhen rein gedanklicher Operationen abgeführt wird von dem an Krümmungen und Abwegen so reichen Pfade des wahren Naturgeschehens. Die Lückenlosigkeit einer Schlußkette, die von allgemeinen, als feststehend geltenden Sätzen abgeleitet wird, kann nie in idealer Vollkommenheit verbürgt sein und das Ergebnis selbst bleibt stets ein beachtenswerter Prüfstein für die Verlässlichkeit einer Deduktion. Fragwürdige Ergebnisse erwecken Zweifel an der Richtigkeit der Ausgangswerte oder des Rechnungsganges.

Der größte Teil der in den Werken von DAVIS in so geistreicher und fesselnder Weise durchgeführten Ableitungen, die Darlegungen über Jugend und Alter der Talententwicklung, über die Stadien des marinen, des ariden, des glazialen Zyklus usw. beruht eigentlich auf Beobachtungen aus dem Gebiete der physikalischen Geographie, bzw. der dynamischen Geologie und kann in den verschiedenen Abstufungen und Übergängen leicht durch Beispiele belegt und unterstützt werden.

Auch die Flächen gleicher Höhe, welche ältere Gebirgsstrukturen durchschneiden, sind Tatsachen der Beobachtung. Aber die Auffassung solcher Flächen als Endergebnis einer subaerilen Abtragung durch vorwiegend rinnendes Wasser bis nahe an den Meeresspiegel ist nicht durch unmittelbare Beobachtung, sondern durch gedankliche Weiterführung der beobachteten Teilvorgänge der Arbeit des rinnenden Wassers gewonnen. Vergeblich sucht man in den heutigen Landschaften einen Beleg dafür, daß irgendwo ein höheres Gebirge im Anschlusse an die Gleichgewichtskurven der Flüsse bis nahe an den Meeresspiegel abgearbeitet worden sei. Von verschiedenen Seiten (z. B. TARR bereits 1898) wurde es als eine Schwäche der Deduktion von DAVIS bezeichnet, daß unter den ebenen Flächen der Erde kein Beispiel aufzufinden ist, das mit Sicherheit als eine Peneplain, entstanden durch gegenwärtige Abtragung bis nahe an die Erosionsbasis bezeichnet werden konnte. Alle gegenwärtigen Rumpfflächen, seien sie in alte Tafeln oder in jüngere Faltenzüge eingeschnitten, liegen erhöht, und alle Beispiele von Peneplains, die uns die Natur darbietet, wären nach der Auffassung der Schule von DAVIS kürzlich gehoben worden. Keine dieser Landschaften wäre durch einen einfachen Vorgang entstanden; stets wird ein doppelter Zyklus verlangt; eine erste Hebung, dann Abtragung bis nahe an den Meeresspiegel und dann eine neuerliche Hebung¹⁾. Das Fehlen oder die Seltenheit der heutigen Peneplains muß um so sonderbarer erscheinen, als ältere Rumpfflächen in verschiedenen Höhenlagen sehr häufig sind. Es wird vorausgesetzt, daß wohl in früherer Zeit Abtragungen bis zur Vollendung des Zyklus stattgefunden hätten; in neuerer Zeit zeigt die Erde nur begonnene Zyklen. Nahezu alle Festlandsgebiete müßten in jüngster Zeit senkrecht emporgehoben worden sein; eine ganz außerordentliche Beweglichkeit müßte demnach fast alle Länder trotz der Verschiedenheit des Baues in jüngster Zeit ergriffen haben, so daß, im Gegensatz zu den Verhältnissen in früheren Epochen, in der Gegenwart nirgends Zeit zur Vollendung des Zyklus geblieben ist. Die Annahme von DAVIS, daß in der Vergangenheit zumeist andere Zustände geherrscht hätten und daß die Gegenwart eine Ausnahme darstellt, ist ein Postulat zu gunsten der Theorie, doch keine Erklärung.

¹⁾ Als Beispiel einer jungen Peneplain wird von DAVIS die Niederung von Semipalatinsk angeführt. Gerundete Hügel von gleichmäßiger Höhe bilden die Oberfläche des gefalteten Untergrundes. Sie erreichen immerhin bereits über 200 m Höhe und die Oberfläche ist bereits 15 m tief eingesenkt. Das genaue Alter dieser Oberflächenform ist nicht festgestellt; es mag daran erinnert sein, daß westlich von ihr im Anschlusse an die westsibirische Ebene die Pforte von Turgai noch zu Anfang des Oligozän vom Meere überflutet war. Nach allem ist diese Rumpfebene älter als das Oligozän und ihre Entstehung in aridem Klima bei vorherrschendem Einflusse des Windes ist gewiß nicht ausgeschlossen. Nach seinen gesamten geologischen Beziehungen kann das Gebiet von Semipalatinsk kaum als ein Beleg für die Ausbildung einer Peneplain im einfachen, ununterbrochenen, normalen Zyklus ausgewertet werden.

Eingehendere Kritik an dem Begriffe der Fastebene oder Penepplain, in ihrer Deutung als subaerile Einebnungsfläche hat insbesondere HETTNER geübt (56). Sie gehört ja zum »regelmäßigen Bestande« der meisten morphogenetischen Ableitungen und kann gewissermaßen als deren Angelpunkt angesehen werden.

Flächen annähernd gleicher Höhe, bald zusammenhängend, bald mehr oder weniger zerschnitten, oder auch in einzelne Gipfel aufgelöst, bald örtlich beschränkt, bald sehr ausgedehnt, gehören zu den häufigsten morphologischen Motiven. Für sie wählte HETTNER die Bezeichnung »Rumpffläche«, die im Gegensatz zum Begriffe der »Penepplain« von DAVIS keine genetische Beziehung ausdrücken soll. Die Beurteilung einer Rumpffläche verlangt in jedem einzelnen Falle eine besondere Feststellung auf induktivem Wege, d. i. durch die Erforschung der geologischen Geschichte des betreffenden Gebietes.

Während für den Übergang zum theoretischen Endstadium des normalen Zyklus nach DAVIS, zur greisenhaften Penepplain nahe am Meeresspiegel, kaum voll überzeugende Belege aus der Natur angeführt werden können, gibt es namentlich noch zweierlei Einebnungsflächen recht verschiedener Art, deren Entstehungsweise aus der Dynamik heute wirkender Kräfte längst erkannt ist. Die eine Gruppe ist das Werk der ausgleichenden Tätigkeit bewegter Luft. Die zweite Art, die Abrasionsflächen oder »Brandungsplatten« (GRADMANN) knapp unter dem Strande, sind das Werk der landeinwärts vordringenden Meereswellen. Die Bildung von Einebnungsflächen im ariden Klima, die Umwandlung einer Gebirgswüste in eine Flachwüste, die Aufarbeitung eines Gebirges in eine Schichtstufen- und Zeugenlandschaft durch Korrasion und Ablation, wie sie von WALTHER und von PASSARGE dargestellt wurden, ist an keine Höhenlage gebunden. Der trockene Zyklus von DAVIS arbeitet unabhängig von der Höhenlage des Baselevel.

Der zweiten Gruppe wurden nach der älteren Erklärung die ausgedehntesten, festländischen Rumpfflächen zugerechnet. Dem ersten Erklärer RAMSAY folgte RICHTHOFEN mit weiterer Ausführung des Gedankens, daß bei andauernder positiver Strandverschiebung durch ständige Erweiterung der Küstenplattform allmählich weite Festlandsgebiete eingeebnet werden können. Eine Zeitlang war diese Vorstellung durch die Theorie der subaerilen Entstehung der Einebnungsflächen sehr zurückgedrängt worden: In neuerer Zeit aber wird ihre Bedeutung für die Entstehung vieler Rumpfflächen wieder allgemeiner und besser gewürdigt.

Noch auf eine andere Art können Ausgleichungen von Höhen im Laufe der normalen Verwitterung entstehen und scheinbare Reste einer einst zusammenhängenden Einebnungsfläche vortäuschen.

In den meisten Gebirgen wird der Wanderer, wenn er über die Talhänge aufsteigend einen Höhenpunkt mit weiterem Ausblick erreicht hat, überrascht von der Gleichförmigkeit der ringsum sichtbaren Höhen.

Als Beispiele, an denen solche »annähernde« Gipfelgleichheit beschrieben wurde, können genannt werden: die Alpen, der Böhmerwald, der Kaukasus, die Pyrenäen, die Sierra Nevada von Kalifornien, das Alaska-Gebirge, die Selkirks, die Coast-Range und Cascade-Range u. a. Man ist gewiß nicht berechtigt, jede mehr oder minder vollkommene Gipfelgleichheit auf eine aufgelöste Fastebene zurückzuführen; durch eine solche Annahme wurde O. v. STAFF in den West-Alpen zu ungeheuerlichen Schlußfolgerungen verleitet (s. Seite 367). Verschiedene Erklärungen sind für die Erscheinung geäußert worden und es ist auch anzunehmen, daß sie durch verschiedene Einflüsse, die bald vereinigt, bald einzeln wirken, zustande kommen kann. Neben manchen Einzelaufsätzen über den Gegenstand gibt eine Studie von R. DALY (92) zusammenfassende Belehrung.

Die Gipfelgleichheit kann aus einer früheren Geländeform ererbt oder während des Abtragungsvorganges spontan entstanden sein. Der erstere Fall ist sehr unwahrscheinlich; denn er verlangt stets zwei Hebungszeiten, unterbrochen durch einen Stillstand von enorm langer Dauer, der zur Abtragung aller Gipfel bis zur Fastebene ausreichen soll. Die zweite Hebung wäre ein Vorgang ganz anderer Art, als die eigentliche Gebirgsbildung. In keinem bedeutenderem Gebirge kann die Penepplain-Hypothese als bewiesen angesehen werden.

Mit größter Wahrscheinlichkeit ist anzunehmen, daß durch den Verwitterungsvorgang selbst ein Ausgleich der Gipfelunterschiede bewirkt wird. Schon während der Aufrichtung eines Gebirges müssen solche Einflüsse wirksam sein, indem rascher steigende Gebirgskörper stärker angegriffen werden. Es wird anzunehmen sein, daß die Intensität der Denudation im geraden Verhältnis mit der Höhe zunimmt. Im Verlaufe eines solchen Vorganges werden anfänglich bedeutendere Höhenunterschiede immer mehr ausgeglichen.

BRÜCKNER, RICHTER und SHALER haben dargelegt, daß allein durch gleichmäßiges Rückschneiden der Täler, die Übereinstimmung von Flußdistanz und Gehängeneigung bei reifer Durchschneidung, Gipfelgleichheit der stehenbleibenden Riedel zur Folge haben muß. Ein Vorgang, der allerdings in größeren Gebieten nur bei gleichförmiger Gesteinsbeschaffenheit eintreten kann.

In ehemals vergletscherten Gebirgen wurden durch die Aufschürfung der Kare über einer gewissen Höhe scharf aufragende Spitzen geschaffen, die nun einer rascheren Zerstörung durch Verwitterung anheimfallen. In manchen anderen Gebirgen, wie z. B. im Böhmerwald, mag die Baumgrenze mitbestimmend gewesen sein für den Höhenausgleich. Die Felsenmeere zeigen, daß über der Baumgrenze der Zerfall rascher vor sich geht. Lawinen, als Hilfsmittel der Steinförderung, sind hier wirksamer; das gleiche gilt für die Schuttabfuhr durch Regen, sei es in Einzelgerinnen oder in Schichtfluten, und ebenso auch für die Schuttbewegungen durch Kriechen oder Gleiten nach der eigenen Schwere.

DALY erwähnt außerdem noch die Tätigkeit grabender Tiere in vielen Ländern; es kommen vor allem Feldmäuse, Maulwürfe, Murmeltiere (Bären), in manchen Gegenden Nord-Amerikas auch Schildkröten in Betracht.

Zu diesen mancherlei Kräften, welche in verschiedenen Höhen und Klimaten, dem Zustandekommen größerer Ungleichheiten des Reliefs entgegenwirken, gesellt sich noch der fast allgegenwärtige Wind, der auf den Höhen keine Anhäufung von Schutt und Verwitterungsgrus gestattet. In Trockengebieten ist er Alleinherrscher und prägt den Stempel seiner Herrschaft über das ganze Landschaftsbild. So vollkommene Ausglättung, wie z. B. in den großen Ebenen von Dakota, kann nur der Wind bewerkstelligen (93). Aber auch die Gipfel der Hoch- und Mittelgebirge gehören zu seinem Bereich; dort gestattet er keine Anhäufung von Sand oder Schutt; indem er alle Verwitterungsprodukte rasch entfernt, beschleunigt er die Erniederung der hohen Aufragungen. Seine Kraft erlahmt in den tieferen, mit Pflanzenwuchs überzogenen Strecken.

Noch fehlt aber eine genauere Prüfung des Anteiles, welche der Windwirkung an der Geländeformung in mehr oder minder bewachsenen Mittelgebirgen verschiedener Erdteile zugeschrieben werden kann. Zeugnis seiner Leistung in geologisch junger Vergangenheit mit anderen klimatischen Verhältnissen sind in Mitteleuropa die über weite Niederungen und an Talgehängen ausgebreiteten Lößmassen. Sie sind von den Aufragungen des Landes abgehoben worden. Die Anlagerung der sanften Lößgehänge an die ost- und südwärts gewendeten Abhänge in Mitteleuropa und damit im Zusammenhange die verbreitetste Form der Talungleichseitigkeit ist bedingt durch die vorherrschenden Windrichtungen.

Aber auch in dem gegenwärtigen Klima Mitteleuropas dürfte die Windwirkung nicht gänzlich zu vernachlässigen sein. In trockenen Zeiten ist die Luft stets mit Staub erfüllt, geringe Bewegung zieht schon die Staubfäden aus der ausgedörrten Ackerscholle. An klaren Sturmtagen aber belehrt uns nicht selten die sichtbare Ansammlung von Löß- und anderem Bodenstaub in Furchen, Straßeneinschnitten und sonstigen geschützten Hängen, daß über unermeßliche Flächen hin das feine Lockermaterial ins Wandern geraten ist.

Der Anteil des Windes an der Bildung des Ackerbodens wird heute voll anerkannt. LEININGEN (94) brachte Beweise für die Herkunft der Bodenstoffe kalkalpiner Gebiete aus den Zentralalpen und zeigte, wieviel windvertragene Bestandteile teilhaben an der Zusammensetzung der Terra rossa des Karstes. In den verschiedensten Gebieten zeigt sich, daß die Bodenbeschaffenheit über große Strecken gleichartig bleibt und unabhängig von der wechselnden Beschaffenheit des anstehenden Untergrundes. Der Wind ist es, der beständigen Ausgleich bewirkt und damit beiträgt zur Erneuerung der Ertragsfähigkeit des Bodens.

Ein vollständiges Verzeichnis der gesamten Literatur über geologische Wirkungen des Windes hat FREE (95) geliefert. Der Einfluß des Windes auf die Bildung des Ackerbodens wird in dem begleitenden Aufsätze eingehend dargelegt. Es zeigt sich, daß die Windwirkung in regelmäßig befeuchteten Gebieten wohl stark zurückgedrängt wird hinter die des Wassers, aber doch nicht vollständig zu vernachlässigen ist. Wald und Rasenbedeckung bilden allerdings einen nahezu vollkommenen Schutz gegen seinen Angriff; Kultivierung des Landes eröffnet dem Wind neue Angriffsflächen durch Auflockerung des Bodens, Entfernung des niederen Pflanzenwuchses und weniger dichte Bepflanzung. Aber wo immer die Luft Staub aufnimmt, muß auch in einem gewissen Grade Deflation stattfinden; und wenn man überlegt, welch ungeheurer Rauminhalt bei der Luftbewegung in Betracht kommt, begreift man die Schätzung von UDDEN, nach der die Luftmassen über dem Mississippi-Becken imstande wären, eine tausendmal größere Stoffmenge zu befördern, als der Fluß.

Die Landschaft glatt zu streichen und einzuebnen ist das Bestreben des Windes, gleich vom Beginn und durch alle Altersstufen eines Zyklus; die Adern rinnenden Wassers furchen sich zunächst je nach dem Gefälle rascher oder langsamer, senkrecht in die Oberfläche; die Ausweitung der Täler durch seitliche Erosion überwiegt zumeist erst in einem späten Stadium des Zyklus. Meist erst nach langer Dauer der Tiefenerosion entstehen Flußauen und Ebenen. Der fegende Wind und die sägenden Wasseradern können jedes in seiner Weise, gleichzeitig an einem Blocke formend arbeiten. Es scheint wohl denkbar, daß die Flüsse im Talgrunde in ihrer eigenen Wirkungsweise den Ausgleich ihres Gefälles noch nicht vollendet haben und fortfahren ihre epigenetischen Mäander auszubreiten, während der über die Höhen streichende Wind gipfelebend, eine scheinbar ältere Ausgleichsfläche zu formen bestrebt ist. Unter bestimmten klimatischen Bedingungen könnten durch gleichzeitige Wirkung von zweierlei Kräften auf diese Weise disharmonische Erscheinungen vorgetäuscht werden.

Aber die Formen der deutschen Mittelgebirge sind gewiß nicht unter der Herrschaft eines einheitlichen klimatischen Zyklus angelegt worden. Noch in geologisch junger Zeit sind mannigfache Wandlungen des Klimas darüber hingegangen, deren mehr oder minder verwischte Spuren in der Landschaft enthalten sein mögen. Noch sind außer den Moorböden der wiederholt aufeinanderfolgenden Braunkohlenzeiten an verschiedenen Stellen auch die roten Laterit- und Bauxitböden der tiefgründigen Verwitterung eines tropisch-humiden Klimas der jüngeren Tertiärzeit erhalten geblieben. Im Quartär haben Wald und Steppe wiederholt einander abgelöst, und nach dem letzten Rückzuge des Eises vollzog sich die Annäherung an den heutigen Zustand nicht in gerader Linie, sondern unter mehrmaligen kleineren Schwankungen des Klimas.

Wie wenig eigentlich feuchte Verwitterung und rinnendes Wasser im Abtrage mittlerer Höhen zu leisten vermögen, kann daraus geschlossen werden, daß die Brandungsplatten des spätmiozänen Meeres und der pliozänen Seen noch so sicher kennbar in sichtlich wenig veränderter Gestalt erhalten geblieben sind. Die Schilderungen von WALTHER, von PASSARGE, von KEYES aus verschiedenen Weltteilen über die Leistungen der äolischen Abtragung u. a., z. B. die Angabe von KEYES (96), daß in den Basin-Ranges der Wind an einem Tage so viel Stoffmassen in Bewegung setzt, wie die Flüsse in einem Jahre, erweckt den Eindruck, daß Absprengung und Abblasen durch bewegte Luft in den ausgedehnten Trockengebieten der Erde den größeren Anteil hat an der Zerstörung der festen Erdoberfläche; daß die Zeiten humiden Klimas, in denen der Fels von einer schützenden Pflanzendecke überzogen wird und die Feuchtigkeit den lockeren Schutt zusammenhält, in denen die Beförderung der Lockerstoffe auf die Adern rinnenden Wassers beschränkt bleibt, Zeiten der Verzögerung und der Hemmnis der Abtragung sind im Vergleiche zu den ariden Zeiten, wie ja auch die äolische Erosion zum Stillstande gelangt, sobald sie den vom Grundwasser befeuchteten Untergrund erreicht hat.

Die relative Häufigkeit sicherer äolischer Einebnungsflächen auf der Erde sagt uns schon, daß ihre Ausbildung verhältnismäßig rasch vor sich geht; gewiß viel rascher als die der hypothetischen Peneplain des humiden Zyklus, für die ein von anderen Einflüssen unberührtes Musterbeispiel noch zu suchen ist. In der Vergangenheit mag die Einschaltung einer verhältnismäßig kürzeren Trockenzeit zwischen humiden Zeiten hingereicht haben zur Ausprägung einer äolischen Einebnungsfläche. Sie wird sich gegenüber den Einflüssen der humiden Zyklen nicht minder zäh erweisen, als die alten Brandungsplatten, deren bedeutende Rolle unter den morphologischen Gebilden in neuerer Zeit immer mehr erkannt wird. Die Hauptform wird noch lange die Landschaft beherrschen, wenn auch schon im einzelnen alle Schärpen des Wüstenbildes geschwunden und sie mit der Rinde chemischer Verwitterung und mit Pflanzenwuchs überdeckt sind. Solche Überlegungen erwecken die Meinung, daß an der Bildung der ebenen Flächenelemente der meisten Landschaften der Wind in größerem Maße beteiligt ist, als man bisher anzunehmen geneigt war, und bevor man sich entschließt, mit Hilfe der Peneplain fast alle Tafelländer und Gebirge in Bewegung zu setzen und überall den doppelten Zyklus einzuschalten, wäre der Nachweis erwünscht, daß der Wind, der in seinen Wirkungen unabhängig ist von der Meereshöhe, an der Flächenbildung keinen wesentlichen Anteil gehabt habe; zumal die Frage, ob jemals humide Abtragung ein Faltengebirge bis nahe an den Meeresspiegel ausgeglichen hat, nicht als restlos entschieden gelten kann.

Flußschotter, die über eine ausgeglichene Fläche ausgestreut sind, können noch nicht als Beweis einer Einebnung und Bildung einer Fluß-

ebene durch ausschließlich fluviatile Erosion angesehen werden, denn gar häufig werden die Brandungsplatten von Flußschottern überstreut, indem die mäandernden Flüsse dem zurückweichenden Meeresstrande folgen. So sind in Mähren die stellenweise Moldavit führenden Schotter auf die jungmiozäne Brandungsplatte vorgeschoben (s. unten S. 379). Die Lafayetteschotter auf dem Piedmontplateau der Appalachen, die Mikindanischotter in Deutsch-Ostafrika, vielleicht auch z. T. die Kieseloolithschotter des rheinischen Schiefergebirges werden hierher zu rechnen sein. Sie gelten alle als pliozän oder jungmiozän.

Flußebenen beschränkter Ausdehnung können in einem Talnetze in verschiedenen Höhen, oberhalb von Seen, von Wasserfällen und sonstigen zeitweiligen Sperren eingeschaltet sein.

Nur die erwiesene ehemalige Brandungsplatte gestattet unmittelbaren und sicheren Schluß auf die Verschiebungen im Verhältnis zum Meeresspiegel und da sind wieder für die Erfassung des absoluten Sinnes der Bewegung die Zusammenhänge und Beziehungen über weitere Gebiete maßgebend.

Die Beurteilung wird überdies noch dadurch erschwert, daß viele Rumpfflächen ihrer ursprünglichen Anlage nach einer älteren geologischen Vergangenheit angehören. Abtragungsvorgänge verschiedener Art werden sich leicht den vorbereiteten Flächen anpassen und auf diese Weise können sie ganz oder nahezu in ihrer alten Gestalt wieder zutage gebracht werden. So hatte an der Ausbildung der Rumpffhorste von Mitteleuropa gewiß die festländische Abtragung der variszischen Falten zur Zeit des Rotliegenden großen Anteil (97), für diese Zeit, ebenso wie für die Zeit des Buntsandsteins, ist ein Wüstenklima anzunehmen. Große Teile der Rumpffhorste waren später zeitweise vom Meere überschwemmt; besonders in den »thalassokraten« Zeiten, in denen auch anderwärts Hochstand des Meeres kennbar geblieben ist, zur Zeit des Oberen Jura und der Oberen Kreide. Wo jüngere festländische Einebnungsflächen nachgewiesen wurden, wie z. B. die oligozäne Oberfläche Nordböhmens, ist anzunehmen, daß auch diese in der permischen Zeit vorbereitet waren.

4. Junge Schollenbewegungen in Asien und Europa.

Im folgenden soll noch auf die verschiedenen Auslegungen, welche einige der angeführten Beispiele erfahren haben, näher hingewiesen werden.

Die Ansichten der amerikanischen Forscher PUMPELLY und DAVIS über das diluviale Alter der innerasiatischen Fastebenen und deren jugendlicher Hebung sind von späteren Reisenden, KEIDEL, GRÖBER, LEUCHS, PRINZ, MACHATSCHEK, richtig gestellt worden. Die Auflagerung der Hanhai-Schichten beweist das vortertiäre Alter der Rumpffläche des Tienschan.

Nach einem zusammenfassenden Berichte von MACHATSCHEK (98) dürfen wir zum mindesten für die späteren Abschnitte des Quartärs »die heutigen absoluten Höhen und die heutige Verteilung von hoch und niedrig bereits als gegeben ansehen, und es können daher die seither eingetretenen physiognomischen Veränderungen der zentralasiatischen Landschaft und die Störungen ihrer normalen Entwicklung nicht auf tektonische, sondern nur auf klimatische Ursachen zurückgeführt werden oder sind in den durch das neue Relief vorgezeichneten klimatischen Verhältnissen bedingt« (Geogr. Entsch. 1914, S. 368). Weitausgedehnte Einebnungsflächen Innerasiens, im westlichen Altai, im Tienschan, im Kalbinskyischen Gebirge, in den Hochsteppen des Pamir, wo sie noch von 1000 m hohen Ketten überragt werden, und die Hochflächen des Kven-lun in 4000—5000 m S.-H. harren in bezug auf Alter und Bildungsweise noch der endgültigen Erklärung.

Die Tertiärschichten Zentralasiens sind noch vielfach gestört und verworfen; wo sie besonders mächtig sind, wie im Ferghana-Gebirge, im Bereich der Angara-Schichten am Südrande des zentralen Tienschan, und anderen Strecken dieses Gebirges, treten auch Faltungen auf. Im späteren Tertiär sind hier noch lebhaftere Gebirgsbewegungen vor sich gegangen. Tienschan und die zentralasiatischen Ketten in größerer Gesamtheit sind als Schollengebirge im morphologischen Sinne zu bezeichnen. Marine Bildungen des Eozän liegen im Ferghana-Gebiete und weiter östlich im Tarimbecken; dort erreichen sie mehr als 1000 m Seehöhe. Im übrigen besteht das gestörte und z. T. gefaltete Tertiär aus Kontinental-Ablagerungen, den Angara- und den Hanhai-Schichten; sie konnten in getrennten Becken in beliebiger Höhe über dem Meeresspiegel entstanden sein.

MACHATSCHEK stimmt mit den russischen Forschern in der Ansicht überein, daß ausschlaggebende Merkmale der Orographie und Morphologie Zentralasiens, die Abschließung der inneren abflußlosen Gebiete, mit dem Gegensatze zu den peripheren Gebieten, das Ergebnis sei der in der zweiten Hälfte des Tertiär kräftig einsetzenden tektonischen Bewegungen.

Im jüngeren Tertiär wurde aber der Rumpf z. T. an Bruchlinien um mehrere 1000 m gehoben und aufgewölbt (5, S. 19). Die 3000 bis 4000 m hohe Rumpffläche des Tienschan wird gleichgestellt der in wenigen 100 m Seehöhe liegenden Rumpffläche der Kirgisensteppe. Die Zerlegung des Gebirges im Grenzgebiete von Altai und Tienschan in Horste und Gräben erfolgt durch ein Mosaik in Zerrungsbrüchen ungefähr im Streichen des karbonischen Gebirges. Es zeigt sich das allgemeine Bestreben, die höheren Flügel gegen die gesunkenen zu überschieben.

Großzügige echte Faltung und Überschiebung stellt sich aber ein im Bereiche der jüngeren, mesozoisch-tertiären Sedimente der Tethys. Hier wird auf die neueren Beobachtungen von KLEBELSBERG (99) in

Ostbuchara hingewiesen und auf die bekannten, alpinen Charaktere im Bau des Himalaya. Die Faltung der Tethys und der Aufstau der vorgfalteten und der halbstarren Massen Zentralasiens werden auf die gleichen Kräfte zurückgeführt. In den zentralasiatischen Gebirgen hat Bruchbildung die Faltung abgelöst und so wie in den mitteleuropäischen Horsten stellt sich auch hier noch jüngere Faltung ein, wo jüngere Sedimente von einiger Mächtigkeit an der Bewegung teilgenommen haben; z. B. in den Tertiärschichten der westlichen Ausläufer des Tien-schan, in Kreide, Eozän und kontinentalem Jungtertiär des Fergana Beckens, in den Hanhai-Schichten am Südrande des zentralen Tien-schan und in den Angaraschichten des Bogdo-Ola. »Man könnte daher« sagt MACHATSCHEK »die tertiäre Gebirgsbildung auch charakterisieren als Bruchbildung im Bereich des starren, von keinem Sedimentmantel bedeckten Gebirgsinnern und sich austönend in Faltung im Bereich mächtiger, plastischerer junger Sedimente. Zwischen Bruch und Faltung scheint also kein genereller Unterschied zu bestehen, beide gehen ineinander über. Mit beiden aber sind Hebungen verbunden. Auch die in der Tiefe wurzelnde Faltung vermag ja allein noch kein Gebirge zu erzeugen, sondern muß von einer vertikalen Bewegung der ganzen Masse begleitet sein. In den starren Massen des alten Gebirges aber bringt die Hebung Brüche vorwiegend in der Längsrichtung hervor, die vom Streichen der alten Falten unabhängig sein kann.«

Die Aufrichtung der innerasiatischen Gebirge in streifenförmigen Schollen haben russische Geologen bereits früher als disjunktive Faltung bezeichnet.

In demselben Sinne sind auch oben die mesozoischen und jüngeren Verschiebungen an den variszischen Schollen und die begleitenden Faltungen aufgefaßt worden; und auch hier werden Anhaltspunkte über die Fortdauer der Verschiebungen bis in das Tertiär und z. T. in noch jüngerer Zeit vor allem durch die Analyse der Geländeformen gewonnen. Einiges diesbezügliches sei hier erwähnt.

Anknüpfend an frühere Beobachtungen von KOENEN und MENZEL behandelte GRUPE (100) jüngste Bewegungen im hannoverischen Berglande. Auch er denkt sich, daß die Schollenverschiebungen durch zeitweise »Steigerung des tangentialen Druckes« bewirkt werden. Störungszonen in jungen Schottern und im Glazial der mittleren Vereisung, Verwerfungen des Diluviums unter Kohlenkeuper und Gipskeuper, von Torf, Süßwasserkalken und Geschiebemergel, in Bohrungen bis zu 110 m Tiefe südlich von Hammeln, beweisen die jungen Nachklänge der Bewegungen an einer Störung, welche vom Einbeck-Markoldendorfer Becken herstreichend die Weser quert und über Hameln hinaus in die Trias fortsetzt.

Der Dunkelhäuser Teich liegt nach GRUPE in einem tektonischen Einbruchskessel, der den westlichen Randbruch des Leinegrabens fort-

setzt. Diluviale Schotter wurden aus dem Zusammenhang gebracht; sie liegen im Westen 40—50 m höher als im Osten. Durch wiederholte Einbrüche wurde der Rhennefluß zu widersinnigem Gefälle gewendet.

Eine diluviale Hebung des Südwest-Harzes soll ebenfalls vornehmlich durch die Höhenlagen der Schotter erwiesen werden. Im Norden bei Bodenhausen reichen sie bis 170 m, im Süden bei Osterode bis 400 m und überragen die Wasserscheide der Harzniederung um 150 m. Doch verneint GRUPE die von BEHRMANN angenommene Hebung des Nord-Harzes, welche auf einer irrigen Deutung der pliozänen Schotterterrassen als diluvial und auf einer fälschlichen Verbindung der Fels- und Schotterterrassen beruhen soll.

Dieser Art sind die Nachweise über bis nahe an die Gegenwart andauernde Bewegungen in den mitteleuropäischen Horsten. Noch stärker ausgeprägt sind ältere z. B. mit Schrägstellung verbundene Verschiebungen der Schollen. So sind zahlreiche Beobachter, R. SCHNEIDER, H. v. STAFF, RASSMUS, NOWAK, BRAUN und MACHATSCHKE einig in der Meinung, daß das Erzgebirge mit seiner präkretazischen Rumpffläche zur mittleren Tertiärzeit schräg gehoben wurde. Der steilere Südrand gegen die tertiären Braunkohlenbecken und gegen das vulkanische Mittelgebirge gilt als eingebrochener Gewölbescheitel.

5. Einfüße jungtertiärer Meeresschwankungen.

Einige weitere diesbezügliche Arbeiten wurden bereits oben erwähnt (S. 365); andere werden unten noch in anderem Zusammenhange berührt. Auf die Einzelheiten der vielleicht nicht immer eindeutigen Ableitungen kann hier nicht näher eingegangen werden.

Manche Feststellungen aber, die als Zeugnisse einheitlicher über weite Gebiete ausgedehnter, säkularer Hebungen und Senkungen, als eigentliche epirogenetische Bewegungen gelten, werden durch die zunehmende Erkenntnis der Bedeutung alter Brandungspalten und ihrer Ausdehnung in ein neues Licht gerückt.

Die breite Abdachung des alten Grundgebirges der böhmischen Masse gegen die Niederungen der Donau und der March zeigt in ihrer ganzen Ausdehnung von Niederösterreich bis in die Sudeten von 500 m Höhe aufwärts eine Abänderung der Geländegestalt. Von geeigneten Standpunkten aus ist sie gut wahrzunehmen, z. B. auf der Höhe oberhalb Goldenstein im Hohen Gesenke, auf den Flächen oberhalb Raabs und Ungarschitz nächst der mährisch-niederösterreichischen Grenze. Dort sieht man, daß gegen Osten hin, gegen die Niederung hinaus, die ausgeflachten Gipfelhöhen am Horizonte zu einer recht einheitlichen Ebene zusammenfließen. Bis nahe an 500 m Seehöhe finden sich auch noch die höchsten, von der Abtragung verschont gebliebenen Reste der miozänen Meeresablagerungen (Tegel bei Wigstadtl auf dem Kulmplateau der oberen Oder (nach HASSINGER) in 470—480 m; zu Laschanek bei Blansko in 470 m, Leithakalk auf dem Grundgebirge von Hösting

bei Jarmeritz-Mähren in 411 m; bei Schloß Przemislawitz im Westen der Olmützer Ebene (nach TRETZE) in 420 m (101)¹).

So hoch hinauf reichte der miozäne Schelf; nun ist er in einzelne flache Berge zwischen breiteren Mulden der Quellbäche aufgelöst. Darüber erhebt sich in einzelnen Kuppen bis über 900 m ansteigend das ehemalige Altland, die Wellenfläche des böhmisch-mährischen Hochlandes. Hier mag an dem Ausgleich der Höhenunterschiede und an der allgemeinen Erniedrigung der den Löß liefernde Wind mitgewirkt haben.

Von hier abwärts ist der sanfte und von jüngeren Tälern zerschnittene Hang zum nicht geringen Teile mit Strandschotter oder jungmiozänem Flußschotter überstreut. Breit ausgeflachte Zwischenstufen sind eingeschaltet. Die Grenze der zusammenhängenden Tertiärdecke ist gegenwärtig bereits weit nach abwärts gewandert; nur da und dort sind höherliegende kleine Reste auf der ringsum entblößten Fläche des Grundgebirges von der Abtragung verschont geblieben.

In den nördlichen Sudeten, am Abhange des Reichensteiner Gebirges hat GÖTZINGER (102) eine 1—1½ km breite Einebnungsstufe in 360—370 m (390) Seehöhe festgestellt, welche wenig gewellt und unbeeinflußt vom tektonischen Bau, bis Jarmeritz verfolgt werden kann; er deutet sie als Abrasionsterrasse des miozänen Strandes; östlich sind Reste noch höher gelegener Schelfstufen erhalten geblieben. Bei Hohenwald und Kienberg in etwa 400 m; dann bei Woitzdorf in 460—470 m. Auch hier werden Anzeichen eines höheren, andauernden Standes der tertiären Wasserbedeckung vermutet. Trotz teilweiser Umgestaltung zu Rippen und Rundhöckern durch den Anschub des nordischen Inlandeseis sind die Flächen gut kennbar geblieben.

In seiner schönen Studie über die »Mährische Pforte« hat nun HASINGER (103) auch diese Flächen in größerem Zusammenhange gewürdigt. Breitere Stufen, große Formen, längeren Stillstandspausen der Meeresschwankungen entsprechend, heben sich deutlicher ab von dem unruhiger abgestuften Gehänge. Nicht immer bewahrt eine Stufe in ihrer ganzen Erstreckung gleiche Breite und gleiche Schärfe; denn die Ausbildung ist auch mitbedingt durch Meereströmungen, Küstengestalt, Gesteinsbeschaffenheit und andere örtliche Zufälligkeiten. Hieraus erklären sich Lücken und Unregelmäßigkeiten beim Verfolgen der Stufen auf weitere Strecken.

Die obere Grenze des Miozän wird in 440—500 m angenommen. Die Einebnung über dem alten Ufer erzeugte große Formen in 500—530 m.

¹) Nach TRETZES Angabe findet sich marines Miozän auch noch jenseits der europäischen Wasserscheide im Stromgebiete der Elbe bei Wildenschwert. Es fehlt in der Elbeniederung. Daraus folgt noch nicht, daß die Wasserscheide postmiozän gehoben worden wäre. Ein weiteres Vordringen des Miozänmeeres gegen Westen wurde wahrscheinlich durch die einstige vollständigere Erhaltung der Kreidetafel verhindert. Die heutige Elbeniederung war damals noch nicht ausgeräumt.

Ein besonders lange andauernder Stillstand ist durch die mehrere Kilometer breiten Stufen in 340—390 m Höhe ausgedrückt. Sie säumen in gleicher Höhe die Sudetischen Berge im Westen der Wasserscheide von Weißkirchen, wie im Osten das junggefaltete karpathische Hügelland bei Neutitschein. Die von SAWICKI angegebene Rumpffläche, welche in einer Breite von 15—20 km und einer Höhe von 330—380 m die Flyschhügel der westgalizischen Karpathen nach oben abgrenzt, ist ohne Zweifel hier anzuschließen.

HASSINGER verfolgt nun diese Flächen über den ganzen Abfall des Grundgebirges bis in das Niederösterreichische Waldviertel und erkennt sie wieder in den Terrassenstufen am Bruchrande der Kalkalpen gegen das inneralpine Wiener Becken. Von Troppau bis Gloggnitz, im alten varizischen Gebirge, wie in den Karpathen, über die Granite der Brüner Intrusivmasse, über den Zug von Devonkalk des mährischen Karst, quer über die große Verwerfung der Boskowitzter Furche, welche die paläozoischen Falten der Sudeten scheidet vom kristallinen Grundgebirge, und ebenso innerhalb der Alpen, über Gebirgstteile von verschiedenem Bau und verschiedenem Alter bewahren die jungtertiären Schelfmarken mit geringen Schwankungen die gleiche Höhe.

Es kann noch hinzugefügt werden, daß die Berge von weißem Jurakalk, die sich bei Ernstbrunn nördlich der Donau aus dem miozänen Hügellande erheben, in einer Höhe von etwa 500 m durch eine deutliche Ebenfläche abgestumpft sind. Die Flächen von so kleinem Umfange können nicht als gehobene subaerile Fastebenen aufgefaßt werden; die Brandung aber bearbeitete die vorlagernden Klippen in gleicher Weise und in gleicher Höhe wie die zusammenhängende Küste im Westen.

Die Beschreibungen, welche HASSINGER von der Entwicklung der Talnetze im Ostgehänge der Sudeten gegen die Mährische Pforte gegeben hat, gelten im großen ganzen auch für die Täler der Abdachung der böhmischen Masse in der ganzen mährischen Strecke und bis nahe an die Donau. Oberhalb 500 m Seehöhe, zwischen breiteren Erhebungen bewegen sich die Quellbäche in flachen Talmulden vormiozäner Entstehung. Von hier abwärts sinken sie in die Engtäler hinab. Über der ausgleichenden Tertiärdecke sind die enggeschlungenen Mäander entstanden; allmählich sind sie in den kristallinischen Untergrund hinabgesunken. Die regelmäßige und sehr ausgeprägte Entwicklung von Prallhang und Gleithang, da und dort auch ein Umlaufberg (z. B. unterhalb Vöttau an der Thaya und bei Senohrad an der Oslawa), zeigen, daß die Flüsse in den epigenetischen Tälern noch fortfahren, die übernommenen Biegungen weiter auszubilden und zu übertreiben. Besonders dort wird der epigenetische Charakter der Täler klar ersichtlich, wo der Fluß nach vorübergehender freier Bewegung durch ein vortertiäres Tal oder durch eine ausgeräumte Tertiärbucht neuerdings im felsigen Engtale gefangen wird. Der von HÖDL (104) beschriebene Durchbruch der Pielach durch die Gneise der Lochau auf ihrem Wege zur Donau bei Melk ist ein Bei-

spiel, dem viele ähnliche aus der weit längeren Randstrecke des Grundgebirges nördlich der Donau an die Seite gestellt werden können. So rückt z. B. der Louczka-Bach W von Tischnowitz aus einer tertiären Niederung seitwärts ab in eine Grundgebirgsschlucht. In epigenetischen Durchbrüchen treten die Täler der Schwarzawa, der Obrawa, der Iglawa, der Rokytna zwischen die Erhebungen der Brüner Intrusivmasse, nachdem sie die aus Rotliegend mit tertiären Buchten bestehende Einsenkung der Boskowitz Furchen gequert haben.

Der Hochstand des Meeres fällt in die zweite Mediterranstufe (Tortonian). An allen Strecken über den Bruchrand der Alpen hin, wie über das alte Grundgebirge, das Paläozoikum der Sudeten und in den jungen Falten der Karpathen wurde ein älteres Relief überschwemmt und z. T. mit tegeligen und sandigen Sedimenten eingehüllt. Es kommt nun teilweise wieder zum Vorschein. HASSINGER hat gezeigt, daß die vor-miozänen Sudetentäler gegen die Oderniederung zu mit steilerem Abfall und verengtem Querprofil unter die gegenwärtige Oberfläche hinabtauchen. Anscheinend wurde durch Absenkung des den Karpathen zunächst liegenden Landstreifens eine neuer Erosionszyklus eingeleitet; bevor aber die rückschreitende Verengung die reifen Profile der Hochfläche erreicht hatte, war das Meer neuerlich transgredierend bis über 500 m angestiegen.

Der Steinkohlenbergbau im Gebiete von Mährisch-Ostrau hat Gelegenheit gegeben, die Oberflächengestalt des hier tiefversenkten und durch die miozänen Sedimente bedeckten Untergrundes kennen zu lernen. Mächtigkeit der Überlagerung bis zu 500 m ist häufig; in einem Falle wurde eine Tegelmächtigkeit von 890 m durchsunken. Der Gedanke wird nahegelegt, daß hier der Sudetenrand unter der Last der vorgeschobenen Karpathendecken hinuntergedrückt und zur Vortiefe geworden ist, gemäß der Auffassung, mit welcher E. SUESS die ozeanischen Vortiefen zu erklären suchte.

Das Vorkommen pontischer Strandgewölbe und pontischer Säugerreste an einzelnen Stellen der Terrasse V und das Durchschneiden der Strandmarken durch die Flanken der pontischen Flußtäler waren unter andern wichtige Gründe, durch welche HASSINGER sich veranlaßt sah, die Terrassen an den Rändern des inneralpinen Beckens als Stillstandmarken der sinkenden pliozänen Süßwasserbedeckung anzusehen. Durch die weitere Erkenntnis, daß die Hauptstufen durch das außer-alpine Wiener Becken, sowohl an den Rändern des alten Gebirges, wie an den Inselbergen und weiterhin durch Nordmähren bis in das Odergebirge in Gebiete, in denen pontische Ablagerungen unbekannt sind, verfolgt werden können, wurde HASSINGER wieder schwankend in seiner ursprünglichen Auffassung und erwog die Möglichkeit, daß zum mindesten die höheren Einebnungsflächen mit den allenthalben weit verbreiteten marinen Bildungen der zweiten Mediterranstufe in genetischen Zusammenhang zu bringen wären. In einer neuesten Studie über die Physio-

geographie des inneralpinen Beckens kehrt HASSINGER (105) wieder zu seiner ersten Auffassung zurück; er beruft sich dabei vor allem auf das Fehlen sicherer, fossilführender Strandbildungen der marinen Stufe auf den Strandterrassen des Marchbeckens und auf die unzweifelhafte Gleichstellung der Strandterrassen unter Niveau V (370 m) mit denen am Eisernen Tore, deren pliozänes Alter durch Fossilfunde sichergestellt ist. Die gleichen Gründe können nicht für die Altersbestimmung der höhergelegenen, bis über 500 m ansteigenden Terrassen verwendet werden. Wenn man die von CVIJC vertretene Altersdeutung für die ihnen gleichzustellenden, über dem pliozänen Talboden gelegenen Terrassen des Eisernen Tores gelten läßt, sind sie als miozän anzusehen. Dennoch meint HASSINGER, mit Berufung auf die Beobachtungen im Wiener Becken, pontisches, unterpliozänes Alter mit hoher Wahrscheinlichkeit auch für die Stufen VI—XII annehmen zu müssen. Es wird angenommen, daß wegen der höheren Lage des nordmährischen Beckens und der Mährischen Pforte dort die pontischen Ablagerungen vollkommen ausgeräumt worden sind. Dort ist das höherliegende Flußnetz bereits bis in die miozänen Schichten hinabgesunken und nur die morphologischen Marken an den ehemaligen Grenzen der pontischen Wasseroberfläche sind noch kenntlich geblieben. Die Grenzen der unterpliozänen Sedimentdecke sind heute weit nach Süden gerückt in den tiefer abgesunkenen Teil des Beckens.

Manches spricht allerdings gegen diese Altersbestimmung. Haben ja HASSINGER selbst und GÖTZINGER nachgewiesen, daß die höheren Strandmarken in 370 m bis über 480 m noch jenseits der Mährischen Pforte, noch im Wirkungsbereich des nordischen Inlandeises kenntlich geblieben sind; diese müssen gewiß als marin und miozän angesehen werden, denn für eine Süßwasserfläche wäre hier ein jenseitiges Ufer bis über die Nordsee hinaus nicht zu finden.

Man sieht, wie schwierig die genauere Chronologie morphologischer Merkmale werden kann, auch in einem Gebiete, in welchem noch stratigraphische Anhaltspunkte zur Altersbestimmung nicht vollkommen fehlen.

Für die vorliegende Betrachtung ist aber weniger die Altersfrage bedeutungsvoll, als der auffällige Parallelismus der neogenen Strandlinien mit dem gegenwärtigen Meeresspiegel. HASSINGER hat mit Nachdruck auf diese wichtige Tatsache hingewiesen. Er (105) hat außerdem dargelegt, wie bei sinkender Erosionsbasis die Ausräumung der pontischen Aufschüttung vom Eisernen Tore aufwärts immer weiter gegriffen hat. Seit dem jungen Pliozän bis zur Gegenwart herrschte Abtragung in diesen Gebieten, und nur »wie verzögernde Episoden im Zuge einer großen Handlung« erscheinen die eingeschobenen Ruhepausen mit zeitweiser Aufschüttung, welche als Terrassen abgebildet sind. Die entfernten, höheren Gebiete sind früher landfest geworden; einzelne Stufen sind doch in vollkommenem Zusammenhange

erhalten geblieben. Auffälligere, breite Leithorizonte bilden die Niveaus V—IV in einer Seehöhe von 370—380 m. Zu ihnen gehört die Aufschüttungsfläche des Tullner Beckens und die Quarzschotterplatte des Weinviertels. Demselben Talboden entspricht am Eisernen Tore eine durch nachträgliche Verbiegung heute in 260—370 m über der Donau gelegene breitere Fläche (Cvijic rechnete dort die noch höher gelegenen Stufen zum Miozän). Ebenso können die tieferen, jungpliozänen bis jungdiluvialen Terrassen des Eisernen Tores in annähernd gleichen Abständen über der Donau bei Wien wieder erkannt werden. So wirken die Schwankungen der Erosionsbasis beim Banater Durchbruch auf die morphologische Gestaltung bis ins Tullner Feld auf Entfernungen von 6—700 km und wahrscheinlich noch weiter aufwärts bis in die Marchniederung. Und noch viel weiter, über die Mährische Pforte hinaus und an den Rand der schlesischen Ebene reichen die breiten Marken eines höheren Strandes in 360 und über 500 m, deren miozäne Anlage ich für wahrscheinlich halte.

Man muß sich wohl fragen, wie ein deutlicherer Beleg dafür beschaffen sein könnte, daß hier nicht das Festland auf und niederbewegt wurde, sondern, daß zeitweise höher anschwellende Wasserflächen in die weiten Niederungen zwischen die verschiedenartigen Gebirgskörper eingedrungen sind. Nur in der niederungarischen Ebene zwischen dem ungarischen Mittelgebirge und dem Eisernen Tore hat junge Nachsenkung die tieferen Talböden unter die Anschwemmungen der Donau hinabgetaucht und in der jungen Faltungszone am Eisernen Tore sind die über 200 m gelegenen Terrassen verbogen worden. Die Beharrlichkeit der Züge im großen zeigt aber, daß seit dem mittleren Pliozän (pontische Stufe), wahrscheinlich auch seit dem mittleren Miozän (tortonische Stufe) in dem ganzen Gebiete außerhalb der jungen Faltungszonen, keine bedeutenderen Niveauverschiebungen stattgefunden haben.

HASSINGER ist allerdings nicht geneigt, eine eustatische Bewegung des Meeresspiegels als Erklärung dieser Vorgänge gelten zu lassen und bevorzugt die Vorstellung einer »Aufbiegungswelle«, welche mit sehr gleichmäßiger Kammhöhe und unabhängig vom Gebirgskamm den Südosten Mitteleuropas durchzieht (l. c. S. 105).

Aber diese Vorgänge sind nach noch größeren Zusammenhängen zu beurteilen. Es ist ja allgemein bekannt, daß der Hochstand des mittelmiozänen Meeres noch weit über das mittlere Europa hinausreichte. Nach dem Rückzug im Oberoligozän hatte das in wechselnden Rhythmen allmählich wiederkehrende Meer, nicht nur die inneren Niederungen und die größeren Täler der Alpen überschwemmt, das ganze mittlere und südliche Europa war in einen Archipel aufgelöst. Im Norden stieg das Meer auf den paläozoischen Rücken des Contentin; die Sedimente der zweiten Mediterranstufe Oberschlesiens finden ihre Fortsetzung im polnischen Mittelgebirge bei Kiew und über der podolischen Platte beginnt die Transgression über dem Paläozoikum und Mesozoikum mit

dem Vindobonian, wie im größten Teile des ganzen Gebietes von Beßarabien, Krim, über große Strecken Südrußlands, und von der Krim über das Schwarze Meer. An den Flanken des Kaukasus* und bis in das Aralokaspische Gebiet und Daghestang hat das tortonische Meer seine Sedimente zurückgelassen. Es bleibt unsicher, wie viel an miozänen Sedimenten im nordöstlichen Europa, jenseits der letzten bekannten Spuren an der Küste von Jütland in Podolien und Südrußland durch den wiederholten Vorschub des Eishobels aufgearbeitet wurde und wie viel davon noch unter der diluvialen Anschüttung verborgen sein mag.

Aber auch außerhalb Europas tritt das Miozän in vielen Gebieten als thalassokrate Epoche sehr auffällig hervor. Hier sind wieder in erster Linie die Tafeln maßgebend, nicht die beweglicheren Faltungszonen. Über Syrien und Ägypten breiten sich die Sedimente des Mittelmeeres mit ihren bezeichnenden Unterabteilungen. Eine Bucht reichte von Moyhara bis in die Oase von Sivha und in den westlichen Teil der Libyschen Wüste. Der Hauptkörper von Afrika ist aber fast in seiner ganzen Ausdehnung über 500 m erhoben und daher nicht geeignet ausgedehnte Sedimente eines jungtertiären Meeressanstieges aufzunehmen und zu erhalten. Nur wenige Vorkommnisse sind bisher von verschiedenen Punkten des flachen, vermutlich jugendlichen Küstensaumes bekannt geworden. So die miozänen Foraminiferenkalke südlich von Mozambique und jungtertiäre Küstenbildungen im Zululande. Das jungtertiäre Alter mancher Bildungen an der Küste von Deutsch-Südwest-Afrika wurde bezweifelt. Andere aber scheinen eine Verbindung herzustellen zu dem sicheren Altmiozän an der Küste von Angola.

Eine zeitliche Gleichstellung der einzelnen Schwankungen des Mittelmeeres mit außereuropäischen Neogenstufen begegnet Schwierigkeiten, da die Abänderungen der Fauna in der Zeit durch geographische Verschiebungen verschleiert werden. Die mächtigeren Serien des Neogen am Küstensaume der Vereinigten Staaten werden von DALL zur helvetischen Stufe (etwa unseren Schlier und Grunder Schichten) gestellt, obwohl sie nur eine geringe Zahl von Molluskenarten mit den europäischen Ablagerungen gemein haben. Man wird aber kaum daran zu zweifeln haben, daß die Überflutung der atlantischen Küste Amerikas von New Jersey südwärts durch 33 Breitengrade bis zum Orinoko zeitlich dem miozänen Hochstande des Mittelmeeres der Alten Welt entspricht. Der auffallende Tiefstand des Mittelmeeres an der Grenze zwischen Miozän und Pliozän (pontische Stufe) findet ein Widerspiel in der Sedimentationslücke zwischen dem oberen Miozän und dem Postpliozän in der Küstenstrecke nördlich von Florida (Antl. II, S. 387).

Es bleibt noch dahingestellt, ob die jungtertiären Transgressionen, welche die patagonischen Tieflände und die Umgebung der Maghellan-Straße betroffen haben, zeitlich mit denen nördlich vom Äquator übereinstimmen oder mit ihnen abwechseln. Als besonders auffällig wurde hervorgehoben, daß auch dort in einem späten Abschnitt der Tertiär-

zeit, vielleicht durch einen längeren Zeitraum als in Europa, der Strand gegenüber dem heutigen gesenkt, in einem noch späteren Zeitraume aber wieder gehoben war (Antl. II, S. 410). ORTMANN und HATCHER verlegen eine große Ausbreitung mariner Schichten über Patagonien in das Untermiozän. Eine Hebung im Mittel- und Obermiozän wird durch die äolischen Sta. Cruz-Schichten angezeigt; eine leichte Senkung fällt wieder an den Schluß des Pliozän (106).

Gegen die Meinung von CHAMBERLIN, daß bei den großen diastrophalen Vorgängen die Hebung der Kontinente von einer Senkung des Meeresgrundes begleitet war, sprechen die Zeugnisse des miozänen Anstieges auf vulkanischen Inseln. Fossilreiche miozäne Ablagerungen finden sich auf den Canaren und auf Madeira. Nach MEYER-EYMAR entsprechen sie dem Helvetian; doch bedarf nach HAUGS Meinung diese Bestimmung noch einer Nachprüfung. Auf Madeira erreichen diese Sedimente nach HARTUNGS Beobachtung mit 410 m eine Seehöhe, welche der Höhenlage gleichzeitiger Sedimente in Europa im allgemeinen entspricht.

Um die Entstehung des großen Barranco auf Palma in den Kanaren zu verstehen, muß nach den Darlegungen von GAGEL (107) eine Versenkung der Insel mindestens auf 400 m und Auffüllung der Caldera angenommen werden. In einer späteren Zeit wurde durch die dem neuerdings sinkenden Strande folgende Erosion in breite Talschlucht ausgeräumt.

Die Senkung des Mittelmeerspiegels unter den heutigen Stand zu Beginn des Pliozän ist schon lange vor Anwendung morphologischer Methoden aus tiergeographischen Beziehungen erschlossen worden. Der jungpliozäne Meeresanstieg — so deutlich an den Nordseeküsten und im südlichen Italien — erreichte nicht mehr die inneren Teile von Europa, denn hier waren die Niederungen durch Süßwasserbecken angefüllt.

In jungen Faltungszonen gibt die Höhenlage der Sedimente keinen verlässlichen Anhaltspunkt für den Hochstand und Tiefstand des Meeres. Zumeist bleiben aber dort die Transgressionen noch kenntlich und ihre Wirkung wird durch die Eigenbewegungen der Erdkruste nicht gänzlich aufgehoben. So war die heute geneigte nud über 2000 m gehobene Platte des Taurus nach PHILIPPSON, F. X. SCHAFFER und KOBER im mittleren Miozän zum großen Teile Meeresboden gewesen. Nach SPURR waren die Küstenketten von Alaska im Oligozän und im Miozän untergetaucht, eine »Hebung« folgte im Spät-Miozän oder Früh-Pliozän und nach SPENCER fällt wahrscheinlich in das Miozän eine bedeutende Senkung der Antillen und der benachbarten Kontinentalgebiete.

Wie überhaupt von der pazifischen Küste Mittel-Eozän und Ober-Miozän als Zeitensenkung, Ober-Oligozän und Spät-Pliozän bis Quartär als Haupthebungszeiten kennbar sind.

Darüber herrscht wohl im allgemeinen Übereinstimmung, daß die weitausgreifenden Transgressionen und Regressionen der Meere die

bedeutendsten Züge in der geologischen Geschichte der Vergangenheit darstellen, mögen sie nun durch Veränderungen des Wasserspiegels oder durch einheitliche und gleichzeitige Senkungen und Hebungen der Kontinente zu erklären sein (108). Solche Vorgänge sind anders zu beurteilen als örtlich beschränkte Krustenverschiebungen und als Aufwölbungen bestimmter Zonen von noch so großer Spannweite. Es muß zu Mißdeutungen führen, wenn sie mit Schollenverschiebungen oder -Hebungen in orogenetischen Zonen unter dem Begriff der epirogenetischen Bewegungen zusammengefaßt werden. Wenn man nicht Gestaltveränderungen der Wasserhülle als ihre Grundursache anerkennen will, so sollte man doch nicht von Hebung und Senkung sprechen; man müßte Gestaltveränderungen der Planeten annehmen zur Erklärung der über so große Segmente oder über rings die Kugel umlaufende Zonen ausgedehnten Vorgänge.

Die allgemeine Hebung der Erosionsbasis im Miozän um nahezu 500 m mußte die Abtragungsvorgänge bis weit ins Innere der Kontinente beeinflussen und die Ausreifung der Formen beschleunigen. Der Rückgang des Meeres kam in den verschiedensten Gebieten natürlich in seiner Wirkung einer Hebung gleich. Die zeitliche Gleichstellung der einzelnen morphogenetischen Abschnitte in verschiedenen Gebieten, mag dabei nicht immer mit gleicher Sicherheit durchzuführen sein.

Es wird z. B. die allmähliche Ausräumung der Ablagerungen im trockengelegten Tieflande, welche dem Rückzuge des Meeres erst nachfolgt, in ihrer Wirkung auf das Altland einer verzögerten Senkung der Erosionsbasis gleichkommen. Nicht selten mögen nachträgliche Krustenbewegungen das Bild verändert haben.

Es bleibt aber eine bemerkenswerte Wahrnehmung, daß in so zahlreichen morphologischen Untersuchungen aus den verschiedensten Teilen der Erde ein Untertauchen des Landes im mittleren Miozän eine »Hebung« am Schluß des Miozän, oder zu Beginn des Pliozän, häufig auch noch eine pliozäne »Senkung und Hebung« festgestellt wird. Schon in der oben gegebenen kurzen Übersicht über Ableitungen aus den Fastebenen in verschiedenen Teilen der Erde ist dies zu ersehen. Auf einige weitere diesbezügliche Arbeiten sei hier noch besonders verwiesen.

In vielen Teilen der außeralpinen Schollenländer von Mitteleuropa macht sich nach den Beschreibungen verschiedener Beobachter die mittel- oder jungmiozäne Rumpffläche als auffallendster Zug im Landschaftsbilde bemerkbar neben anderen morphogenetischen Gestaltungen.

Ich verweise auf die Untersuchungen von STAFF (110) und RASSMUS (74) im Gebiete der sächsischen Schweiz und der Lausitzer Überschiebung. Verschiebungen und Verwerfungen haben die alte vorcenomane Fastebene betroffen und noch die oligozäne Einebnung, deren tropische Flachmoordecke bis weit nach Rußland zu verfolgen ist, hat noch teilweise Schrägstellung erlitten. In Höhen von 500 m—550

liegt Basalt über dem Granit. Ein neuer Zyklus führte zur Ausbildung der postbasaltischen Peneplain. Sie ist in die präbasaltischen Flächen entlang den Tälern vorgedrungen und hat nahe der relativen Erosionsbasis an der Elbe größere Flächenstücke bis unter 400 m abgetragen. Postbasaltisch (jungmiozän) wird eine Hebung en bloc um 170 m angenommen. Im Pliozän aber erfolgte die stärkste »epirogenetische Hebung«, welche vor allem bestimmend wurde für die Ausbildung der gegenwärtigen Oberfläche; insbesondere für die in 230—250 m gelegenen Ebenheit, die den Sockel für die aufgesetzten Zeugen, die sogenannten Steine (Lilienstein, Pfaffenstein u. a.) bildet.

Ausdrücklich hervorgehoben wird die Beharrlichkeit der Kreidesenke zwischen dem Erzgebirge und der Lausitzer Granitmasse während einer langen, wechselvollen Geschichte und eine anscheinende Beständigkeit der Hebungstendenz der Gebiete, in denen heute der vorkretazische Untergrund bloßgelegt ist. Dieser Umstand kann mit gleicher Berechtigung für die Auffassung verwertet werden, daß die größeren Verschiebungen der Erosionsbasis nicht durch Bewegung der einzelnen Schollen, sondern durch eine allgemeine, die verschiedenen Schollen in gleicher Weise betreffende Ursache, d. h. durch Verschiebungen des Meeresspiegels bewirkt werden. Sie treten noch auffälliger hervor in der Übereinstimmung der Ebenheitsfläche der Elbe mit den Hauptterrassen des Rheintales. Dabei kann nochmals daran erinnert werden, daß die Höhenlage der Kreidesedimente in 720 m auf dem Rücken des Erzgebirges keinen Maßstab abgeben kann für eine örtliche postkretazische Hebung; denn man trifft ähnliche Höhenlagen der Sedimente gleichen Alters in den entlegensten Teilen der Erde; z. B. in der Sahara, ebenso wie in den großen Ebenen Nordamerikas.

MACHATSCHKE (111) zergliederte, weit mehr in die Einzelheiten eingehend als seine Vorgänger SCHNEIDER, STAFF, RASSMUS, NOWAK und BRAUN, die durchaus nicht einfach gestaltete Erzgebirgsbruchzone, mit der die Hochfläche des Erzgebirges ziemlich unvermittelt absinkt zu den tertiären Niederungen der nordböhmisches Braunkohlengebiete. Im Oberoligozän war die eigentliche Aufwölbung des Erzgebirges zum heutigen Rücken und die Absenkung des Südflügels des Gewölbes unter den Spiegel der Süßwasserbecken geschehen. In der unregelmäßigen Staffelung der wechselnd breiten Absenkungszone erkennt MACHATSCHKE die Merkmale einer verwickelten Gliederung in eine Anzahl gestreckter, durch Brüche oder Flexuren begrenzter Schollen. Allerdings durchschneidet die wechselnde breite Absenkungszone recht verschiedenartige Teile des Gebirgsbaues, Granitstöcke und verschiedene Zonen von Graniten und Schiefen, deren wechselnder Einfluß auf die Oberflächengestalt je nach Gestalt und Lagerung auf die Form der Bruchstufe und ihrer Teile vielleicht noch näher zu berücksichtigen und nicht zu unterschätzen sein dürfte (s. die Besprechung von HIBSCH, Petermanns Mitteilungen 64, 1918, S. 223). Auch hier wird aus der Mannig-

faltigkeit des tektonischen Geschehens eine leblichere Phase im Mittelmiozän oder noch später (l. c., S. 316) besonders hervorgehoben, die von einer neuerlichen schwachen Aufwölbung des Erzgebirges begleitet war. In das Mittelmiozän fällt die Ausbildung ausgedehnter Verebnungsflächen; sie entsprechen den in 500 und 550 m gelegenen Verebnungsflächen des Mittelgebirges. Weit über das Gebiet ausgedehnte »Hebungen« am Ende des Tertiär und während des Diluviums werden für die Vertiefung des Egerflusses in sein Engtal verantwortlich gemacht. Doch unterscheidet sich das Egertal in seiner Ausbildung kaum von den übrigen, zum großen Teil epigenetischen Tälern der Umrandung des böhmischen Grundgebirges, deren Einsenkung in die Zwangsmäander wahrscheinlich der Abräumung der miozänen Sedimentdecke und der dadurch beschleunigten Senkung der Erosionsbasis im Vorlande gefolgt ist.

Mehrere Forscher, welche sich in neuerer Zeit mit der Deutung des unregelmäßigen Flußnetzes des Böhmerwaldes beschäftigt haben, kommen übereinstimmend zu der Annahme, daß dieser südliche Teil des böhmischen Rumpfes in geologisch junger Zeit eine Aufrichtung mit leichter Neigung gegen Nord erfahren habe. Der steilere Abfall des Gebirges gegen die bayrisch-österreichische Niederung, die Überschiebungen des Grundgebirges gegen Südwest auf Jura und Kreide, und die Eingliederung der fränkischen Brüche in den Westrand der alten Scholle, in der Amberger und der Bodenwäherer Bucht unterstützen diese Annahme. MAYR (112), PUFFER (71), MACHATSCHEK (114), K. SCHNEIDER (113), LEHMANN (115) sind der Meinung, daß der bemerkenswerte Wechsel sanfter geneigter, ausgeweiteter und engerer Talstrecken mit steilerem Gefälle und den Merkmalen einer jugendlich belebteren Erosion durch junge Zerteilung in gestreckte Schollen und Verschiebungen an nordwest gerichteten Brüchen verursacht sei; während nach den Ausführungen von SOKOL (116) die schräge Hebung des Flußnetzes allein hinreicht, um die Ungleichheiten der Talentwicklung nach verschiedenen Abflußrichtungen zu erklären. Die Hebung wird in das jüngere Miozän oder ältere Pliozän gestellt.

Ein wichtiger Hinweis auf morphologische Vorgänge von allgemeiner Bedeutung ist in dem Gegensatz gelegen zwischen dem unruhigeren Gebirgsland und der innerböhmischen Rumpffläche in 400—500 m Höhe (K. SCHNEIDER, l. c. S. 18). Das in seinem Schutt erstickte, unterjochte Gebirge mit seinen breiten, gipfelgleichen Höhen ist in seinem Verhältnisse zu der weit ausgedehnten Einebnung einem Altlande vergleichbar. Als Hebung im Jungmiozän wird die Neubelebung der Erosion gedeutet, welche die Flüsse in die engen Zwangsmäander hinabgezogen hat.

Es kann kaum ein Zufall sein, daß die ausgedehnten Einebnungsflächen des rheinischen Schiefergebirges und des französischen Zentralplateaus im allgemeinen in der gleichen Höhe von etwa 500 m über dem Meeresspiegel gelegen sind.

Die Entwicklung der süddeutschen Schichtstufenlandschaft in der schwäbischen und fränkischen Alb ist nach der Darstellung von RECK(117) über älteren vormiozänen Einebnungsflächen vor sich gegangen. Seit der Trockenlegung zur Zeit des obersten Jura sollen mehrere subaerische Zyklen darüber hingegangen sein, die allerdings an den geringen Höhenunterschieden der Oberfläche nur wenig abgetragen hatten. Die Transgressionsflächen der Kreide im südöstlich anschließenden Gebiete werden auch hier als Reste einer voroberkretazischen Fastebené angesehen. Entscheidend für die neuere Gestaltung der Landschaft ist auch hier wieder der obermiozäne Zyklus, »der im Anschluß an den Rückgang des Molassemeeres sich entwickelte und mit der altpliozänen Peneplain endete«. Diese jungtertiäre »Hebung« hat auch hier die Verjüngung des Flußnetzes, d. i. die Einsenkung der freien Mäander in die Zwangsmäander, bewirkt. Seitdem ist die Entwicklung der Schichtstufenlandschaft eine einheitliche geblieben unter andauernder, völliger Herrschaft der Donauerosionsbasis. Dem Niederbruch des Albrandes entlang der Donau wird die Erneuerung des Zyklus im Pliozän und die Anlage der heutigen Täler zugeschrieben. Durch die tektonische tiefere Versenkung der Erosionsbasis erhielten die Zuflüsse des Rheins einen Vorteil gegenüber denen der Donau. Raubend konnten sie südwärts vordringen und im mittleren Diluvium geschah die Ablenkung einiger bedeutender Zuflüsse der oberen Donau gegen den Rhein. Aber ungeachtet dieser durch örtliche Geschehnisse bewirkten Abänderungen wird hier, wie in anderen deutschen Mittelgebirgen, die Gestaltung der Landschaft im großen beherrscht durch das allgemeiner wirksame Hauptereignis der mittelmiozänen Transgression.

Mit dem miozänen Vulkanismus wird eine angenommene allgemeine Hebung des französischen Zentralplateaus in Zusammenhang gebracht. Ins Miozän fällt nach BRIQUET (118) die Ausbildung der nordfranzösischen Rumpffläche und einer miozänen »Hebung« folgte nach MARTONNE (119) die Einsenkung der epigenetischen Täler in der Bretagne. BRIQUET erkennt aber auch in Nordfrankreich und Südengland außer den jungmiozänen Bewegungen noch eine spätere Hebung, welche zur Ausbildung einer jungpliozänen Rumpffläche und in der weiteren Folge zur Ausbildung der jungen Küstenterrassen geführt hat. Eine jüngste positive Bewegung hat neuerdings die Flußmündungen überschwemmt.

Daß die allgemeine Hebung des Strandes lange genug gewährt hat, um auch in den bewegteren Zonen des Mittelmeeres ihre, die anderen Einflüsse überdauernden Zeichen aufzuprägen, scheint z. B. die Feststellung von N. KREBS anzuzeigen, daß über ganz Istrien eine miozäne »Peneplain« gebreitet ist. Die Eintiefung der Täler erfolgte nach den Angaben von GRUND hier wie anderwärts in der Rückzugsphase am Anfange des Pliozän.

Wir überschreiten den Atlantischen Ozean. Auf die Einwirkungen der miozänen Überflutung auf die Gestaltung einiger der kanarischen

Inseln wurde bereits oben hingewiesen (S. 385). Von der nordamerikanischen Küste steigt das Land in sehr breit eingebneten Stufen allmählich an zur Hochfläche der Appalachen. Die Deutung der Piedmont-Ebenen als subaerile Fastebenen der Nordappalachen ist nach den Darlegungen von BARRELL aufzugeben; und auch der Hauptvertreter der Peneplain-Theorie, DAVIS selbst, ließ sich zur der Auffassung bekehren, daß diese Flächen das Werk der Brandungswellen des überfluteten Meeres seien (120). Die höheren, weniger ausgeglichenen Flächen in etwa 800 und 670 m (Becket terrace und Canaan terrace, 2400' und 2000') werden der Kreidetransgression zugeschrieben. Die nächste Abstufung in etwa 570 m (1720') wurde vermutlich durch eine oligozäne Überflutung bewirkt, welche dem langen Zeitraume festländischer Abtragung im Eozän gefolgt ist. Die nächstfolgenden Terrassen in 460 m (1380'), 376 m (1140'), 306 m (920') und 240 m (730') sind jünger als das Vordringen des Meeres der Chesapeake-Stufe, welche etwa unserer tortonischen Stufe entspricht; BARRELL verlegt deshalb ihre Bildung »durch unterbrochene Hebung und Meeresrückgang« in das Pliozän. Als spätpliozän bis pleistozän gelten vier weitere, z. T. schärfere und schmalere Terrassen in Höhen von 180 m (540') bis 26 m (80') über dem Meeresspiegel. Diese Reihe von Abstufungen wurde über die ganze Strecke von West-Massachusetts bis zum Potomac-Flusse verfolgt. Diese Erfahrungen werden nicht ohne Einfluß geblieben sein auf die bisher herrschende Meinung, daß die Piedmont-Ebene, welche den südlichen Abfall der Appalachen von Virginia und Carolina in 100—150 m Seehöhe begleitet, nur als eine an einem langen Bruche abgesunkene Staffel der westlichen höheren Fastebene anzusehen sei.

Die Abstufung der älteren Einebnungsflächen dieses abgearbeiteten Faltenzuges des Mittelkarbon ladet zum Vergleich ein mit den Abstufungen der Einebnungsflächen der gleich alten europäischen Horste, insbesondere der böhmischen Masse. Älteste, z. T. vermutlich vorkretazische Flächen liegen im Tepler Hochlande (nach MOSCHELES (122), im nördlichen Böhmerwalde und auch südlich der Donau in 700—800 m und auch noch höher. Aufschluß über eine voroligozäne Oberfläche geben Süßwassertone und Flußschotter in verschiedenen Teilen des Gebietes und weit über das Land hin verstreute eingekieselte Blöcke, die als Denudationsreste einer lückenhaften mitteloligozänen Decke angesehen werden. Die vom Norden von Sachsen her übergreifende Transgression des Mitteloligozän, deren marine Sedimente in den Gegenden von Leipzig und Halle erhalten geblieben sind, hatte die rinnenden Wasser aus diesem Gebiete zurückgestaut, Schotterabsatz und Bildung verstreuter Süßwasserbecken über den Niederungen veranlaßt. Die Angaben über die Höhenlagen dieser Sedimente hat HIBSCH (123) zusammengestellt. Von den oligozänen Resten im Erzgebirge, die Höhenlagen von 760, 880 und 1000 m erreichen, ist abzusehen; denn sie sind nach verbreiteter Annahme nachträglich gehoben worden. Aber die

ungleiche Höhenlage der im inneren Böhmens erhaltenen Sedimente läßt eine ziemlich unebene Beschaffenheit der oligozänen Landoberfläche vermuten. Die tiefsten Lagen des Beckens von Budweis und die Tone von Wittingau, welche beide von HIBSCH auf Grund der Blattreste zum Oligozän gestellt werden, liegen, wie Bohrungen gelehrt haben, in Tiefen von nur 100 und 200 m über dem Meeresspiegel. In Mittel- und Westböhmen liegen aber die Sedimente gleichen Alters in 370—460 m im Falkenauer Becken in 430—500 m und im Tepler Hochlande erreichen sie 700 m. Hierher gehört nach STAFF auch die auffällige präbasaltische Fläche des Lausitzer Gebietes in 550—560 m. Es mag unentschieden bleiben, wieviel von diesen Höhenunterschieden auf Rechnung nachträglicher Verschiebungen zu setzen ist und namentlich ob, wie HIBSCH anzunehmen geneigt ist, auch das Budweiser Becken eine nachträgliche Senkung erlitten hat. Die miozänen marinen Brandungstufen aber, welche jenseits der östlichen Wasserscheide dem Rande der Masse angegliedert sind, haben keine relativen Verschiebungen erlitten und man kann sich fragen, ob es ein Zufall ist, daß auch dort der Rückzug des Meeres nach der miozänen Überflutung unter dem unruhigeren Altlande die breitesten Marken in 460—465 und in 380—385 m zurückgelassen hat (S. 379).

Die wichtigsten Aufschlüsse über die Gleichförmigkeit oder Ungleichförmigkeit der weltumspannenden Meeresschwankungen der jüngeren geologischen Vergangenheit wird von den vergleichenden Studien in den alten Tafeln zu erwarten sein, welche die geringsten tektonischen Eigenbewegungen mitgemacht haben. Da und dort ist ein Anfang gemacht; aber die genauere zeitliche Gleichstellung der Stufen in entlegenen Gebieten, die über die Bestimmung mitteltertiär oder jungtertiär oder diluvial hinausgeht, muß oft auf Vermutungen beschränkt bleiben; und auch wo fossilführende Ablagerungen der Bestimmung zu Hilfe kommen, können die Verschiebungen der Molluskenfaunen in der Zeit verwischt und verdunkelt werden durch die geographischen Verschiebungen der Faunen, welche durch die tertiären und posttertiären Änderungen des Klimas bedingt wurden.

In Deutsch-Ostafrika hatte BORNHARDT nach der Theorie RICHTHOFENS eine höhere Rumpffläche in 800—900 m der Oberkreide-Transgression, eine zweite in 500 m einer Überschwemmung im Alttertiär zugeschrieben. Beide Stufen durchschneiden die Schichtköpfe und sind stellenweise von Schottern überstreut. Noch auffälliger sind Verbnungseinheiten in 200—250 m Höhe, die tertiäres Vorland (Aquitant?) und ältere Kreidesedimente stellenweise auch noch das Grundgebirge weiter innen im Lande durchschneiden. Sie sind von jungtertiären Schottern weithin überstreut. STAFF (70) deutete alle diese Flächen als subaerile Fastebenen, die Abstufungen wurden z. T. als Verwerfungen aufgefaßt, durch die das Land in Schollen zerlegt wurde. Aus leichten Neigungen der Flächen, insbesondere aus dem landeinwärts

Anstiege der höheren Rumpffläche zum Rondo- und Makondehochlande wurden Schaukelbewegungen und Verbiegungen des Gesamtlandes abgeleitet. Mancherlei tektonische Schollenbewegungen, Grabenbildung, Aufwölbungen, Verwerfungen, Flexuren usw. sollen die Begleiter der großen epirogenetischen Hebungen und Senkungen gewesen sein, die in wiederholter rhythmischer Wiederkehr die Hauptzüge der Landschaft geschaffen haben. Für die hier in Betracht kommenden Fragen sind die vielleicht nicht immer ganz sicheren und eindeutigen Vorgänge der jungen Bruchtektonik in der Tafel und auch die Frage, ob die Einbebnung marin oder subaeril bewirkt worden ist, weniger bedeutungsvoll, als die Höhengliederung und die zeitliche Bestimmung der großen über das ganze Land hin verfolgbaren Stufen.

Auch die Abrasionsmarken an den Küsten des Kaplandes in 360 m und in 240—260 m, die an der Elisabethbucht in 215 m, verlangen nach einer Prüfung mit der allgemeiner verbreiteten Strandmarken an den nordafrikanischen Küsten und anderwärts.

Im nordischen Gebiete hat HÖGBOM (132) die von REUSCH, J. H. L. VOGT, RICHTER u. a. geäußerte Anschauung, daß die norwegische Küstenplattform durch Meeresbrandung gebildet sei, gegen andere Meinungen neuerdings zu Ehren gebracht. Schon das ununterbrochene Überlaufen von Gesteinsgängen und Schlieren der Tiefengesteine aus der Plattform in die steilen Bergwände widerlegt die von DE GEER und SEDERHOLM vertretene Theorie der verworfenen Penepplain. Viele Einzelheiten sind lehrreich in bezug auf die Ausbildung der Brandungsplatte. In eine bei früherem Tiefstand des Meeres erodierte Landschaft, keineswegs aber über eine ältere Fastebene, ist das Meer mit reichlich ausgebuchteter Küstenlinie vorgedrungen, hat Hügelrücken und Härtlinge als Inseln umschlossen. Unebenheiten sind deutlich durch ungleiche Widerstandsfähigkeit der Gesteine bedingt und über stark zerschnittenes Altland in weicherem Gestein konnte die Brandungsplatte sich am großartigsten entfalten und bei Helgeland ihre volle Breite mit 45 km erreichen. In anderen Strecken, z. B. in den Lofoten und Finnmarken beträgt ihre Breite nur 5—15 km. Der Innenrand der Platte ragt in der Regel 30—40 m über den Meeresspiegel, gegen außen aber sinkt sie etwa 30 m darunter hinab; in diesem Maße hatte sich offenbar der Spiegel während der Ausbildung der Plattform verschoben. Spuren höher gelegener Abrasionsplatten (in 200 m nach NANSEN und REUSCH) sind vereinzelt und unsicher.

Auffällig gering sind die Veränderungen, welche die Plattform durch glaziale Erosion erlitten hat. Die Eisbedeckung dürfte hier nur einen der letzten Vorschübe umfaßt haben und demnach nur von kurzer Dauer gewesen sein.

Fjordtäler und Tiefenrinnen der norwegischen Küste wurden im Tertiär zur Zeit einer abnormen Höhenlage Norwegens (oder einer

bedeutenden Senkung des Spiegels im Nordmeere (s. S. 165) angelegt. Noch vor der letzten Vereisung entstand die Brandungsplatte; »sie entspricht einer Gleichgewichtslage der Erdkruste, gegenüber welcher die tertiären und postglazialen Niveauschwankungen als vorübergehende Störungen anzusehen sind.« Es kann darauf hingewiesen werden, daß ihre Höhenlage mit den jüngsten deutlichen jungpliozänen oder diluvialen Terrassen der atlantischen Küste von Nordamerika und des Mittelmeeres nahe übereinstimmt.

Unsicher ist auch noch die genauere zeitliche Stellung anderer Brandungsplatten des hohen Nordens, jener von Island, von Nowoja Semlja und der von NANSEN als sehr auffällig geschilderten Terrassenstufen der sibirischen Küsten.

Wenn es gelingt, zeitlich sicher gestellte Stufen über viele Breitgrade hin zu verfolgen, ihr Verhältnis zum heutigen Meeresspiegel, ihre gleichbleibende Höhenlage oder ihr allmähliches Steigen und Sinken über ungestörte Strecken hin festzustellen, dann wird sich zeigen, ob gesetzmäßige oder unrhythmische Verschiebungen der Wassermassen zu den Polen oder zum Äquator abzutrennen sind von den vermuteten allgemeinen positiven und negativen Bewegungen des Strandes. Große und schwierige Aufgaben werden vorher noch zu bewältigen sein. Aber es kann bereits gesagt werden, daß die Erfahrungen über ältere morphogenetische Vorgänge ebenso wie das Studium jüngerer Terrassen, die Vorstellung von großen, in unregelmäßigen Rhythmen über die Erde hingehenden Meeresschwankungen kräftig zu unterstützen geeignet sind.

6. Junge Bewegungen in orogenetischen Zonen.

Besonders zu betrachten aber, und für die Beurteilung der Meeresschwankungen nicht unmittelbar und nur mit Vorsicht zu verwerten sind die Anzeichen von Veränderungen des Strandes in den jungen orogenetischen Zonen. Junge Vertikalbewegungen erreichen hier die höchsten Beträge.

Auf Timor liegen über eozenen und älteren Falten transgredierend jungtertiäre Schollen; sie sind zerbrochen und gestaut, in Horste und Gräben zerlegt. Wie MOLÉNGRAAFF (124) ausführt, ist dies die Erscheinungsform, in der die fortdauernden tangentialen Bewegungen in den jüngsten, oberflächlichen Schichten zum Ausdruck kommen, in denen wegen mangelnder Belastung eine Faltung nicht mehr möglich ist. Es sind die orogenetischen Bewegungen in der Faltungszone, die sich am Rande des australischen Kontinentes staut. Viele Angaben über junge Hebungen und Schollenbewegungen in den tertiären Faltungszonen werden in derselben Weise zu deuten und als Äußerungen der fortdauernden faltenden Kraft aufzufassen sein.

Auch an den Küsten Sumatras hat nach den Beschreibungen von

VOLZ pliozäne und jüngere Gebirgsbewegung lange Zonen bis 100, ja stellenweise bis 500 m über den Meeresspiegel gehoben.

Am meerwärts gerichteten Hange der Eliaskette in Alaska sind Hornblendegesteine auf flyschartiges Mitteltertiär aufgeschoben, und darunter liegen nach RUSSEL (125a) bereits in 1500 m Höhe Moränen und glaziale Schichten mit *Yoldia*. Wenn auch die Angabe, daß in dieser Höhe Schalen noch heute lebender Conchylien zu finden seien, wie TARR (125b) meint, noch einer neuerlichen Prüfung bedarf, so wird doch durch diese Lagerungsverhältnisse der große Betrag jugendlicher Gebirgsbewegungen angezeigt. Das große Erdbeben der Yakutat-Bay im Jahre 1899 belehrte uns über die Fortdauer dieser Bewegungen in der Gegenwart. Die Schollenverschiebungen an Brüchen, Bloßlegungen der Küsten und Hebungen bis zum Betrage von 14 m sind eines von vielen neueren Beispielen, welche darüber Aufschluß geben, in welcher Weise die Spannungen im Gebirge zur plötzlicher Auslösung gelangen können.

An einer der zahlreichen, weithinstreichenden Längsstörungen der kalifornischen Küstenketten war bei dem Erdbeben von San Francisco am 18. April 1906 der San Andreas Rift genannte Sprung in einer Länge von 300 km verschoben worden. Die Verschiebung war vorwiegend in horizontaler Richtung vor sich gegangen und hatte im Maximum 21 Fuß (6,35 m) erreicht. Aber noch im Jahre 1914, nach mehr als sieben Jahren war sie, wie HOLWAY (126) berichtet, auch im weichen Rasenboden noch deutlich zu sehen. Wir zweifeln nicht, daß solche Verschiebungen, wenn rascher gehäuft, den Ausgleich der Erosion überholen und mit der Zeit bedeutende Reliefunterschiede erzeugen können, und es erklärt sich leicht die von MONTESSUS DE BALLORE besonders betonte Erfahrung, daß die seismisch am lebhaftesten bewegten Zonen zusammenfallen mit den großen Unebenheiten der Erdoberfläche.

An der kalifornischen Küste vom 23—34° steigen die Anzeichen jungen Rückzuges des Meeres über 1000 m hinauf. Am Pars Borgo liegen junge Meeresbildungen mit farbenerhaltenen Conchylien in 1025 m (WITTICH). Auf Sta. Catalina sind die jungen Meeresbildungen nach LAWSON (127) bis 1400' gehoben. Dabei sind aber junge Küstenlinien dieser Insel und der Insel San Clemente und in der kalifornischen Halbinsel gesunken. Untergetauchte Talenden mit eingedrungenen Meeresanden zeigen, daß sich hier kein eindeutiger Vorgang vollzogen hat.

WITTICH (128) verlegt das Auftauchen der kalifornischen Küste in das jüngere Diluvium. Aber die chronologische und topische Gliederung des Vorganges wird erschwert durch die vermutliche Vermengung der Meeresschwankungen mit den Eigenbewegungen der Küste.

In der spanischen Provinz Valencia steigt das Pliozän in einer Entfernung von 75 km von der Küste bis 657 m empor. Noch bis ins Miozän sind hier faltende Kräfte in der Richtung WSW—ONO nachgewiesen, und R. EWALD (129) ist der Ansicht, daß die Kräfte, welche die betische

Cordillere aufgestaut haben, noch in postpliozäner Zeit wirksam waren und wie die zahlreichen Erdbeben zeigen, noch gegenwärtig wirksam sind.

In Sizilien am Außensaume des Apenninenbogens, steigt die flachgeneigte Tafel miozäner Sedimente bis über 1000 m hoch empor.

Auch die oft zitierten Anzeichen von Strandverschiebungen in nachrömischer Zeit, welche GÜNTHER (130, 131) im Golfe von Neapel beschrieben hat, dürften, insofern sie über das vulkanische Gebiet der phlegäischen Felder hinausreichen und die Apenninenkalke von Sorrent und Capri mitumfassen, durch Fortdauer der Faltenbildung in der Tiefe verursacht sein. Das gleiche gilt von ähnlichen Angaben über die dalmatinischen Inseln und die bekannten Angaben über junge Senkungen auf Kreta.

GRUND (23) suchte durch morphogenetische Darlegungen zu zeigen, daß der Apennin im Pliozän emporgestiegen und auf die gegenüberstehenden dinarischen Falten gefördert wurde und diese niedergedrückt hat. Bei Grado war die stärkste Senkung.

Im Golf von Korinth steigt nach NEGRIS (15) das Pliozän bis 1800 m Höhe und verschiedene Angaben über flachliegendes Miozän und Schrägstellung eingeebener Blöcke aus dem östlichen Mittelmeergebiet verdanken wir BLANCKENHORN, PHILIPPSON, SCHAFFER, FRECH und KOBER. Auf die Höhenlage des Miozän im Gebiete des Taurus wurde bereits oben hingewiesen.

Viele ähnliche Beispiele für Vertikalbewegungen in den jungen orogenetischen Zonen könnten den angeführten noch zugesellt werden. Z. T. werden die morphologischen Gründe durch hochliegende Sedimente und Fossilfunde gestützt. Wenn auch die Höhenlagen von Sedimenten und Einebnungsflächen nicht ohne weiteres das Maß der absoluten Hebung angeben, und der schwankende Stand der Meere im Laufe der jüngeren Tertiärzeit zu berücksichtigen ist, so ist doch wohl zu erkennen, daß die Verschiebungen in den orogenetischen Zonen einen höheren Betrag erreichen als in den Schollengebirgen. In den jungen Falten auf Trinidad sind jungtertiäre Tiefseebildungen mit Radiolarien aus Tiefen von mindestens 3000 m zur Oberfläche gebracht worden.

Die Lage solcher außerordentlicher Hebunggebiete innerhalb der jungen Faltungszonen berechtigt zu dem Schlusse, daß in diesen Hebungen die vertikale Komponente tangentialer Schubkräfte zur Geltung kommt. Die der Oberfläche zunächstliegenden, unbelasteten und daher nicht faltungsfähigen Gesteinsmassen werden dabei als Schollen übereinander geschoben, wie in Alaska, oder in breiteren Bogen aufgewölbt und mit sanfter Neigung gehoben, wie die pliozänen Schichten in Sizilien.

7. Bedeutung der morphogenetischen Methoden.

Nicht hoch genug zu werten ist die Förderung, die in den letzten Jahrzehnten das Studium der Bewegungsvorgänge der Erdkruste durch die methodisch-kritische Betrachtung der Landschaftsformen erhalten

hat. Sie hat uns ein Instrument geliefert, das weit empfindlicher ist für den Nachweis junger Lageveränderungen als die durch aus der Stratigraphie und Tektonik gewonnenen Anhaltspunkte. Durch sie hat man erfahren, daß die Erdkruste viel beweglicher ist und mannigfacherem Wechsel der Spannungen unterworfen, als man früher anzunehmen geneigt war; daß alte an Brüchen zerteilte Schollen bis in die Gegenwart unruhig bleiben können und daß der jüngste Aufstau in den Faltengebirgen die oberen unbelasteten Schichten zu breiter ausladenden Gesamtbewegungen veranlassen kann. Sie hat uns zugleich gelehrt, in den Erneuerungen des humiden Zyklus die weit ins Innere des Landes eingreifenden Wirkungen von Verschiebungen der Erosionsbasis zu erkennen. Diese Ableitungen, welche vor allem Bezug nehmen auf die Verschiebungen der Erosionsbasis, geben meist nur Aufschluß über die vertikale Komponente der Krustenbewegungen, auch wenn seitliche Verschiebungen in hervorragender Weise mitbeteiligt sein sollten. Breite Aufblähungen und Aufwölbungen, Verbiegungen und flach ansteigende Schollenbewegungen werden dabei als Hebungen oder Schrägstellungen zur Erscheinung kommen.

Allerdings sind die neuen erfolgreichen Methoden zunächst nicht freigeblieben von Übertreibungen. Die allzuweitgehende Umdeutung aller ebenen Flächenreste und annähernden Gipfelgleichheiten zu meeresnahen Fastebenen hat zu ganz unwahrscheinlichen Schlußfolgerungen geführt über das Ausmaß junger Hebungen und Senkungen, die sich mit allgemeineren tektonischen Erfahrungen nicht gut vereinigen lassen. Die äußersten solcher Übertreibungen, welche Gebirge gleich den Alpen in jüngster Zeit zur Fastebene bis nahe an den Meeresspiegel abhobeln und wieder um einige tausend Meter aufsteigen ließen, sind von berufener Seite zurückgewiesen und im allgemeinen wieder aufgegeben worden.

Aber auch sonst scheinen die rasch emporgediehenen Methoden noch nicht in allen Stücken vollkommen ausgereift und noch eines weiteren Ausbaues bedürftig. Noch ist die Fastebene der wichtigste und entscheidendste Angelpunkt der meisten morphogenetischen Ableitungen. Dabei wird nach der Theorie von DAVIS dem nach der Gleichgewichtskurve strebenden, rinnenden Wasser das alleinige Gestaltungsrecht eingeräumt. So lange es aber noch nicht erwiesen ist, daß der humide Zyklus allein ohne Mithilfe anderer Kräfte zur völligen Einebnung eines höheren Faltenbaues bis nahe an die Erdoberfläche jemals geführt hat, so lange die induktive Bestätigung der deduktiv abgeleiteten Entstehung der Fastebene noch aussteht, können die letzten darauf gegründeten Schlußfolgerungen nicht in allen Fällen die gleiche Sicherheit und Eindeutigkeit beanspruchen, wie die aus der Schichtfolge oder aus den Lagerungsverhältnissen gewonnenen Feststellungen.

Die unbedenkliche Anwendung des einfachen Schemas auf alle die weitverbreiteten ebenen Flächen erscheint voreilig, gegenüber der kaum

zu übersehenden Mannigfaltigkeit der möglichen Einflüsse. Hier sei nochmals auf die Ausführungen von HETTNER hingewiesen.

Noch scheint die Wirkung ausgleichender Kräfte in beliebigem Abstände vom Meeresspiegel nicht immer in genügender Weise berücksichtigt. Der Einfluß des Windes auf die Gestaltung der Landschaft in verschiedenen Klimaten wird noch abzuschätzen sein, denn wo auch die Talgerinne ausschließlich der Wasserwirkung vorbehalten sind, bleiben doch die Höhen dem fast unermüdlichen, einebnenden Kehrbesen des Windes ausgesetzt. Gegenüber der formenden Kraft des Windes im ariden Zyklus scheint der humide Zyklus im Rückstand zu bleiben. Indem er die Landschaft mit Pflanzenwuchs überkleidet, verzögert der Einsatz eines humiden Zyklus die Abtragung und beschränkt die Arbeit der Erniedrigung im bewachsenen Land fast ganz auf bestimmte Linien. Vorübergehende Einschaltung des Trockenklimas, welche die Landschaft zeitweise des Pflanzenkleides beraubt, kann ihr verhältnismäßig rasch ein lange nachhaltendes Gepräge verleihen. Ausgegliche Höhen und Flächen können, als undeutliche disharmonische Reste im feuchten Klima lange beharren, wie auch die Pliozänen und jungmiozänen Brandungsterrassen bis heute noch gut kenntlich geblieben sind.

Es ist nicht zu begreifen, wie einerseits nach der Annahme mancher Geographen ganze Gebirge, ja ganze Kontinentalteile während des Pliozän zur Fastebene bis nahe an den Meeresspiegel erniedrigt worden sein sollten (PHILIPPSON, Kleinasien), während es dem humiden Zyklus andererseits nicht gelungen ist, die jungmiozänen oder altpliozänen Brandungsplatten verschwinden zu machen (HASSINGER, S. 379).

Die große Mehrzahl der morphologischen Arbeiten aus der neueren Zeit sind Lokalstudien über verschiedene Gebiete, die in der Regel nur den Einfluß der Verschiebungen der Erosionsbasis auf den örtlichen Zyklus behandeln; dabei wird zumeist auch ausdrücklich hervorgehoben, daß mit den Worten »Hebung und Senkung« nicht absolute Bewegungen, sondern nur die relativen Verschiebungen der Erosionsbasis in den besprochenen Gebieten gemeint seien. Damit wird aber die Frage umgangen, die für den Geologen gerade die wichtigste ist, die Frage, ob das Festland oder das Meer auf und nieder bewegt wurde; und die einzelnen Lokalstudien gleichen losgelösten Bruchstücken eines Textes, die nur durch Ergänzung des Zusammenhanges Sinn und Bedeutung erhalten.

An allen Küsten und allen nicht zu küstenfernen Ländern müssen die Meeresschwankungen des jüngeren Tertiär ihre Spuren zurückgelassen haben; — mögen auch da und dort die Höhenmarken durch spätere Krustenbewegungen verschoben worden sein oder durch Einfügung neuer Marken an Auffälligkeit verloren haben.

Der Einfluß möglicher, allgemeiner Bewegungen des Meeresspiegels wird aber in den meisten Einzeldarstellungen gar nicht erwogen. Das örtliche Auf und Nieder bleibt ohne Begründung, und doch muß es

vor allem das Bestreben der Forschung sein, aus dem mannigfachen, bald auffälligeren und bald unscheinbaren Zeichen in verschiedenen Gebieten die umfassenderen Geschehnisse herauszulesen und zu sondern von den örtlichen Vorgängen. Erst dies wird es ermöglichen, die verschiedenen Arten von Einebnungen und Rumpfflächen richtig zu werten und zu beurteilen und die Bedeutung der Brandungsplatten in der jüngeren und älteren geologischen Vergangenheit nach Gebühr abzuschätzen.

Schlußbemerkungen.

Was in der Literatur mit der Bezeichnung der epirogenetischen Bewegungen unterschieden wird von den an die jungen Faltungszonen gebundenen orogenetischen Bewegungen umfaßt wieder Vorgänge verschiedener Art.

Die Hebungen des baltischen und des kanadischen Schildes sind eine unverkennbare Folge des Schwindens der großen Eiskalotten, wahrscheinlich eine elastische Dehnung durch Entfernung der Eislast, doch kein eigentlicher isostatischer Vorgang.

Den Korallenriffen kann kein Beweis für eine allgemeine Senkung des Ozeangrundes entnommen werden, wenn ihr Aufbau nach der Theorie von DALY besser verstanden werden kann durch Ansatz auf der tiefer gelegenen quartären Brandungsplatte und Weiterentwicklung unter dem Einfluß des mit rückkehrender höherer Temperatur ansteigenden Meeresspiegels.

An den holländischen Küsten werden gegenwärtig tiefer liegende Horste und Gräben durch tektonische Bewegungen gegeneinander verschoben. Es sind Bewegungen an den Ausläufern des gegen Nordwest gerichteten Bruchsystems, das weither von Asien herüberreicht und ganz Mitteleuropa in seit der mesozoischen Zeit bis in die jüngste Vergangenheit lebhaft bewegte Schollen zerteilt hat.

Hebungen in jungen Vulkangebieten, die manchmal auch in einer Reihe mit den epirogenetischen Hebungen angeführt werden, die bekannten Vorgänge am Serapistempel bei Puzzuoli, die Hebung an der Küste von Pantelleria (1891) und ebenso die Hebung am Abhange des Usu-San in Japan (1910) sind ganz örtliche Vorgänge, verursacht durch flachlagernde satellitische Intrusionen in der Nähe der Oberfläche.

Der größte Teil der Veränderung des Strandes in junger geologischer Zeit ist, ebenso wie die ausgedehnten Transgressionen der geologischen Vergangenheit, nicht durch Verschiebungen der Festen sondern durch Veränderungen des Meeresspiegels verursacht. Dies ergibt sich aus der großen Gleichförmigkeit, mit welcher miozäne und jüngere Brandungsplatten über Gebirgsglieder von verschiedenem Bau verfolgt werden können, der Gleichzeitigkeit der großen Transgressionen der Vergangenheit in den verschiedensten Teilen der Erde.

Im übrigen scheint es, daß die nachweisbaren vertikalen Verschiebungen von Teilen der Erdkruste in folgenden Hauptgruppen untergebracht werden können:

1. Bewegungen in den orogenetischen Zonen. Anzeichen jugendlicher Hebungen sind in den Zonen junger Gebirgsbildung auf der Erde sehr verbreitet. Weitgespannte Aufwölbungen, Schollenschub und Schrägstellung von Schollen scheinen die Formen zu sein, in welchen die Faltungsvorgänge der Tiefe auf die Oberfläche übertragen werden.

2. Bewegungen an Verwerfungen in Schollengebirgen, oft verbunden mit Schrägstellungen und Überschiebungen.

Die erregenden Kräfte sind nach der Meinung nicht weniger Forscher in beiden Fällen nicht grundsätzlich verschieden. In beiden Fällen äußert sich als Hebung die vertikale Komponente von seitlichen Krustenverschiebungen. Sie ist meist von Senkung begleitet oder tritt im Gefolge von Senkungen auf und ihr Ausmaß ist gering im Vergleich zur Längenausdehnung der bewegten Sytème.

Die Bewegungsform an der Oberfläche ist abhängig von der Beschaffenheit der Gesteine. Weitgehende Faltung ist nur möglich in einem mächtigem Komplex von Schichtgesteinen, der aus einer großen Zahl biegsamer und gleitfähiger Lagen zusammengefügt ist. Schon die Ostalpen mit ihren spröden Kalktafeln zeigen ein ungefügteres Faltenbild, als die helvetischen Faltungsdecken, mit ihrer schmiegsamen Schichtfolge von dünnplattigen Schiefen und Mergelkalken. Größere zusammenhängende Körper von metamorphen oder granitischen Gesteinen werden als einheitliche Schubschollen bewegt, wie die Syenitscholle und die Amphibolitscholle über der großen skandinavischen Überschiebung.

Bedeutende jugendliche Hebung zeigt sich oft in den sogenannten Zwischengebirgen, die als starre Schollen zwischen zwei jungen Faltungszonen mit entgegengesetzter, beiderseits nach außen gewendeter Schubrichtung eingeklemmt sind; so im Colorado-Plateau und dem Great Basin zwischen den Rocky Mountains und den Küstenketten, im marokkanischen Atlas, oder in der kilikischen Hochfläche im Anschluß an den Taurus.

Es finden sich keine Anhaltspunkte für die Annahme besonderer vertikal hebender Kräfte, welche grundsätzlich verschieden wären von den bruch- und faltenbildenden Krustenbewegungen, kein Nachweis von weitgespannten, gleichförmigen und senkrechten Hebungen ganzer Kontinente oder Kontinentalteile, die aus Gebirgsmassen von verschiedenem Bau und verschiedenem Alter zusammengefügt sind.

Was zur Annahme solcher säkularer Hebungen und Senkungen und weltumfassender, diastrophaler Vorgänge geführt hat, gehört zu den Wirkungen der großen marinen Transgressionen. Diese ältere Erkenntnis wird durch die reicheren Erfahrungen der neueren Zeit nicht erschüttert. Zur Zeit des oberen Jura und der oberen Kreide, und später im Miozän hat das Meer so große und weit voneinander

abgelegene Gebiete überschwemmt, daß von Senkungen einzelner Teile der Erde nicht die Rede sein kann. Eine Verschiebung der Erdkruste mit verhältnismäßig geringem vertikalem Ausmaße und in so ungeheurer horizontaler Ausdehnung, wie sie durch die Verschiebung der Wasserfläche bei den großen Transgressionen gefordert würde, könnte nicht durch Hebung gewisser, noch so großer Gebiete erklärt werden; sie entspräche vielmehr bereits einer Gestaltveränderung des Planeten, die vielleicht durch kosmische Einflüsse, durch eine Änderung der Achsenstellung oder der Umdrehung bewirkt sein könnte. Weit wahrscheinlicher ist die Veränderlichkeit der Gestalt der Wasserhülle. Ja es scheint, daß auf der Erde im Laufe der Zeiten die Wassermenge nicht immer gleich geblieben ist, daß »thalassokrate« mit »geokraten« Zeiten abgewechselt haben (DACQUÉ).

Noch sind wir nicht imstande, die verschiedenen Ursachen, die vermutlich an den kleineren Meeresschwankungen beteiligt sind, nach ihrer Bedeutung abzuschätzen, und noch können wir es nicht wagen, eine endgültige Auswahl zu treffen unter den verschiedenen Hypothesen, welche die großen Transgressionen erklären wollen. Klimaschwankungen und dadurch verursachte Änderungen des Wassergehaltes der Lufthülle, oder Wasserentzug durch große Eisanhäufungen, wechselnde Massenanziehung durch große Festlands- oder Eismassen, dann eustatische Schwankungen durch das Wechselspiel von Sedimentanhäufung am Meeresgrunde und die Eröffnung neuer Meeresbecken durch tektonische Ereignisse mögen die kleineren Rhythmen erklären, die aus dem Schichtwechsel vieler älterer Sedimente und aus den Terrassenfolgen der jüngeren Zeit zu erkennen sind. Daneben sind aber noch irgendwelche umfassendere Vorgänge anzunehmen, die zeitweise den Meeresspiegel in viel größerem Ausmaße verändert haben; seien es astronomische Vorgänge, Änderungen der Revolution, Umstellungen oder Verlagerungen der Erdachse oder Schwankungen in der Stellung der Erdachse zur Ekliptik. Aber auch die Möglichkeit einer Änderung der Wassermenge auf der Erde, eine Anreicherung durch zeitweise gesteigerte Entgasung aus dem Erdinnern, eine Abnahme durch teilweise chemische Bindungen, aber auch zeitweises ungleiches Abströmen des Wasserdampfes oder seiner Elemente (insbesondere des Wasserstoffes) in den Weltraum ist nach heutigen Vorstellungen nicht vollkommen von der Hand zu weisen.

Aber diese Fragen nach den allgemeineren Ursachen der großen Veränderungen von Wasser und Land führen über den vorgetzten Rahmen dieser Betrachtungen hinaus, die sich nur mit dem Vergleiche und der Deutung der einzelnen Gruppen von Beobachtungen über die Lageveränderungen des Festlandes beschäftigen sollten.

Literaturnachweise.

1. E. SUESS, Antlitz der Erde. Bd. II.
2. G. K. GILBERT, Lake Boneville. U. S. geol. Surv. Monographs. No. 1. 1890. 438 p. S. 340.
3. C. LAWSON u. a., Report of the state earthquake Investigation Commission. The Californian Earth-quake of April 18. 1906. Washington 1908.
4. ANDRÉE, K., Über die Bedingungen der Gebirgsbildung. Berlin, Bornträger, 1914. S. 5.
5. F. MACHATSCHKE, Über epirogenetische Bewegungen. Bibliothek geogr. Handbücher. Festband. Albrecht Penck, Stuttgart, 1911. S. 1.
- 6a. H. STILLE, Senkungs-Sedimentations- u. Faltungsräume. Congrès géol. intern. XI. Séance. Stockholm 1910.
- 6b. H. STILLE, Die kimmerische (vorcretazische) Phase der saxônischen Faltung des deutschen Bodens. Geolog. Rundschau, Bd. IV. 1913. S. 362.
- 6c. H. STILLE, Das Aufsteigen des Salzgebirges. Zeitschrift f. prakt. Geologie. 19. 1911. S. 91—99.
- 6d. H. STILLE, Tektonische Evolutionen und Revolutionen der Erdrinde. Leipzig 1913.
- 6e. H. STILLE, Hebungen und Faltungen in Schollengebirgen. Zeitschrift deutsch. geol. Ges. Bd. 68. 1916. Monatsber. S. 269—294.
- 6f. H. STILLE, Injektivfaltung und damit zusammenhängende Erscheinungen. Geolog. Rundschau, Bd. VIII.
7. D. W. JOHNSON, Botanical phenomena and the problem of recent coastal subsidence. Botanical Gazette. Vol. LVI. 1913. p. 349.
8. D. W. JOHNSON, Fixité de la Côte Atlantique de l'Amérique du Nord. Annales de Géographie. Paris, T. 21. 1912. p. 193—212.
9. D. W. JOHNSON, The shore line of Cascumpeque Harbour, Prince Eduard Island. Geogr. Journ. 1913. p. 152.
10. Général DE LAMOTHE, Les anciennes lignes de rivage du Sahal d'Alger. Mém. Soc. géol. de France. (4) I. Mem. No. 6. 1911.
11. Général DE LAMOTHE, Aux sujets du déplacement de la ligne de rivage le long des côtes Algériennes pendant le Post-Pliocène. Bull. Soc. géogr. France. 1912. XII. p. 343.
12. L. CAYEUX, Fixité du niveau de la Méditerranée à l'époque historique. Annales de Géographie. Paris. XVI. 1907. p. 97—116.
13. GNIRS, Beobachtungen über den Fortschritt einer säkularen Niveauschwankung des Meeres während der letzten zwei Jahrtausende. Mitt. d. geograph. Ges. Wien. 1908. S. 51.
14. GIGNOUX, Résultats généraux d'une étude des anciens rivages dans la Méditerranée occidentale. Ann. de l'Université de Grenoble. 23. 1911. p. 113.
15. PH. NÉGRIS, La régression quaternaire. Athènes 1912.
16. BRIQUET, Sur la succession des cycles d'érosion dans la région Franco-Belg. Comptes Rend. Acad. d. Sc. Paris. 11. July 1910.
17. C. DÉPEREL, Les anciennes lignes de rivage de la côte française de la Méditerranée. Bull. Soc. géol. de France (4). VI. p. 207.
18. R. GRADMANN, Die algerische Küste und ihre Bedeutung für die Küstenmorphologie. Petermanns Mitt. 63. 1917. S. 215.
19. O. WILCKENS, Atlantis (Sammelreferat). Geolog. Rundschau. Bd. IV. 1913. S. 441.
- 20a. G. ZIEMENDORF, Der Kontinentalschelf des Nordatlantischen Ozeans. Beiträge z. Geophysik. Leipzig. Bd. X. 1910. S. 468.
- 20b. G. ZIEMENDORF, Der Kontinentalschelf des Indischen Ozeans. das. Bd. XIII. 1914. S. 349.

21. M. P. RUDZKI, Deformationen der Erde unter der Last des Inlandeises. Bull. internat. de l'Académie des Sc. de Cracovie. Avril 1899. S. 214.
22. M. P. RUDZKI, Deformationen der Erde während der Eiszeit. Zeitschrift f. Gletscherkunde I. Wien 1906/7. S. 182.
23. A. GRUND, Entstehung und Geschichte des Adriatischen Meeres. Geograph. Jahresbericht aus Österreich. VI.
24. G. A. F. MOLENGRAAFF, De daling van den bodem van Nederland. Versl. v. d. gew. Verg. d. Wis. en Natuurkd. Afd. d. koninkl. Akad. v. Wetenschappen Amsterdam. 30. Oct. 1909. S. 400—407.
25. J. F. STEENHUIS, Beschouwingen over en in verband mit de daling van den bodem van Nederland. Verh. d. konigl. Akad. von Wetenschappen. Amsterdam. 2. Sect. deel XIX. No. 2. 1917.
26. D. H. S. BLAUPOT TEN CATÉ, Bodenbewegungen van Nederland. De Ingenieur. Jaarg. XXX. No. 47 en 48. 1915.
27. DE GEEB, Kontinentale Niveauperänderungen im Norden Europas. XI. Congr. géol. intern. Stockholm 1910. Stockholm 1912 Heft 2. Petermanns Geograph. Mitt. Bd. 58. 1912. S. 222.
28. E. v. DRYGALSKI, Über Bewegungen der Kontinente zur Eiszeit und ihren Zusammenhang mit den Wärmeschwankungen der Erdrinde. Verh. d. VIII. deutschen Geogr.-Tag. Berlin 1889. S. 162—180.
29. J. BARRELL, Factors in the movements of the strand line and their results in the Pleistocene and Post-Pleistocene. Am. Journ. of Sc. Vol. XL. 1915. p. 1.
30. HANS W. SON AHLSMANN och BÖRN HELLAND-HANSEN, Sambandet mellan kontinentala nivåförändringar, Norskhavets oceanografi och de pleistocena islandisama omkring delta haf. Geolog. föreningsens förhandlingar. Stockholm. Bd. 40. 1918. S. 783—793.
31. R. A. DALY, Pleistocene Glaciation and the coral reef Problem. Amer. Journ. of Science New Haven 4. ser. Vol. 30. 1910. p. 297—308.
32. R. A. DALY, Problems of the pacific Islands. das. Vol. 41. 1916. p. 153—168. (Referat in Nat. Wochenschrift. Bd. 32. 1917. S. 563.)
33. VAUGHAN, Sketch of the geol. history of the Florida coral reef tract. Journ. Washington Acad. of Science. 1914. p. 33.
34. DAVIS, Home study of coral reefs. Bull. Americ. Geogr. Soc. New York 1914. p. 647.
35. DAVIS, A Shaler Memorial study of coral reefs. New Haven. Amer. Journ. of Sc. 40. 1915. p. 233—271.
36. LAPPARENT, Le sens des mouvements de l'écorce terrestre. Bulletin Soc. géol. de France. XV. 1887. p. 215—238.
37. VAN WERWEKE, Die Trierer Bucht und die Horsttheorie. Bericht d. Niederrhein. geol. Ver. Bonn 1910. S. 12—37. — Die Entstehung des Rheintales. Mitt. d. philomat. Ges. in Elsaß-Lothringen. Straßburg 1907.
38. W. SALOMON, Bedeutung d. Messung u. Kartierung von gemeinen Klüften u. Harnischen mit besonderer Berücksichtigung des Rheintalgrabens. Zeitschrift d. Deutsch. geol. Ges. 1911. S. 493.
39. J. G. LIND, Geolog. Untersuchungen d. Beziehungen zwischen d. Gesteinspalten, der Tektonik und dem hydrographischen Netz der Gebirge bei Heidelberg. Verhdlg. d. naturw. mediz. Ver. Heidelberg. N. F. 11. 1910—12. S. 7—45.
40. J. DINU, Geolog. Untersuchungen d. Beziehungen zwischen d. Gesteinspalten, der Tektonik und dem hydrographischen Netz im östlichen Pfälzerwalde (Hardt). (Inaug. Dissertation. Heidelberg.) das. S. 238—299.
41. R. ENGSTLER, Geologische Untersuchungen der Beziehungen zwischen den Gesteinspalten der Tektonik u. dem hydrographischen Netz in den östlichen Mittelvogesen. das. N. F. 12. 1912—14. S. 372.

42. O. M. REIS, Der Rheintalgraben. (Ein Beitrag zur Beurteilung der europäischen Grabenbildungen.) Geogn. Jhrshfte. München. 27. Jhrg. 1914. S. 249.
43. H. CLOOS, Über die Entstehung schmaler Störungszonen. Geol. Rundschau. 1916. S. 41—53.
44. H. QURING, Die Entstehung der Schollengebirge. Zeitschrift deutsch. geol. Ges. Bd. 65. 1913. S. 418.
45. O. E. MEYER, Die Brüche von Deutsch-Ost-Afrika, besonders der Landschaft Ugogo. Neues Jhrb. f. Min. Blg. Bd. 38. 1915. S. 805.
46. L. KOBER, Geolog. Forschungen in Vorderasien. I. Teil. A. Das Taurusgebirge. B. Zur Tektonik des Libanon. Denkschrift d. kaiserl. Akad. d. Wiss. Wien. Math. Nat. Kl. Bd. 91. 1915. S. 379—428.
47. E. HENNIG, Entwicklungsgesch. d. afrikan. Kontinentes. Petermanns Mitt. 63. Jhrg. 1917. S. 113.
48. CLOOS, Durchschmelzungen an südafrikanischen Graniten. Zeitschrift deutsch. geol. Ges. 1913. Monatsber. S. 455.
49. F. E. SUSS, Mitt. d. geolog. Ges. Wien. Bd. IX. 1916. Sitzungsber. S. 99.
50. A. ROTHPLETZ, Die ostbayr. Überschiebung u. die Tiefbohrung bei Straubing. Sitzungsber. d. Math. phys. Kl. d. k. bayr. Akad. d. Wissensch. 1911. S. 145 bis 189.
51. W. KRANZ, Die Überschiebung bei Straubing. Geognost. Jahreshfte. München. 25. 1912. S. 229—235.
52. R. LACHMANN, Zur Klärung tektonischer Grundbegriffe. Zeitschrift deutsch. geol. Ges. Bd. 66. 1914. Monatsber. S. 227—243.
53. DAVIS, Grundzüge der Physiogeographie (Davis, Braun). Leipzig 1911. Erklärende Beschreibungen der Landformen (Davis, Rühl). Leipzig 1912.
54. PASSARGE, Physiologische Morphologie. Mitt. d. geograph. Ges. Hamburg. Bd. XXVI. 1912.
55. A. v. BÖHM, Erklärende Beschreibung der Landformen durch Davis. Petermanns geograph. Mitt. 1913. S. 123.
- 56a. HETTNER, Entwicklung der Landoberfläche. Geograph. Zeitschrift, Jhrg. 20. 1914. S. 129.
- 56b. HETTNER, Rumpfflächen und Pseudorumpfflächen. das. 19. 1913. S. 185 bis 202.
- 56c. HETTNER, Die Abhängigkeit der Form der Landoberfläche vom inneren geolog. Bau. das. S. 443.
57. M. FRIEDRICHSEN, Moderne Methoden der Erforschung der Landschaften. Geogr. Bausteine 6. 1914.
58. R. PUMPELLY, Explorations in Turkestan. Washington. I. 1905. II. 1908.
59. OBRUTSCHEW, Die allgem. Ergebnisse der neueren Forschungen in Zentralasien und in China. Petermanns geogr. Mitt. Ergänz.-Heft 119. S. 3.
60. F. DE FILIPPI, Karakoram and Western Himalaya. 1909. London 1912.
61. BAILEY WILLIS, Research in China. Washington 1907.
62. DEPRAT, Sur l'importance des mouvements épirogéniques récents dans l'Asie sud-orientales. Con. Rend. Ac. Sc. Paris. CLII. 1911. p. 527—529.
63. E. HADBANK DUNIKOWSKI, J. TOKARKI und JAN NOWAK, Wissenschaftliche Ergebnisse der unter Leitung von Prof. E. H. DUNIKOWSKI im Jahre 1910 ausgeführten Sichota-Alin-Expedition. Bull. Acad. des Sciences Cracovie. Cl. Math. et Nat. Juin 1912. S. 603.
64. ÖSTREICH, Die Täler des nordwestl. Himalaya. Petermanns geogr. Mitt. Ergänzungsheft 155 (1906). Vortrag d. 16. Geograph. Tag. 1907. S. 44. Zeitschrift d. Ges. f. Erdkunde. 1914. S. 418.
65. F. MACHATSCHKEK, Neuere Arbeiten zur Morphologie von Zentralasien. Geograph. Zeitschrift. Bd. 20. 1914. S. 257.
66. E. C. ABENDANON, Reiseber. aus Zentral-Celebes. Ztschft. kon. Niederl. Geogr. Ges. 1910. S. 985.

67. KEIDEL, Über d. Geologie einzelner Teile der argentin. Anden. Sitzber. d. kais. Akad. d. Wissensch. Wien. 117. 1908. S. 1327—36.
68. QUENSEL, Geolog. petrograph. Studien in der patagonischen Cordillera. Bull. Geol. Inst. Universität Upsala. XI (1—114). 1911.
69. A. PENCK, Hebungen und Senkungen. Himmel und Erde. Bd. 25. 1913.
70. O. v. STAFF, Beiträge zur Geomorphogenie und Tektonik Deutsch-Ostafrikas. Archiv für Biontologie. Bd. III. Heft 3. Berlin 1914.
71. L. PUFFER, Der Böhmerwald und sein Verhältnis zur innerböhmischen Rumpffläche. Geograph. Jahresber. aus Österreich. Bd. VIII. 1910. S. 113—170.
72. RASSMUS, Zur Morphologie des nordw. Böhmen. Zeitschrift Ges. f. Erdkunde. Berlin 1913. S. 35.
73. PHILIPPI, Über die präoligozäne Landoberfläche in Thüringen. Zeitschrift deutsch. geol. Ges. 62. 1910. Heft 3.
74. STAFF und RASSMUS, Zur Geomorphogenie der sächs. Schweiz. Geolog. Rundschau. 1911. S. 373.
75. H. HASSINGER, Die mährische Pforte und ihre benachbarten Landschaften. Abhandlungen d. geogr. Ges. Wien. Bd. IX. No. 2. 1914. 313 S.
76. W. v. LOZINSKI, Über quartäre Krustenbewegungen im Gebiete der wolhynisch-ukrainischen Granitplatte. Zeitschrift deutsch. geol. Ges. Bd. 3. 1911. Monatsberichte S. 319—328. — Beiträge zur Oberflächengeologie des Krakauer Gebietes. Jhrb. d. geolgo. Reichsanst. 1912. S. 71—86.
77. L. v. SAWICKI, Die Einebnungsflächen in Wales und Devon (poln.; deutsch. Zusfassg.). Sitzungsber. d. Warschauer Ges. d. Wissenschaften. 1912. S. 123 bis 134.
78. DEMANGEON, Le relief du Limousin. Annal. de Géographie, Paris XIX. 1910. p. 120—149.
79. F. MACHATSCHKEK, Verebnungsflächen in alpinen Gebirgen. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1916. S. 1—34.
80. C. MORDZIOL, Bericht über d. Rheintalexkursion 1910. Geol. Rundschau. I. 1910. S. 295.
81. J. CVIJCIC, Bildung und Dislozierung der Dinarischen Rumpffläche. Petermanns Mitt. 1909. S. 121, 156, 177.
82. H. GÖTZINGER, Vorl.-Ber. über geol.-morph. Studien in d. Umgeb. d. Dinara. Vhdlg. geol. Reichsanst. 1912. S. 226—30.
83. A. GRUND, Der geographische Zyklus im Karst. Zeitschrift d. Ges. f. Erdkunde Berlin 1914. — Beiträge zur Morphologie d. dinar. Gebirges. Pencks geograph. Abh. IX. 1910. 3.
84. N. KREBS, Verbogene Verebnungsflächen in Istrien. Geograph. Jhrber. aus Österreich IV. 1906. S. 75—85. — Pencks geograph. Abh. IX. 1910. 3.
85. L. v. SAWICKI, Physiographische Studien aus den westgalizischen Karpathen. Geogr. Jahresbericht aus Österreich. VII. 1900. S. 69—96.
86. L. v. SAWICKI, Die jüngeren Krustenbewegungen in den Karpathen. Mitt. d. geol. Ges. in Wien. II. 1909. S. 81—117.
87. J. CVIJCIC, Peneplains und epeirogenetische Bewegungen der Südkarpathen. Petermanns Mitt. 1908. Heft V. S. 1—3.
88. H. GÖTZINGER, Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der östl. Kalkhochalpen. Mitt. d. geogr. Ges. Wien. 56. 1913.
89. T. HAHN, Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitt. geol. Ges. Wien Bd. VI. 1913. S. 479.
90. O. v. STAFF, Morphogenie der Präglaziallandschaft in den westlichen Schweizer Alpen. Zeitschrift d. deutsch. geol. Ges. 1912. S. 7—75.
91. SÖLCH, Zur Entwicklungsgeschichte der Brennergegend. Geogr. Rundschau. 1912. S. 413. (Zeitschrift deutsch. geol. Ges. 1912. Monatsber. S. 316.)
92. R. DALY, The accordance of summit levels among Alpine Mountains. Journ. of Geology. Chicago. Vol. 13. 1905. S. 117.

93. CH. KEYES, Mid.-continental Eolation. Bull. of geol. Soc. America. Vol. 19. 1908. S. 63—92 u. Vol. 22. 1911. S. 687—714. Science 41. 1915. p. 244.
94. W. v. LEININGER, Über die Einflüsse von äolischer Zufuhr auf die Bodenbildung (mit bes. Berücksichtigung der Roterde). Mitt. d. geol. Ges. Wien. Bd. 8. 1916. S. 139.
95. E. E. FREE, The movement of soil material by the wind, Washington. 1911. U. S. Departement of Agricultur. Bureau of soils.
96. C. R. KEYES, Erosional origin of the Great Basin-Ranges. Journ. of Geol. Chicago. XVII. 1909. S. 31.
97. A. STRIGEL, Geol. Untersuchungen der perm. Abtragungsfläche im Odenwalde. Verh. d. nat. med. Ver. Heidelberg. 1912. N. F. Bd. 12. ·
H. SCHMITTHENNER, Die Oberflächengestalt d. nördl. Schwarzwaldes. Abh. z. bad. Landeskunde. II. Karlsruhe. 1913.
98. MACHATSCHKEK, Neuere Arbeiten zur Morphologie Zentralasiens. Geogr. Zeitschrift. 1914. Bd. 20. S. 257—274.
MACHATSCHKEK, Zur physiographischen Entwicklung Zentralasiens in der Quartärperiode. Geogr. Zeitschrift. das. S. 386—388.
99. R. v. KLEBELSBERG, Mitt. d. deutsch. u. öst. Alpen Ver. 1913 in Zeitschrift d. deutsch. u. öster. Alpen-Ver. Bd. XLV. 1914. S. 80.
100. GRUPE, Über Gebirgsstörungen im hannover. Berglande u. z. Frage d. diluvialen Hebung des Harzes. Jahrb. d. geolog. Landesanstalt Berlin. XXXV. I. 2. 1915. S. 374.
101. E. TIETZE, Die geogn. Verhältnisse von Landskron u. Gewitsch. Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1901. S. 702.
102. G. GÖTZINGER, Morphogenetische Beobachtungen am Nordfuß des Reichensteiner Gebirges. Mitt. d. geogr. Ges. Wien. Bd. 58. 1915. S. 271—302.
103. HASSINGER, Die Mährische Pforte und ihre benachbarten Landschaften. Abhandlungen d. geogr. Ges. Wien. Bd. XI. No. 2. 1914. S. 1—313.
104. R. HÖDL, Das untere Pielachtal. Ein Beispiel eines epigenetischen Durchbruchstailes. Festschrift d. k. k. Staatsgymnasiums. Wien 1901.
105. H. HASSINGER, Beiträge zur Physiogeographie des inneralpinen Wiener Beckens. Bibliothek geogr. Handbücher. Festband f. Penck. Stuttgärt 1918. S. 160—197.
106. MATTHEW, Hypothetical outlines of the Continents in Tertiary time. Bull. of the Americ. Museum Nat. History. Albany. XXII. p. 353—383.
107. C. GAGEL, Die Caldera von La Palma. Zeitschrift d. Ges. f. Erdkunde. Berlin. 1908. S. 168—250 u. Die mittelatlant Vulkaninseln. Handb. d. region. Geol. Bd. VII. 10. 1910. S. 25.
108. Vgl. u. a. TH. CH. CHAMBERLIN, Diastrophisme as the ultimate basis of correlation in B. WILLIS u. R. D. SALISBURY. Outlines of geol. history with especial reference to N. America. Chicago 1910. p. 298.
109. RUSSEL, U. S. Geol. Survey report. XIII. 2. p. 25.
110. A. v. STAFF, Geomorphogenie und Tektonik des Gebietes der Lausitzer Überschiebung. Jena. Geolog. paleont. Abh. 1914. N. F. XIII. S. 1—41.
111. F. MACHATSCHKEK, Morphologie der Südabdachung des böhmischen Erzgebirges. Mitt. d. geogr. Ges. Wien. Bd. 60. 1917. S. 235—288.
112. M. MAYR, Die Morphologie des Böhmerwaldes. Forschungen d. geogr. Ges. München. VIII. 1910.
113. K. SCHNEIDER, Zur Orographie und Morphologie Böhmens. Prag 1908.
114. F. MACHATSCHKEK, Nouvelles observations géomorphologiques sur le massif de la Bohème. La Géographie. Paris 1908. p. 1.
115. O. LEHMANN, Zur Beurteilung der Ansichten Puffers über die Böhmerwaldformen. Mitt. d. geogr. Ges. Wien. 1917. S. 414. — Erwiderung auf die Antwort Sokols. das. 1918. S. 295.

116. R. SOKOL, Morphologie des Böhmerwaldes. *Petermanns Mitt.* 62. 1916. S. 445.
R. SOKOL, Zur Beurteilung der Ansichten Puffers über die Böhmerwaldformen. *Mitt. d. geogr. Ges. Wien.* 1918. S. 290.
117. H. RECK, Die morphologische Entwicklung der süddeutschen Schichtstufenlandschaft im Lichte der Davisschen Zyklustheorie. *Zeitschrift deutsch. geol. Ges.* 64. 1912. S. 81—232.
118. BRIQUET, Sur la morphologie de la partie médiane et orientale du Massiv Central. *Ann. de Géogr.* XX. 1911.
119. MARTONNE, La pénéplain et les côtes Bretonnes. *Ann. de Géogr.* 1906. S. 213 bis 299.
120. J. BARRELL, Piedmont terraces of the Northern Appalachians and their mode of origin (Abstract). *Bull. of the geolog. Soc. of America.* Vol. 24. 1913. p. 688.
121. BRIQUET, La pénéplaine du Nord de la France. *Ann. de Géographie.* XVII. 1908.
122. MOSCHELES, Die geolog. Geschichte des Kaiserwaldes seit dem Alttertiär. *Verh. geol. Reichsanst.* 1918. S. 94.
123. J. HIBSCH, Die präoligozäne Landoberfläche in Böhmen. *Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien. Math. nat. Kl.* 1913.
124. MOLENGRAAFF, Recent crustal movements at Timor. Amsterdam k. Akad. van Wetenschappen. *Wis. en Natuurk. Afdeel.* 1912. S. 224.
125. R. S. TARR u. L. MARTIN, The Earthquake at Yakutat Bay, Alaska. Sept. 1899. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper.* 69. 1912. p. 45.
126. N. S. HOLWAY, The effect of seven Years erosion on the Californian fault. line of 1906. *Bull. of the Amer. Geogr. Soc.* New York 1914. No. 6. p. 420.
127. LAWSON, The post-pliocene Diastrophisme of the Coast of Southern-California. *Bull. Departement of Geol. University of California.* I. 1893. p. 115.
128. WITTICH, Meeresschwankungen an den Küsten Kaliforniens. *Zeitschrift deutsch. geol. Ges.* 1912. S. 511.
129. R. EWALD, Untersuchungen über den geologischen Bau u. die Trias in der Provinz Valencia. *Z. geol. Ges. Berlin.* Bd. 63. 1911. S. 410.
130. GÜNTHER, Contributions to the study of earthmovements in the bay of Naples. *Geogr. Journ.* 1903. — Hebungen und Senkungen im Golf von Neapel. *Mitt. d. geogr. Ges. Wien.* 1916. S. 116.
131. KRANZ, Hohe Strandlinien auf Capri. XIII. *Jahresber. d. geogr. Ges. Greifswald.*
132. A. G. HÖGBOM, Über die norwegische Küstenplattform. *Bull. of the Geol. Institution. Uppsala.* XII. 1914. S. 41—64.
133. E. KRAUS, Geologie des Gebietes zwischen Ortenburg u. Vilshofen in Niederbayern und Donau. *Geognost. Jahreshefte. München.* 28. Jhrg. 1915. S. 91.